

Kvartærgeologisk kartlegging og isavsmeltingshistorie i Sunndalen, Møre og Romsdal

**Masteroppgåve i geologi
Kvartærgeologi og paleoklima**

Celine Djuve Østergaard



Institutt for geovitskap

Universitetet i Bergen

Juni 2013

Abstract

The age of three terminal glacial deposits located at Hoås, Gikling and Romfo in the Sunndalen valley, Møre & Romsdal, has been uncertain. The aim of this study has been to document these deposits to clarify the chronology and to reconstruct the deglaciation history of the area.

The methods used in this study are quaternary mapping and examination of the sedimentary stratigraphy. Ground Penetrating Radar measurements were also conducted. Correlation to established sea level curve diagrams has been used for an indirect dating of the deposits. Theoretical glacier surface profiles have been developed to connect the terminal deposits to lateral moraines in the study area. These have been used to reconstruct the simultaneous glacier extent of the glacier in Sunndalen.

The dating methods shows that the age of the deposits at Hoås and Gikling is respectively from early Younger Dryas and late Younger Dryas (12 800-11 600 yr BP). Romfo is situated above the marine limit of the valley, and it is therefore still uncertain if this deposit also is of a late Younger Dryas age, or is slightly younger. The glacial extent is reconstructed for four stages of readvance or stagnation during the deglaciation phase, from the oldest to the youngest; Løstøltrinnet, Hoåstrinnet – early Younger Dryas, Giklingtrinnet – late Younger Dryas and Romfottrinnet.

Even though each of these stages and the terminal deposits at Hoås and Gikling most likely represents glacial readvances and periods of stagnation, the results unambiguously shows that a net deglaciation has occurred trough the period Younger Dryas. This deglaciation chronology can be connected to a somewhat similar deglaciation history in the Trondheimsfjorden area, but differs from the development in the South Western parts of Norway, where at the same time the glacier reached its maximum extent at the end of this cold period.

Samandrag

Alderen på tre randavsetningar lokalisert ved Hoås, Gikling og Romfo i Sunndalen, Møre og Romsdal, har vore uviss. Målsettinga med denne studien var å dokumentere desse avsetningane med sikte på å få ein betre kronologi og å rekonstruere isavsmeltingshistoria for området.

Metodane som vart brukt for å avdekke spørsmåla var kvartærgeologisk kartlegging og gransking av sedimentstratigrafien i felt, inklusivt georadarmålingar. Strandlinjekorrelasjon er brukt som indirekte dateringsmetode i oppgåva. I tillegg er det utarbeidd teoretiske breprofil som er kopla saman med dei studerte israndavsetningane og lateralmorenene innover i landet for på den måten å rekonstruere den samtidige utbreiinga av brearmen i Sunndalen.

Av strandlinjedatering vart det funne at alderen til randavsetningane ved Hoås og Gikling er høvesvis frå ein tidleg og sein fase av yngre dryas (12 800-11 600 år før notid). Romfo ligg over den marine grense og det er uklårt om også denne er frå yngre dryas tida eller om den er litt yngre. Isutbreiinga er rekonstruert for fire trinn av framstøyt eller stillstand under isavsmeltingsfasen, frå eldst til yngst: Løstøltrinnet, Hoåstrinnet – tidleg yngre dryas, Giklingtrinnet – midt/sein yngre dryas og Romfotrinnet.

Sjølv om kvart av trinna og randavsetningane ved Hoås og Gikling truleg representerer breframstøyt og/eller stillstand i brefronten, syner resultata at det har førekome ei netto tilbaketrekking gjennom yngre dryas perioden. Denne isavsmeltingskronologien kan koplast til ei liknande avsmeltingshistorie i Trondheimsfjordområdet, medan den skil seg i frå utviklinga på sørvestlandet der isen hadde si største utbreiing heilt i slutten av denne kuldeperioden.

Føreord

Ein ekskursjon til Sunndalen i faget Kvartærstratigrafi fanga interessa mi for problemstillinga i området. Då denne oppgåva vart lagt ut som masteroppgåve hausten etter, var det ikkje tvil om kva retning eg skulle søkje.

Det har vore ein krevjande prosess å skrive masteroppgåve, med lange arbeidsdagar og netter i noko som samstundes kjentes som svært korte haust- og vårmånadar. Det har likevel vore svært lærerikt og kjekt.

Eg vil med dette takke hovudrettleiar John-Inge Svendsen for tilbakemeldingar og faglege innspel i skriveprosessen, medrettleiar Øystein Lohne for hjelp under oppstartinga av masteren, tilsette ved NGU; spesielt forskar Lars Olsen, geofysikar Jan Fredrik Tønnesen og Renata Viola-Lapinska for kyndig hjelp under ulike utfordringar. Takk også til NGU for økonomisk stønad til feltarbeid, og til institutt for geovitskap for økonomisk stønad til to reiser til NGU i Trondheim.

Eg ynskjer ikkje minst å takke alle gode vener og medstudentar for fem opplevingsrike år som student. Min gode familie fortener også ein stor takk for støtte i alt eg måtte velje å føreta meg her i livet.

Celine Djuve Østergaard

Bergen, juni 2013

Innhald

1	Innleiing	1
1.1	Målsetting	1
1.2	Studieområde	2
2	Metodar	5
2.1	Framgangsmetode	5
2.2	Kvartærgeologisk kartlegging	5
2.3	Georadarmålingar	8
2.4	Strandlinjedatering	14
2.5	Rekonstruksjon av breprofil	15
3	Kvartærgeologisk rammeverk	16
4	Resultat.....	18
4.1	Det kvartærgeologiske kartet	18
4.2	Lokalitetar	20
	Lokalitet 1: Hoås grustak	21
	Lokalitet 2: Hoås ryggformasjon.....	25
	Lokalitet 3: Litlgrødalen terrassar	28
	Lokalitet 4: Leirvollen – Bjørnhjellen – Røyhjellen leiravsetning	30
	Lokalitet 5: Nerhjellan deformasjonsstrukturar	33
	Lokalitet 6: Øverhjellan - Leirhaugan: grustak og ravine vest for Gikling.....	34
	Lokalitet 7: Giklingavsetninga	37
	Lokalitet 8: Romfo terrassar.....	45
	Lokalitet 9: Litldalen grustak	50
4.3	Strandlinjekorrelasjon	54
4.4	Moreneryggar i Sunndalen og Drivdalen	55

5	Diskusjon.....	56
5.1	Alder for randavsetningane i Sunndalen & Litldalen.....	56
5.2	Korrelasjon av moreneryggar i området.....	58
5.2.1	Moreneryggane i Sunndalen.....	60
5.2.2	Moreneryggen langs Skarven og morenesystemet ved Oppdal/Engan.....	61
5.2.3	Moreneryggen ved Gjøra	62
5.2.4	Oppsummering	63
5.3	Isavsmeltingshistorie for Sunndalen	65
5.3.1	Løstøltrinnet	66
5.3.2	Hoåstrinnet – tidleg yngre dryas	68
5.3.3	Giklingtrinnet – sein yngre dryas	69
5.3.4	Romfotrinnnet – sein yngre dryas eller tidleg holosen	71
6	Konklusjon	72
7	Litteraturliste	73
	Vedlegg.....	i-xii

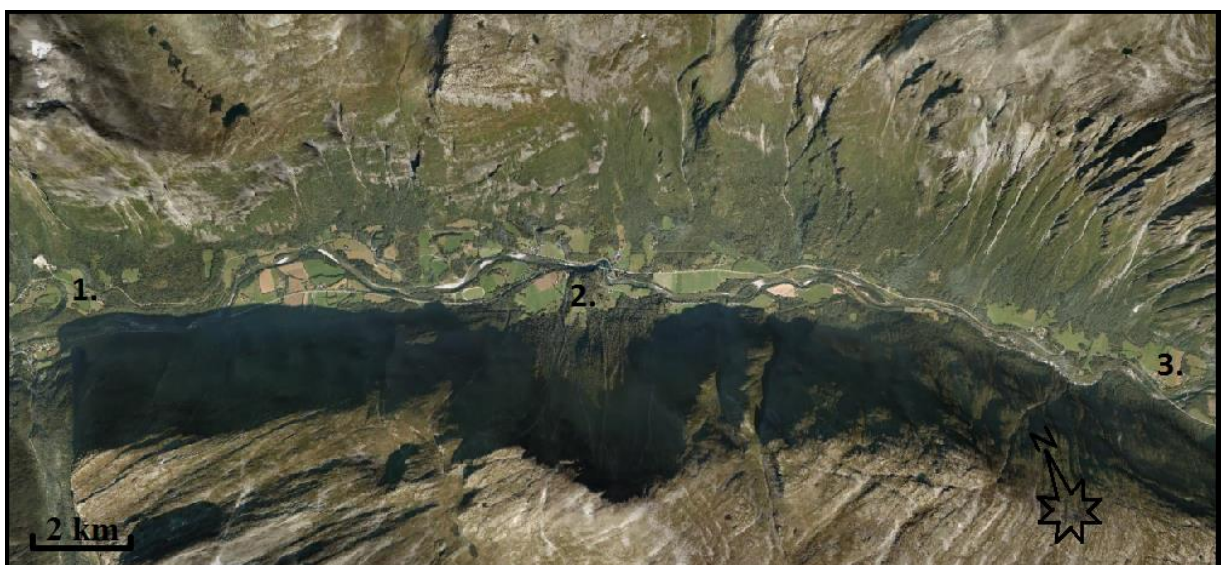
1 Innleiing

1.1 Målsetting

Denne oppgåva lyder i hovudsak å gjennomføre ei kvartærgeologisk kartlegging av Sunndalen i Møre og Romsdal fylke, med den målsettinga å rekonstruere isavsmeltingshistoria i området.

Det er registrert tre mektige lausmasseavsetningar i Sunndalen: ved Hoås, Gikling og Romfo (*Fig. 1.1*). Desse stammar frå den siste deglasiasjonen, men alderen er noko usikker. Avsetningane ved Hoås og Gikling er antatt å vera randavsetningar frå yngre dryas (Holtedahl 1953; Nordhagen 1928;1930; Sollid et al. 1980b), medan avsetninga ved Romfo er ei noko yngre breelvavsetning (Sollid et al. 1980a). Dei tre avsetningane har i dette prosjektet vorte nærare undersøkt i felt, blant anna med georadar.

Eit detaljert kvartærgeologisk kart i målestokk 1:25 000 er utarbeidd over eit utvald område av Sunndalen. Strandlinjedatering er brukt som indirekte dateringsmetode, og rekonstruksjon av breprofil er nytta for å kople dei tre nemnde avsetningane til moreneavsetningar i området. Dette er nytta til å rekonstruere den geologiske historia og isavsmeltingsforløpet. Resultata av det er vidare satt inn i ein større regional samanheng. Prosjektet er eit samarbeid med Norges geologiske undersøkelse (NGU).



Figur 1.1 I Sunndalen ligg det tre markerte lausmasseavsetningar ved 1. Hoås, 2. Gikling og 3. Romfo, her sett direkte ovanfrå (Norkart 2006).

1.2 Studieområde

Sunndalen er hovuddalføret i Sunndal kommune på indre Nordmøre i Møre og Romsdal fylke (*Fig. 1.2*). Sunndal kommune er stor med sine 1712 km², og har eit ry for sin storslåtte natur. Dette er ein djupt nedskore u-dal med bratte dalsider og ein flat dalbotn som er fylt att med tjukke lag av sediment. Dalen er orientert austsøraust-vestnordvest og strekk seg om lag 35 km i frå Gjøra, 200 m o.h., i aust til tettstaden Sunndalsøra i vest. Elva Driva renn gjennom dalføret frå Drivdalen i Sør-Trøndelag, gjennom Sunndalen og ut i fjorden ved Sunndalsøra. Sunndalen og elva Driva utgjer eit skilje mellom to store fjellmassiv med Trollheimen i nord og Sunndalsfjella og Dovrefjell i sør. Permafrostnivået på Dovrefjell går idag ned til 1350 m o.h. (Isaksen et al. 2002), medan glasiasjonsgrensa i Trollheimen ligg på mellom 1800-1900 m o.h. (Sollid et al. 1980b). Bergartane i studieområdet består for det meste av ulike typar gneis innafor Det Nordvestlige gneisområdet (Follestad 1987). Eit belte av amfibolitt og granatglimmerskifer kryssar dalen heilt i aust.

Dersom ein følgjer Drivdalen frå Oppdal og vestover inn i Sunndalen, vil ein sjå ein gradvis overgang frå eit typisk austnorsk lågrelieff landskap ved Oppdal til eit meir vestnorsk landskap med djupe dalar og høge, spisse fjell ved Sunndalsøra. Klimaet speglar att landskapet og er difor ein blanding av kystklima og innlandsklima.

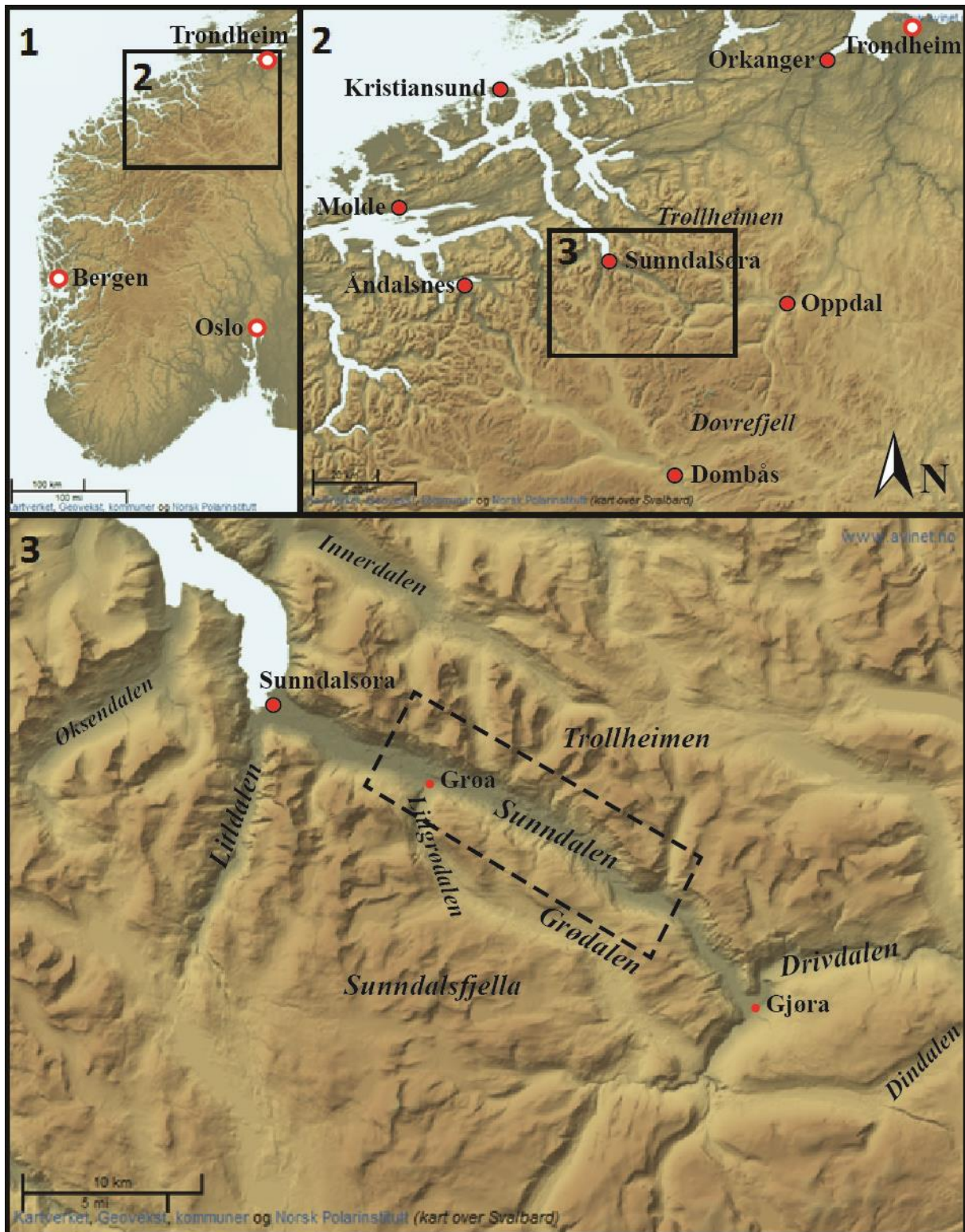
Dalbotnen i Sunndalen består i hovudsak av elvegrus, og er for det meste dyrka mark, medan dei bratte dalsidene er sterkt prega av skredaktivitet. Dalen er omkransa av høge, alpine fjell, der den høgste toppen er Storkalkinn på 1880 m o.h.. Fleire hengedalar og fossefall endar også ut i Sunndalen langs dalsidene, som alt i saman gjer dalen til eit imponerande syn.

Fleire andre dalføre i kommunen er også relevante i oppgåva. Litldalen er ein av desse. Dette er ein tilstøytande dal som også munnar ut ved Sunndalsøra. Denne dalen, som er orientert nord-sør, er omlag 15 km lang. Den er allereie kvartærgeologisk kartlagt, då den ligg innafor kartblad 1420 III Sunndalsøra (Follestad & Henningsen 1984). I likskap med Sunndalen fins det også her mektige lausmasseavsetningar som vert teke ut i aktive grustak.

Grødalen er ein parallell fjelldal til Sunndalen i sør, men den er verken så lang eller så djup som hovuddalføret. Spor etter moglege bredemde sjøar i blant anna Grødalen er skildra av Nordhagen (1928;1930). Delar av Grødalen er nyleg kvartærgeologisk kartlagt av Vie (2012), som konkluderer med at terrassane som Nordhagen skildra er glasifluviale lateralterrassar. Vie (2012) fekk også utført interessante ¹⁴C- dateringar frå Grødalen som har gjeve grunnlag for ei indirekte datering av avsetningane i Sunndalen. Litlgrødalen, ei forlenging av Grødalen

i vest, svingar nordover og munnar ut ved Grøa i Sunndalen. Innerdalen og Todalen er paralleldalar til Sunndalen i nord, og her er det registrert fleire randavsetningar (Sollid et al. 1980b), som moglegvis også kan knytast saman med nokre av avsetningane i hovuddalen.

Studieområdet for kartlegginga og feltarbeidet er avgrensa av vasskiljet på fjella i nord, vasskiljet mellom Grødalen og Sunndalen i sør, Sunndalsfjorden i vest, og Gjøra i aust. I tillegg er det gjort feltarbeid i delar av Litldalen. Møre og Romsdal fylke er kvartærgeologisk kartlagt i målestokk 1:250 000 (Follestad 1995), medan delar av Sunndalen er kartlagt i målestokk 1:50 000 i kartblad Sunndalsøra 1420III (Follestad & Henningsen 1984) og i målestokk 1:100 000 i kartet Trollheimen-Sundalsfjella-Oppdal kvartærgeologisk kart (Sollid et al. 1980a). I desse karta kan ein sjå at Sunndalen er prega av mykje bart fjell i dei bratte dalsidene, elve- og skredavsetningar, samt ein del mindre førekomstar av glasiale og marine avsetningar i dalføret. Seismostratigrafiske undersøkingar i Sunndalen syner at ved Sunndalsøra ligg det fleire hundre meter tjukke lag med lausamassar og at det er over 500 m ned til berggrunnen (Follestad 1987). Norges geologiske undersøking sine lausmassekartblad i målestokk 1:50 000 for Nordmøre er og nytta i arbeidet. Dei kringliggande kartblada med tilhøyrande kartschildringar har vorte nytta for å setje saman deglasiasjonshistoria for Sunndalen. Økonomisk kartverk, som har ein målestokk på 1:5 000 og ein ekvidistans på fem meter, er tilgjengeleg for dei lågareliggande områda opp til om lag 600 m o.h. for studieområdet.



Figur 1.2 Studieområdet ligg på Nordvestlandet, i Møre og Romsdal fylke (Statens kartverk 2013). Feltarbeid vart utført i Sunndalen, Litldalen og Litlgrødalen. Den stipla lina syner omrisset av det kvartærgeologiske kartet som er utarbeidd.

2 Metodar

2.1 Framgangsmetode

Oppgåva er som tidlegare nemnd basert på kvartærgeologisk kartlegging, stratigrafiske undersøkingar (2.2) og georadarmålingar (2.3). I tillegg til dette har tilgjengeleg litteratur som er relevant for problemstillinga vore nytta.

Første steg i prosessen var å utføre kartlegging digitalt, basert på flybilete. Dette arbeidet vart starta opp ved Norges geologiske undersøking i Trondheim 12.-16. mars 2012. Der vart kyndig opplæring i metodikken ytt av forskar Lars Olsen, og teknisk rettleiing ytt av avdelingsingeniør Renata Lapinska-Viola. Neste steg var å gjennomføre feltkontroll av dette kartleggingsarbeidet. Feltarbeid vart utført i Sunndalen frå 27. august til 12. september 2012. I samband med dette vart det utført profilering med georadar. Desse målingane vart kyndig leia av geofysikar Jan Fredrik Tønnesen.

Redigeringa av det digitale kartarbeidet, i tillegg til tolking av dei innsamla georadardataene, vart begynt på ved eit nytt opphald ved NGU i månadsskiftet februar-mars i år, og fullført ved Universitetet i Bergen i løpet av våren. Det siste gjeld også for strandlinjedatering og rekonstruksjon av breprofil.

2.2 Kvartærgeologisk kartlegging

Digital kartlegging

Den digitale kartlegginga vart gjennomført ved bruk av ein datamaskin med ei innretning kalla ESRI Stereo Analyst (*Fig. 2.1*). Dette er ein ekstra skjerm som fungerer som ein spegel som parar to og to flybilete på ei glasplate i midten. Med 3D-briller kan ein difor sjå biletet i stereografisk projeksjon. Bileta som vart nytta er tilpassa ein terrengmodell (kartgrunnlag), og kvar biletepiksel får difor ein kjend posisjon i lengde, breidde og høgde. Flybileta som vart brukt er tekne av TerraTec AS for Statens kartverk i 2006. Dei er tekne i infraraudt lys, noko som gjer det lett å skilje mellom organisk og uorganisk materiale. Til dømes synes skog og anna vegetasjon raudt på bileta, medan bart fjell opptre i gråtonar. Oppløysinga på bileta er 0,5 m.

Dataverktyet ESRI ArcGIS versjon 9.3.1 vart nytta til å studera og behandle desse bileta i 3D. Ved bruk av ein markør som følgjer topografien i 3D-biletet rammar ein inn kvar einskild jordart i polygonar og gjev denne ein talkode. Talkoden svarar til ein farge som er spesifikk for jordarten, til dømes vil ein randmorene få talkoden femten og automatisk fargen mørkegrøn. Jordartar som er avsett av rennande vatn får gule eller oransje fargar. Ein kan og markera linjer i programmet, som til dømes skredløp eller ravinar. Dersom jordarten ikkje er dominerande eller tjukk nok til å ramme inn i ein polygon, kan punktteikn nyttast, her markerer eit kryss avsetninga medan ein bokstav angjev jordarten, M vert brukt for morenemateriale, F for vitringsmateriale og så vidare.

Den digitale kartlegginga er ferdig når kvar biletepixel i heile studieområdet er knyta til ein bestemt jordart. Nokre stader let derimot ikkje jordarten seg fastsetjast berre ut i frå flyfoto, og feltarbeid med kontroll av den digitale kartlegginga er difor naudsynt. Etter tolkingsarbeidet i 3D var fullført, vart arbeidet konvertert til eit 2D-kart. Fleire kartlag, som vatn, elver, høgdekurver, UTM-rutenett og teiknforklaring vart tilførd til den endelege kartproduktet. Teknisk rettleiing med den digitale kartlegginga, flyfoto, utskrifter av og framstilling av kart vart ytt av Renata Lapinska-Viola (NGU).

Ei utfordring ved bruk av flybilete i kartleggingsarbeid i ein dal som Sunndalen, er at det dannast skuggefelt på bileta som skuldast dei bratte dalsidene. Somme stader oppstod det difor vanskar med å sjå detaljar på både dei tradisjonelle og dei digitale flybileta, og å avgjere jordart og form vart såleis påfølgjande vanskeleg. Markøren i ArcGIS, som følgjer topografien, hadde av same grunn vanskar med å finna stader å «fokusera» på. Det digitale arbeidet tok difor svært lang tid for å gjere det så nøyaktig som mogleg. Med den avgrensa tida som var til rådighet for feltarbeid er detaljert feltkontroll ikkje utført for alle dei digitalt kartlagde områda. Ein skal difor ikkje sjå vekk i frå at det kan vera element eller avsetningar som ikkje er registrert i kartet, eller at tolkinga av grensene mellom jordartar er noko upresise. Vegetasjon skjuler i tillegg store delar av landskapet og lausmassane under tregrensa, som gjer kartleggingsarbeid ut i frå flyfoto ekstra krevjande.



Figur 2.1 Utstyret som vart brukt i den digitale kartlegginga ved NGU: datamaskin med ESRI Stereo Analyst, dataverktøyet ESRI ArcGIS versjon 9.3.1, digitale flyfoto og 3D-briller.

Feltarbeid

Feltarbeid er utført etter NGU sin standard (Bergstrøm et al. 2001). I felt vart kartlegginga frå det digitale arbeidet kontrollert. Der det var usikkerhet knyta til den kartlagde jordarten vart det nytta spade og stikkestang for å undersøka nærare. I felt kunne også lausmasseterrassar, spor etter isskuring, moreneryggar og andre glasiale formar studerast på nært hald. For å markere eventuelle interessante funn, eller punkter som skulle takast med i det ferdige kartet vart ein Garmin Oregon 450 GPS nytta. Kartgrunnlaget på denne eininga var Topo Adventure CD10 Trondheim, der karta har ein ekvidistanse på 20 m. Punkt og linjer frå GPS-målingane vart i etterkant opna og lest av på datamaskina i programmet Garmin BaseCamp versjon 3.2.2.

Somme stader var det mogleg å komme til og grave snitt i lausmassar. Utstyr som vart brukt under dette arbeidet var spade, stikkestang, murarskei, målestokk, fotoapparat og GPS. GPS-en vart kalibrert nærast mogleg eit fastpunkt til lokaliteten på økonomisk kart. I snitta vart det

utført stratigrafiske undersøkingar og informasjon om sedimentstratigrafien vart samla inn. Viktige detaljar for stadfesting av jordart og sedimentasjonshistorie som kornstorleik, rundingsgrad, farge, sortering og tjuknad på lag vart notert for tolking. I snitta der det kunne finnast finmateriale som marin leire og silt, vart det leita etter skjell eller anna materiale for datering. Det vart diverre ikkje funne skjell eller anna daterbart materiale nokon stader i løpet av feltperioden.

Eit nyttig hjelpemiddel under feltarbeidet var tradisjonelle utskrifter av flyfoto. Desse var mogleg å ta med ut, og ved hjelp av handheldt stereoskop kunne ein difor sjå landskapet i stereo medan ein var der. Ettersom mesteparten av feltarbeidet vart utført under tregrensa og det var mykje vegetasjon på grunn av årstida, vart sikta og tilgjenge til fleire lokalitetar noko avgrensa. Økonomisk kartverk og flyfoto vart difor uvurderlege for feltarbeidet.

2.3 Georadarmålingar

I løpet av perioden med feltarbeid vart det gjennomført undersøkingar med georadar: Ground Penetrating Radar (GPR), der radar er ei forkorting for RAdio Detection And Ranging. Slike georadarmålingar gjer det mogleg å sjå lagdeling og strukturar i grunnen. Georadar bygger på same prinsippet som refleksjonsseismikk og sonar, men i georadarmålingar vert det sendt ut elektromagnetiske pulsar i staden for lydbølgjer som i dei to andre nemnde metodane (Mauring et al. 1995). Dei elektromagnetiske bølgepulsane vert reflekterte frå grenseflater i jorda og registrert.

Georadar har i tidlegare kvartærgeologisk kartlegging vist seg å vera svært god til å gi ei detaljert avteikning av strukturar i lausmasseavsetningar som gir informasjon om avsetjingsforhold, jordartstypar og stratigrafi (Mauring et al. 1995). I Sunndalen vart metoden difor nytta for å undersøke terrasseflatene ved Gikling og Romfo (*Fig. 4.24 og Fig. 4.33*). Målet med undersøkingane var å avklare danningmåten for desse: anten deltaflater eller sandursletter, og i tillegg å bestemme høgde for toppen av skrålaga og tjuknad på topplaga. Dette er viktig informasjon for å kunne relatere avsetningane med samtidig havnivå og som dermed gir grunnlag for strandlinjedatering.

Georadarutstyret består av ei sendar- og ei mottakareining med kvar si antenne, eit odometerhjul og ein anretning til å frakte dette med i ein fastsatt avstand i forhold til kvarandre, i dette tilfellet ein avstand på 1 m (*Fig. 2.2 og Fig. 2.3*). Dette er kopla saman til eit

batteri for straum, og ein datamaskin for å overvake og registrere målingane. Komponentane er kopla saman med fiberoptiske kablar. Kva antennefrekvens ein skal bruke vert vurdert ut i frå kva ein ynskjer å registrere, vanlegvis mellom 50 og 1000 mHz (Mauring et al. 1995). Odometeret kan stillast inn på ulike lengdeintervall som dei elektromagnetiske pulsane skal utløysast på. Ein GPS vart nytta til å registrera profila som vart undersøkt, slik at desse kunne plasserast geografisk i etterkant av innsamlinga.

Georadaren fungerer ved at eit elektromagnetisk signal vert sendt ut frå sendaren (Mauring et al. 1995). Refleksjonen av dette signalet vert deretter registrert av antenna mottakaren etter å ha vore «gjennom» og blitt reflektert i bakken. Bakkens høgfrequente elektriske eigenskapar kontrollerer EM-bølgene si utbreiingshastighet, demping og refleksjon. Dess høgare frekvens som vert brukt på antennene dess betre vertikal oppløysing, men dårlegare penetrasjon, og motsett (Mauring et al. 1995). Signala vert dempa av jordartar med høg elektrisk leiingsevne, som til dømes leire- og siltavsetningar i brakk- og saltvatnsmiljø. Metoden eignar seg difor best til å registrera tørre, grovkorna avsetningar. Resultata kan vise korleis dei underliggande strukturane ser ut, og penetrasjonsdjupet kan seia noko om kornstørrelsen i jordarten.

Ved NGU vert eit digitalt georadarsystem kalla pulseEKKO PRO nytta, som er utarbeida av Sensors & Software Inc., Canada. Under dette feltarbeidet vart ein sendar på 1000 V og antenner med frekvensen 100 MHz nytta. Avstanden mellom antennene var ein meter. Opptakstida var på 1500 ns med samplingsintervall på 0,8 ns. Signala vart summert («stacket») fira gonger ved kvart målepunkt. Ei førehandsinnstilt kontrollleiding på odometerhjulet utløyste målingane med eit intervall på kvar halve meter, i tillegg til å registrera avstanden langs profilet. Under feltarbeidet vart georadarutstyret operert av Jan Fredrik Tønnesen, med assistanse frå Lars Olsen, begge frå Norges geologiske undersøking, og underteikna.

Det vart gjennomført ei Common Mid Point (CMP) måling for å slå fast bølgehastigheita i sedimenta. Framgangsmåten for desse målingane er å flytte dei to antennene like langt og gradvis frå kvarandre med ein måling for kvart steg (*Fig. 2.4*). Ved å bestemme bølgehastigheita kan ein rekne ut nøyaktig djup til dei ulike reflektorane. Hastighetsanalysa frå CMP-målinga gav grunnlaget for å nytte ei hastighet på 0,09 m/ns (*Fig. 2.5*) for å berekne høgdeskala på profila.

Etter innsamling vart profila korrigert for topografi ut i frå kart og konvertert til reell djupna etter CMP-målinga. Terrenghøgda langs profila vart bestemt ut i frå økonomisk kartverk,

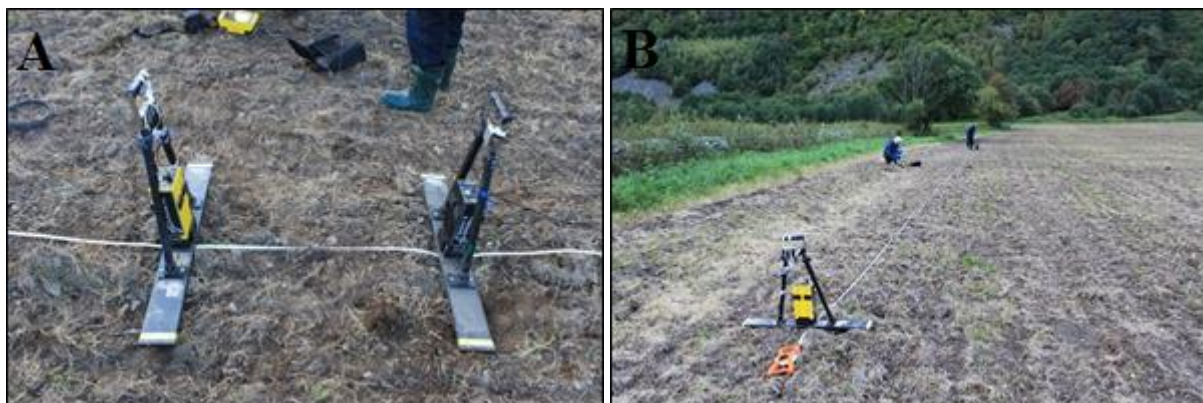
1:5000, men lokalt også frå visuell vurdering under profileringa. På grunn av ein del teknisk støy under opptaka har dei høgste frekvensane (>125 MHz) vorte forsøkt fjerna ved filtrering. Eigendefinert forsterkning vart nytta ved utskrift av georadaropptaka. Ved denne type forsterking set ein bestemte forsterkningsverdiar ved bestemte tidspunkt i opptaket, og signalstyrken vert lineært interpolert mellom forsterkningsverdiane (J.F. Tønnesen, pers. med.). Prosessering og behandling av det innsamla datamaterialet vart utført av Jan Fredrik Tønnesen. Tolkinga av profila er basert på gjenkjenning av refleksjonsmønster som illustrert i **Figur 2.6**, desse er rekna som ein god indikasjon på kva slags lausmassestypar som opptrer i grunnen langs profila.



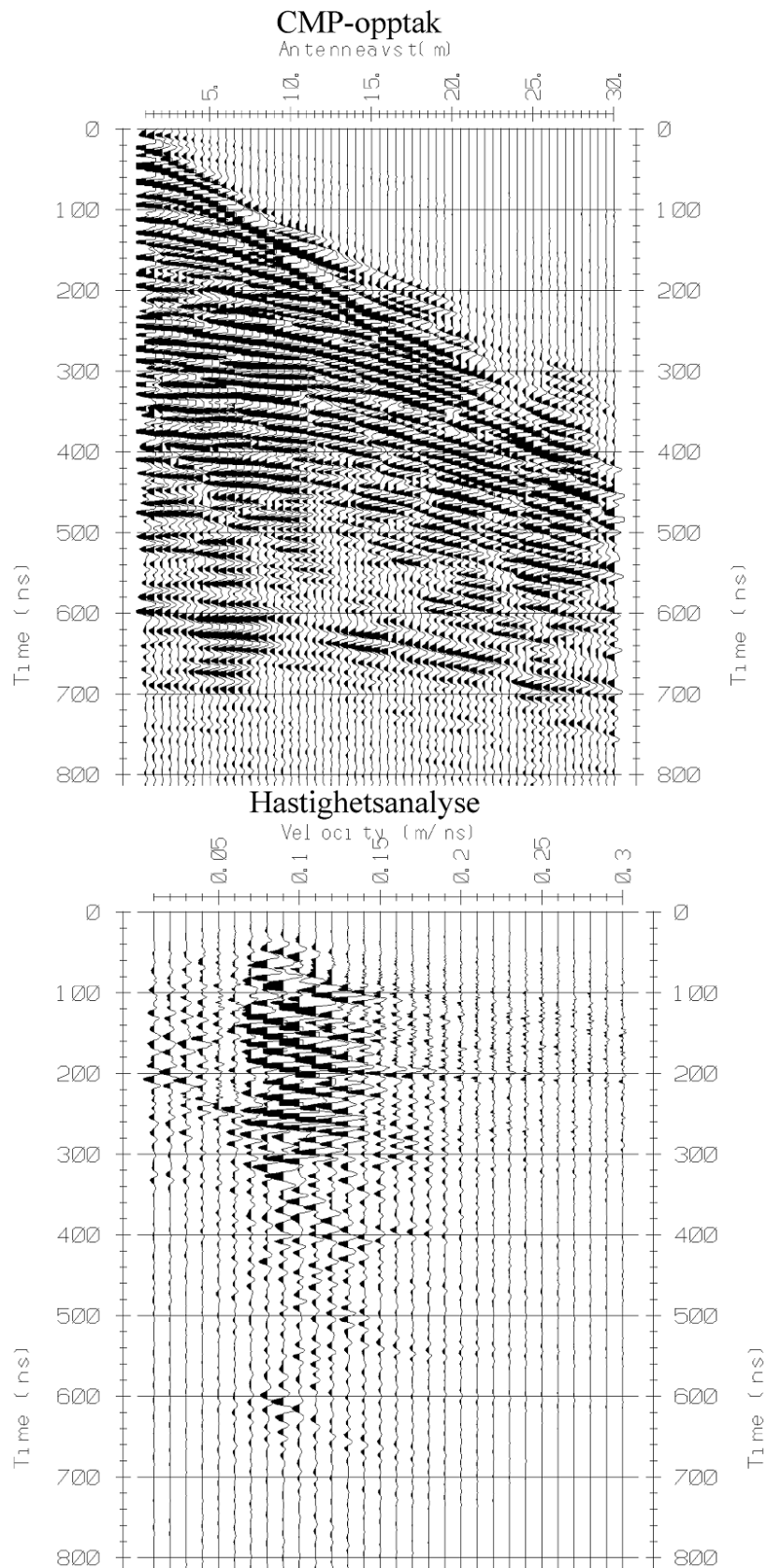
Figur 2.2 Utføring av georadarmålingar, her: Jan Fredrik Tønnesen (NGU) går fremst med GPS, datamaskin og batteri på ryggsekken, medan Lars Olsen (NGU) trekk vogna med sendaren og mottakaren, antennene og odometerhjulet.



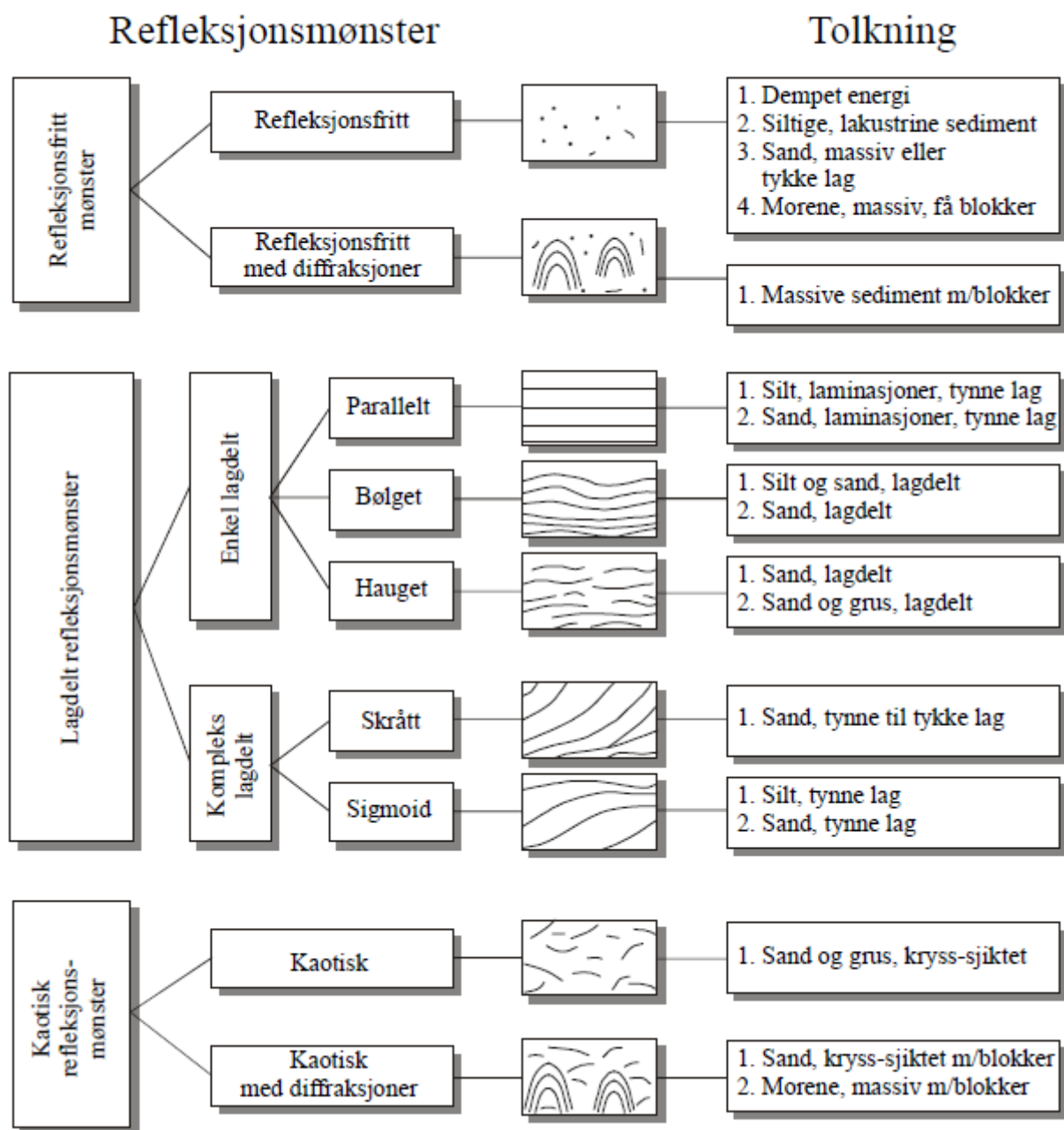
Figur 2.3 Georadarutstyret er satt saman av ulike komponentar som er kopla saman med fiberoptiske kablar: A) Odometerhjulet med kontrolleininga kan sjåast på biletet til venstre, B) medan mottakareininga synes til høgre.



Figur 2.4 Common Mid Point-målinga vart utført ved Romfo. Dei to antennene, ein med sendareininga, den andre med mottakareininga, vart flytta gradvis frå kvarandre for å finne felles penetrasjonsdjup, og dermed bølgehastigheten i sedimenta.



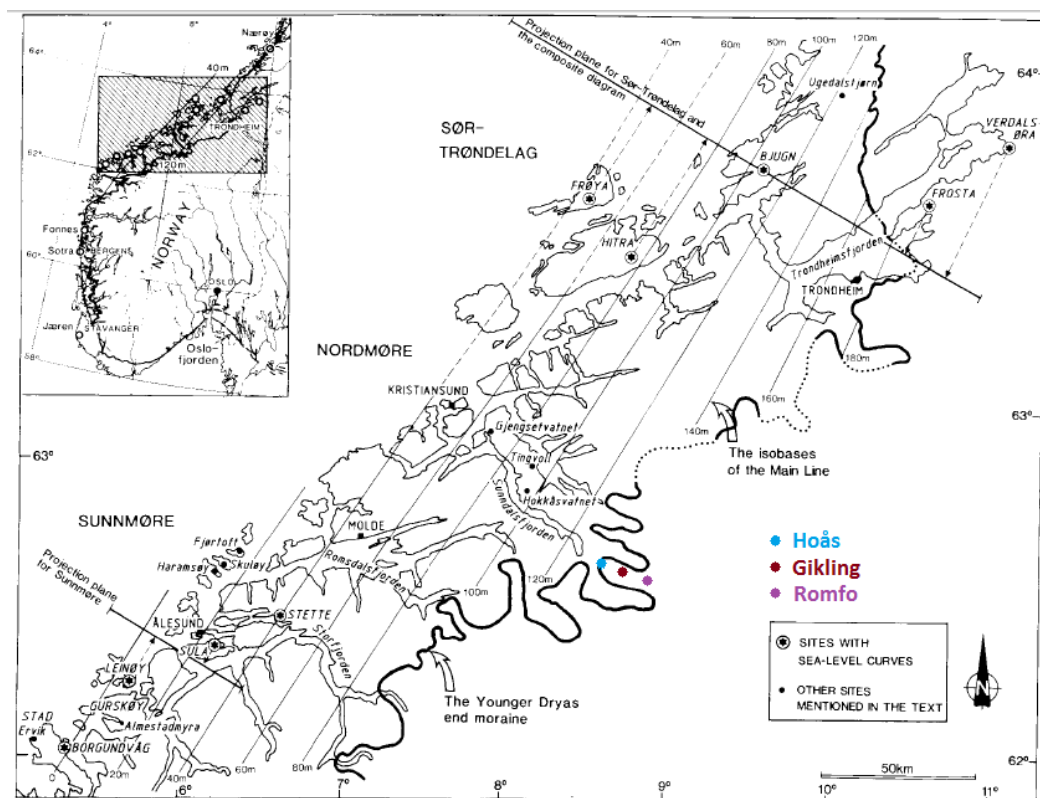
Figur 2.5 Resultatet i frå CMP-målinga ved Romfo og hastighetsanalyses syner at hastigheten i sedimenta er 0,09 m/ns. CMP-målinga er utført langs profilet G2 ut i frå punktet 165 m, og er markert som CMP1 i Fig. 4.34.



Figur 2.6 Figuren viser hva refleksjonsmønster fra georadarmålinger som vert knytt til hva avsetningstype og lagdeling (modifisert etter Beres & Haeni (2005)). Dette er nytta til tolking av georadarprofila i kapittel 4.2.

2.4 Strandlinjedatering

Ein metode for å avdekke alderen til marine avsetningar utan dateringar, som i Sunndalen, er ved hjelp av strandlinjedatering. Ved å plote nivåa som representerer paleohavnivået ved avsetningane i det etablerte strandlinjediagrammet for nordvestlandet (Svendsen & Mangerud 1987) er det mogleg å datere avsetningane indirekte. I Sunndalen vert denne dateringsmetoden nytta på avsetningane ved Hoås, Gikling og Romfo, der dei to førstnemnde tradisjonelt er rekna som yngre dryas avsetningar. Første steg er å finne ut kor avsetningane ligg i isobasekartet, og dermed kva yngre dryas-isobase avsetningane ligg på. Isobasekartet som vert nytta er sett saman frå isobasar for Sør-Trøndelag frå Sollid & Kjenstad (1980) og tilpassa isobasane for Sunnmøre av Svendsen og Mangerud (1987). Kartet syner at avsetningane ved Hoås, Gikling og Romfo ligg om lag på isobasane høvesvis 140 m, 146 m og 160 m for yngre dryas-strandlinja (Main Line) (**Fig. 2.7**). Ut i frå isobasane finn ein kvar avsetningane skal plasserast i strandlinjediagrammet, og ved å finne kryssingspunktet med paleohavnivået for avsetninga kan ein lese av alderen. Resultatet av plotta i strandlinjediagrammet for avsetningane er presentert i kap. 4.3.



Figur 2.7 Isobasekart for Sunnmøre og Sør-Trøndelag (Svendsen & Mangerud 1987). Avsetningane ved Hoås, Gikling og Romfo er markert i kartet og ligg på isobasane høvesvis 140 m, 146 m og 160 m for yngre dryas-strandlinja (Main Line).

2.5 Rekonstruksjon av breprofil

Korrelasjon av randavsetningane i Sunndalen i høve til kartlagde moreneavsetningar i dalen og i nærleiken av studieområdet er naudsynt for å avdekke isavsmeltingshistoria. Ein metode for å rekonstruere breprofil var difor nytta for å avgjere om dei ulike korrelasjonane i forsøka vart realistiske. Modellen for «perfekt plastisk is» vart nytta for å konstruere profila (Cuffey & Paterson 2010):

$$h^2 = \frac{2\tau x}{\rho g},$$

der h er høgdeforskjellen (m) mellom avsetningane som vert korrelert, x er avstanden (km) mellom desse, τ (kPa) er trykket som oppstår mellom breen og underlaget, ρ er tettleiken til is ($0,9 \text{ g/cm}^3$) og g er tyngdeakselerasjonen ($9,81 \text{ m/s}^2$).

For å vurdere kva korrelasjonar som høva best saman vart eit trykk (τ) på mellom 80 og 550 vurdert som akseptabelt (Nye 1952). Profila vart og vurdert opp mot kva som tidlegare har vore observert av bregradientar, og om dei høver saman med fallet på til dømes langstrakte moreneryggar.

Ein forenkla versjon av formelen ovanfor vart nytta for å rekne ut profila:

$$h = C\sqrt{x},$$

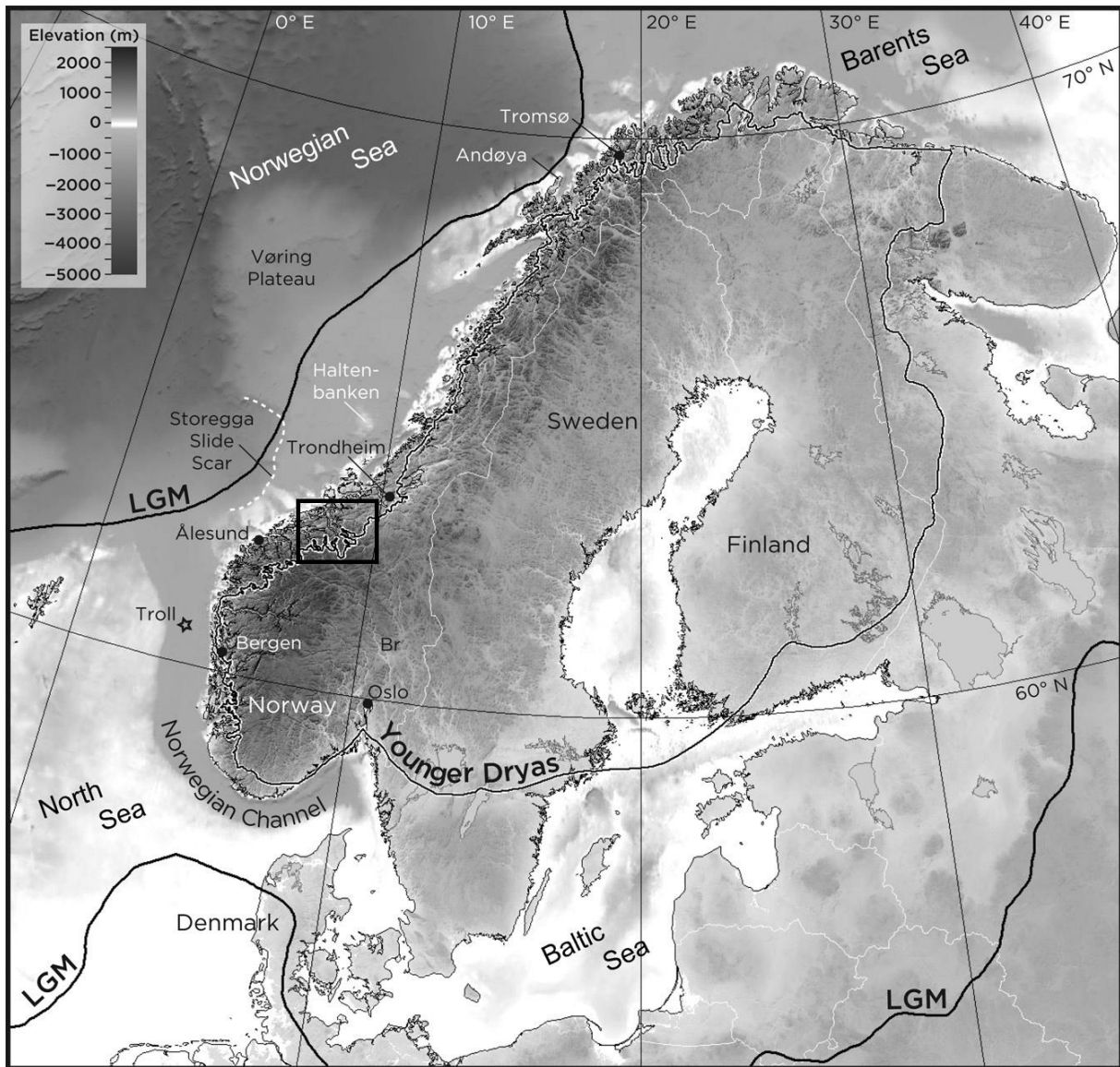
der konstanten, C , vert funne der ein kjenner verdiane av h og x , altså ved moreneryggen. Ein kan deretter sette inn verdiar for ulike avstandar, og konstruere det aktuelle breprofilet. Til samanlikning er framgangsmåten den same som vart nytta av Vie (2012). Utrekningane som er utført kan sjåast i vedlegg 3 og 4, medan dei konstruerte profila vert diskutert truverdigeita til i kapittel 5.2.

3 Kvartærgeologisk rammeverk

Under siste istids glasiale maksimum, LGM (Last Glacial Maximum), rakk innlandsisen heilt ut på eggakanten langs Norskekysten (*Fig. 3.1*). Deglasiasjonen av den skandinaviske innlandsisen har så skjedd i rykk og napp gjennom nokre tusen år. Isens utbreiing i yngre dryas er godt kartlagt i Noreg då det finnes talrike endemorenar frå perioden, som kan følgjast over store delar av Skandinavia (Mangerud et al. 2011). Fleire stader er derimot tidsperspektivet nokså usikkert, og likeleis som under siste istids maksimum hendte heller ikkje maksimumsutbreiinga under yngre dryas simultant.

Studiar viser at medan brefronten gjorde eit markant rykk framover i sørvest-Noreg, særleg omkring Bergen (Aarseth & Mangerud 1974), stoppa den anten opp eller trakk seg endå meir attende i nordlege delar av landet, til dømes i Trondheimsfjordområdet (Reite 1994). Sunndalen som ligg på nordvestlandet i Noreg, i mellom desse to motsetningane, ligg difor i eit område der det er usikkerhet om kor langt breen eventuelt rykka fram, om den trakk seg tilbake eller opplevde stillstand i yngre dryas.

Ein viktig tidsmarkør nytta for å stadfeste om områder var anten isfri eller isdekka i yngre dryas er funn av vedde-oska i sedimentarkiv (Mangerud et al. 1984). Dette er oske frå eit vulkansk utbrot på Island som er datert til $12\,121 \pm 114$ år før notid (Walker et al. 2009). For datering av yngre dryas-avsetningar er også havnivåkurver til god hjelp. Desse er utvikla for blant anna Sotra utanfor Bergen (Lohne et al. 2007), Sunnmøre (Svendsen & Mangerud 1987), Trondheimsfjordområdet (Kjemperud 1986) og Verdalsøra (Sveian & Olsen 1984). Strandlinjediagrammet for Sunnmøre og Sør-Trøndelag utarbeida av Svendsen og Mangerud (1987) vert nytta for å datere avsetningane i denne oppgåva.



Figur 3.1 Linja merka LGM syner isutbreiinga under siste istids maksimum, medan den inste linja syner maksimumsutbreiinga i yngre dryas (Mangerud et al. 2011). Firkanten syner studieområdet i oppgåva.

4 Resultat

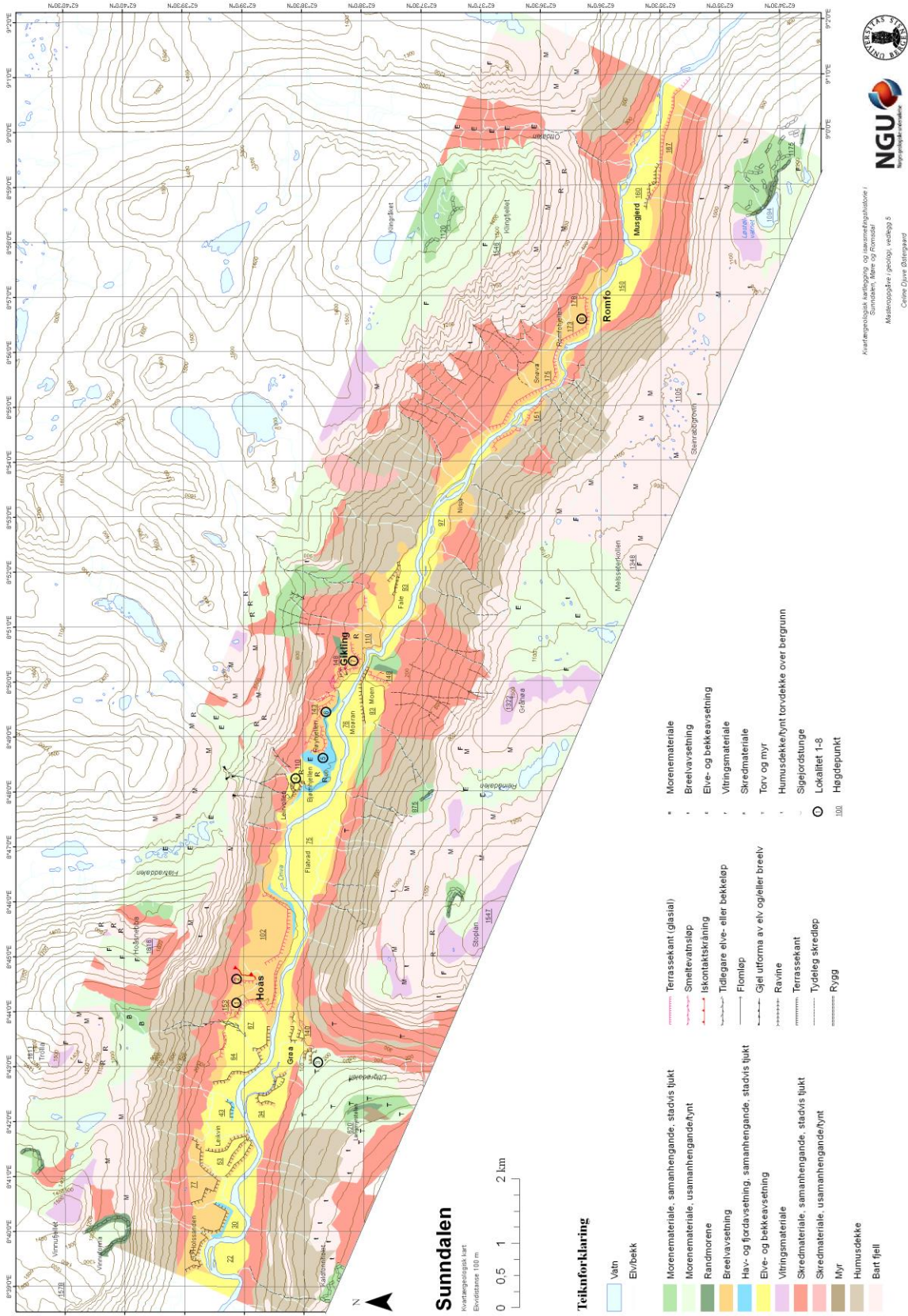
4.1 Det kvartærgeologiske kartet

Resultatet av den kvartærgeologiske kartlegginga er presentert i form av eit kvartærgeologisk kart i målestokk 1:25 000 (*Fig. 4.1 og kartmappe*). Kartet byggjer som nemnd i metodekapittelet (2.2) på informasjon frå tolking av flybilete og observasjonar i felt. Det kartlagde området er avgrensa slik at dei mest interessante avsetningane for oppgåva fell innafør ei rektangelform. Det kartlagde området måler 20x13,5 km og dekker eit areal som er om lag 110 km² stort. Dei høgste områda er utelukkande basert på tolking ut i frå flybilete, medan lågareliggande områder har vore mogleg å utføre feltkontroll i.

Som ein kan sjå på kartet er det i dei høgste fjellpartia at vitringsmateriale (lyselilla), bart fjell (lyserosa) og tynt morenedekke (lysegrøn) opptre. Vitringslausmassane er danna hovudsakeleg av frostsprenging, og dominerer dei høgste toppane som har vore eksponert i lengst tid, til dømes Gråhøa. Dette dekket er tynt, og fjellknausar stikk ofte opp frå materialet. Overgangen til bart fjell eller tynt morenedekke er ofte gradvis og vanskeleg å markere nøyaktig. Punktsymbol har difor vorte brukt der små områder av ein anna lausmasstype opptre enn den som dominerer. Bart fjell finn ein nesten berre der det er for bratt til at lausmassar kan bevarast, og eit tynt morenedekke med ein del blokk er vanlegast i fjellpartia.

I fjellsidene kan det og observerast spor etter frostaktivitet i form av solifluksjonstunger, og moreneryggar (mørkegrøn) etter lokale botnbrear. Eit par av moreneryggane har derimot vorte avsett opp i mot fjellsidene og høyrer difor til hovudbreen i Sunndalen. Dette gjeld moreneryggane ved utløpet av Litlgrødalen (620 m o.h.), Reinådalen (875 m o.h.) og ved Løstølvatnet (1100-1180 m o.h.).

Øvst i dalsidene dominerer humusdekke eller tynt torvdekke over berggrunn (rosa) og skredmateriale i ulik grad av tjuknad (raud-og rosanyansar). Også mykje av skredmateriale er dekkja av vegetasjon, medan nokre stader er trea knekt og bare skredarr tyder på nyleg skredaktivitet. Ein del av desse skredløpa er markert med ei stipla linje i kartet. Skredmektigheten er tjukkast nedst i dalen, og skredviftene breier seg ut over terrasseflatene i dalbotnen. Desse flatene er danna av fluviale prosessar (gul). I skråningane av desse kan ein og sjå mindre førekomstar av glasifluvialt materiale (oransje) og marine sediment (blå).



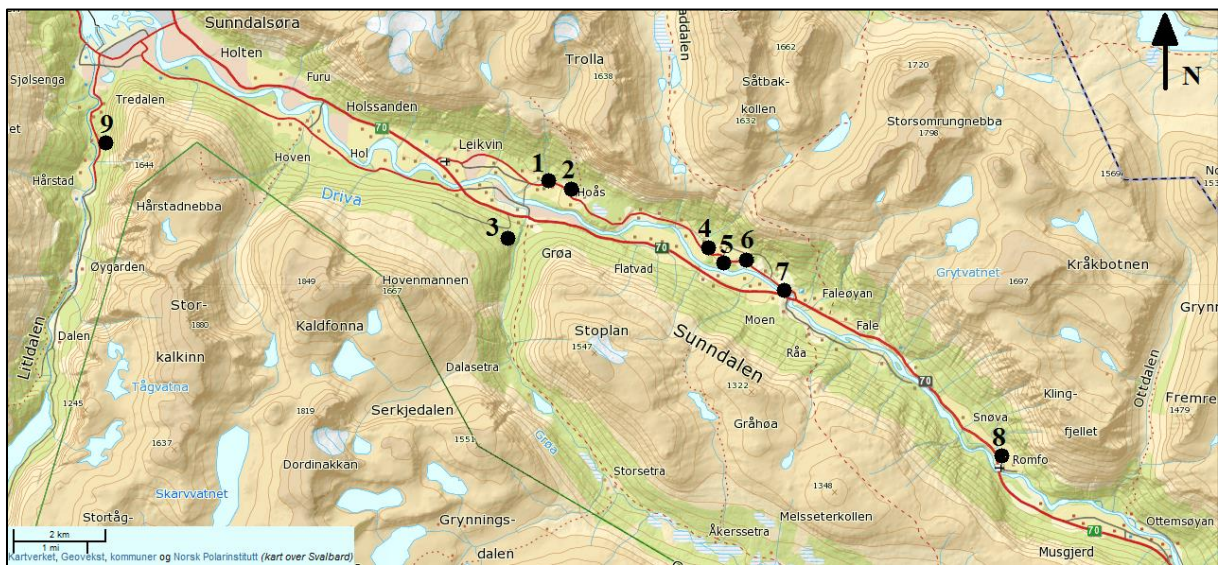
Kartleggingskartet dekkjer dalføret i Sunddalen frå Holssanden til Musgjerd opp til høgfjella. Fullskala kart i målestokk 1:25 000 med teiknforklaring fins i eiga kartmappe bakarst.

Kartleggingskartet dekkjer dalføret i Sunddalen frå Holssanden til Musgjerd opp til høgfjella. Fullskala kart i målestokk 1:25 000 med teiknforklaring fins i eiga kartmappe bakarst.

Kartleggingskartet dekkjer dalføret i Sunddalen frå Holssanden til Musgjerd opp til høgfjella. Fullskala kart i målestokk 1:25 000 med teiknforklaring fins i eiga kartmappe bakarst.

4.2 Lokalitetar

Under feltarbeidet er fleire lokalitetar undersøkt nærare (*Fig. 4.2*). Ni av desse lokalitetane er valt ut og vert skildra nærare her. Lokalitetane er kalla 1: Hoås grustak, 2: Hoås ryggformasjon, 3: Litlgrødalen terrassar, 4: Leirvollen – Bjørnhjellen – Røyhjellen leiravsetning, 5: Nerhjellan deformasjonsstruktur, 6: Øverhjellan til Leirhaugan: grustak og ravine vest for Gikling, 7: Giklingavsetninga, 8: Romfo terrassar og 9: Litldalen grustak. Alle desse lokalitetane, utanom 9: Litldalen, ligg innafør dei geografiske grensene av det kvartærgeologiske kartproduktet og er også markert i det.



Figur 4.2 Oversikt over lokalitetar 1-9 som er undersøkt i felt. Desse er også markert i det kvartærgeologiske kartet (Fig. 4.1 og kartmappe), utanom lokalitet 9 som ligg i Litldalen.

Lokalitet 1: Hoås grustak

Observasjonar

I ei avsetning ved Hoås er det teke ut lausmassar i frå ein terrasseform, Sandhjellen. Dette gir innsyn i stratigrafien. Botnen av grustaket ligg 110 m o.h., medan terrasseflata er 153 m o.h. (*Fig. 4.3 A*). Fire ulike einingar vert observert i stratigrafien. Den nedste eininga strekk seg frå botnen av grustaket og opp til 145 m o.h., og består av middels sortert, kantrunda materiale i storleikane sand, grus og stein. Desse ligg i vekslande lag frå eit par cm til tjue cm tjukke. Desse laga heller om lag 20-25° mot nordvest. Eininga er dekkja av mykje utrast materiale, spesielt lengst aust i grustaket.

Ei skarp, skjønt ikkje så godt eksponert, grense markerer overgangen til eining 2 ved 145 m o.h.. Denne rekk heilt opp til terrassenivået på 153 m o.h., og er difor 8 meter tjukk. Eininga består av lagdelt sand, grus, stein og blokk opp til om lag 50 cm, der kornstorleiken generelt aukar mot toppen. Fragmenta er kantrunda til godt runda. I motsetnad til skrålaga i eining 1 ligg desse laga horisontalt.

Lengst vest i grustaket utgjer eining 2 overflata, medan lenger aust i grustaket finn ein også einheit 3 og 4 direkte overlaga denne. Eining 3 ligg som ei kileform mellom eining 2 og 4, medan eining 4 ligg direkte over både eining 2 og eining 3.

Eining 3 er eit om lag 50 meter langt kileforma lag som svinner ut mot vest, og er på sitt tjukkaste, to meter, i aust. Kornstorleiken vert gradvis finare oppover i eininga: i frå brun-grå grus nedst, til leire øvst. Den øvste centimeteren av leirefraksjonen er heilt mørkebrun på fargen (*Fig. 4.4*). Overgangen frå eining 2 i underkant av eining 3 er brå: frå stein- og blokkfraksjonar til grusfraksjon. Ei skarp grense representerer overgangen til eining 4 over.

Eining 4 er ei ujamn avsetning som dekker store delar av toppen av avsetninga. Dette materialet har ei diamiktisk samansetning og består stort sett av skarpkanta materiale i alle storleikar, utan nokon form for sortering, lagdeling eller struktur. Laget kiler ut mot vest oppå terrasseflata, og er så tjukt som ni meter mot aust, der vegetasjon dekker vidare innsyn i stratigrafien. Det ligg og ein heil del med einskilde store, kanta blokker i overflata av terrassenivået (*Fig. 4.5*).

Tolking

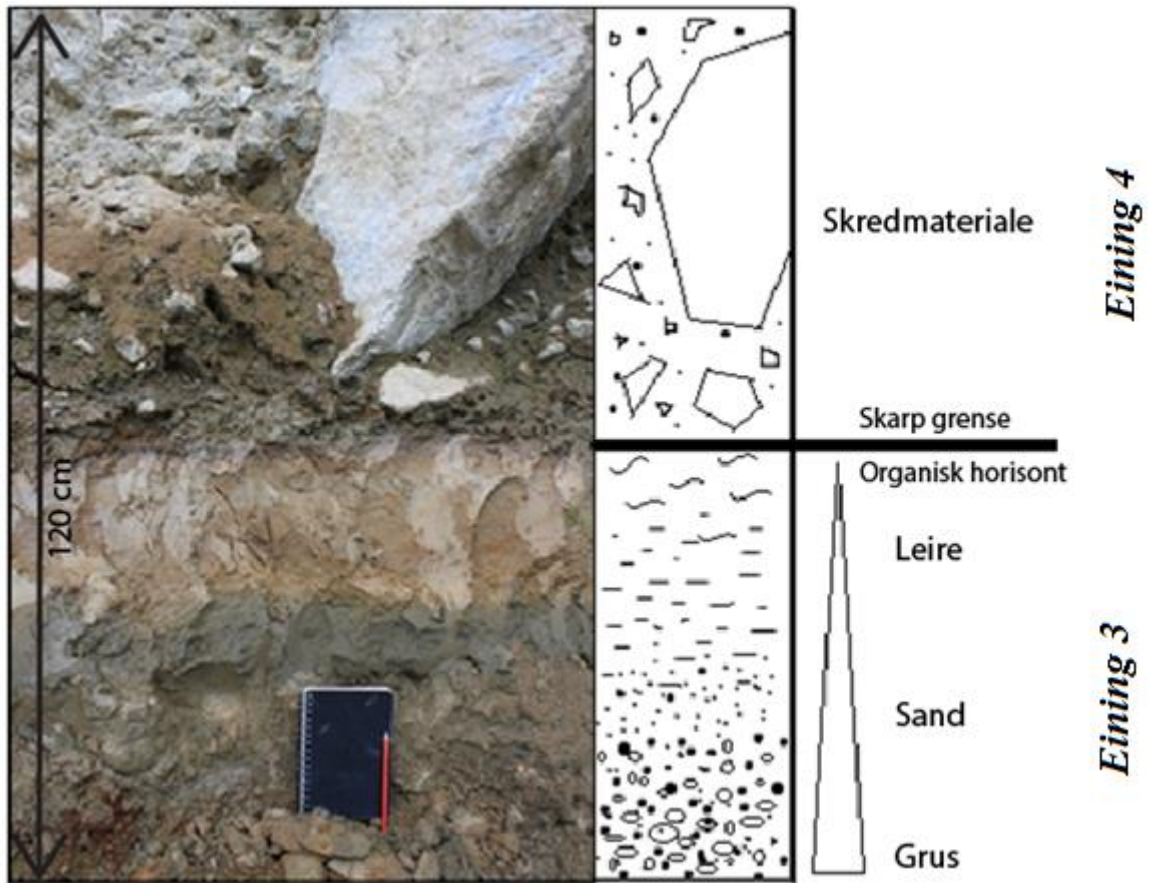
Med unnatak av eining 4 er grustaket ved Hoås tolka som ei glasifluvial avsetning (**Fig. 4.3 B**). Eining 1 er tolka som skrålag, medan eining 2 er tolka som topplag. Desse vitnar difor om ei deltautbygging i ei havbuk. Sidan topplag-sekvensen er opp mot åtte meter tjukk tyder det på at materialet er avsett nære breen, og at sedimenttilførsel har vore stor. Laga må ha bygd seg opp over det samtidige havnivået og er difor klassifisert som ei sanduravsetning. Terrassane ved Hoås er dei høgste i Sunndalen, i høve til den skrå landhevinga, og kan difor gi informasjon om marin grense (MG) i området. Sidan topplaga er avsett over havnivå vil høgda på skiljet mellom skrålaga og topplaga på 145 m o.h., representere nivået for dåtidas havnivå.

Korleis eining 3 skal tolkast er noko uklårt. I lys av kunnskapen ein har om relative havnivåendringar på nordvestlandet (Svendsen & Mangerud 1987) verkar det usannsynleg at leirlaget som ligg stratigrafisk over topplaga kan vera eit resultat av ei havnivåstigning. Det som er klart er at eininga syner eit rolegare avsetningsmiljø. Den vert difor tolka til å stamme frå enten ei attfylling av eit kanalløp, ein kroksjø, eller eventuelt avsett som følgje av oppdemming grunna skred. Den mørkebrune horisonten øvst i leira tyder på organisk materiale, som styrkar teorien om ei attfylling.

Den diamikte avsetninga som utgjer eining 4 er tolka som rasmateriale. Kartlegginga syner også heilt klart at dette må vera minst eit stort skred som har lagt seg over dei glasiale laga. Ei tydeleg skredvifte kjem ut på terrassen i bakkant, og dei spreidde blokkene som ligg oppå terrasseflata skriv seg utan tvil frå eit eller fleire skredhendingar.



Figur 4.3 A) Biletet øvst syner grustaket ved Hoås. B) På det nedste biletet er tolkinga av einingane teikn inn. Eining 1 og 2 er høvesvis glasifluviale skrålag og topplag, medan eining 3 er tolka å vera bassengfyll. Eining 4 er skredmateriale som dekker store delar av avsetninga.



Figur 4.4 Eining 3 vert gradvis finare oppover og endar i ein organisk horisont, medan overgangen til skredmaterialet i eining 4 er skarp.



Figur 4.5 Store blokker som denne oppå avsetninga stammar utan tvil i frå skredaktivitet.

Lokalitet 2: Hoås ryggformasjon

Observasjonar

Om lag ein halv km søraust for grustaket, skildra i Lokalitet 1, ligg ei ryggform med orienteringa nord-sør. Denne strekk seg tilsynelatande ut på ei terrasseflate 110 m o.h.. På austsida av ryggforma er det fleire kantrunda og runda blokker som stikk ut av skråninga (*Fig. 4.6*), men førekomsten av desse minkar mot toppen (*Fig. 4.7*). Aust for ryggforma er landskapet haugete med spreidde blokker. På toppen av avsetninga vart det også observert liknande einskilde blokker som stikk opp av sedimenta. Ryggen er nokså flat på toppen og dannar ein smal terrasse på 147 m o.h., som på det breiaste nærast dalsida er 20 m (*Fig. 4.8*). Til samanlikning er terrasseflata ved grustaket seks meter høgare enn her.

Vestsida av ryggen har ein brattare skråning enn austsida, og på denne sida er det heller ingen synlege blokker (*Fig. 4.9 A*). I snitt finn ein at sedimenta består av kantrunda til middels og godt runda sand, grus og stein med ei middels til god sortering (*Fig. 4.9 B*). Dette er synleg i sår i skråninga heile vegen frå toppen av ryggen og ned til vegskjeringa på terrassenivået 110 m o.h.. Det er tydelegvis dette som utgjør størsteparten av sedimenta i terrassen.

Tolking

Denne ryggforma avsetninga vert tolka som ein israndformasjon, bygd opp av ei blanding av morene- og glasifluvialt materiale. Austsida av ryggen er proksimal i forhold til breen som har lagt i dalen og vert dominert av morenemateriale, derav dei store blokkene som stikk ut i skråninga. I vestsida av randen er det berre det glasifluviale sedimentet som er synleg. Einkvan stad i avsetninga må det difor vera ein slags overgangssone mellom desse jordartane.

Den svakt krumma forma på proksimalsida av randen kan tyde på at dette er den opphavlege iskontaktskråninga. Det småkuperte, blokkrike landskapet aust for denne er truleg hovudsakeleg morenemateriale, skjønt innslag av skredmateriale førekommer.

Med tanke på den korte avstanden på 500 m i frå ryggen til deltaavsetninga i lokalitet 1 vert desse avsetningane kopla til det same avsetningsregimet (*Fig. 4.10*). Sedimenta ved grustaket vart tolka til å vera avsett nære breen, og styrkar teorien om at ryggforma ved denne lokaliteten her var posisjonen for brefronten. Høgdeskilnaden på seks meter mellom terrassane kan skuldast seinare erosjon ved ryggen. Som nemnd er distalsida av ryggen brattare enn det som truleg er iskontaktskråninga. Dette er mest sannsynleg eit resultat av

fluvial erosjon: elva som har danna terrassenivået på 110 m o.h. har gjennom tidene grove vekk dei sedimenta som tidlegare har forbunde ryggforma med grustaket lengre vest.



Figur 4.6 Skråninga på austsida av ryggen er prega av mykje blokk i fleire storleikar.



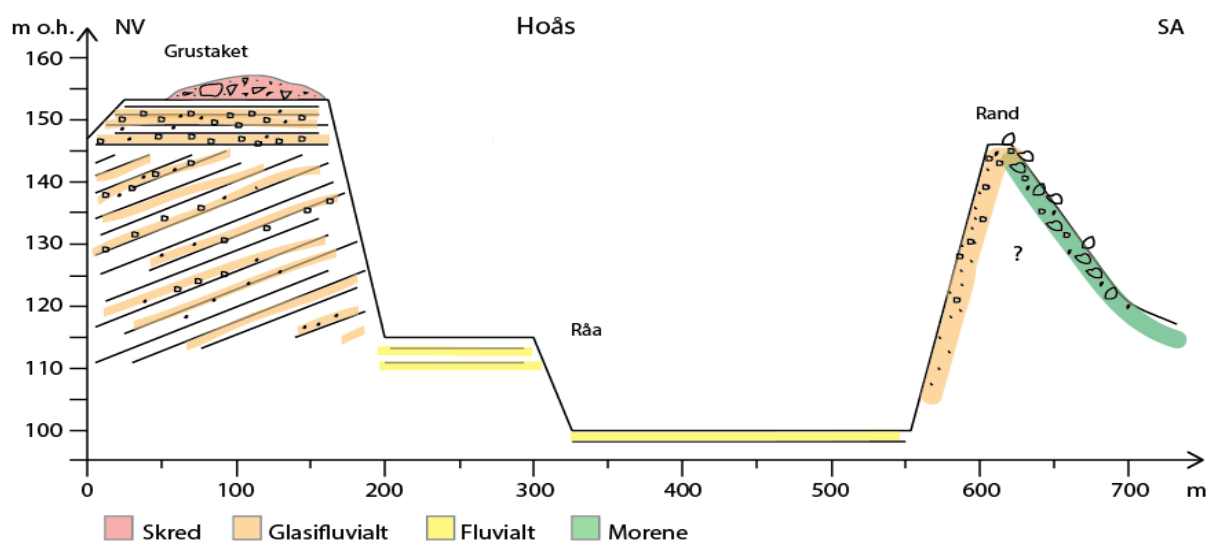
Figur 4.7 I overgangen frå skråninga til terrasseflata minkar førekomsten av blokk som stikk opp av sedimentet.



Figur 4.8 Ryggforma er relativt flat på toppen, 147 m o.h.. Biletet er teke der terrassen er på sitt breiaste. Fremst i biletet kan det skimtast ei av dei få runda blokkene som stikk opp på toppen av avsetninga.



Figur 4.9 A) Ryggskrånninga mot vest er brattare enn austsida og skuldast fluvial erosjon. På denne sida vert det ikkje observert blokker som på austsida. B) Sedimentet består av middels runda til runda sand, grus og stein.



Figur 4.10 Dette forenkla profillet illustrerer sammenhengen av observasjonane og tolkinga av grustaket og ryggforma ved Hoås. Posisjonen for brefronten var truleg ved ryggen då deltaavsetninga som utgjer grustaket vart avsett. Dei lågare fluviale terrassane er yngre avsetningar.

Lokalitet 3: Litlgrødalen terrassar

Observasjonar

Elva Grøa renn frå Grødalen, gjennom Litlgrødalen og ut i tettstaden med same namn som elva, Grøa. Ved Grøa, der Litlgrødalen møter Sunndalen kan ein i begge dalsidene finna terrasseflater. Ingen av desse er like markante som dei største terrasseflatene i Sunndalen, men er mindre i utbreiing. På austsida av Grøa er det høgste observerte terrassenivået ved Lauvhjellan på 140 m o.h.. I snitt kan ein sjå sedimentet som består av sandig grus med gjennomgåande god runding på grus- og steinpartiklane. Det vart og observert blottingar med sand og grus høgare oppe i terrenget (220 m o.h.), men ikkje i utprega terrasseformer.

På vestsida av Grøa finnes det terrasseflater også høgare enn 140 m o.h.. Desse er mindre markerte, er gjerne litt humpete på overflata og heller slakt inn mot dalen. Den høgste terrassen er målt til å ligga 162 m o.h. i følgje GPS. Deretter følgjer terrasseflatene som trappetrinn nedover i følgjande nivå: 152, 142, 134, 114 og nedst 103 m o.h.. Terrassane er berre eit par meter breie, forutan den nest høgste som er om lag 15 m i breidda (*Fig. 4.11*). Det er ikkje grave i desse høgste terrassane då det var vanskeleg å kome til grunna røter og mykje stein.

Tolking

Terrassane på begge sider av Grøa representerer havnivået for då dei vart bygd ut. I og med at randavsetninga ved Hoås med terrassar opp til 153 m o.h. ligg tvers overfor Litlgrødalen kan ein samanlikne nivåa med denne. Terrassen på 140 m o.h. er etter alt sannsyn restar etter eit glasimarint delta, jamfør forma og sedimenta, og høgda tilseier at denne er bygd opp til eit noko yngre havnivå enn Hoås. Det same gjeld i hovudsak for «trappetrinn-terrassane» på vestsida, forutan den øvste som er registrert å ligga høgare enn Hoås, denne må følgjande vera ei eldre avsetning. Den nest høgste, som har om lag same høgde som Hoås, og som også er størst i utbreiing er tolka til å vera samtidig med Hoås grunna høgda.

I alle høve så knyter det seg ei viss usikkerheit til høgdemålingane som vart utført med GPS. Utreiinga av dei fleste terrassane her er for liten til at ein kan finne dei nøyaktige høgdene ved hjelp av økonomisk kartverk. Dei øvste terrassane verkar å bestå av eit meir blokkrikt sediment enn dei lågare, noko som kan skuldast morenerikdomen i dalsida (sjå kvartærgeologisk kart).



Figur 4.11 Den nest høgste og største terrasseflata i utbreiing som vert observert på vestsida av Grøa, er måla til 152 m o.h. og er tolka å vera samtidig med randavsetninga ved Hoås, som ligg tvers over dalen.

Lokalitet 4: Leirvollen – Bjørnhjellen – Røyhjellen leiravsetning

Observasjonar

Om lag i lik avstand mellom avsetningane ved Hoås (lokalitet 1 og 2) og Gikling (lokalitet 7) fins det ei positiv, nokså brei og avlang form som strekk seg i frå dalsida i nord og heilt ned til elva midt i dalen. På flybilete ser denne ut som ei tydeleg randform og vart difor kontrollert i felt. Sjølve forma er haugete og prega av ravinerings. Høgda på avsetninga varierer mellom 80 m o.h. nedst i ravinar og 110 m o.h. på det høgste punktet.

Avsetninga består stort sett av leire og silt. Nokre stader er leira svært hard og massiv, medan andre stader er den mjukare og også svakt laminert (*Fig. 4.12*). I ulike høgdenivå fins det innslag av lagdelt runda sand og grus (*Fig. 4.13*) inne blant dei meir finkorna sedimenta. Heilt øvst dominerer store, kanta blokker, som er delvis inkorporert i sedimentet. Det vert ikkje funne noko tydeleg system eller samanheng i kva for høgdar det fins leire, sand, grus eller blokk i avsetninga. Til dømes fins det sortert sand i same høgde som eit meir diamikt materiale, og deretter reine leireavsetningar, berre ti meter frå kvarandre.

Tolking

Denne noko rotete avsetninga tolkast til å vera eit resultat av fleire prosessar (*Fig. 4.14*). Dei svakt laminerte leireavsetningane tolkar eg til å vere marine botnlag som kan ha samanheng med ei deltautbygginga lenger inn i dalen. Det at leira einskilde stader er både hard og massiv kan skuldast at den er sklidd ut ved skredhendingar og såleis har sedimenta vorte deformert og komprimert.

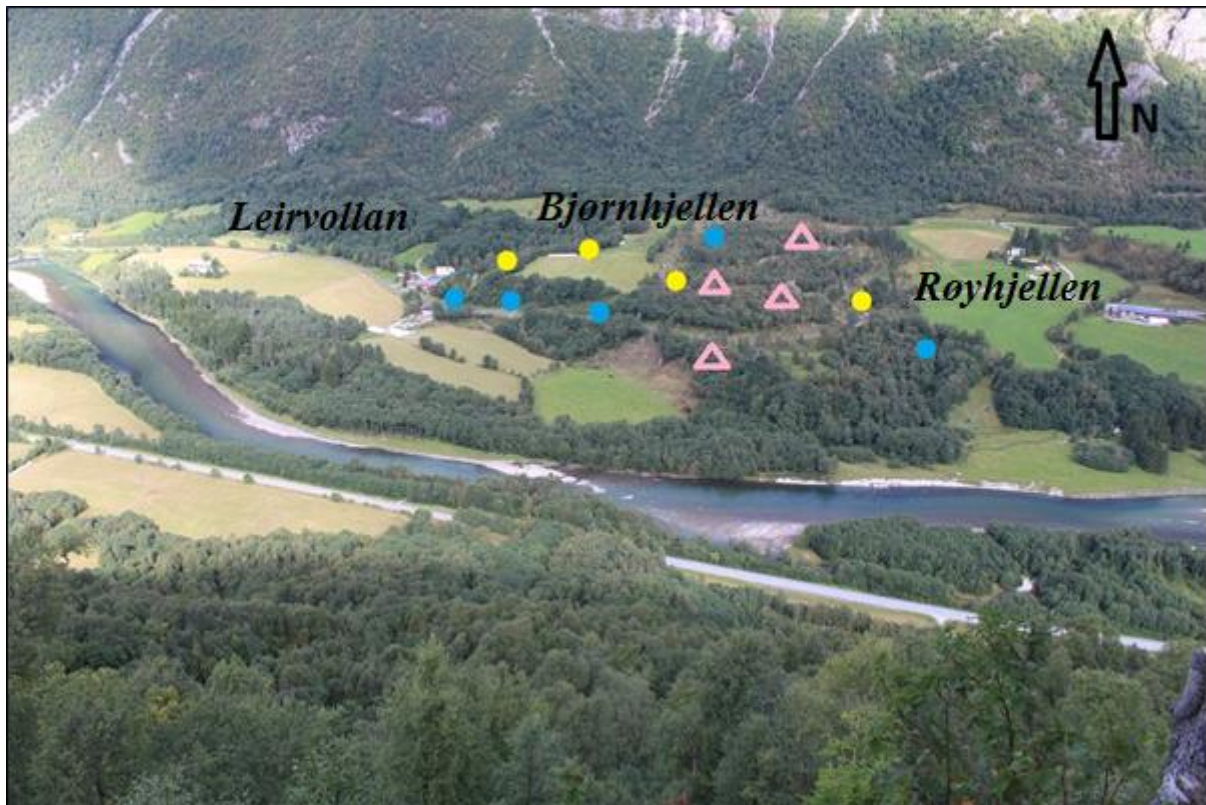
Samlinga av store og kanta blokker i overflata kjem også utan tvil frå skredaktivitet. Det er også desse blokkene som er grunnen til at avsetninga ser ut som ei randform på flybilete. Gruslag som vert observert inne i avsetninga i eit nivå kring 100 m o.h. ser derimot ut til å vera fluvialt avsett og er truleg noko yngre enn den uforstyrta delen av leirsekvensen som ligg under. Dette er vanskeleg å avgjere ettersom avsetningane ikkje er samanhengande, og på grunn av skredforstyringar i avsetninga.



Figur 4.12 Størsteparten av avsetninga består i hovudsak av leire og silt. Dette biletet syner eit døme på leirefraksjonen der den er gråblå, mjuk og svakt laminert, 85 m o.h..



Figur 4.13 I skråninga ved Leirvollen, 95 m o.h., vart det observert lagdelt elvegrus over leira. Dette er difor ei yngre fluvial avsetning som ligg over den eldre marine leiravsetninga.



Figur 4.14 Oversiktfotosyner tolkinga av avsetninga ved Leirvolla, Bjørnhjellen og Røyhjellen. Blå punkter markerer lokalitetar med marin leire, gule punkter markerer funn av elvesediment, medan dei rosa trekantane representerer område der skredmateriale i form av blokker dominerer. Den marine leira utgjer størsteparten av avsetninga, medan yngre fluviale avsetningar har erodert seg inn i denne. Skredmateriale som dominerer midtparten, skuldast skredaktivitet som kan ha førekome på fleire ulike tidspunkt i avsetningshistoria.

Lokalitet 5: Nerhjellan deformasjonsstrukturar

Observasjonar

I vegskjeringa ved Røyhjellen, 100 m o.h., rett aust for førre lokalitet, vart det observert strukturar i eit sediment av silt og fin sand. Sedimentet vekslar mellom eit par centimeter tjukke, lyse og mørke lag. Strukturane er difor lett synlege. Desse syner hovudsakeleg ekstensiv folding, med nokre få dømer på forkastningar (*Fig. 4.15*). Det vart ikkje registrert nokon dominerande retning på desse foldane. Overflata av avsetninga er ei noko ujamn terrasseflate. Eit sår i ei skråning i nærleiken syner at sedimentet her består av kantrunda sand og grus.

Tolking

Strukturane i dette finkorna sedimentet kjem til syne grunna dei vekslande kornfraksjonane i laga: mørke lag tyder på eit litt meir finkorna sediment enn dei noko lysare laga. Det er nærliggande å tru at dette er eit glasimarint sediment som er avsett distalt for ei rand lenger inn i dalen (sjå lokalitet 7). Den primære horisontale lagdelinga har imidlertid seinare vorte deformert. Slike deformasjonsstrukturar er vanlege å finna i ukonsoliderte, ofte vatnmetta, sediment. Strukturane skuldast mest sannsynleg slumping, som følgjer av skredaktivitet.



Figur 4.15 Den primære horisontale lamineringa av dette sedimentet er nokre stader sterkt deformert. Her kan ein sjå ekstensiv folding. Murarskei er nytta som skala i biletet.

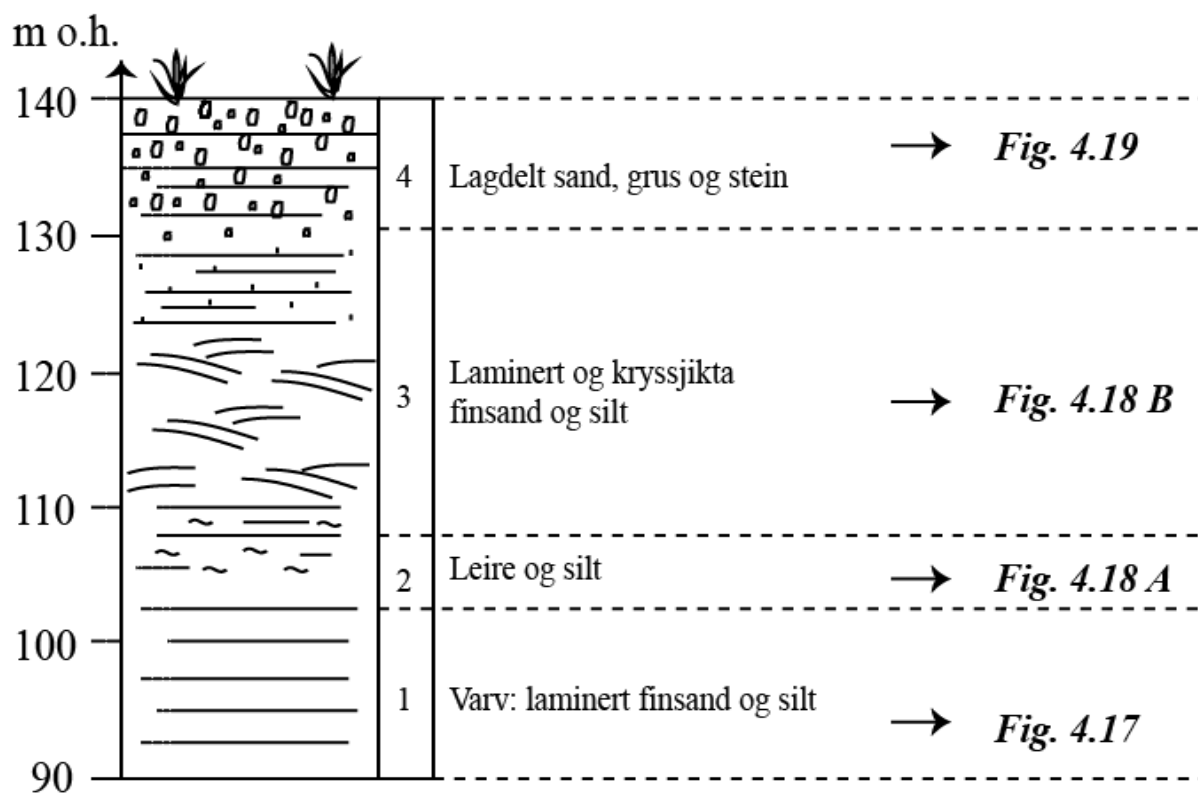
Lokalitet 6: Øverhjellan - Leirhaugan: grustak og ravine vest for Gikling

Observasjonar

Om lag ein km vest for Gikling ligg eit lite grustak kombinert med ei ravine som følgjande gjev innsyn i stratigrafien i høgdenivået 90-140 m o.h. (*Fig. 4.16*). 4 einingar vert observert. Nedst i stratigrafien, eining 1, er det laminert finsand og silt (*Fig. 4.17*). Desse laga har ein konsistent tjukkelse på om lag ti cm, der 8 cm er lysegrå finsand og 2 cm er silt i ein mørkare gråfarge. Over denne eininga vart det observert einskilde lag av leire og silt, eining 2. Denne er nokre stader svært harde å grave i (*Fig. 4.18 A*). Eining 3 er ein 30 m tjukk sekvens som består av kryssjikta og laminert finsand og silt om ein annan (*Fig. 4.18 B*). Overgangen til eining 4 er gradvis, der innhaldet av grus i høve til sand aukar oppover i eininga. I denne delen av grustaket er om lag fem meter av sedimenta eksponert. Innhaldet består av godt runda materiale av i hovudsak fraksjonane stein og grus (*Fig. 4.19*). Desse fraksjonane vekslar mellom å dominere lag med opp til 20 cm tjuknad.

Tolking

Stratigrafien i dette snittet vitnar om ei utbygging med fine sediment nedst og dei grovaste sedimenta øvst. Den er tolka som ei glasimarin avsetning ut i frå sedimenta og strukturane. Denne har bygd seg opp mot eit havnivå ved om lag 140 m o.h., då dei grove fraksjonane i eining 4 tyder på at dette er svært nære havnivået. Eining 1-3 er derimot avsett på djupare vatn og er tolka som botnlag i ei deltautbygging. Den konsistente lamineringa i eining 1 kan tolkast som varv. Denne lagpakka kan truleg sjåast i samanheng med Giklingmorena som vert skildra i neste lokalitet.



Figur 4.16 Stratigrafien i grustaket og ravina vest for Gikling består av fire einingar.



Figur 4.17 Den nedste eininga, 1, består av laminert silt og fin sand i fleire lag med same tjuknad, dei vert difor tolka som varv.



Figur 4.18 A) Eining 2 består av stort sett massiv silt og leire som er hard å grave i. B) Eining 3 består av laminering og kryssjikt i finsand og silt. På bildet visast kryssjikt.



Figur 4.19 Den øvste eininga, 4, består av runda stein og grus.

Lokalitet 7: Giklingavsetninga

Observasjonar

Giklingavsetninga ligg på begge sider av Driva. Tradisjonelt er den fullstendige formasjonen kalla Gikling etter garden på nordsida av elva. Delen av avsetninga på sørsida i dalen vil her verte kalla Moen, etter garden som ligg der (*Fig. 4.20*). På nordsida består avsetninga av eit terrassenivå ved 148 m o.h., kalla Klingshaugen. Ut på denne terrassen strekk det seg og ei veldefinert ryggform med namnet Skjenstøet, som på det høgste nærast dalsida er 200 m o.h. (*Fig. 4.22*). Denne ryggen består av eit diamikton med mykje kanta stein og blokk (*Fig. 4.21*), og har ei bratt skråning mot aust, og ei litt slakare skråning mot vest. Fleire jordfaste blokker stikk opp av ryggen på begge sider. Inn mot dalsida er ryggen dekkja av vifter med mange store og kanta blokker.

Eit 20 m delvis opent snitt i terrasseskråninga på Klingshaugen frå 148 m o.h. og ned syner eit sediment beståande av vekslande lag med sand, stein og grus øvst. Dei grovaste kornstørrelsane vart observert lengst oppe, medan silt og sand dominerer i nedre del.



Figur 4.20 Giklingavsetninga sett innover i Sunndalen. Nord for Driva ligg garden som avsetninga er oppkalla etter. Her strekk Skjenstøet seg ut på Klingshaugen, medan Moen ligg på andre sida, sør for Driva. Terrassenivåa på både sider ligg 148 m o.h. (modifisert frå Norkart 2006).

Ved Moen er det også eit terrassenivå på same høgde som Klingshaugen. Forskjellen frå nordsida er at her er det ikkje nokon veldefinert rygg ut på flata, men mykje meir spreidde blokker, og endå større vifter som ligg utpå terrassen (*Fig. 4.23*). Likskapen er at også på sørsida av dalen består sedimentet lengst vest i terrassen av runda sand, grus og stein, medan på austsida av avsetninga er sedimentet eit usortert, kanta diamikton.

På terrassane, både Klingshaugen og Moen, er det fleire avlange, kanalforma søkk i den elles så horisontale terrasseforma (*Fig. 4.22*). Desse er hovudsakeleg orientert aust-vest, dei har ei slak krumming, og kan følgjast nokre titals meter.

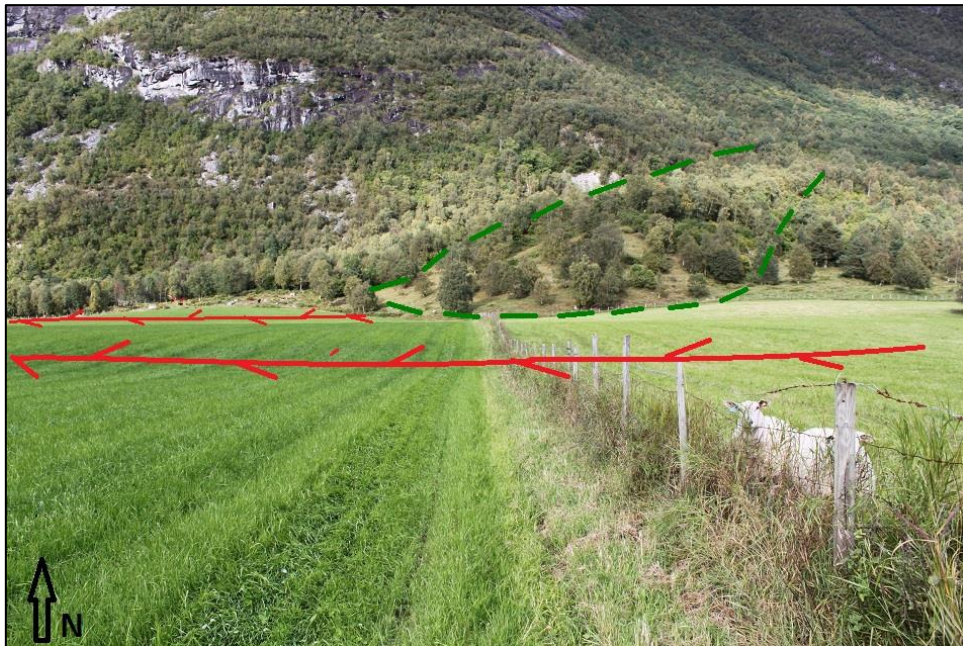


Figur 4.21 I skråninga av ryggforma, Skjenstøet, er materialet diamikt og kanta

Tolking

Tolkinga ut i frå feltobservasjonane er at dette er ein randformasjon, som den også tidlegare er anerkjent som (Holtedahl 1953; Nordhagen 1928;1930; Sollid et al. 1980b). Skjenstøet vert tolka som ein morenerygg som strekk seg ut på Klingshaugen. Også ved Moen vitnar sedimenta om at austsida av avsetninga er morenemateriale. Terrassane på begge sider av Driva er bygd ut mot dåtidas havnivå. Dei kanalforma søkka i terrasseflatene er spor etter gamle smeltevatnsløp. Forma på avsetninga mot aust tyder på at dette er den primære iskontaktskråninga. Dei store mengdene med blokker, som fins spesielt på terrassen ved Moen, er utifrå dei store viftene i bakkant tolka til å vera skredmateriale. Desse har kome langt ut på terrasseflata, sjønt nokre av desse kan også høyra til morenemateriale. Det glasifluviale terrassenivået er bygd ut frå brekanten og opp mot eit tidlegare havnivå. For å avgjere meir nøyaktig kva det tidlegare havnivået var, samt å undersøke stratigrafien i

terrassen, og kva som skjer med ryggforma i terrassen, vart det utført georadarmålingar på Klingshaugen.



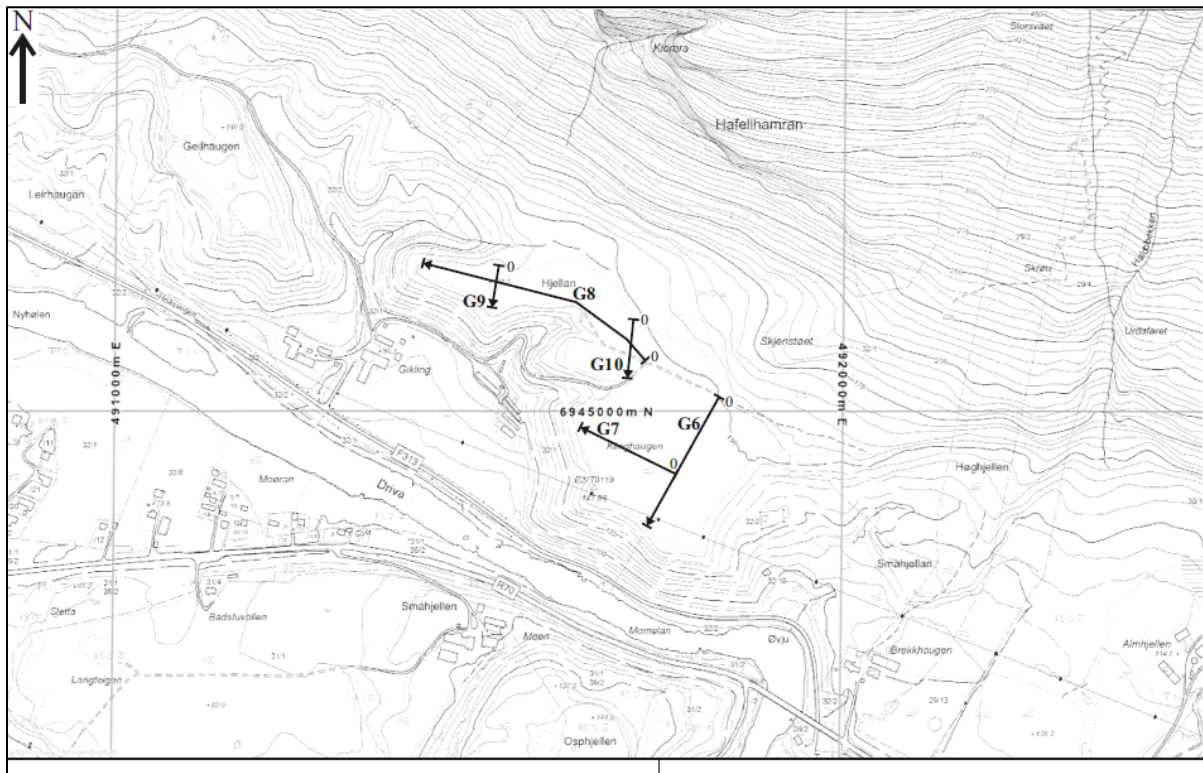
Figur 4.21 Omrisset av moreneryggen, Skjenstøet, er markert med ei grøn stipla linje. Denne kjem ut på terrasseflata Klingshaugen, 148 m o.h., som har fleire smeltevattsløp. Desse er markert med raude linjer..



Figur 4.23 Utsikt frå den tilnærma horisontale flata på Klingshaugen mot dei store skredviftene som breier seg ut på terrasseflata ved Moen. Ein kan og skimta eit søkk nærast i terrassen, dette er spor etter smeltevattsløp.

Georadarmålinger med tolking

På Klingshaugen vart det utført georadarmålingar for blant anna å løyse uvisse kring stratigrafien i terrasseflata. Det vart gjort målingar langs fem profil (*Fig. 4.24*). Teiknforklaringa som er brukt i tolkinga av desse kan sjåast i *Fig. 4.25*. Dei innsamla profila ved Gikling er kalla G6 til G10, der G6 (*Fig. 4.26*) og G8 (*Fig. 4.28*) er lengdeprofil, og G7 (*Fig. 4.27*), G9 og G10 er tverrprofil (*Fig. 4.29*). Alle profila kan sjåast i både original og tolka versjon i vedlegg 1.












Figur 4.24 Oversikt over georadarprofila, G6 til G10, som vart samla inn på terrasseflatene ved Gikling.

G6 er det lengste tverrprofilet av terrasseflata ved Gikling. Dette profilet syner to stratigrafiske einingar. På grunn av den ujamne reflektoren som skil desse to einingane, i tillegg til den kaotiske lagdelinga med mange punktdiffraktorar og korte reflektorar i den nedste delen, tolkar eg den som morenemateriale. Denne tolkinga vert styrka av at ein på overflata kan sjå at ein morenerygg, Skjenstøet, endar ut på terrasseflata akkurat i dette området. Synfaringa i felt synte at dette er dels ei blokkrik morene, men det vart også observert ein del glasifluvialt materiale. Punktdiffraktorane minkar mot søraust, og den største blokkrikdomen ser ut til å vera i området nær opp mot ryggen ved Skjenstøet. Den øvste delen

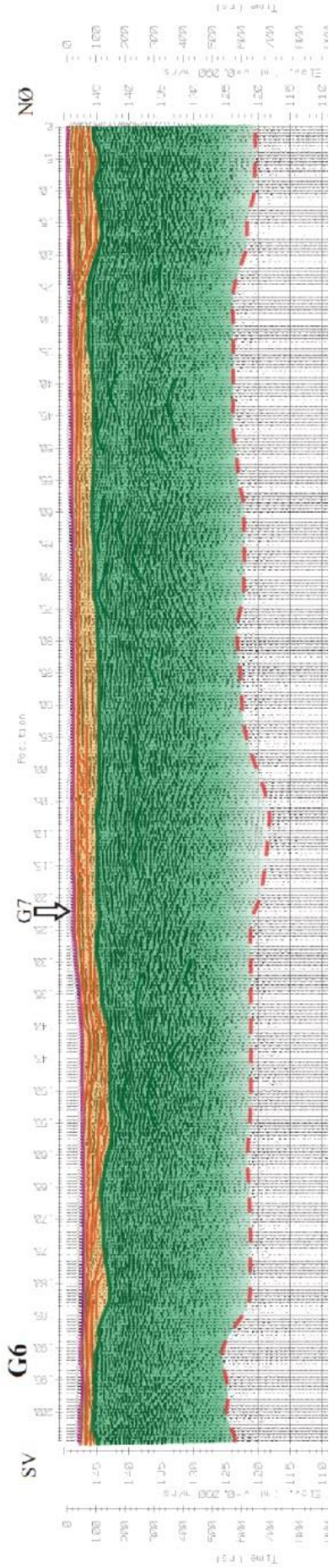
er prega av horisontale lag, og både på overflata og i profilet kan ein tydeleg sjå spor etter kanalar. Desse vert difor tolka til å vera spor etter breelver. Heilt sørvest i profilet kan ein sjå tydelege reflektorar som kryssar dei meir horisontale reflektorane. Dette er refleksjon frå skråninga av terrasseflata, og har difor ikkje noko med strukturen i lausmassane å gjere.

G7 er lengdeprofilet frå terrasseflata ved Gikling. Der G6 kryssar G7 heilt i søraust av profilet, ser ein den same lagdelinga: flattliggande grus som ligg over morenemateriale. Dette blokkrike laget ser derimot ut til å forsvinne meir og meir mot nordvest i profilet. Sjølv om grensa mellom desse to einingane er markert som ei skarp grense i profilet, er nok denne grensa i realiteten meir diffus. I dette profilet ser ein og at det kjem til syne skrålag. Dei øvste skrålaga, nordvest i profilet, kan følgjast opp til eit nivå ved om lag 143 m o.h.. Oppå skrålaga kan ein nokre stader sjå tydelege horisontale lag, medan andre stader ser ein ikkje tydelege reflektorar.

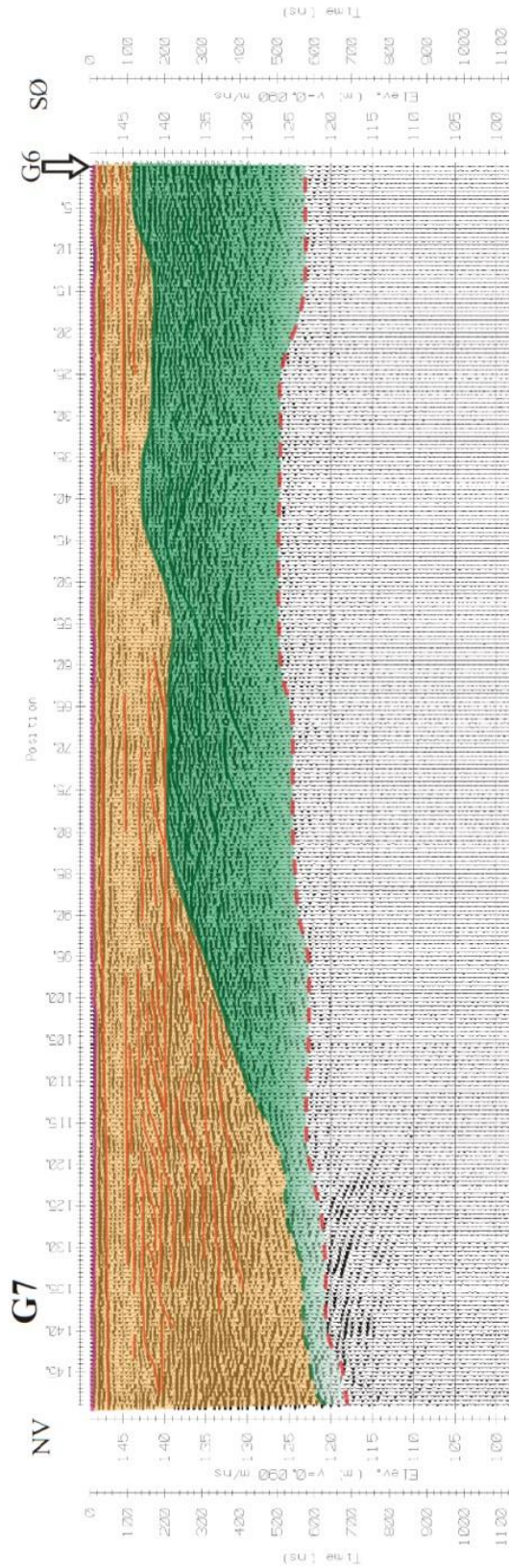
I lengdeprofilet G8 ser ein og at ein har «haugete» reflektorar, som i G6 og G7, men desse skil seg frå dei ved å vera lengre og mindre bratte. I tillegg ser ein ganske tydelege skrålag som heller mot nordvest. Den noko rotete avsetningsstrukturen tydar på at utløpa frå det glasimarine deltaet har variert over tid. I begge tverrprofilerna, G9 og G10, som kryssar G8 kan ein sjå spor etter elvekanalar som seinare er attfylde.

Lausmassetype		Struktur	
	glasifluvialt/glasimarint		blokk
	morene		strukturar i glasifluvialt/glasimarint mat.
	skred		overflate
			paleooverflate
			max. penetrasjonsdjup
			vatnspegl

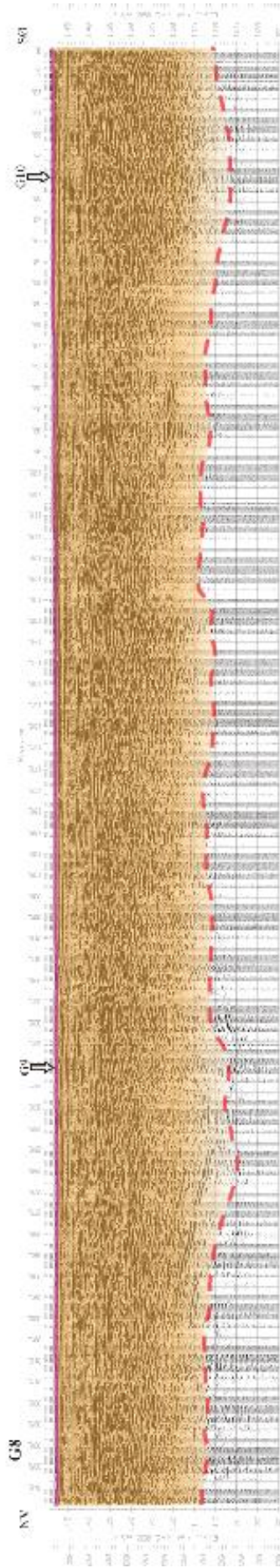
Figur 4.25 Teiknforklaring for symbol og fargar som er brukt i tolkinga av georadarprofilerna.



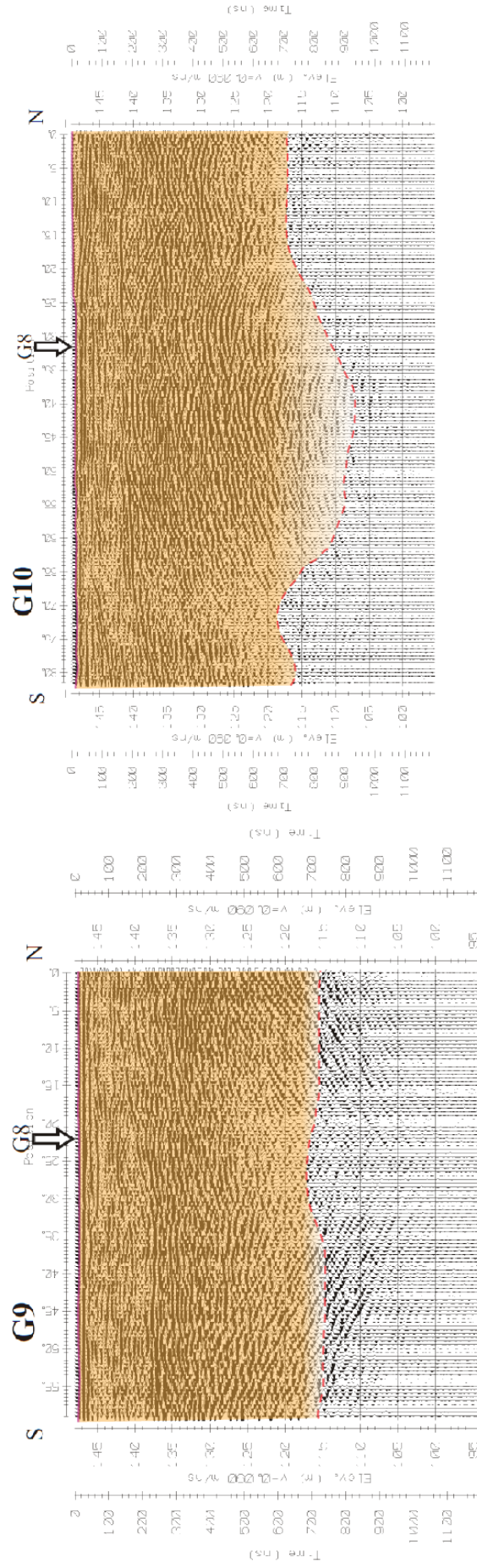
Figur 4.26 Tverrprofil G6 syner to einingar som er tolka som morenemateriale nedst med glasifluvialt materiale over. Moreneryggen på overflata forsvinn ned i terrassen heilt i nordaust av dette profilet, og styrkar tolkinga av den nedste eininga som morenemateriale. Spor etter smeltevattskanalar på overflata styrkar tolkinga av den glasifluviiale eininga.



Figur 4.27 Lengdeprofil G7 syner to einingar; morene nedst og glasifluvialt materiale over. Morenematerialet svinn ut mot nordvest, medan det kjem til syne skrålag opp til 143 m o.h. i dei glasifluviiale sedimenta.



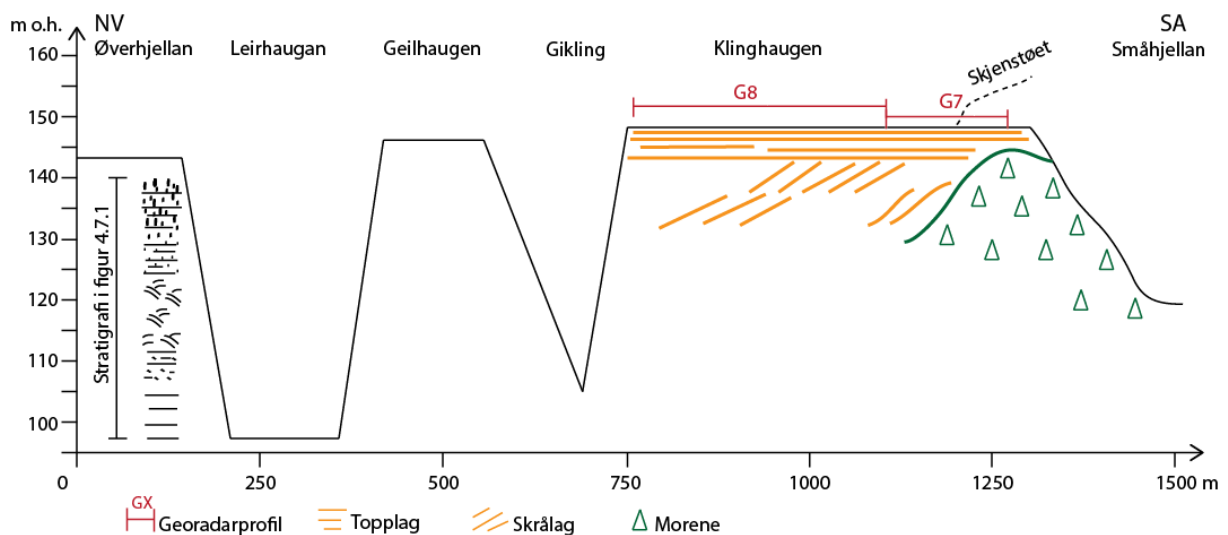
Figur 4.28 Tolkninga av G8 syner at lengst vest ved Klingshaugen, består terrassen av utelukkande glasifluvide sediment. Ein kan sjå strukturar som syner at skrålagaga heller mot nordvest.



Figur 4.29 Tverrprofilerna G9 og G10 som kryssar G8 syner stort sett det same avsetningsmiljøet som i lengdeprofilen, berre frå ein anna vinkel. Her kan ein tydelegare sjå til dømes kanalløp.

Oppsummering

Tolking av feltobservasjonar og georadarmålingar tyder på dette er ei randavsetning, med deltautbygging frå ein brefront. Georadarmålingane syner at moreneryggen, Skjenstøet, fortsetter inn i terrassen, men at morenematerialet svinn hen mot vest i avsetninga. Dei avdekker og at skrålag finnes opp til 143 m o.h., og opnar for strandlinjedatering av avsetninga. Sidan terrassenivået er 148 m o.h., syner det på at topplaga er fem meter tjukke. Denne avsetninga kan koplast saman med funna ved lokalitet 6, som vart tolka som botnlag i samanheng med ei deltaavsetning. Samanstillinga (*Fig. 4.30*) syner at brefronten har lagt ved Skjenstøet, og at eit glasifluvialt delta har bygd ut randavsetninga mot dåtidens havnivå som er representert ved skrålagas høgde på 143 m o.h.. I Klingshaugen ser ein skrålaga og topplaga av deltaet, medan ein i stratigrafien i ved Øverhjellan og ned til Leirhaugen ser botnlaga av deltaet.



Figur 4.30 Samanstilling over dei observasjonar og tolkingar som er gjort i frå synfaring i felt og georadarmålingar ved lokalitet 6 og 7. Moreneavsetninga er avsett ved brefronten, medan skrålaga og topplaga i Klingshaugen, og botnlaga ved Øverhjellan vitnar om ei glasifluvial deltautbygging frå randen. Stratigrafien i terrasseflata ved Geilhaugen syner mest sannsynleg ei overgangssone, men er ikkje undersøkt i felt.

Lokalitet 8: Romfo terrassarar

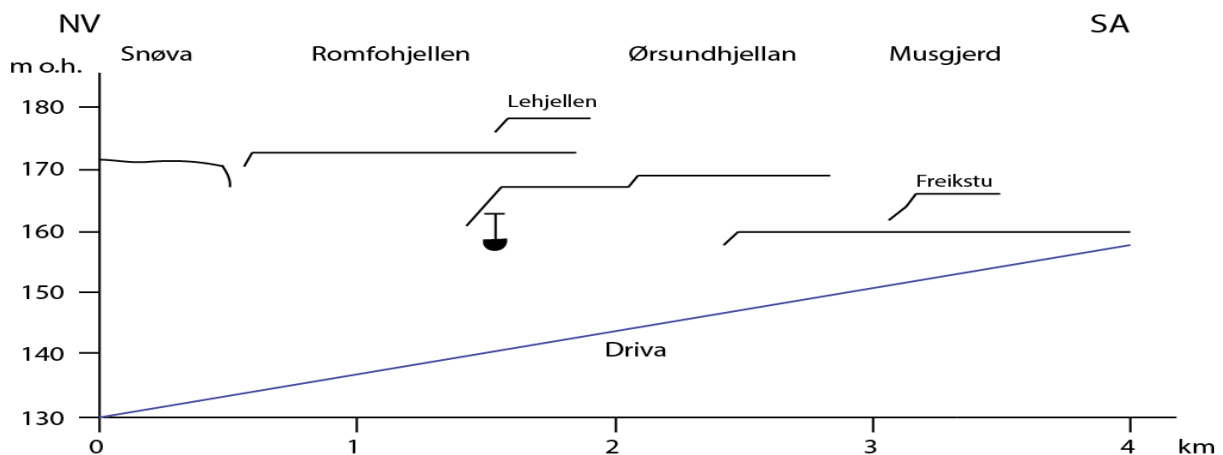
Observasjonar

Det er store terrasseflater ved Romfo og Musgjerd (*Fig. 4.31*). Romfo ligg på nordsida av Driva, medan Musgjerd ligg på sørsida og litt lenger søraust i dalen. Det høgste terrassenivået er 178 m o.h. ved Lehjellen, skjønt den største flata i utbreiing er 173 m o.h. som Romfo kyrkje ligg plassert på. Sør-austover i retning Musgjerd er terrasseflata om lag 170 m o.h. (*Fig. 4.32*). Vest for Romfo er ein av dei smalaste delane av Sunndalen, der det berre er om lag 250 m mellom dalsidene på kvar side.

I eit lite grustak, rett sør for elva ved Romfo kyrkje, er lausmassane i terrassen blotta. Sedimenta som er blotta i grustaket er frå 146-165 m o.h.. Då grustaket ikkje lenger er i bruk, var det nesten uråd å sjå strukturar. Sedimentet er dominert av lysgrå, runda sand, stein og grus. På grunn av mangel på gode lokalitetar for innsyn i stratigrafien, vart det bestemt at det skulle utførast georadarmålingar også her.



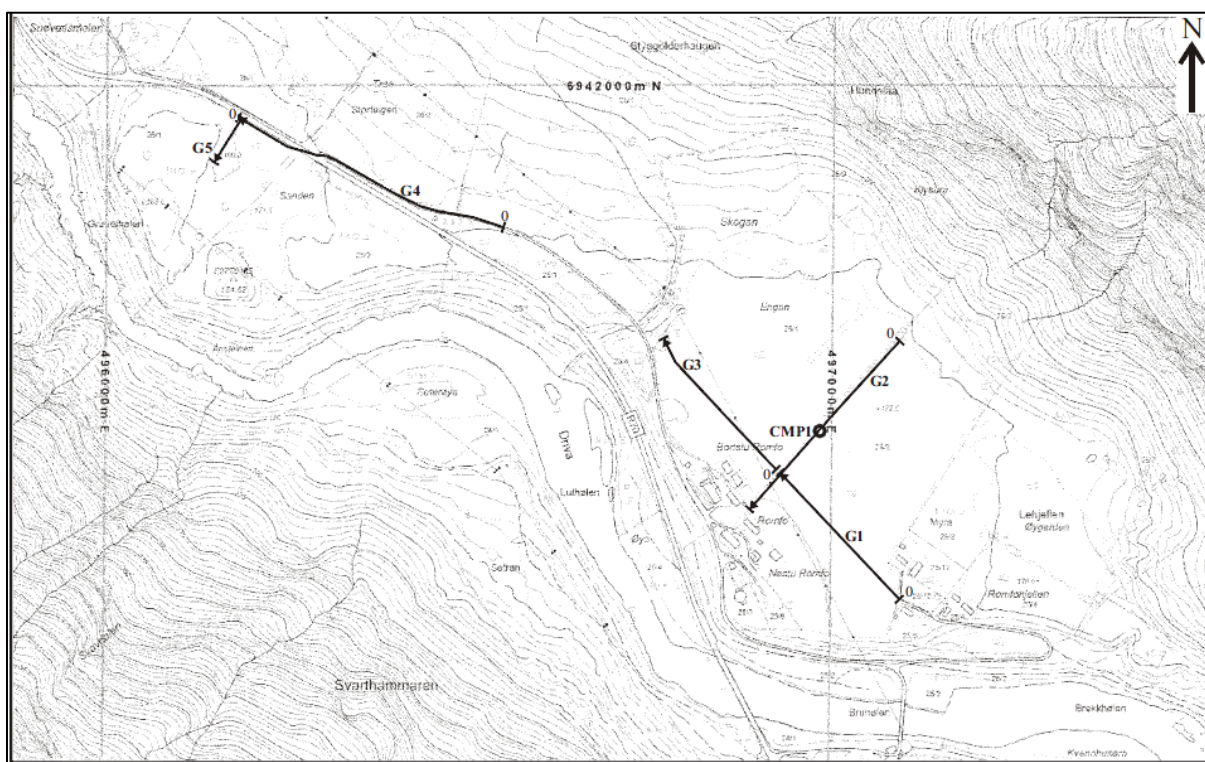
Figur 4.31 Store, horisontale terrasseflater ved Romfo, her på 173 m o.h..



Figur 4.32 Dette forenkla profilet syner distribusjonen av terrassenivå ved Romfo og Musgjerd, og kvar grustaket med moglegheit for innsyn i sedimenta ligg.

Georadarmålinger med tolking

Ved Romfo vart gjort georadarmålinger langs fem profil, G1-G5 (Fig. 4.33), på Romfohjellen og Snøva. Målinger vart ikkje utført på den høgste terrasseflata, Lehjellen på 178 m o.h., då denne var ujamn og profilering ville vore praktisk krevjande. G1, G3 (Fig. 4.35) og G4 (Fig. 4.36) er lengdeprofil, medan G2 (Fig. 4.34) og G5 er tverrprofil (Fig. 4.37). Profil G1 er svært lik det som vert funne i G2 og G3, men særskilt så syner dette profilet ein del støy som forstyrar biletet av strukturane. Denne er difor ikkje presentert i figurane her, men kan sjåast i vedlegg 2, saman med den originale og tolka versjonen av alle profila. Langs profilet G2 vart det utført ei CMP måling. Denne er markert i profilet som CMP1.



Figur 4.33 Oversikt over kvar profileringa vart utført og profila, G1 til G5, vart innsamla på terrasseflatene ved Romfo. Merk at CMP-målinga er utført langs G2, og er merka med CMP1.

Penetrasjonen i sedimenta for profila G1, G2 og G3 er om lag 30 m, frå overflata på 173 m o.h. og ned til 140 m o.h.. I desse profila kjem det til syne ein svært uthaldande og markant reflektor på om lag 166 m o.h.. Den er tolka til å representere ei paleoflate. Også over denne flata er reflektorane tydelege, og fins i både skråstilt og horisontal form. Retninga på skrålaga tyder på at bevegelse har skjedd vestover i lengdeprofil, og kan skuldast at sedimenta har bygd seg ut over paleoflata mot havet. Under paleoflata er ikkje reflektorane like tydelege,

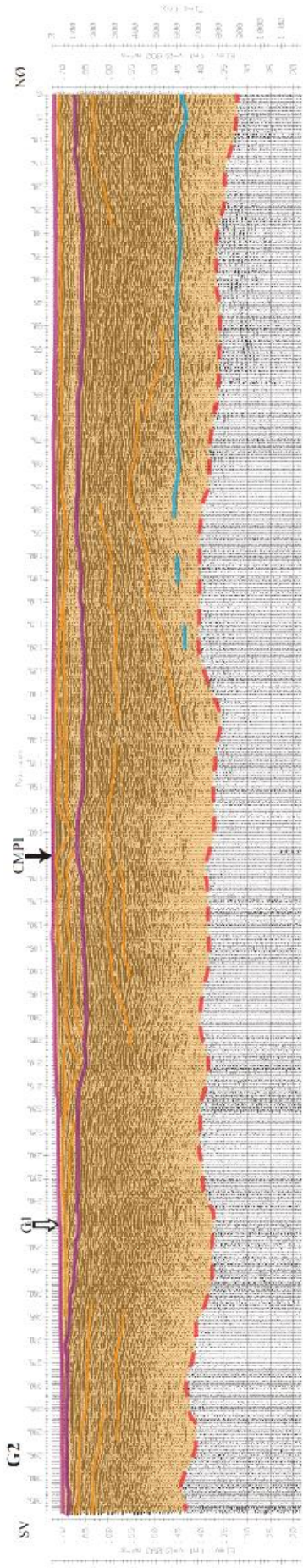
men er korte og representert i alle moglege hellingar og retningar. Med tanke på at reflektorane stadig er samanhengande, tyder det på at det er strukturar etter straumar i sedimentet, men at det moglegvis er blokkrikt og har ei noko meir kaotisk lagdeling enn det som er tilfelle over paleoflata, og det ein ser ved Gikling. Langt nede, på om lag 145 m o.h. i profila G2 og G3 kjem det ein tydeleg reflektor til syne. I og med at Driva ligg om lag på denne høgda ved Romfo, kan det høve med at denne markerer grunnvatns-spegelen i lausmassane.

I profila G4 og G5 vert store delar av biletet prega av kaotiske og usamanhengande reflektorar. Saman med ei ujamn overflate av denne eininga vert det tolka som skredmateriale. Sjølv om heile den nedste pakken er markert som skred, treng det ikkje utan tvil å vera skred heile vegen ned til maksimumsdjupet for profilet. Det kan sjå ut som reflektorane er meir samanhengande lengst nede. Skred kan difor ha påverka eventuelle primære strukturar av eit anna sediment, men dette kan ikkje skiljast nøyaktig ut. I profil G4 kan ein og sjå eit brot i refleksjonsmønsteret mellom 280° og 320°. Dette er frå der georadaren har kryssa over vegen, asfalt forstyrrar signala, og ein mistar difor refleksjonane her. I G4 og G5 vert skredpakken overlaga av ei anna eining, som liknar strukturane frå G2 og G3. Desse vert tolka som glasifluviale sediment som er avsett etter skredpakken. G5 syner og tydelege spor etter ein kanal som også kan antydast på overflata

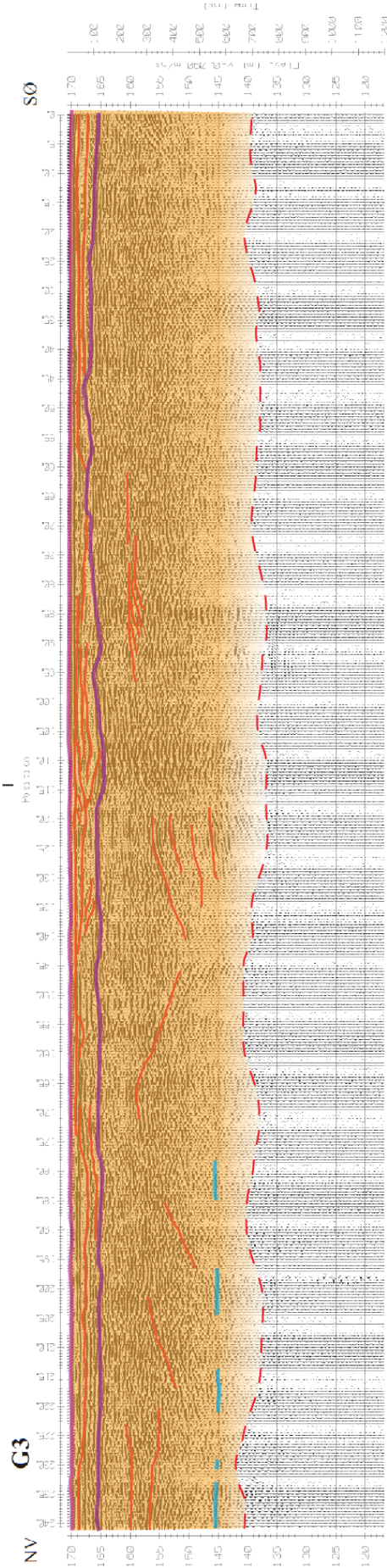
Skredpakken som er identifisert i G4 ligg heilt opp til 180 m o.h.. Koplar ein saman funna i profil G2 og G3 med dette, kan ein frå dette anta at sedimenta har vore bygd opp mot 166 m o.h., som utgjer paleoflata. Eit eller fleire skred har deretter demma opp dalen, som er på sitt smalaste om lag her. Deretter har demninga vorte fylt att med sediment.

Tolking og oppsummering

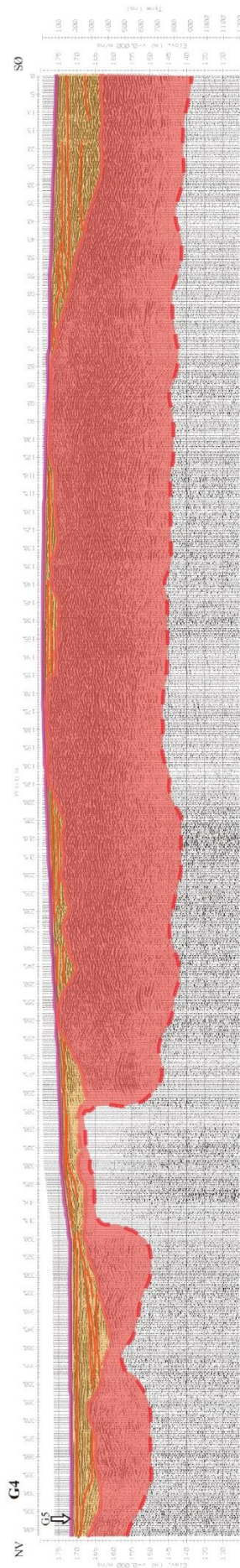
Ut i frå forma og høgda på terrasseflatene, i tillegg til det vesle som er sett av sedimentet i snitt og vegskjeringar, tyder dette på at terrassane representerer ei glasifluvial sandurslette. Terrassane ved Romfo er tolka som sandursletter som er bygd opp over eit visst havnivå. Tolking av georadarmålingar antyder at skred kan ha demma opp dalen på eit tidspunkt, og at demninga har vorte fylt att av glasifluviale sediment. Verken i georadarmålingar eller i felt vert det funne bevis for at havnivået har rukke inn til denne avsetninga, og markerte skrålag er fråverande. Å datere avsetninga ved bruk av strandlinjediagrammet let seg difor ikkje gjera.



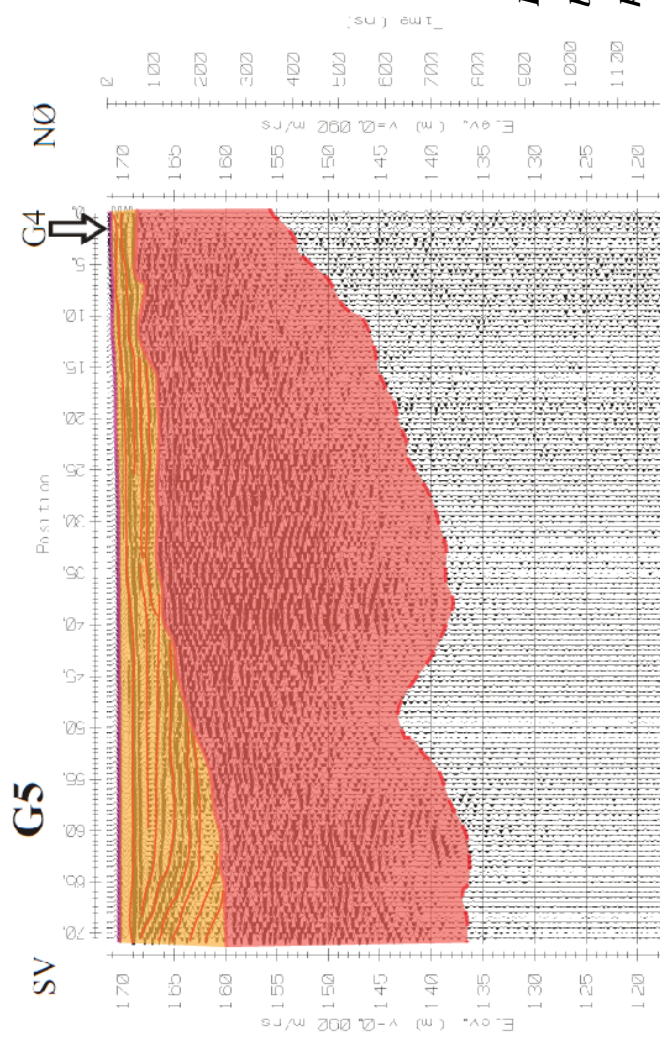
Figur 4.34 Tverrprofil av terrasseflata ved Romfo på 173 m o.h. syner hovudsakeleg sandursediment. Ein markant reflektor er tolka som ei paleoflate. Strukturar i sedimenta syner at det har vore eit noko kaotisk avsetningsmiljø med skrålag i fleire retningar. Ein tydeleg reflektor langt nede i profilet kan høve saman med grunnvatnsspegelen.



Figur 4.35 Lengdeprofil syner mykje av det same som tverrprofil G2: sandursedimenta dominerer, paleoflata vert observert, det same gjer grunnvatnsspeglet. Sidan dette er lengdeprofil syner skrålaga naturlegvis endå tydelegare at det som er tolka som eit basseng er fylt att mot nordvest.



Figur 4.36 Dette profilet er tolka til å vera prega av skred som er kopla saman med bassengstrukturane i profila G1-G3. Eit stykke av dette profilet er prega av manglande penetrasjon, som skuldast kryssing av asfalt som dempar refleksjonen frå pulsane som vert sendt ut. Oppå skredsedimenta kan ein sjå breelvsediment med strukturar som følgjer overflata.



Figur 4.37 Tverrrprofil G5 syner skredmateriale med breelvsediment over. Ein ser tydelege spor etter ein kanal. Denne kan også skimtast på terrasseoverflata.

Lokalitet 9: Litldalen grustak

Observasjonar

I Litldalen (*Fig. 4.38*), om lag to km sør for Sunndalsøra, ligg ei to-delt lausmasseavsetning. Denne ligg inntil dalsidene på begge sider av Litldalselva som renn nordover gjennom dalføret. Framleis vert det drive aktivt masseuttak i denne avsetninga.

Vegen ved grustaket ligg om lag 40 m o.h., og over dette nivået er det nesten 90 m med lausmassar (*Fig. 4.39*). Desse lausmassane utgjer blant anna ei terrasseflate aust for Litldalselva, Dri-hjellen, som ligg 121 m o.h. Dei same lausmassane kan følgjast sørover i det aktive grustaket, der dei rekk opp til om lag 125 m o.h.. Tre einingar vert observert i grustaket.

Eining 1 er den som utgjer sjølve terrassen. Heilt frå vegnivået og opp til toppen vert det observert denne tjukke lagpakka med sand og grus. Laga vekslar mellom å innehalda hovudsakeleg sand eller hovudsakeleg grus og stein. Frå botnen av grustaket og halvvegs opp ser ein tydeleg at laga har ei helling mot nord-nordvest. Mykje utrast materiale øvst i grustaket gjer det vanskeleg å sjå om strukturen endrar seg oppover.

Heilt sør i grustaket, over grusen i eining 1, ligg det eit opp til to meter tjukt lag av massiv, blå-grå siltig leire: eining 2. Denne særmerkte eininga kiler gradvis ut i avsetninga mot nord (*Fig. 4.40*). I sør er leirlaget dekkja av store blokker og vegetasjon, og kan berre følgjast om lag tjue meter. Direkte over både eining 1 og 2 ligg eit lag av usortert, kanta materiale med stein og blokk av lokal avstamming. Dette laget, eining 3, har ei ujamn overflate og varierer i tjuknad langs avsetninga i frå berre eit par meter og opp til åtte meter. Ein ser tydelege vifteformer i bakkant av dette laget, som breier seg utover på terrassen (*Fig. 4.41*).

Om lag ein halv km framføre grustaket, i blant anna vegskjeringa og nokre raviner, vert ei fjerde eining observert. Eit leirlag vert blotta på eit lågare nivå, mellom 15-25 m o.h.. Denne vart undersøkt i håp om å finne skjell til å utføre radiokarbondateringar på, men ingen vart funne.

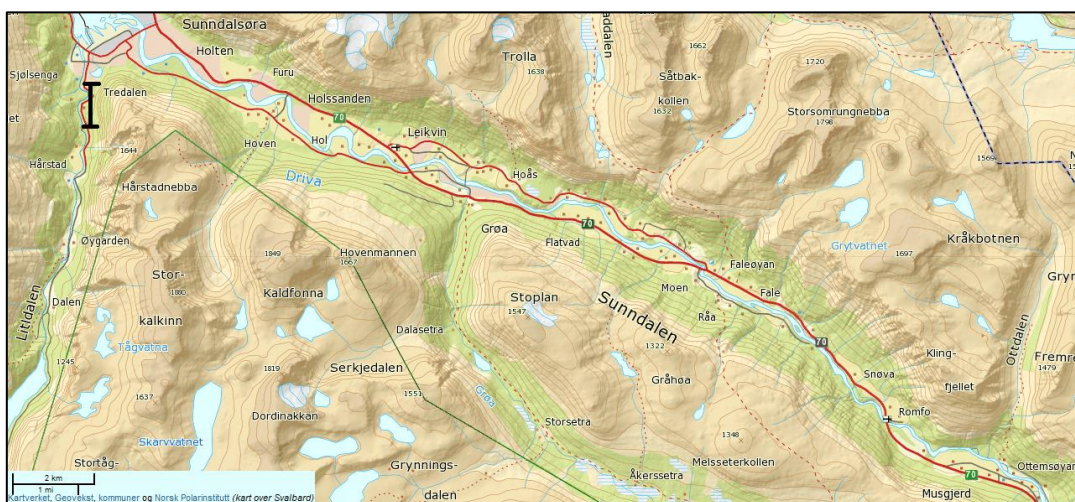
Tolking

Terrassedimenta, eining 1, vert tolka til å være ei glasifluvial avsetning som har vorte bygd ut mot eit tidlegare havnivå (*Fig. 4.42*). Dei hellande laga som utgjer hovudparten av desse

lausmassane er tolka til å være skrålag som stammar frå ei deltautbygging i nærleiken av breen i dalen. Det vart ikkje observert topplag i grustaket, men havnivået på denne tida må ha lege høgare enn skrålaga, altså minst 125 m o.h.. Follestad (1987) har funne at den marine grensa i Litldalen er 140 m o.h., og opererer også med at brefronten har lagt ved Hårstad, ein km lenger opp i dalen frå grustaket. Den informasjonen kan tyde på at delar av den opphavlege avsetninga har vorte erodert vekk av seinare fluvial aktivitet, som og kan ha danna terrasseflata ved Dri-hjellen.

Eining 2, leiravsetninga som ligg direkte over skrålaga, er prega av noko meir uvisse i tolkinga grunna få overtydande observasjonar. Den enklaste forklaringa, og det som difor vert tolkinga, er at dette er ei sekundær attfylling av ei forseinking, kan hende forårsaka av skred. Altså ein lokal variasjon i avsetningsmiljø, heller enn ei meir omfattande endring i havnivå. Eining 3, som ligg øvst i grustaket, er utan tvil skredmassar frå dalsida, då ein kan sjå skredurer i bakkant av avsetninga.

Eining 4 er ikkje direkte knyta til grustaket, men må truleg sjåast i samanheng med denne. Denne leiravsetninga er tolka som marin og er mest truleg avsett som botnlag i framkant av israndavsetninga (**Fig. 4.42**). Einkvan stad i denne eininga har Follestad og Henningsen (1984) tidlegare funne marine skjell som er radiokarbondatert med konvensjonell metode til alderen 9740 ± 250 ^{14}C -år før notid (Follestad 1985). Dateringa, som svarar til $11\,187 \pm 411$ kal. år før notid (verktøyet OxCal v4.2 er nytta for kalibrering med datasettet IntCal09), tyder på at fjorden ved denne randavsetninga vart isfri seinast i tidleg holosen.



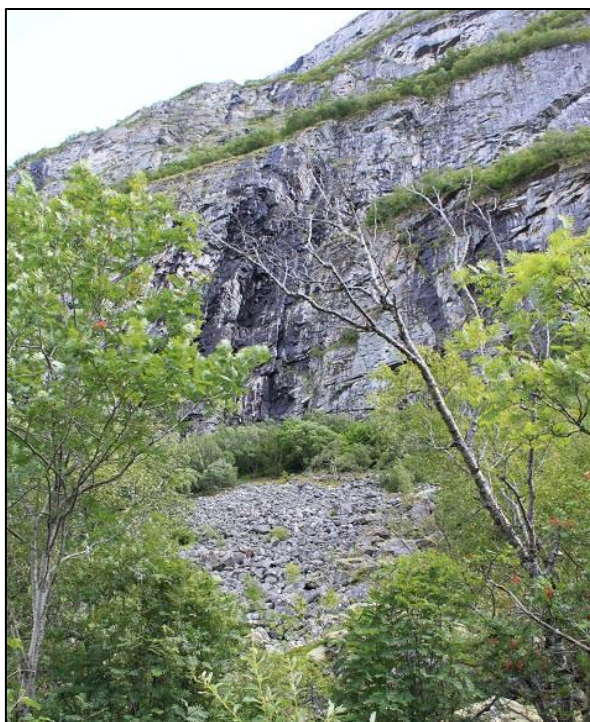
Figur 4.38 Kartet syner Litldalen si plassering og orientering i høve til Sunndalen. Den svarte linja markerer profilet for illustrasjonen av avsetninga som vert presentert i figur 4.42.



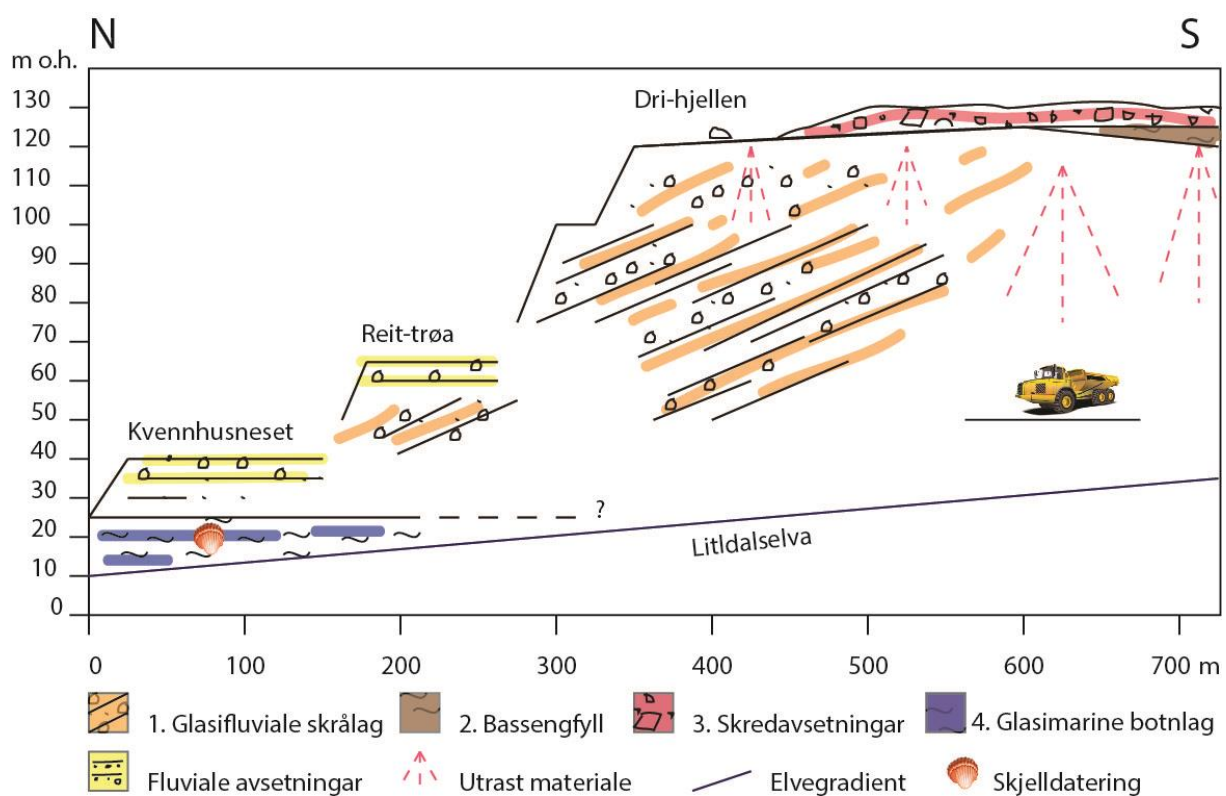
Figur 4.39 Skrålag i Litldalen grustak, sett mot nord.



Figur 4.40 Over dei glasifluviale sedimenta ligg eit lag med leire som kiler ut mot nord, medan skredmateriale ligg øvst.



Figur 4.41 Skredmateriale har rast ut på den glasifluviale avsetninga og danner vifteformer ut på terrassen. Begge bileta er tatt mot nordaust.

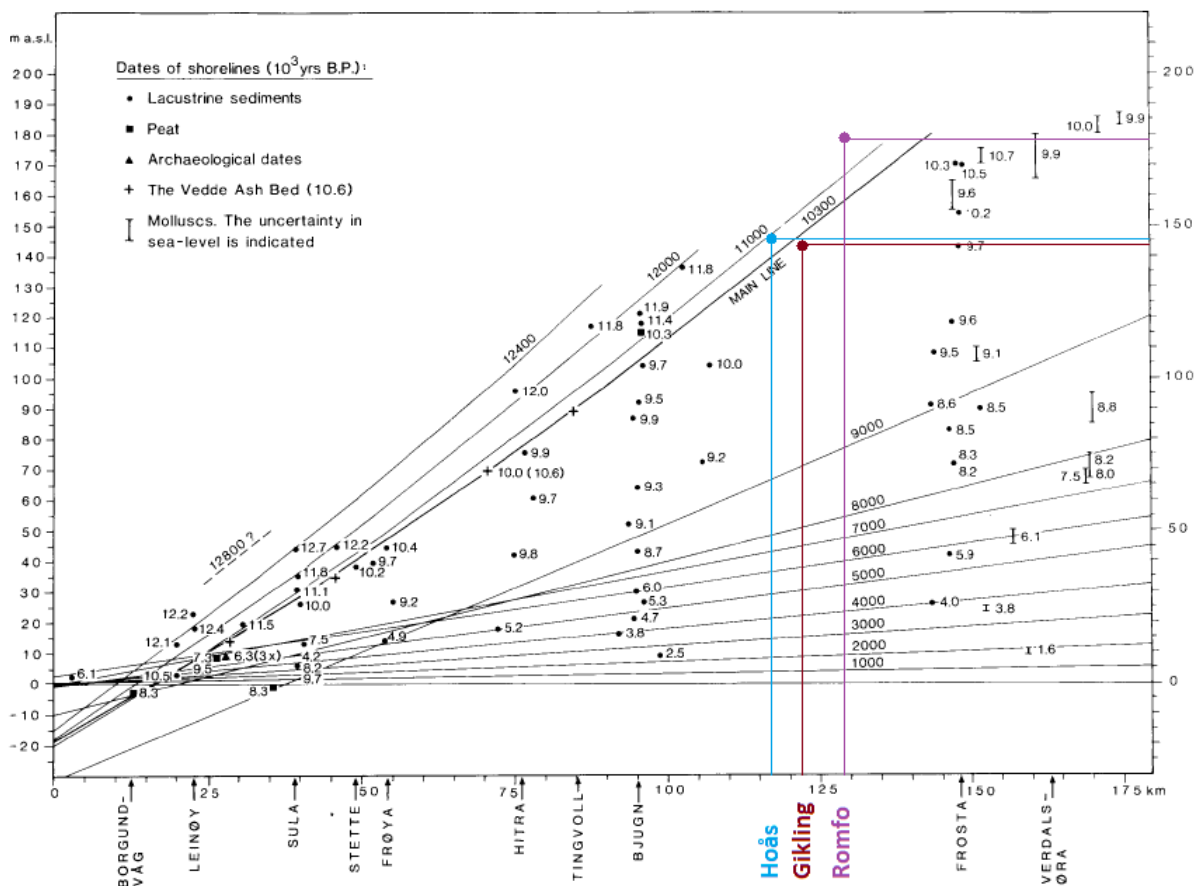


Figur 4.42 Profilet syner observerte terrassenivå og lausmassar i Litldalen. Fire einingar er observerte, og er merka i teiknforklaringa. Dateringa av avsetninga er basert på skjell som er funne i eining 4.

4.3 Strandlinjekorrelasjon

Ved Hoås grustak og Giklingmorena er det funne at nivået mellom skrålaga og topplaga er høvesvis på 145 og 143 m o.h.. Dette nivåa representerer som tidlegare nemnd omtrentleg havnivå då deltaavsetningane vart bygd og er plotta i strandlinjediagrammet for nordvestlandet (Svendsen & Mangerud 1987) for deira respektive isobasar (*Fig. 4.43*). Også den høgste terrasseflata, Lehjellen, ved Romfo på 178 m o.h. er plotta. Framgangsmåten for dette er skildra i kapittel 2.4.

Relasjonane til strandlinjediagrammet tyder på Hoåsavsetninga er avsett i tidleg yngre dryas, og er om lag 600 år eldre enn deltaet ved Gikling som vart avsett i sluttfasen av yngre dryas, om lag 12 000-11 700 kal. år før notid. Plottinga av Romfo i diagrammet syner at denne avsetninga ligg over marin grense i dalen, og alderen kan difor ikkje finnast ved strandlinjekorrelasjon.



Figur 4.43 Plottinga av avsetningane ved Hoås, Gikling og Romfo i strandlinjediagrammet (Svendsen & Mangerud 1987) syner at Hoås er avsett i tidleg yngre dryas og Gikling i sein yngre dryas, medan Romfo plottar over marin grense i Sunndalen.

4.4 Moreneryggar i Sunndalen og Drivdalen

Grunna dei svært bratte dalsidene i Sunndalen er det få spor etter sidemorenar. Dei som eventuelt har eksistert av slike er mest sannsynleg rast ut eller er dekkja av skredmateriale. Dei få moreneryggane som er observert i Sunndalen omfattar ein liten utstikkar ved Hovin nær Sundalsøra, 120 m o.h. (Follestad & Henningsen 1984), ei sidemorene i Litlgrødalen, 620 m o.h. (Follestad & Henningsen 1984), og ei i Reinådalen, 875 m o.h., begge om lag 400 m i utstrekning. Ei rekke tydelege ryggar ved Løstølvatnet er også observert, den øvste ryggen strekk seg vestover frå 1175 til 1100 m o.h. over ein avstand på om lag 2 km (Sollid et al. 1980a). Nedover følgjer fleire ryggar til om lag 1000 m o.h.. Alle desse ligg i den sørlege dalsida i Sunndalen, medan to moreneryggar ligg i Klingråket like nord for Romfo. Desse har form som tyder på at dei er avsett i frå Sunndalen og nordover. Høgda på moreneryggane er om lag 1120 m o.h., men toppane av Klingfjellet som ligg i mellom Sunndalen og Klingråket er mellom 1460-1546 m o.h.. Det betyr at breoverflata i dalen må ha vore over dette nivået for å avsette desse ryggane. Det tyder i tillegg på at det ikkje har vore ein botnbre i Klingråket på det tidspunktet.

Fleire morenesystem er kartlagt austover i Drivdalen. I fjellsida aust for Gjøra er det kartlagt to sett med markerte moreneryggar (Sollid et al. 1980a). Ved Gjøra ligg desse på høgden 720 og 1020 m o.h.. Den høgste av desse ryggane kan følgjast sørover mot Åmotan, der den fell mot 900 m o.h.. Den kan også følgjast austover i Drivdalen der ryggen strekk seg rundt fjellet Skarven mot Gråhø og stig frå 1020 til 1300 m o.h. på om lag sju km. Den lågare ryggen held seg på om lag same høgde, og kan følgjast i halvanna km. Endå lenger inn i Drivdalen, sør for Oppdal, er det kartlagt eit morenesystem ved Engan (Sollid et al. 1980a). Dei øvste ryggane her rekk opp til 1500 m o.h. ved Skardfjellet, og til like under toppen av Kvernbekehøa (1498 m o.h.). Her er dei øvste ryggane kopla til Tautratinet i Trondheimsområdet (Follestad & Fredin 2011). Moreneryggar i Dindalen på om lag 900-meters høgde tyder på at ein brearm har trengt inn frå Drivdalen på eit stadie. Eit oversyn av moreneryggane i området kan sjåast i *Fig. 5.1.*

5 Diskusjon

5.1 Alder for randavsetningane i Sunndalen & Litldalen

Indirekte datering ved strandlinjekorrelasjon av avsetningane i Sunndalen tyder på at Hoås er avsett i tidleg yngre dryas, medan Gikling er avsett i sein yngre dryas. Strandlinjedateringane som er utført i denne oppgåva syner dermed at randavsetningane i Sunndalen samsvarar rimeleg bra med den etablerte isavsmeltingskronologien i Trondheimsfjorden. I Trondheimsfjordområdet er Tautratrinnet, som er rekna som hovudtrinnet, datert til tidleg yngre dryas alder (10 800-10 500 ^{14}C år før notid), medan Hoklingen er av sein yngre dryas alder, om lag 11 800-12 000 kal. år før notid (10 400-10 300 ^{14}C år før notid) (Reite 1994). Avstanden mellom desse trinna er frå om lag 10 til 40 km i Trondheimsområdet (Reite 1994). Til samanlikning er avstanden mellom Hoås og Gikling berre 5,5 km.

Dersom ein ser aldrane frå denne dateringane i samanheng med isavsmeltingskronologien på sørvestlandet, der maksimumsutbreiinga tok stad i sein yngre dryas, tyder det på at det har funne stad ei netto tilbaketrekking av brearmen i Sunndalen i same periode som det har vore eit breframstøyt på sørvestlandet. Til dømes er maksimumsposisjonen for yngre dryas-framstøyten i Bergensområdet, representert av Halsnøy-Herdlamorena (Aarseth & Mangerud 1974), datert til så seint som 11 700-11 600 år før notid (Bondevik & Mangerud 2002). Isavsmeltingshistoria i Sunndalen ser difor ut til å likne meir på historia i Trondheimsområdet og nordover, enn historia frå lenger sør i landet. Ut i frå dette kan ein også slutte at det einkvan stad i mellom Sunndalen og sørvestlandet finnes eit skift frå høvesvis der maksimumsutbreiinga i tidleg yngre dryas dominerer til der maksimumsutbreiinga i sein yngre dryas dominerer. Det at avstanden mellom trinna som er funne i Sunndalen er nokre km mindre i høve til det som er funne i Trondheimsfjordområdet, kan moglegvis tyde på at ein er nærmare dette «skiftet» her på nordvestlandet.

Det er ikkje funne indikasjonar på at havet har nådd inn til terrassane ved Romfo, verken i felt eller i georadarprofila. Denne avsetninga er tolka til ei sanduravsetning som er bygd opp til over havnivå. Plottinga av Romfoavsetninga i strandlinjediagrammet syner også at avsetninga ligg over MG i dalen. Den her føreslåtte oppdemminga av dalen, som følgje av skredaktivitet, ville dessutan gjort ei slik aldersfastsetjing vanskeleg. Strandlinjekorrelasjon belyser difor ikkje alderen på avsetninga ved Romfo noko vidare. Ein kan derimot tenke seg at den mest sannsynleg er eit par hundre år eldre enn Gikling, utan at det kan fastslås.

I Litldalen er den høgste terrassen som vart undersøkt i felt 125 m o.h., men der vart det ikkje observert topplag og paleohavnivå kan difor ikkje fastsetjast. Strandlinjekorrelasjon for avsetninga er difor ikkje utførd, men som tidlegare nemnd er botnlag i forbindelse med denne avsetninga datert til 9740 ± 250 ^{14}C -år, noko som svarar til $11\,187 \pm 411$ kal. år før notid. Dateringa av dei marine botnlaga syner at avsetninga er av tidleg holosen alder, og at fjorden må ha vore isfri her for seinast 11 200 år før notid.

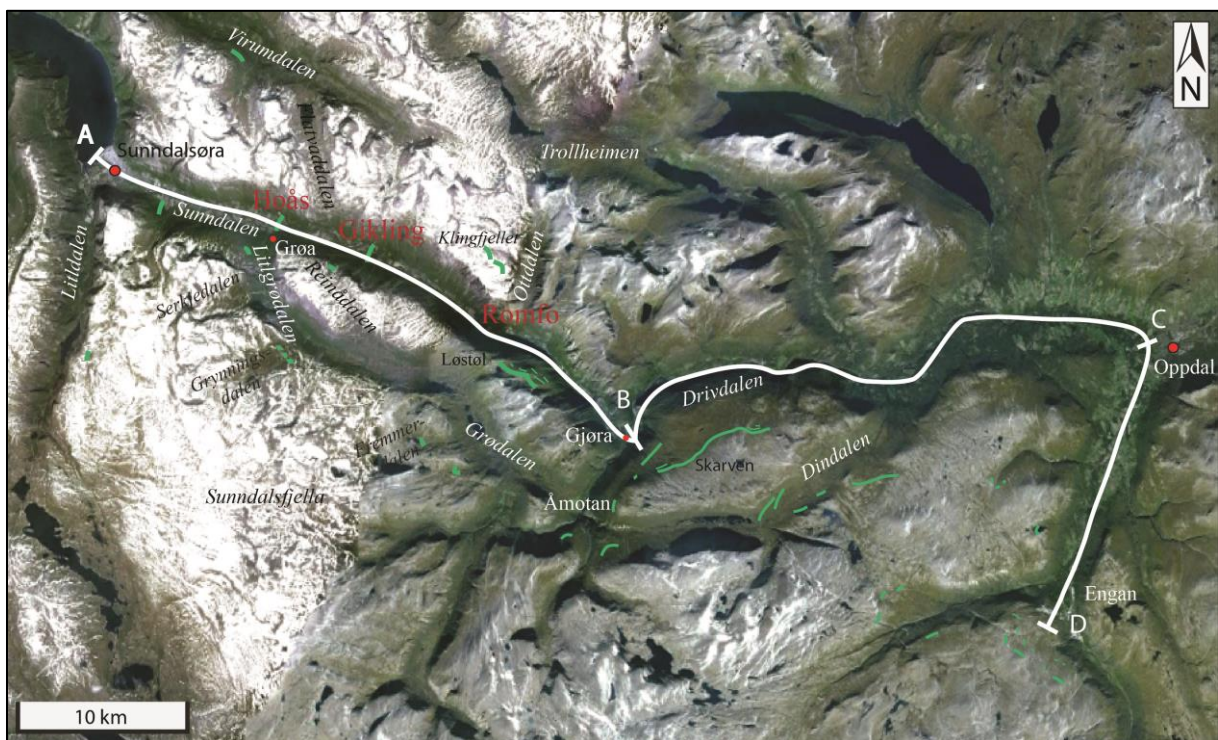
I alle høve er det nokre faktorar ved strandlinjedatering av randavsetningane ved Hoås og Gikling i Sunndalen som gjev ei uvisse kring resultatet. Generelt er korrelasjon basert på høgdar av strandlinjer ikkje så bra for tidsintervallet i sein yngre dryas på grunn av at strandlinjeforskyvinga i denne perioden skjedde svært sakte (Svendsen & Mangerud 1987). I tillegg må ein ta høgde for at målinga av horisonten mellom topplaga og skrålaga, som angir paleohavnivå, kan vera feil og dermed gi feil alder. Den største feilkjelda her er nok likevel dersom avsetningane har vore utsett for erosjon, som av same grunn som førre vil gi eit resultat med feil alder. Isobasane som er nytta høver sannsynlegvis nokså godt også for Sunndalen, ettersom isobasane er basert på korrelasjon av terrassar langs kysten (Svendsen & Mangerud 1987). Usikkerheita på alderen som er lest av i diagrammet er ikkje talfesta og kalibreringa frå karbonår til kalenderår gjev ei ekstra uvisse jo eldre avsetninga er. Alt dette tatt i betraktning gjev likevel strandlinjedatering eit rimeleg godt aldersestimat på avsetningar der anna datering ikkje er mogleg, og ein må difor anta at den indirekte dateringa av Hoås og Gikling er god nok, og kan brukast i isavsmeltingshistoria.

5.2 Korrelasjon av moreneryggar i området

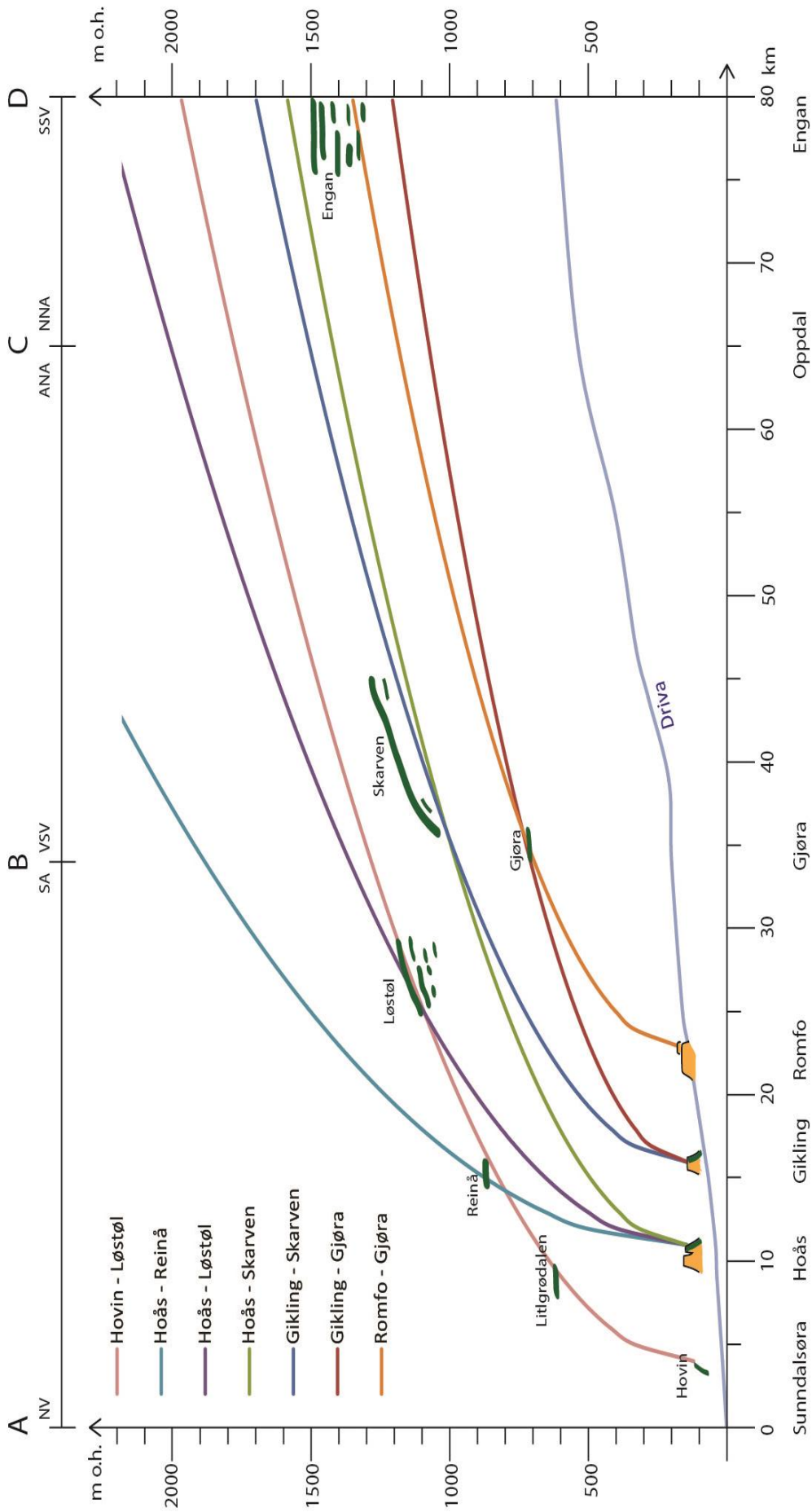
Grunna mangel på langstrekte sidemorener i samanheng med randavsetningane i Sunndalen kan ein ikkje direkte knyta desse med dei ulike moreneavsetningane i området (4.4). Det vart difor konstruert breprofil for å få ein indikasjon på om korrelasjonen til sidemorenene er realistisk.

Breprofilen vart konstruert langs ei 80 km lang strekning frå Sunndalsøra til Gjøra, Oppdal, og Engan (*Fig. 5.1*). Det vart rekonstruert sju ulike profil basert på ulike korrelasjonar av randavsetningar og sidemorener for å finne dei beste samsvara (*Fig. 5.2*). Desse koplingane mellom avsetningar vart testa ut:

- Morena ved Løstølvatnet til moreneryggen ved Hovin
- Hoåsavsetninga med sidemorena i Reinådalen
- Hoåsavsetninga med Løstølvatn-morena
- Hoåsavsetninga med moreneryggen langs Skarven
- Giklingmorena med moreneryggen langs Skarven
- Giklingmorena med moreneryggen ved Gjøra
- Romfo med moreneryggen ved Gjøra



Figur 5.1 Breprofilen er konstruert langs ei 80 km lang strekning av dalføret i Sunndalen og Drivdalen, A-D, i frå Sunndalsøra i vest, til Gjøra, Oppdal og Engan i aust (Google Earth 2013).



Figur 5.2 Dei sju teoretiske breprofilane som vart rekonstruert i Sunddalen og Drivdalen for å vurdere kva korrelasjon av avsetningar som samsvara best, er synt her. Breelavsetningar er markert med oransje farge i profilet, medan moreneryggar er markert med grøn.

5.2.1 Moreneryggane i Sunndalen

Dei mest nærliggande moreneryggane til randavsetninga ved Hoås er ved Reinådalen (875 m o.h.) og Løstølvatnet (1100 m o.h.). Ved å korrelere Hoås og «Reinå» syner utrekninga at stresset som oppstår i bresåla på 590 kPa overskrider det som vert rekna som reelt (Nye 1952), og gradienten på breoverflata ved fronten ville ha vore nesten 150 m/km. Denne korrelasjonen vert rekna som urimeleg og vert difor forkasta.

Ved korrelasjonen av same randavsetning med Løstølmarena syner utrekninga at stresset og gradienten av breen vert meir truverdig. Skjønt, det konstruerte profilet syner at breoverflata ved Engan i det høvet vil vera over 2200 m o.h.. Kvernbekehøa (1498 m o.h.) ved Engan er forsøkt aldersbestemt med eksponeringsdateringar (^{10}Be) på flyttblokker. Resultata av dette syner førebels at dei er avsett i løpet av yngre dryas perioden (J.I. Svendsen pers. med.). Strandlinjedateringa av Hoåsavsetninga gav til samanlikning eit resultat på 12 600 år før notid. Sjølv med den store uvissa i eksponeringsdateringa som gjer at dateringane er «innafor» det som er mogleg for nedsmeltinga, synes denne korrelasjonen å resultera i eit noko for høgt breprofil ved Oppdal og Engan. Follestad & Fredin (2011) finn at maksimumshøgda på isdekket i yngre dryas er om lag 2000 m o.h. kring Dombås, sør for Oppdal. Denne korrelasjonen vert difor likevel rekna som mindre sannsynleg for dette området.

For eit såpass markert og høgtliggande morenesystem som ved Løstølvatnet vil det truleg kunne sporast fleire stader. Sidan korrelasjonen av Hoåsavsetninga med Løstølmarena ikkje vart optimalt, vart eit anna alternativ prøvd ut. Å korrelere Løstøl med eit eldre trinn som har rukke lenger ut i Sunndalen var løysinga for eit mindre bratt breprofil. Den vesle randen som stikk ut i Sunndalen ved Hovin (120 m o.h.) er ikkje studert i dette feltarbeidet, og det er difor uvisst om denne stammar frå lokalglasiasjon i Hareimdalen, eller er ein rest frå eit større israndtrinn. Follestad (1987) koplar den til lokalglasiasjon under Reinsvatntrippet av yngre dryas alder, men eit forsøk på å kople denne ryggen med Løstølmarena gav i alle høve eit fornuftig breprofil. Det konstruerte profilet syner at arena også kan koplast saman med sidemorenene i Reinådalen og Litlgrødalen. Dersom sjølve ryggen ved Hovin er danna under seinare lokalglasiasjon kan det likevel bety at brefronten har lagt omkring her på eit tidlegare tidspunkt, eller eventuelt at denne breen har rukke lenger ut i fjorden, som også er like sannsynleg for gradienten på breprofilet. Denne korrelasjonen vert difor rekna som mest truverdig når det gjeld moreneryggane i Sunndalen.

5.2.2 Moreneryggen langs Skarven og morenesystemet ved Oppdal/Engan

Moreneryggen som er kartlagt langs fjellsida av Skarven (Sollid et al. 1980a) er forsøkt korrelert med begge randavsetningane i Sunndalen (*Fig. 5.2*). Ovanfor Gjøra ligg denne moreneryggen på 1020 m o.h., og denne høgda vart nytta for å konstruere profila, då det er her breen har svinga frå Drivdalen inn i Sunndalen. Korrelasjonen med Hoås syner eit breprofil der isoverflata ved Engan vil vera på om lag same høgde som dei høgste ryggane i morenesystemet der, 1500 m o.h.. Både gradienten og utrekninga av τ for ein teoretisk bre som profilet syner vert vurdert som truverdig. Sidan Hoås er korrelert med Tautra ut i frå strandlinjedatering (5.1), og dei høgste morenane ved Engan er korrelert med same trinnet (Follestad & Fredin 2011), synes difor dette å vera ein god korrelasjon. Gradienten på breoverflata ved Skarven synes derimot å vera for slak til å høve med denne ryggen austover.

Forsøket på å korrelere Gikling med same moreneryggen gjev eit noko brattare profil, som syner at høgda på breen ved Engan ville ha vore nærare 1700 m o.h. ut i frå rekonstruksjonen. Det er derimot påfallande at gradienten for Gikling-Skarven-korrelasjonen samsvarar betre med fallet på moreneryggen langs Skarven enn gradienten i Hoås-Skarven-korrelasjonen gjer. Det er sannsynleg at den skarpe svingen breen (topografistyr) må ha teke for å trenge inn i Sunndalen frå Drivdalen kan ha hatt innverknad på korleis breoverflata har vore i området, ved at friksjonen i bresåla har auka her. Dersom ein modifierer kurva for Gikling-Skarven-korrelasjonen til å jamnast ut der dalføret vert rettare i Drivdalen i samsvar med denne informasjonen, synes profilet å verke meir fornuftig, og kan også koplust til Oppdal/Engansystemet (*Fig. 5.3*).

Sidan ein slik rekonstruksjon av breprofil berre er teoretisk og basert på ideelle «bresituasjonar», medfører det nødvendigvis noko synsing i vurderinga og gjer det elles vanskeleg å fastslå kva for ein av rekonstruksjonane som i dette tilfellet høver best. Det er lokale variasjonar langs heile dalføret grunna tilstøytande dalar, svingar og ulik breidde mellom dalsidene som innverkar på korleis breen vil sjå ut på overflata, og som ikkje er tatt omsyn til i rekonstruksjonen. Eit forsøk på å skilje ut den beste korrelasjonen er likevel utført.

I følgje strandlinjedatering er det ikkje svært stor alderskilnad mellom Hoås og Gikling og det treng difor ikkje vera så langt mellom eventuelle sidemorener for kvart av desse trinna. Ei tolking kan vera at det ikkje har vore stor nok avstand mellom ryggavsetningane frå desse randtrinna til at dei kan skiljast ved metoden som er nytta her. Det er likevel påfallande at med ei så markant randavsetning som Giklingmorena er, vil ein anta at det til dette trinnet

også vil finnast tilhøyrande markante lateralmorenar. Sidan Hoås og Gikling, som tidlegare nemnd, er korrelert med høvesvis Tautra og Hoklingen i Trondheimsfjordområdet, kan moglegvis informasjon om isavsmeltingskronologien i det området belyse situasjonen også i Sunndalen. I Trondheimsområdet er det observert at innlandsisens tjukkelse auka betrakteleg under Hoklingenframstøytten og dermed vart distinkte endemorenar avsett (Reite 1994). Også i Hardangerfjorden ser det ut til at isen under framstøytet i sein yngre dryas vart betydeleg tjukkare, med ein relativ bratt gradient ut i fjorden (Mangerud et al. 2013). Med tanke på at dalføret her er endå smalare enn til dømes Hardangerfjorden kan det tyde på at det same kan gjelde her, og at randavsetninga ved Gikling difor er den beste korrelasjonen til Skarvenmorena. Ut i frå observasjonane som føreligg om Hoåsavsetninga er det heller ikkje mogleg å sei om dette trinnet representerer eit framstøyt eller ein stillstand av Sunndalsbreen. Gikling representerer derimot definitivt eit framstøyt. Eit alternativ til tolking er difor at breoverflata i sein yngre dryas har vore høgare enn i tidleg yngre dryas ved Skarven. Denne tolkinga må bety at eventuelle sidemorener avsett samtidig med Hoås har vorte erodert vekk, eller er skjult av lateralmorener avsett samtidig med Gikling.

Ved Engan er det som nemnd minst to nivå med morenar. Dei aller øvste ryggane kan ut i frå det konstruerte breprofilen sannsynlegvis korrelerast med Hoåsavsetninga, medan dei noko lågare moreneryggane om lag 100 m nedanfor kan koplant med det allereie omtala modifiserte profilet for Gikling-Skarven. Sidan det også er slik at det er dei høgste ryggane ved Oppdal/Enga som er kopla til hovudtrinnet i Sør-Trøndelag (Follestad 2003), støttar det konklusjonen i denne rekonstruksjonen om at desse er samtidig med Hoås.

5.2.3 Moreneryggen ved Gjøra

Moreneryggen som ligg på 720 m o.h. ved Gjøra er testa for korrelasjon med både randavsetninga ved Gikling og den høgste terrassen, Lehjellen på 178 m o.h., ved Romfo. Merk at ved Romfo er det ingen markant rand å korrelere med, og sandurterrassane strekk seg også lenger opp i dalen, men den høgste, og dermed eldste, terrasseflata er utvald for korrelasjon. Forsøket med Gikling vart i hovudsak utprøvd grunna uvissa rundt breprofilen frå Hoås og Gikling til Skarven (sjå diskusjon i 5.2.2). Den korrelasjonen syner derimot at dette i tilfelle ville ha vore ein bre med ein svært slak gradient, i eit område som elles er prega av bratte moreneryggar i dalsidene. Det høver heller ikkje heilt i sammen med den mektige randavsetninga som markerer breframstøytten ved Gikling. Utrekningen av trykket, 79 kPa,

syner også at dette er heilt på den nedre grensa av det som er realistisk for ein slik bre, i følge Nye (1952). Denne teorien vert difor rekna som svært lite sannsynleg.

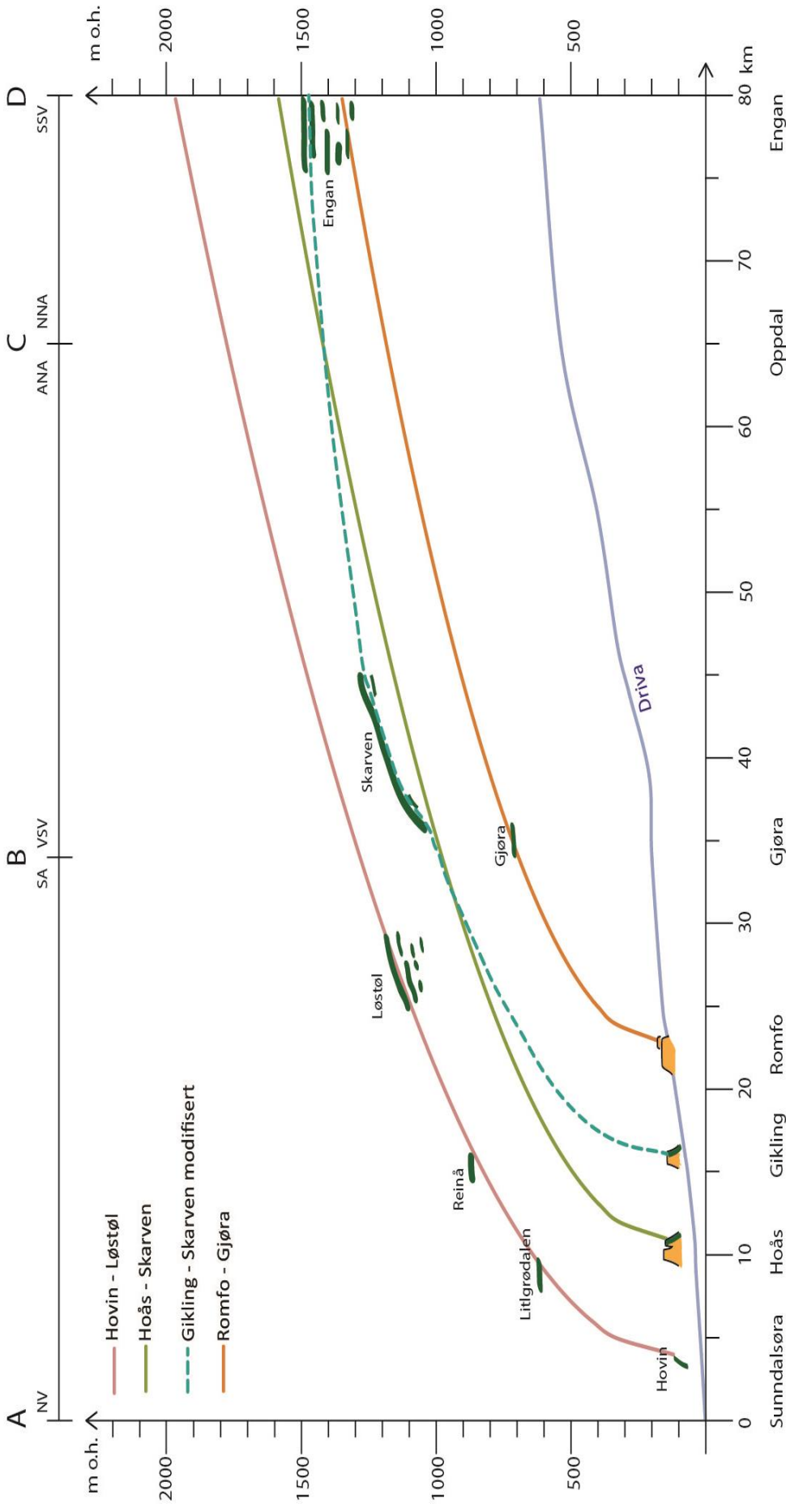
Meir realistisk er det at moreneryggen er avsett i samanheng med sandurutbygginga ved Romfo. Det er uvisst nøyaktig kvar brefronten har lagt, men både den mektige breelavsetninga i dalføret og den tydelege moreneryggen ved Gjøra vitnar om eit framstøyt, eller i alle høve ein stillstand. Det konstruerte profilet samsvarar også betre med gradienten på sjølve dalføret, og Romfo-Gjøra vert totalt sett rekna som ein god korrelasjon.

5.2.4 Oppsummering

Sannsynet for ulike korrelasjonar av randavsetningar i Sunndalen med moreneryggar i kringliggjande områder er vurdert ved hjelp av teoretisk rekonstruksjon av breprofil. Dei fire korrelasjonane som er vurdert til å høve best er valt ut for å vidare nyttast i rekonstruksjonen av isavsmeltingshistoria i Sunndalen. Jamfør diskusjonen er korrelasjonen av Løstølmorena med sidemorenene i Reinådalen og Litlgrødalen, Hoåsavsetninga med dei øvste lateralmorenene i Oppdalsområdet, Giklingmorena med Skarvenmorena og sandurterrassane ved Romfo med Gjøramorena som er dei mest truverdige (*Fig. 5.3*).

Jamfør breprofilkonstruksjon var det ingen av korrelasjonane som høvde til dei to moreneryggande i Klingråket, ettersom breoverflata må ha vore over 1500 m o.h. for å falle over Klingfjellet og inn her. Det er mogleg desse kan skriva seg i frå Tingvolltrinnet ut i frå høgda å dømme. Dette synes derimot merkeleg at det har vore isfritt her ettersom Klingråket tydeleg er prega av botnbreutsjånad. Denne problemstillinga er ikkje vidare fulgt opp her.

Andre moreneryggar innafor det kartlagde området som ikkje er korrelert er til dømes endemorenar ved Vinnufonna (ned til 1100 m o.h.) og Kaldfonnholet (1000 m o.h.). Begge døma er tydeleg utforma av botnbrear, og ser svært tydelege ut i terrenget med ei frisk form. Desse skriv seg difor mest sannsynleg frå den vesle istida på 1700-talet.



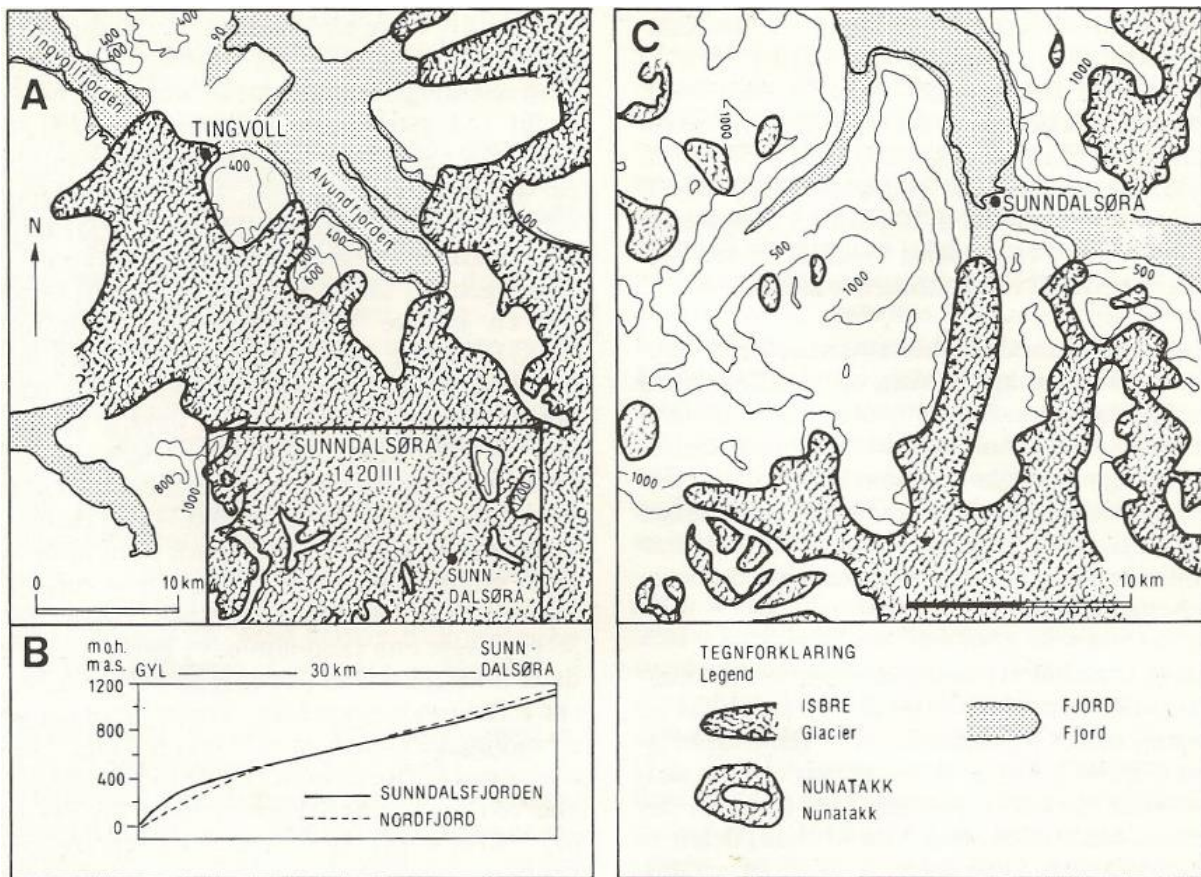
Figur 5.3 Oversikt over dei fire korrelasjonane som vart vurdert til å vera dei mest truverdige, i rekkefølga minkande geografisk utbreiing: Løstølmoræna vert kopla til sidemorænar i Reinådalen og Litigrødalen med ein breffront i nærleiken av Hovin eller eventuelt lenger vest, ein breffront ved Hoås er kopla til morænar på 1500 m o.h. ved Engan, eit modifisert breprofil knyt ein breffront ved Giklingmoræna saman med lateralmorænar ved Skarven og Engan, og til sist vert sandurterrassane ved Romfo knyta til moreneryggen ved Gjøsra.

5.3 Isavsmeltingshistorie for Sunndalen

På nordvestlandet er det kort avstand til eggakanten, og dermed var det også kort avstand frå brefronten av innlandsisen under siste istids maksimum. Dette gjorde at isdekket var forholdsvis tynt i dette området, og dei høgste fjelltoppane lenger inn i landet kan ha stukke opp av isdekket som nunatakar (Dahl 1955), og dermed vore utsatt for vitring i lenger tid enn dei kringliggjande landområda. Regelmessige blokkhav og tydelege vitringsformer kan sjåast i frå 400-600 m o.h. og oppover heilt ved kysten i Møre og Romsdal, medan det stig til 1000 m o.h. og oppover inst i fylket (Follestad 1989). Innafor det kartlagde området er fjelltoppane ved blant anna Vinnufjellet (1816 m o.h.), Trolla (1800 m o.h.), Stoplan (1547 m o.h.), Melsseterkollen (1348 m o.h.) og Gråhøa (1322 m o.h.) tydeleg prega av vitring, og har synleg vore isfri i lenger tid enn fjellområda rundt, men akkurat kor lenge mykje lenger er uvisst.

Kystområda ved Møre og Romsdal var isdekkja fram til 13 500 ^{14}C -år før notid (Rise & Rokoengen 1984). Innafor kysten vitnar fleire randavsetningar om den påfølgande tilbaketrekkinga med enkelte forstyrringar av anten framrykking eller stillstand. Under deglasiasjonen kalva breane raskt attende i fjorddraga, skjønt det er kartlagt eit breframstøyt av eldre dryas alder, 12 000 ^{14}C -år før notid, i Tingvollfjorden, vest for Sunndalsøra (Follestad 1985; Follestad 1986; 1987; Follestad & Henningsen 1984). Dette stadiet vert kalla Tingvolltrinnet, og på denne tida ser det ut til at Sunndalen har vore fullstendig isdekkja (**Fig. 5.4 A**). Follestad (1987) føreslår at breoverflata ved Sunndalsøra har vore om lag 1100 m o.h. (**Fig. 5.4 B**) under dette trinnet, og at Hovsnebb, som er opp til 1500 m o.h., har stukke opp som nunatak.

Innafor Tingvolltrinnet er det i denne studien identifisert spor etter fire yngre stadiar av deglasiasjonshistoria av Sunndalsbreen. Samanstilling av ny informasjon presentert kring alderen til randavsetningane i Sunndalen (5.1) og resultat frå korrelasjon av glasiale avsetningar funne ved hjelp av rekonstruksjon av breprofil (5.2) er samtidig knytt saman med tidlegare studiar i området, og har ført til at fire trinn i isavsmeltingskronologien kan ha vorte rekonstruert. Desse vert heretter kalla Løstøltrinnet, Hoåstrinnet, Giklingtrinnet og Romfottrinnet, og er presentert i form av breutbreiingsfigurar. Merk at alle dei fire trinna representerer anten breframstøyt eller stillstand i det som i hovudsak er ein isavsmeltingsfase.



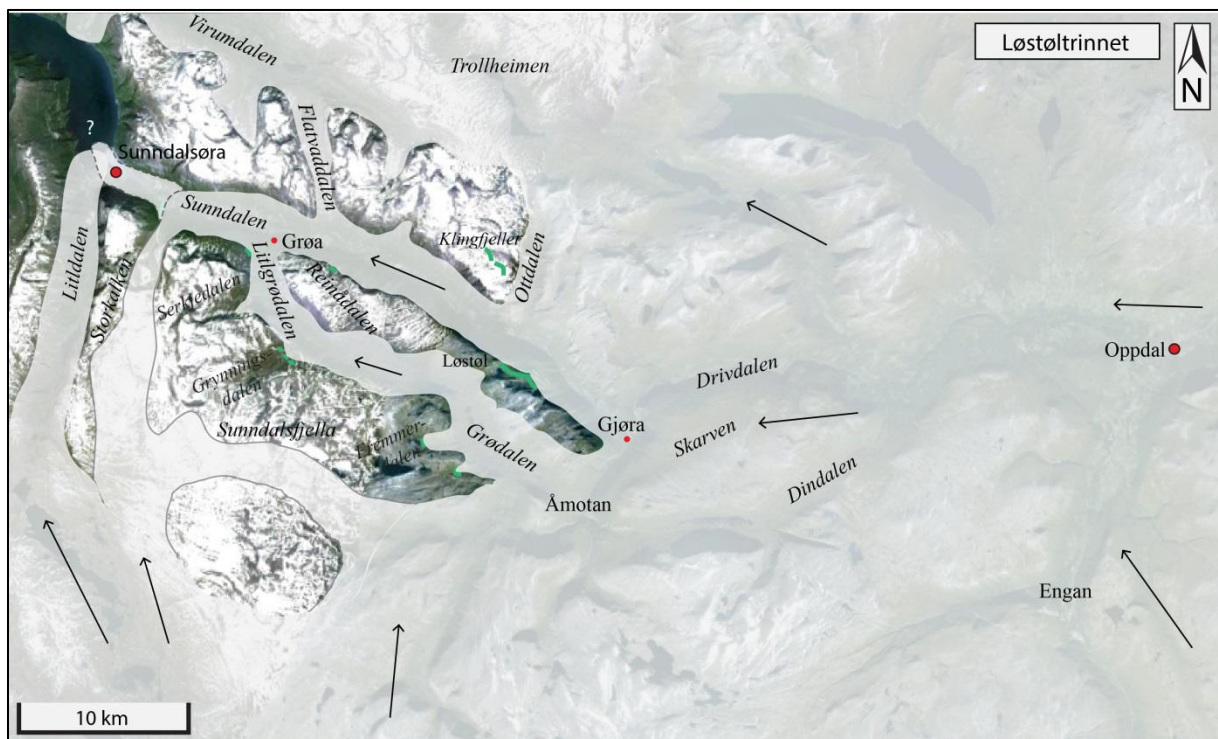
Figur 5.4 A) Isutbreiinga under Tingvolltrinnet, eldre dryas, syner at Sunndalen var fullstendig isdekk. Merk at Hovsnebb like nordaust for Sunndalsøra stikk opp av isdekket som nunatak. B) profil av isbreen i Sunndalsfjorden under Tingvolltrinnet syner at breoverflata var opp mot 1200 m o.h. ved Sunndalsøra. C) Rekonstruksjon av isens utbreiing under Reinsvatntrinnet, som er av yngre dryas alder. Avsetninga i Litldalen er kopla med dette trinnet (Follestad 1987).

5.3.1 Løstøltrinnet

Løstøltrinnet er det eldste av dei rekonstruerte trinna i isavsmeltingshistoria for Sunndalen. Tre sidemorenar i Litlgrødalen, Reinådalen og ved Løstølvatnet i Sunndalen er kopla med kvarandre, og høver mest sannsynleg til ein brefront som har lagt omkring Hovin, Sunndalsøra eller endå nokre km ut i fjorden (Fig. 5.5). Dette trinnet er ikkje datert på noko vis, anna enn at ein ut i frå plasseringa må vite at maksimumsalderen for dette trinnet er alderen av Tingvolltrinnet, medan minimumsalderen er den av trinn 2. Sollid et al. (1980b) har kopla Løstølmorena til Hoåsavsetninga i Sunndalen, men her er det vist at dette er ei heller usannsynleg korrelasjon.

For utbreiinga i områda kring Sunndalen under dette trinnet er det ikkje mykje anna enn høgdene på det rekonstruerte breprofillet som kan leggast til grunn, men etter den å dømme vil også til dømes Grødalen ha vore isdekka på denne tida. Vie (2012) deler også synet av at Løstølmorena må koplast til eit eldre trinn enn Hoås, og har korrelert Løstøl med moreneryggar i Grynningdalen og Fremmerdalen. Dette er inkludert i utbreiingsfiguren, og syner at breen moglegvis også så vidt har trengt inn i Serkjedalen og deretter falt mot sidemorena i munninga av Litgrødalen.

Dalen som ledar ned i Litldalen har fungert som ein dreneringskanal for innlandsisen frå Dovrefjell (Follestad 1987), og har etter alt sannsyn rukke minst ned til Sunndalsøra under dette trinnet. Nunatakområder har mest sannsynleg eksistert ved dei høgste fjellområda, men elles er det sannsynleg at størsteparten av områda kring Sunndalen stadig var dekkja av mykje is etter Tingvolltrinnet.

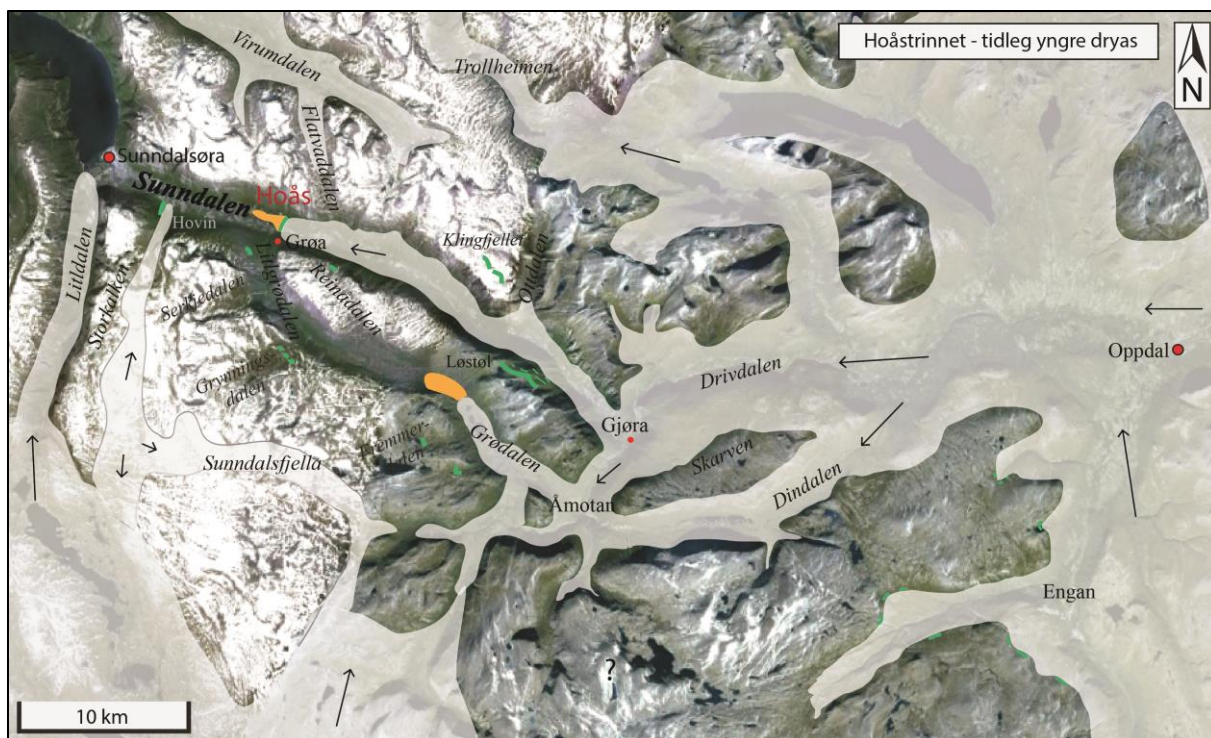


Figur 5.5 Løstøltrinnet er rekna å vera litt yngre enn Tingvolltrinnet. Korrelasjonen av moreneryggar ved Løstølvatnet med lateralmorenar til Sunndalsbreen i Reinådalen og Litlgrødalen samsvarar med ein brefront ein stad i Sunndalsfjorden. Grødalen og Litldalen var også isdekka. Merk at eventuelle nunatakområder i denne samanstillinga ikkje er skilt ut aust for hovuddalføret.

5.3.2 Hoåstrinnet – tidleg yngre dryas

Hoåsavsetninga vert forbunde med yngre dryas av Sollid et al. (1980b) og Follestad (1987) utan nærmare spesifikaasjon kring det. I denne studien er det vist at Hoåsavsetninga stammar frå ein tidleg fase av den kalde perioden. Hoåstrinnet (*Fig. 5.6*) er difor av alderen tidleg yngre dryas. Jamfør rekonstruksjon av breprofil er randavsetninga ved Hoås korrelert med dei høgste moreneryggane ved Engan. Vie (2012) har kartlagd isavsmeltingshistoria for Grødalen, der det vart funne, basert på dateringar av organisk materiale i Koksvikmyra, at isen har lagt ved passpunktet i dalen, Storheia (760 m o.h.), i tidleg yngre dryas alder. På same tid vart det avsett sandursletter på vestsida av passpunktet. Han innfører det han kallar Grødalstrinnet, og grunna alderssamanhengten vert dette trinnet no kopla til Hoåstrinnet i Sunndalen. For trinnet elles er i hovudsak høgda funne i den teoretiske rekonstruksjonen av breprofilerna lagt til grunn for den geografiske utbreiinga. For dette trinnet er det ikkje nokon observerte haldepunkter som kan nyttast for å tolke kvar brefronten i Litldalen var lokalisert, men sannsynlegvis var det stadig ein del is i denne dalen.

Rekonstruksjonen av Hoåstrinnet står i motsetnad til at Dahl et al. (1997) sluttar at isoverflata i fjella aust for Oppdalsområdet var 1100 m o.h. i yngre dryas, som representerer den såkalla minimumsmodellen. Funna i denne studien indikerer derimot at isoverflata ved Oppdal var om lag 1400-1500 m o.h. i yngre dryas, noko som høver med at Follestad & Fredin (2011) fann at isoverflata kring Dombås var opp til 2000 m o.h., men for det meste kring 1800 m o.h., i yngre dryas, og støttar difor opp om den såkalla maksimumsmodellen (Mangerud 2004).



Figur 5.6 Hoåstrinnet fann stad i tidleg yngre dryas, og ein brefront ved Hoås er kopla til Grødalstrinnet og dei høgste lateralmorenene ved Engan på 1500 m o.h..

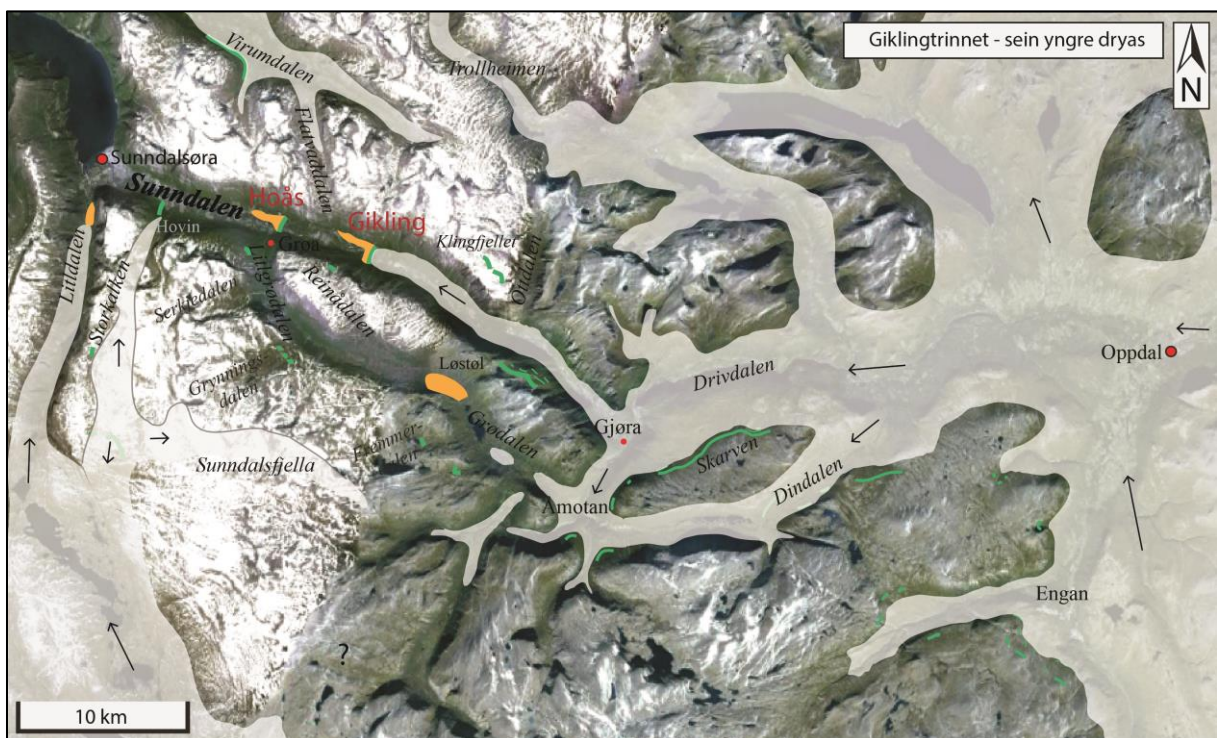
5.3.3 Giklingtrinnet – sein yngre dryas

Randavsetninga ved Gikling vart tidleg skildra av Nordhagen (1928) og knytt til Ra-trinnet på austlandet, som svarar til yngre dryas. Giklingtrinnet (*Fig. 5.7*) syner korleis breutbreiinga kan ha vore på tidspunktet, datert til sein yngre dryas, då randavsetninga ved Gikling vart avsett. Randavsetninga er kopla til den markante moreneryggen langs Skarven og til dei noko lågare moreneryggane (1300-1400 m o.h.) ved Engan. Trinnet vert alderskorrelert med Hoklingentrinnet i Trondheimsområdet. Skarven er rekna for å vera samtidig med lateralmorenar på 900 m o.h. i Åmotan (Sollid et al. 1980b), og det er difor sannsynleg at breen har rukke berre eit lite stykke inn mot Grødalen. Vie (2012) sine resultat syner likevel at stagnert is kan ha blitt liggande i Grødalen på denne tida. Breen frå Drivdalen synes ut i frå forma på moreneryggane å falle sørover inn i fjelldalane Grødalen, Åmotan og Dindalen, noko som tyder på at dei høgare fjellområda her var isfrie sidan det ikkje er teikn på at is har drenert her i frå og ned til hovudbreen.

Dateringa i samanheng med avsetninga nedst i Litldalen syner at fjorden vart isfri her for seinast 11 200 år før notid. Ut i frå storleiken og mektigheita på avsetninga er det likevel

naturleg å korrelere den med Gikling, sjølv om dateringa er noko yngre. Follestad (1987) knyter også avsetninga i Litldalen til Reinsvatntrinnet (*Fig. 5.4 C*), som er av yngre dryas alder. Dette trinnet ser ut i frå smeltevatnsløp og randmorenar å ha vore todelte. Det kan høve saman med at også Skarvenmorena nokre stader er todelte. Follestad (1987) føreslår samtidig at det har vore is i området like aust for Storkalken, fjellet som utgjer austsida av Litldalen. Ein lokalglasiasjon her kan nemleg forklare lateralmorenar ved store Togkollen (1350 m o.h.) og moglegvis den tidlegare nemnde ryggutstikkaren ved Hovin. Virumdalen like nordaust for Sunndalsøra var endå bredekkka på same tid som hovuddalen var isfri opp til Gikling (Follestad 1985; Johansen et al. 1985).

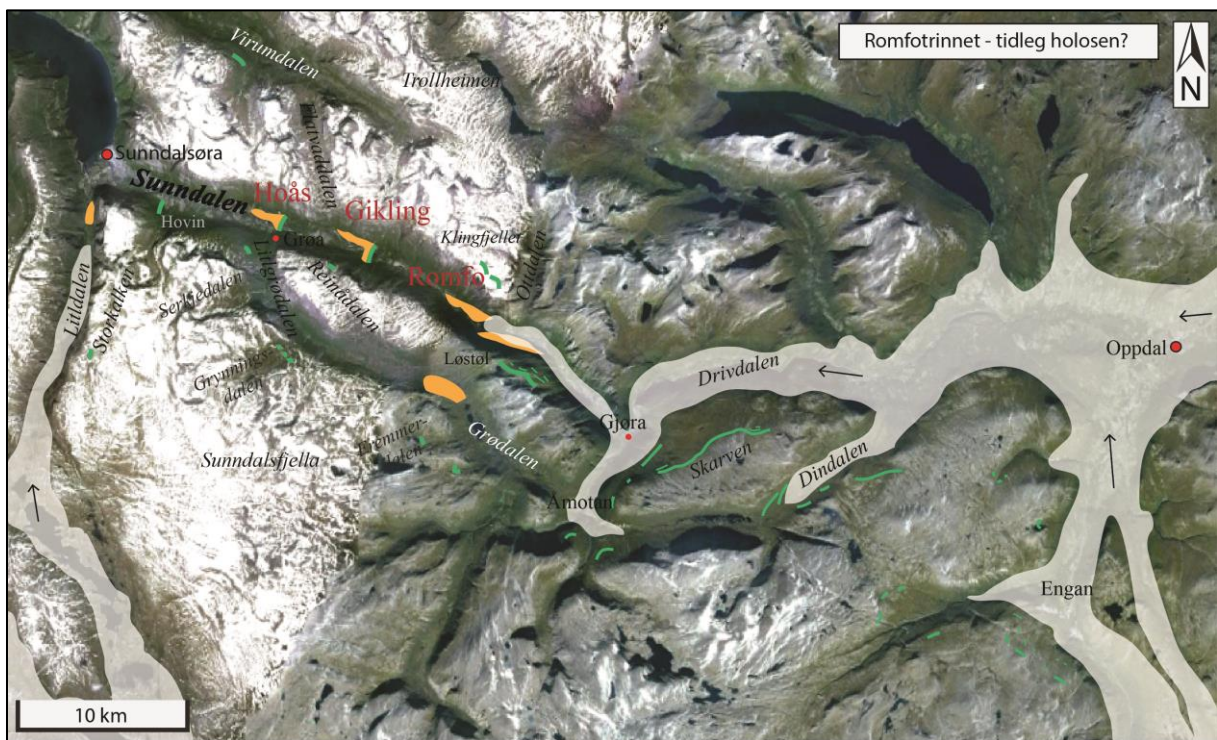
I og med at Reinsvatntrinnet vert kopla til alle dei mest markante lateralmorenene i dalstroka kring Sunndalen, styrkar det tolkinga av at Gikling er samtidig med denne, og også Skarvenmorena. Giklingmorena er, tross alt, sporet etter den mest prominente breframstøyten i området, og er difor kopla til dei mange av dei mest markant sidemorenene i passende høgde i rekonstruksjonen av breutbreiinga.



Figur 5.7 Giklingtrinnet syner breutbreiinga i sein yngre dryas. Eit kraftig breframstøyt har avsett dei mektige randavsetningane ved Gikling og Litldalen, medan distinkte lateralmorenar kan sporast i fjellsidene ved Skarven, Dindalen, Åmotan, Virumdalen og elles dei som tidlegare er knytt til Reinsvatntrinnet av Follestad (1987). Lokalglasiasjon ved Storkalken kan forklare høgtliggande sidemorener der, medan det mest sannsynleg har vore store isfrie områder i fjella lenger søraust.

5.3.4 Romfotrinnet – sein yngre dryas eller tidleg holosen

Alderen til terrasseavsetningane ved Romfo vart ikkje nøyaktig tidfesta i denne studien, då den verken kunne strandlinjedaterast eller koplant til nokre sidemorener med etablert aldersinformasjon. I alle høve er Romfotrinnet (**Fig. 5.8**) det yngste identifiserte i isavsmeltingskronologien i Sunndalen. Sandurterassane ved Romfo er korrelert med Gjøramorena, som tyder på at det har vore eit lite framstøyt eller ein stillstand. Sidan Romfotrinnet mest sannsynleg er eit par hundre år yngre enn Giklingtrinnet, kan dette vera ei tidleg holosen avsetning. Dersom ein i dette tilfellet atter ein gong ser til isavsmeltingskronologien i Trondheimsfjordområdet, der trinnet innafor Hoklingen vert kalla Vuku, kan ein moglegvis trekka likskapen frå dette trinnet til Romfotrinnet. Vukutrinnet er eit mindre markert og samanhengande trinn som representerer ein stillstand under tilbaketrekkinga. Trinnet er datert til 11 300-11 000 år før notid og stammar frå tidleg preboreal (Reite 1994). Sjølv om Romfotrinnet og Vuku ikkje kan korrelerast med sikkerheit kan den allereie stadfesta likskapen mellom isavsmeltingskronologien i Trondheimsfjordområdet med den i Sunndalen, i alle høve byggje opp om påstanden om at Romfotrinnet er av tidleg holosen alder. Isutbreinga for dette tidspunktet vert i hovudsak basert på det profilet som er rekonstruert for korrelasjonen av Romfo med Gjøra.



Figur 5.8 Romfotrinnet er moglegvis av enten sein yngre dryas eller tidleg holosen alder, trinnet innehar visse likskapar med Vukutrinnet i Trondheimsfjordområdet.

6 Konklusjon

- Det er utarbeidd eit detaljert kvartærgeologisk kart over Sunndalen basert på flybiletetolking og feltgranskingar. Det er kartlagd og skildra tre ulike brerandtrinn som korresponderer med israndavsetningar ved Hoås, Giklingen og Romfo.
- Avsetjinga ved Hoås er eit breranddelta som har bygd seg fleire meter over det samtidige havnivå på 145 m o.h. og er såleis ein proglasial sandur. Strandlinjedatering tyder på at det låg ein brearm i Sunndalen som nådde fram til Hoås i en tidleg fase av yngre dryas. Det er nærliggande å anta at denne avsetninga korrelerer med Tautratrinnet i Trondheimsfjordområdet.
- Giklingavsetninga er samansett av ei markert endemorene og eit stort breranddelta på vestsida. Georadarprofil syner både skrålag og topplag. Strandlinjediagrammet for nordvestlandet (Svendsen & Mangerud 1987) tyder på at denne avsetninga er nokre hundreår yngre enn Hoås og at morena er frå ein sein fase av yngre dryas. Denne er korrelert med markerte sidemorener oppover i Sunndalen. Dette brerandtrinet kan mogeligvis korrelerast med Hoklingentrinet i Sør-Trøndelag, men dette er uvisst.
- Avsetjinga ved Romfo, sju km lenger aust for Gikling, er ein isproksimal sandur som ligg over den marine grensa. Denne er korrelert med ei sidemorene ved Gjøra på 720 m o.h. Det er uvisst om også Romfoavsetninga er av yngre dryas alder, men den kan og vere frå tida like etterpå.
- Totalt sett har det føregått ei netto tilbaketrekking av isen i Sunndalen, i likskap med den etablerte isavsmeltingskronologien i Trondheimsfjordområdet. På same tid har det på sørvestlandet vore eit markant breframstøyt

7 Litteraturliste

- Aarseth, I., & Mangerud, J. (1974). Younger Dryas end moraines between Hardangerfjorden and Sognefjorden, western Norway. *Boreas*, 3(1), 3-22.
- Beres, M., & Haeni, F. (2005). Application of Ground-Penetrating-Radar Methods in Hydrogeologic Studies. *Ground Water*, 29(3), 375-386.
- Bergstrøm, B., Reite, A., Sveian, H., & Olsen, L. (2001). Feltrutiner, kartleggingsprinsipper og standarder for kvartærgeologisk kartlegging-løsmassekartlegging ved NGU. *Norges geologiske undersøkelse Internal Report 2001.018*.
- Bondevik, S., & Mangerud, J. (2002). A calendar age estimate of a very late Younger Dryas ice sheet maximum in western Norway. *Quaternary Science Reviews*, 21(14), 1661-1676.
- Cuffey, K. M., & Paterson, W. (2010). *The physics of glaciers*: Academic Press.
- Dahl, E. (1955). Biogeographic and geologic indications of unglaciated areas in Scandinavia during the glacial ages. *Geological Society of America Bulletin*, 66(12), 1499-1520.
- Dahl, S. O., Nesje, A., & Øvstedal, J. (1997). Cirque glaciers as morphological evidence for a thin Younger Dryas ice sheet in east-central southern Norway. *Boreas*, 26(3), 161-180.
- Follestad, B. A. (1985). *Stangvik. Beskrivelse til kvartærgeologisk kart 1420 IV M 1: 50 000* (Vol. Skrifter 67): Norges Geologiske Undersøkelse.
- Follestad, B. A. (1986). Kristiansund 1321 II og Bremnes 1321 III. Beskrivelse til kvartærgeologiske kart M 1: 50 000 (med fargetrykte kart).
- Follestad, B. A. (1987). Sunndalsøra 1420 III. Beskrivelse til kvartærgeologisk kart-M 1: 50,000. *Norges geologiske undersøkelse Skrifter*, 79, 32.
- Follestad, B. A. (1989). TINGVOLL 1320 II - Kvartærgeologisk kart med beskrivelse - M 1:50 000.
- Follestad, B. A. (1995). Møre og Romsdal fylke-kvartærgeologisk kart M 1.250 000. *Norges geologiske undersøkelse, 1*.
- Follestad, B. A. (2003). Development of minor late-glacial ice domes east of Oppdal, Central Norway. *Norges geologiske undersøkelse*, 441, 39-50.
- Follestad, B. A., & Fredin, O. (2011). Geometry and vertical extent of the late Weichselian ice sheet in northwestern Oppland County, Norway. *Norges Geologiske Undersøkelse. Bulletin*, 451, 19.

- Follestad, B. A., & Henningsen, T. (1984). Sunndalsøra, kvartærgeologisk kart 1420 III - M 1:50 000. *Norges Geologiske Undersøkelse*.
- Holtedahl, O. (1953). *Norges geologi*: I kommisjon hos Aschehoug.
- Isaksen, K., Hauck, C., Gudevang, E., Ødegård, R. S., & Sollid, J. L. (2002). Mountain permafrost distribution in Dovrefjell and Jotunheimen, southern Norway, based on BTS and DC resistivity tomography data. *Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography*, 56(2), 122-136.
- Johansen, O.-I., Sollid, J. L., & Henningsmoen, K. E. (1985). Deglasiasjonsforløpet på Tingvollhalvøya og tilgrensende områder, Nordvestlandet, i lys av vegetasjonsutviklingen.
- Kjemperud, A. (1986). Late Weichselian and Holocene shoreline displacement in the Trondheimsfjord area, central Norway. *Boreas*, 15(1), 61-82.
- Lohne, Ø. S., Bondevik, S., Mangerud, J., & Svendsen, J. I. (2007). Sea-level fluctuations imply that the Younger Dryas ice-sheet expansion in western Norway commenced during the Allerød. *Quaternary Science Reviews*, 26(17), 2128-2151.
- Mangerud, J. (2004). Ice sheet limits in Norway and on the Norwegian continental shelf. *Developments in Quaternary Sciences*, 2, 271-294.
- Mangerud, J., Goehring, B. M., Lohne, Ø. S., Svendsen, J. I., & Gyllencreutz, R. (2013). Collapse of marine-based outlet glaciers from the Scandinavian Ice Sheet. *Quaternary Science Reviews*, 67, 8-16.
- Mangerud, J., Gyllencreutz, R., Lohne, Ø., & Svendsen, J. I. (2011). Glacial history of Norway.
- Mangerud, J., Lie, S. E., Furnes, H., Kristiansen, I. L., & Lømo, L. (1984). A Younger Dryas ash bed in western Norway, and its possible correlations with tephra in cores from the Norwegian Sea and the North Atlantic. *Quaternary Research*, 21(1), 85-104.
- Mauring, E., Koziel, J., Lauritsen, T., Rønning, J. S., & Tønnesen, J. F. (1995). Målinger med georadar. Teori, anvendelse, teknikker og eksempler på opptak. *Norges geologiske undersøkelse, NGU-rapport(94.024)*, 78.
- Nordhagen, R. (1928). Bredemte sjøer i Sunndalsfjellene. *Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography*, 2(5-6), 281-352.
- Nordhagen, R. (1930). Nye iakttagelser over de bredemte sjøer i Sundalsfjellene. *Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography*, 3(1), 34-55.
- Nye, J. (1952). The mechanics of glacier flow. *Journal of Glaciology*, 2(12), 82-93.

- Reite, A. J. (1994). Weichselian and Holocene geology of Sør-Trøndelag and adjacent parts of Nord-Trøndelag county, Central Norway. *Norges geologiske undersøkelse. Bulletin*, 426, 30.
- Rise, L., & Rokoengen, K. (1984). Surficial sediments in the Norwegian sector of the North Sea between 60 30' and 62 N. *Marine Geology*, 58(3), 287-317.
- Sollid, J. L., Carlson, A. B., & Torp, B. (1980a). Trollheimen-Sunndalsfjella-Oppdal Kwartærgeologisk kart 1: 100 000. *Geografisk Institutt, Universitetet i Oslo*.
- Sollid, J. L., Carlson, A. B., & Torp, B. (1980b). Trollheimen–Sunndalsfjella–Oppdal Kwartærgeologisk kart 1: 100 000 Kort beskrivelse til kartet Trollheimen–Sunndalsfjella–Oppdal Quarternary map 1: 100000 Short description of the map. *Norsk Geografisk Tidsskrift*.
- Sollid, J. L., & Kjenstad, K. (1980). Hovedflaten (Yngre Dryas', Havnivå) som basis for kvartær kronologi i Midt-Norge. Et metodeforsøk.
- Sveian, H., & Olsen, L. (1984). A shoreline displacement curve from Verdalsöra, Nord-Trøndelag, Central Norway. *Boreas*, 8, 241-246.
- Svendsen, J. I., & Mangerud, J. (1987). Late Weichselian and Holocene sea-level history for a cross-section of western Norway. *Journal of Quaternary Science*, 2, 113-132.
- Vie, E. (2012). *Kwartærgeologisk kartlegging og rekonstruksjon av isavsmeltinga i Grødalen, Sunndalsfjella*. Master, Universitetet i Bergen, Bergen.
- Walker, M., Johnsen, S., Rasmussen, S. O., Popp, T., Steffensen, J. P., Gibbard, P., . . . Björck, S. (2009). Formal definition and dating of the GSSP (Global Stratotype Section and Point) for the base of the Holocene using the Greenland NGRIP ice core, and selected auxiliary records. *Journal of Quaternary Science*, 24(1), 3-17.

Andre kjelder:

Statens kartverk 2006, Flybilette: IR dekningsnummer 13340, TerraTec AS.

Norkart (2006), Norkart Virtual Globe, www.norgei3d.no, lasta 7.2.2013.

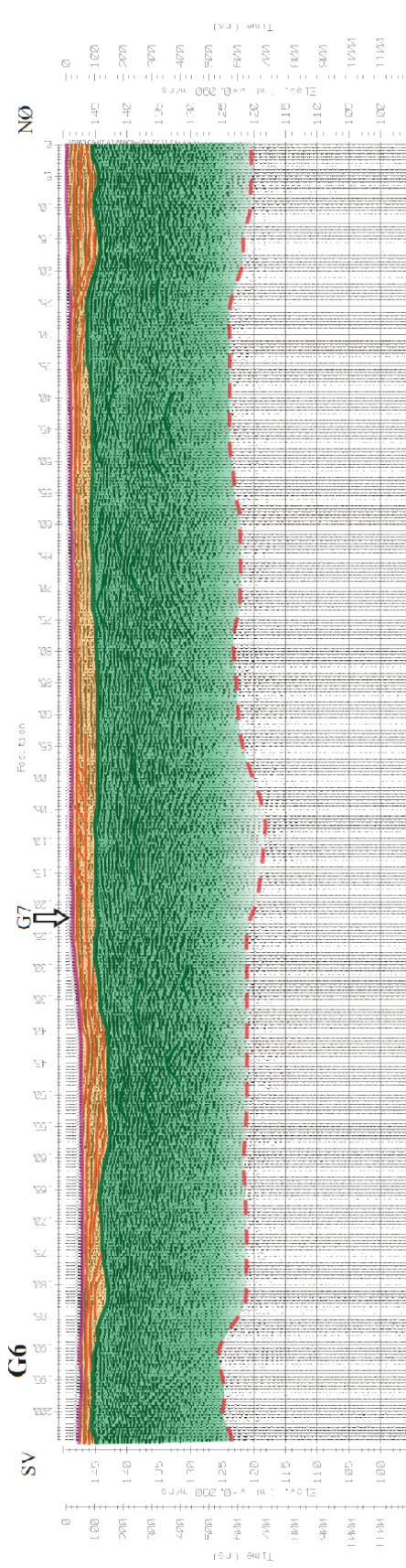
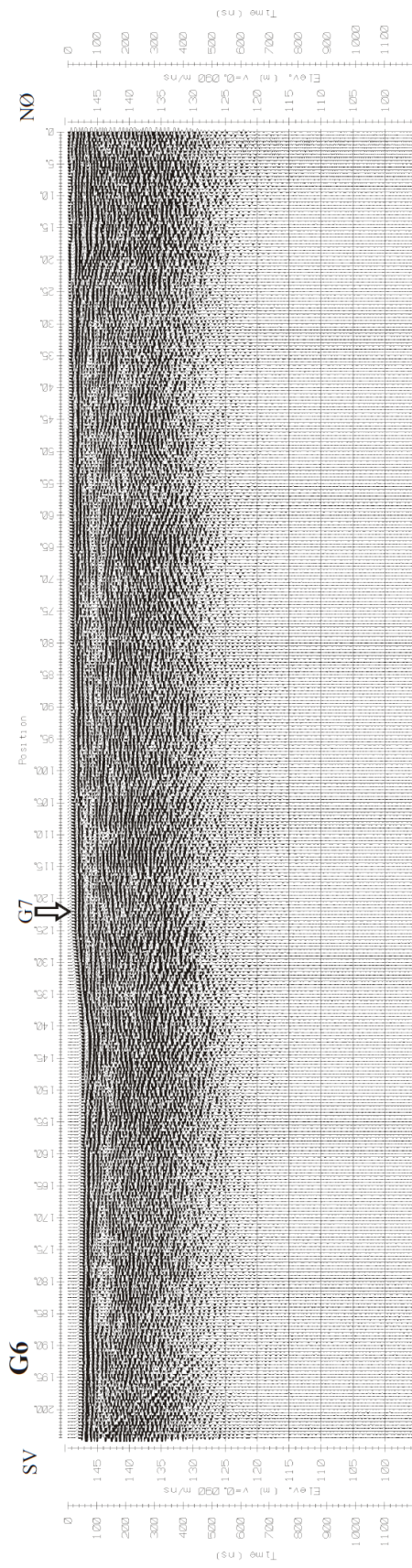
Statens kartverk (2009), Norgeskart, www.norgeskart.no, lasta 7.2.2013

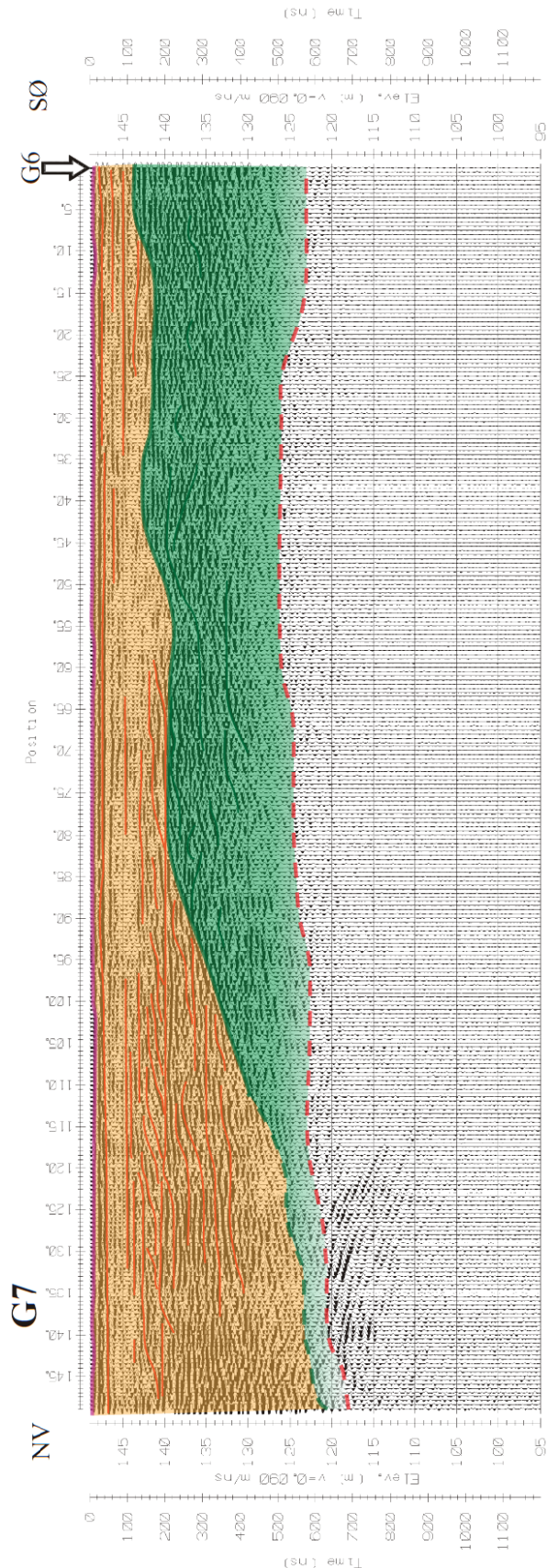
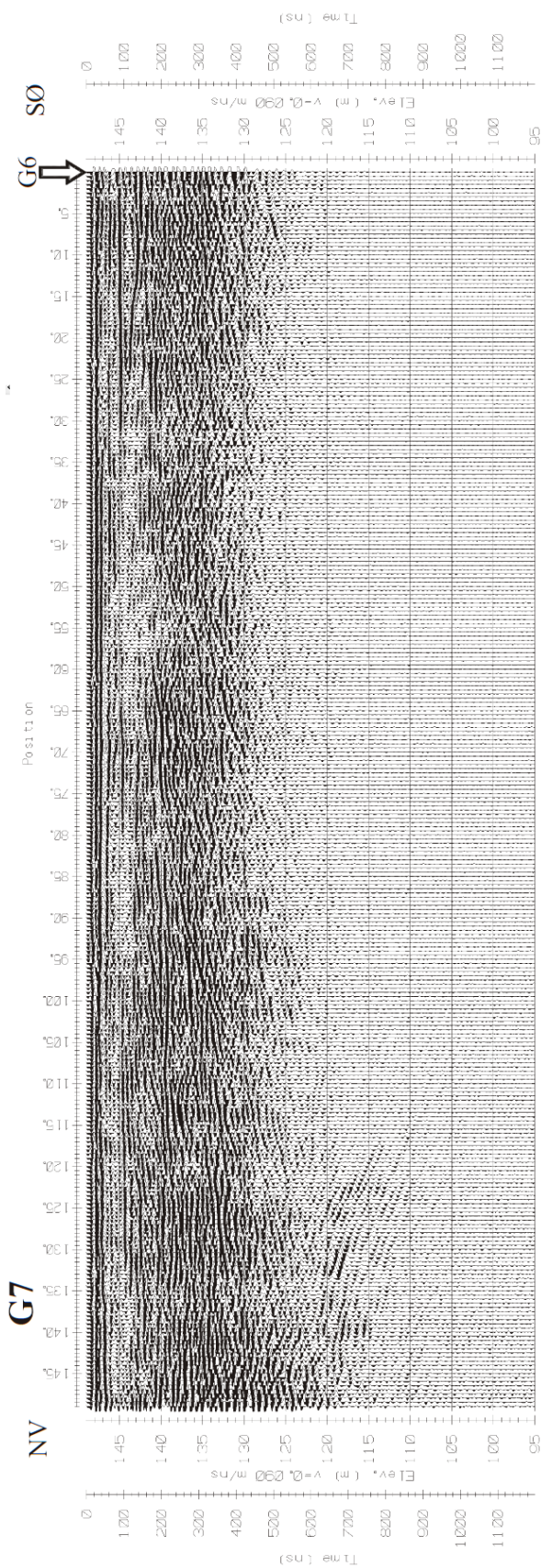
Google (2013), Google earth.

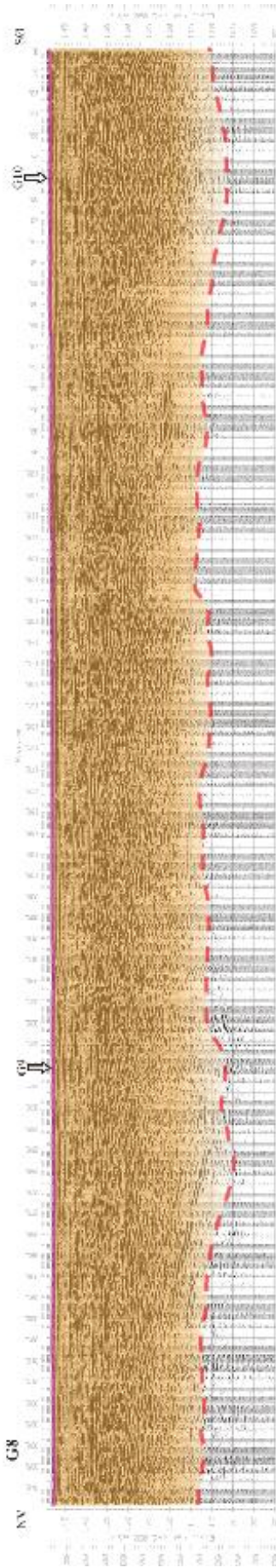
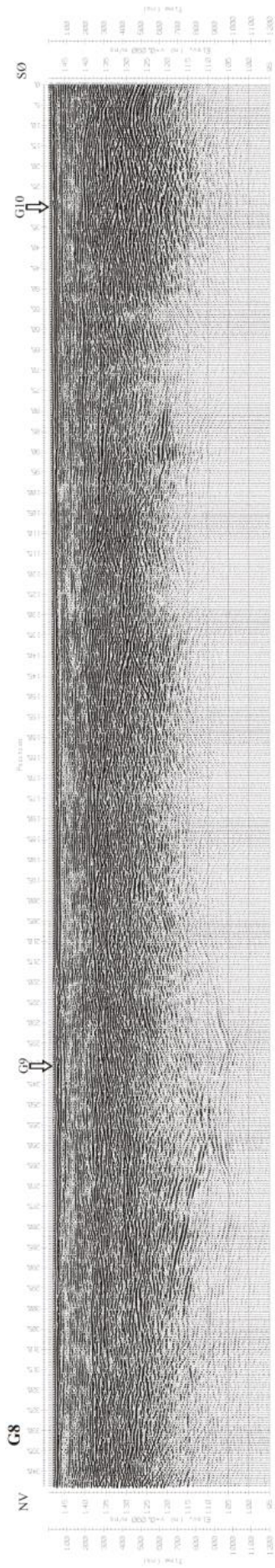
Vedleggsoversikt

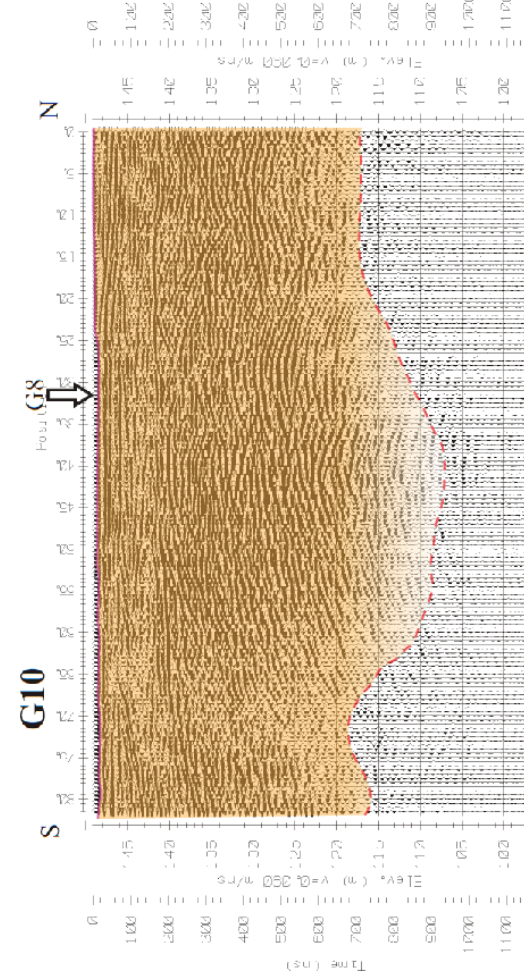
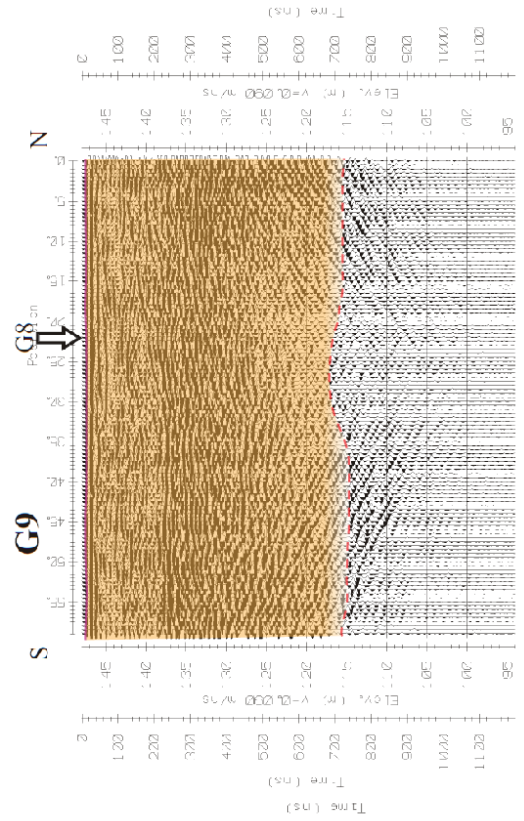
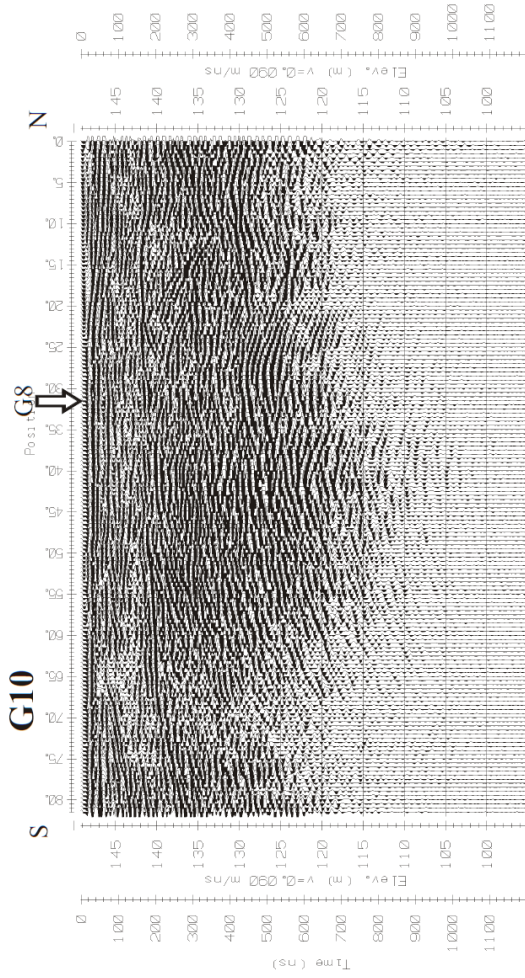
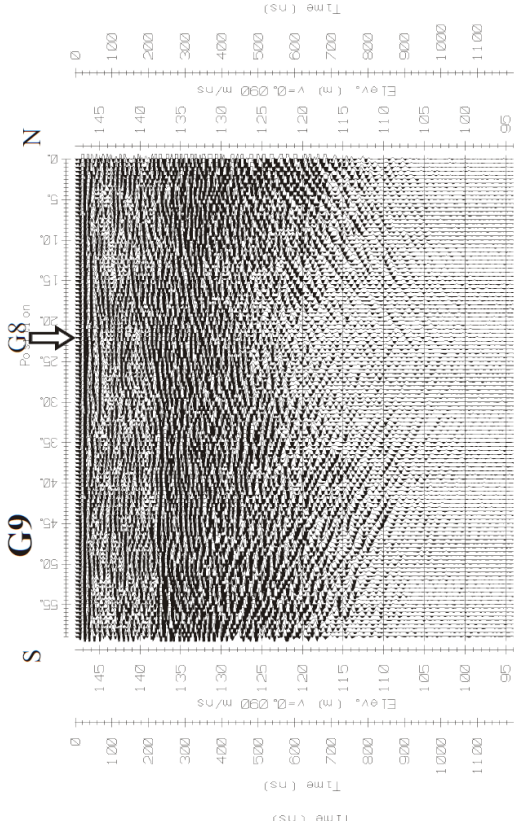
Vedlegg 1: Georadarmålingar Gikling: G6-G10	ii
Vedlegg 2: Georadarprofil Romfo: G1-G5	vi
Vedlegg 3: Utrekning av trykk (τ) og C for korrelasjon av avsetningar	xi
Vedlegg 4: Konstruksjon av breprofil	xii
Vedlegg 5: Kvartærgeologisk kart med teiknforklaring	kartmappe

Vedlegg 1: Georadarmålinger Gikling: G6-G10

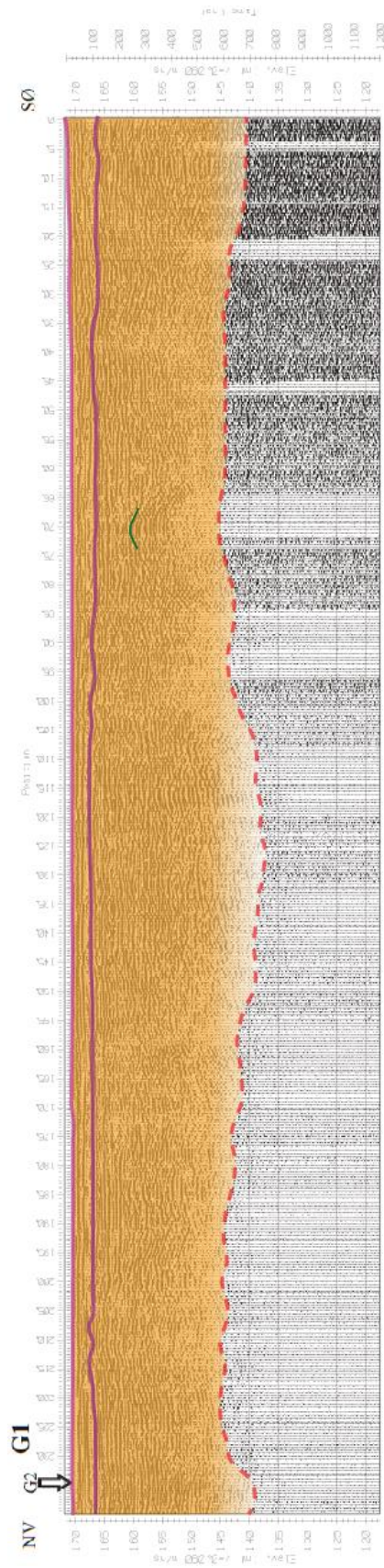
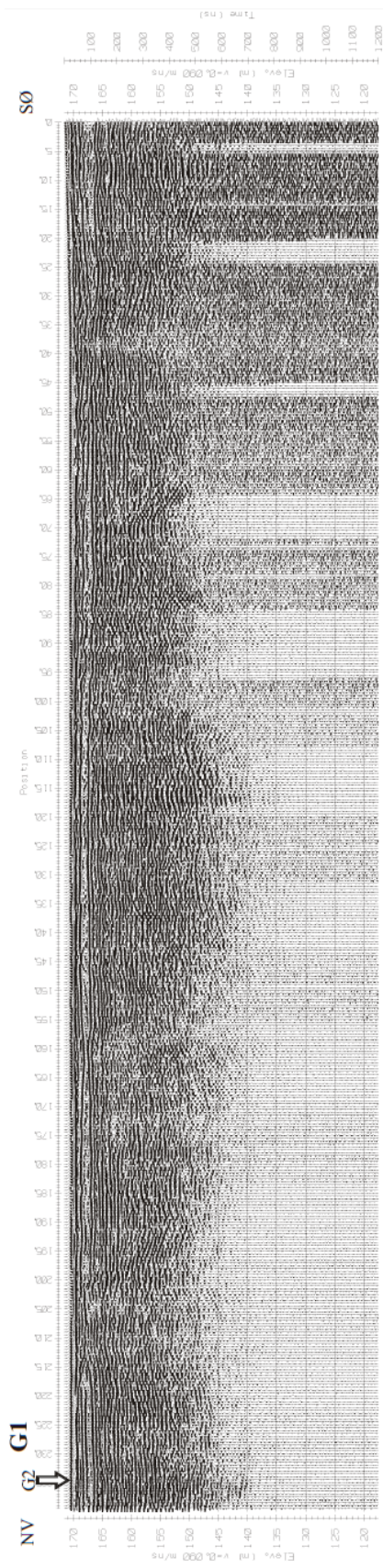


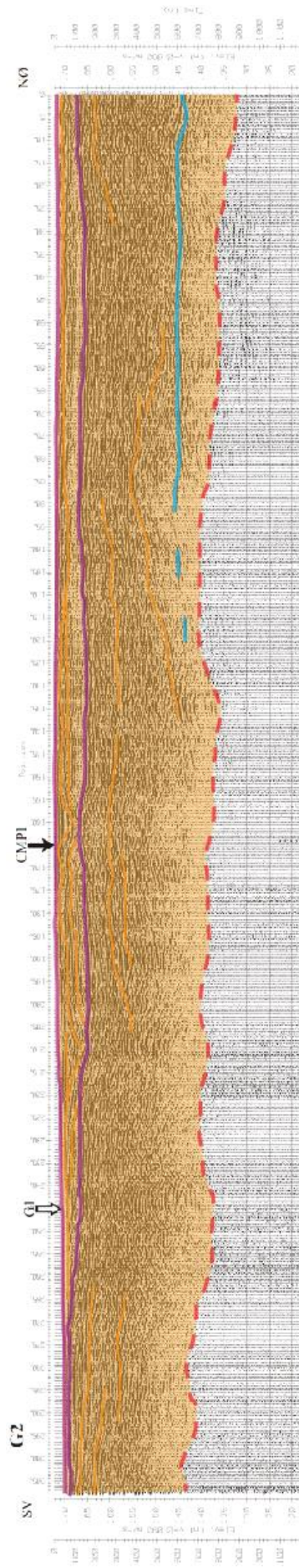
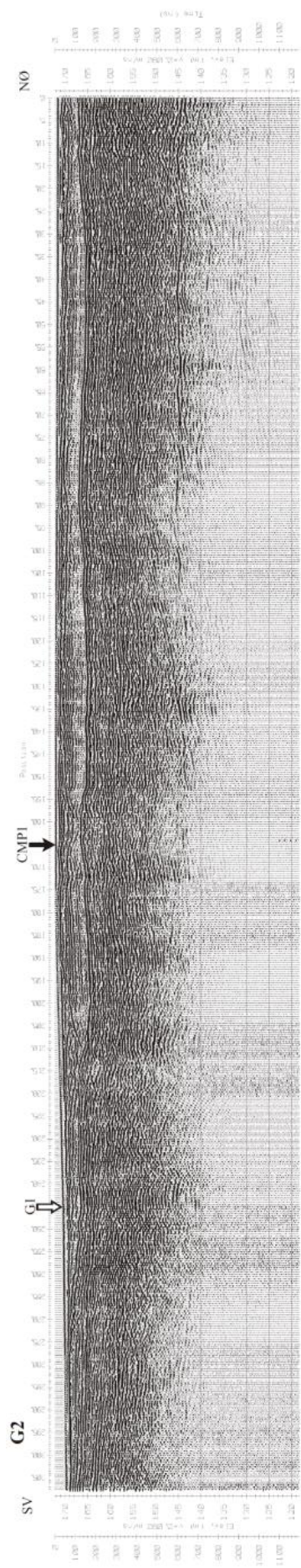


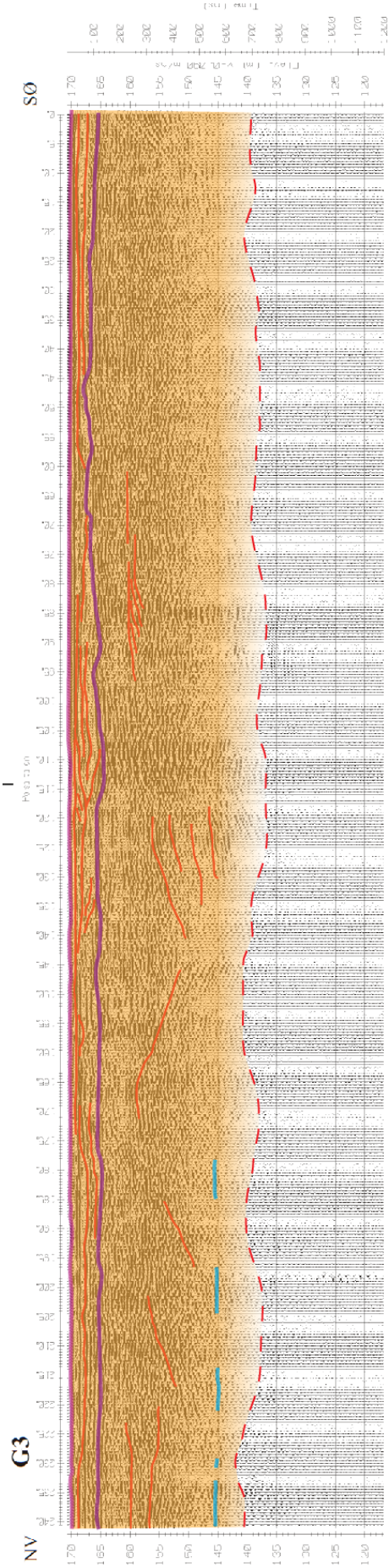
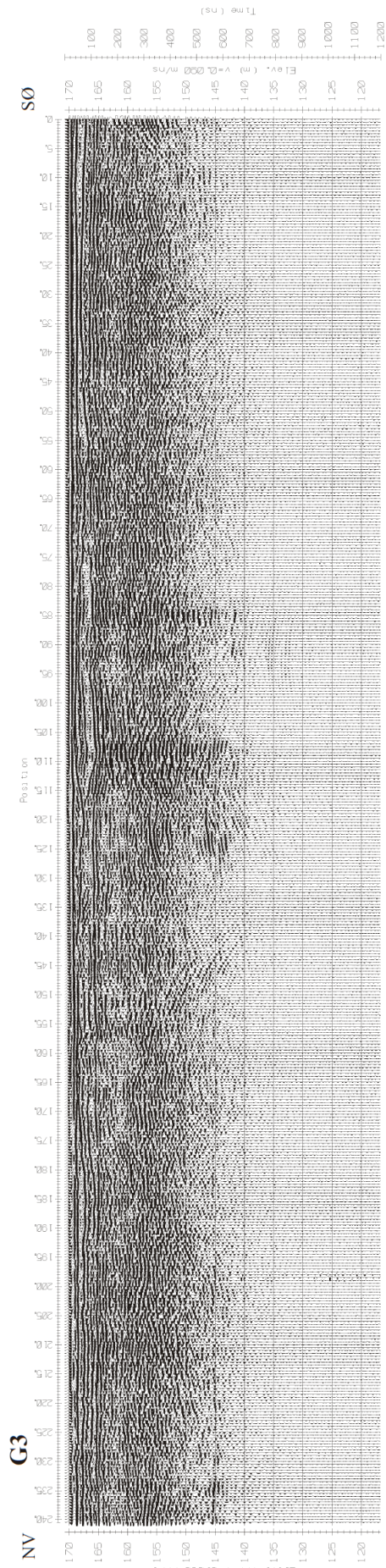


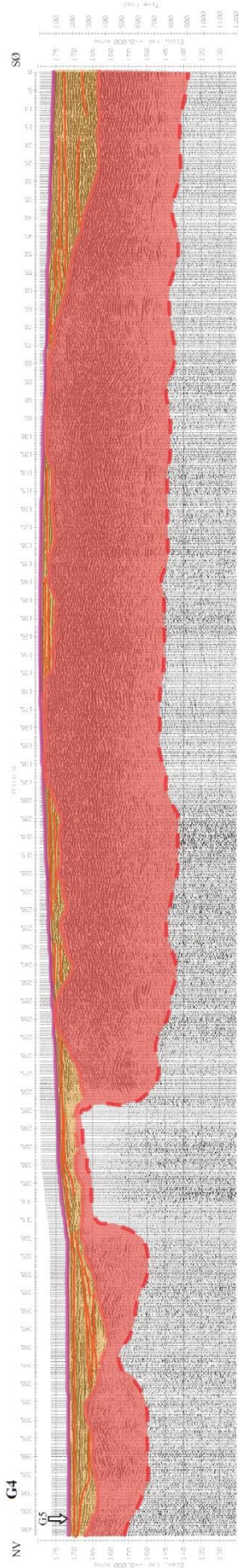
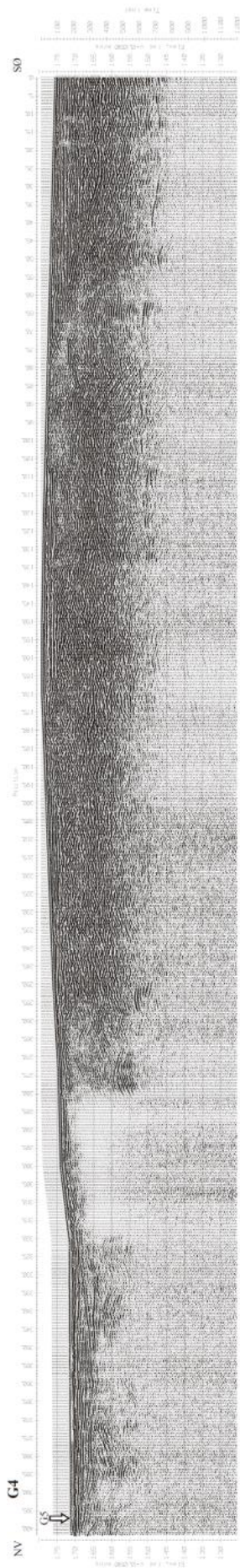


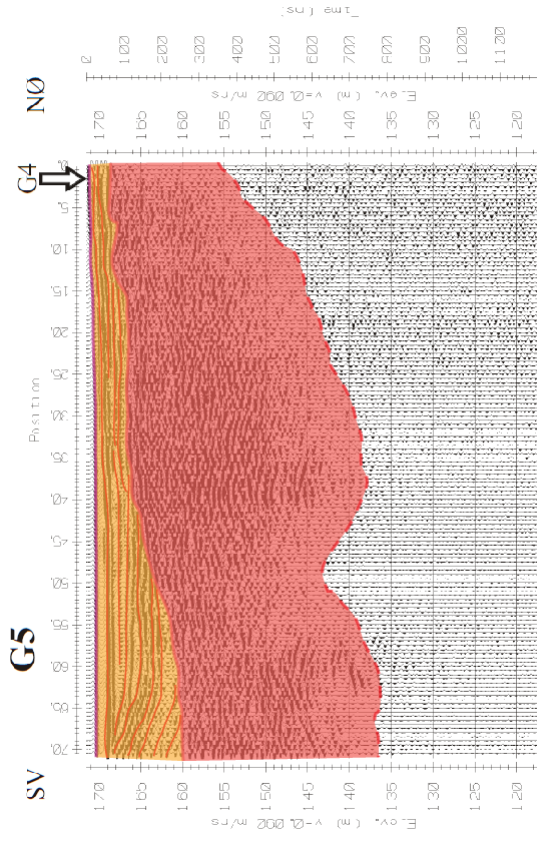
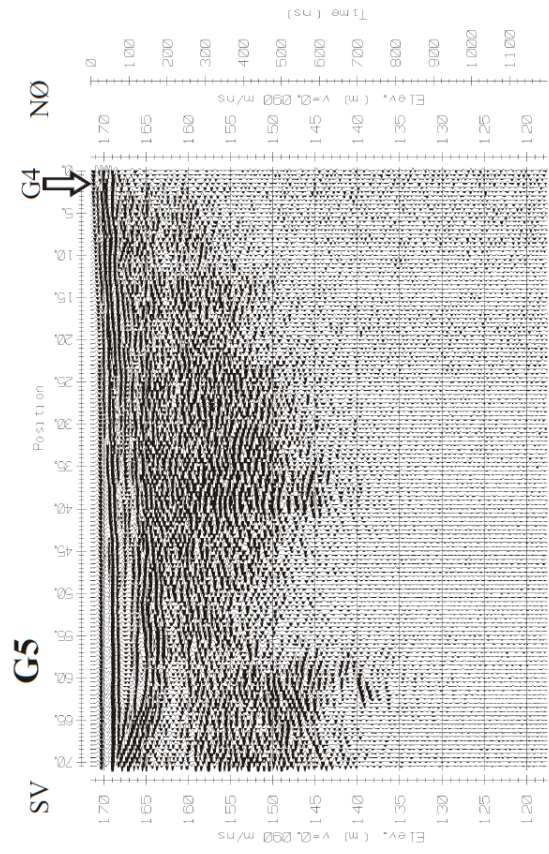
Vedlegg 2: Georadarprofil Romfo: G1-G5











Vedlegg 3: Utrekning av trykk (τ) og C for korrelasjon av avsetningar

Formular brukt i utrekninga:
$$h^2 = \frac{2\tau x}{\rho g}, \quad h = C\sqrt{x},$$

- 1 - 2 = avsetningar som er korrelert
- h (m) = høgdeforskjell mellom avsetningane
- x (km) = avstand mellom avsetningane
- τ (kPa) = stress
- ρ (g/cm³) = 900
- g (m/s²) = 9,81

Tabell 1 Utrekningar av trykk, τ , og konstanten, C

1 - 2	Høgde 1 (m o.h.)	Høgde 2 (m o.h.)	h (m)	x (km)	τ (kPa)	C
Hovin - Løstøl	120	1100	980	21	202	6,76
Hoås - Reinå	145	875	730	4	588	11,54
Hoås - Løstøl	145	1100	955	14	288	8,07
Hoås - Skarven	145	1020	875	25	135	5,53
Gikling - Skarven	143	1020	877	20	170	6,20
Gikling - Gjøra	143	720	577	18,5	79	4,24
Romfo - Gjøra	178	720	542	12	108	4,95

Vedlegg 4: Konstruksjon av breprofil

Tabell 2 Utrekningar av breprofil

x km	Gikling - Skarven		Gikling - Gjøra		Hoås - Skarven		Hoås - Løstøl		Hoås - Reinå		Romfo - Gjøra		Hovin - Løstøl	
	Avstand	m o.h.	Avstand	m o.h.	Avstand	m o.h.	Avstand	m o.h.	Avst.	m o.h.	Avst.	m o.h.	Avst.	m o.h.
0														
1														
2														
3														
4													0	120
5													1	334
6													2	422
7													3	490
8													4	548
9													5	598
10													6	644
11					0	145	0	145	0	145			7	686
12					1	320	1	400	1	510			8	725
13					2	392	2	506	2	661			9	761
14					3	448	3	587	3	777			10	796
15					4	495	4	655	4	875			11	829
16	0	143	0	143	5	536	5	716	5	961			12	861
17	1	339	1	277	6	573	6	770	6	1039			13	891
18	2	420	2	333	7	608	7	820	7	1111			14	920
19	3	483	3	375	8	640	8	867	8	1177			15	948
20	4	535	4	411	9	670	9	911	9	1240			16	975
21	5	581	5	443	10	698	10	952	10	1299			17	1001
22	6	623	6	471	11	725	11	991	11	1355			18	1027
23	7	662	7	498	12	751	12	1029	12	1409	0	178	19	1052
24	8	698	8	522	13	776	13	1065	13	1461	1	335	20	1076
25	9	731	9	545	14	799	14	1100	14	1510	2	399	21	1100
26	10	763	10	567	15	822	15	1133	15	1558	3	449	22	1123
27	11	793	11	588	16	844	16	1166	16	1605	4	491	23	1145
28	12	822	12	607	17	866	17	1197	17	1650	5	528	24	1167
29	13	850	13	626	18	887	18	1228	18	1693	6	561	25	1189
30	14	877	14	645	19	907	19	1257	19	1736	7	592	26	1210
31	15	902	15	662	20	927	20	1286	20	1777	8	621	27	1231
32	16	927	16	679	21	946	21	1314	21	1817	9	648	28	1251
33	17	951	17	696	22	965	22	1342	22	1857	10	673	29	1271
34	18	975	18	712	23	984	23	1369	23	1895	11	697	30	1291
35	19	998	19	727	24	1002	24	1395	24	1933	12	720	31	1310
36	20	1020	20	743	25	1019	25	1421	25	1970	13	742	32	1329
37	21	1041	21	757	26	1037	26	1446	26	2006	14	764	33	1348
38	22	1063	22	772	27	1054	27	1471	27	2041	15	784	34	1366
39	23	1083	23	786	28	1070	28	1495	28	2076	16	804	35	1385
40	24	1103	24	800	29	1087	29	1519	29	2110	17	823	36	1403

41	25	1123	25	813	30	1103	30	1543	30	2144	18	842	37	1420
42	26	1143	26	827	31	1119	31	1566	31	2177	19	860	38	1438
43	27	1162	27	840	32	1134	32	1589	32	2209	20	878	39	1455
44	28	1180	28	852	33	1150	33	1611	33	2241	21	895	40	1472
45	29	1199	29	865	34	1165	34	1633	34	2273	22	912	41	1489
46	30	1217	30	877	35	1180	35	1655	35	2304	23	929	42	1505
47	31	1235	31	890	36	1194	36	1676	36	2335	24	945	43	1522
48	32	1252	32	901	37	1209	37	1697	37	2365	25	961	44	1538
49	33	1269	33	913	38	1223	38	1718	38	2395	26	976	45	1554
50	34	1286	34	925	39	1237	39	1739	39	2424	27	991	46	1570
51	35	1303	35	936	40	1251	40	1759	40	2453	28	1006	47	1586
52	36	1319	36	947	41	1265	41	1779	41	2482	29	1021	48	1601
53	37	1336	37	959	42	1278	42	1799	42	2510	30	1035	49	1616
54	38	1352	38	970	43	1292	43	1818	43	2538	31	1050	50	1632
55	39	1367	39	980	44	1305	44	1838	44	2566	32	1063	51	1647
56	40	1383	40	991	45	1318	45	1857	45	2593	33	1077	52	1662
57	41	1398	41	1002	46	1331	46	1876	46	2620	34	1091	53	1676
58	42	1414	42	1012	47	1344	47	1895	47	2647	35	1104	54	1691
59	43	1429	43	1022	48	1357	48	1913	48	2673	36	1117	55	1705
60	44	1444	44	1032	49	1369	49	1931	49	2699	37	1130	56	1720
61	45	1458	45	1042	50	1382	50	1950	50	2725	38	1143	57	1734
62	46	1473	46	1052	51	1394	51	1967	51	2751	39	1156	58	1748
63	47	1487	47	1062	52	1406	52	1985	52	2777	40	1168	59	1762
64	48	1501	48	1072	53	1418	53	2003	53	2802	41	1180	60	1776
65	49	1515	49	1082	54	1430	54	2020	54	2827	42	1192	61	1790
66	50	1529	50	1091	55	1442	55	2038	55	2851	43	1204	62	1803
67	51	1543	51	1101	56	1454	56	2055	56	2876	44	1216	63	1817
68	52	1557	52	1110	57	1465	57	2072	57	2900	45	1228	64	1830
69	53	1570	53	1119	58	1477	58	2089	58	2924	46	1240	65	1843
70	54	1584	54	1128	59	1488	59	2105	59	2948	47	1251	66	1857
71	55	1597	55	1137	60	1500	60	2122	60	2972	48	1262	67	1870
72	56	1610	56	1146	61	1511	61	2138	61	2995	49	1274	68	1883
73	57	1623	57	1155	62	1522	62	2154	62	3018	50	1285	69	1896
74	58	1636	58	1164	63	1533	63	2171	63	3042	51	1296	70	1909
75	59	1649	59	1173	64	1544	64	2187	64	3064	52	1307	71	1921
76	60	1662	60	1182	65	1555	65	2202	65	3087	53	1318	72	1934
77	61	1674	61	1190	66	1566	66	2218	66	3110	54	1328	73	1946
78	62	1687	62	1199	67	1576	67	2234	67	3132	55	1339	74	1959
79	63	1699	63	1207	68	1587	68	2249	68	3154	56	1349	75	1971
80	64	1711	64	1216	69	1598	69	2265	69	3176	57	1360	76	1984