



Norges miljø- og
biovitenskapelige
universitet

Masteroppgave 2016 60 stp.
Institutt for miljøvitenskap (IMV)

Oppbygning og utbredelse av flygesanddyner på Aurmoen i Gardermoområdet

The formation and distribution of aeolian sand
dunes at Aurmoen in the Gardermoen area

Marte Flatla
Miljø og naturressurser

Forord

Dette studiet markerer slutten på fem innholdsrike studieår innen miljø og naturressurser ved Institutt for miljøvitenskap (IMV), på Norges miljø- og biovitenskapelige universitet (NMBU).

Først og fremst vil jeg takke veileder Mona Henriksen for enestående veiledning i form av raske tilbakemeldinger, konstruktiv kritikk, gode diskusjoner og ikke minst motivasjon gjennom hele studieåret. Biveileder Leif Vidar Jakobsen har gitt verdifull hjelp i forbindelse med georadarundersøkelsene – både feltarbeid, bearbeiding og tolkning av resultatene. Hans kunnskapsformidling om utstyret har gjort at læringskurven har vært svært bratt. Kartverket ved Andreas Dyken har bidratt med både eldre og helt ferske laserdata som har gjort at kartleggingen av området har nådd nye høyder. Med sin erfaring med bearbeidingen av slike laserdata har Artūrs Putniņš gitt nyttige tips og bidratt til en effektivisering av arbeidet.

Videre vil jeg takke familien for all støtte, og spesielt Ragna for korrekturlesning av oppgaven. En stor takk rettes også til gode venner i Åsblæst'n, som har bidratt til en humørfyllt hverdag og en ellers fantastisk studietid.

Til slutt vil jeg takke Milosz for uvurderlig motivasjon hver eneste dag – jeg hadde ikke klart det uten deg.

Norges miljø- og biovitenskapelige universitet

Ås, 13.05.2016

Marte Flatla

Sammendrag

Aurmoen sanddynefelt er et av de største flygesandfeltene i innlandet i Norge, og er tilknyttet de store breelvavsetningene i Gardermoområdet. Eoliske avsetninger (vindavsetninger), særlig i form av flygesandområder, er en relativt sjelden landform i Norge og er lite undersøkt. Det er gjort få detaljstudier av slike eoliske sanddyner, blant annet når det gjelder absolutte dateringer, oppbygning av dynefeltene og tolkning av paleovindregime.

I dette studiet har fjernanalytiske data (LiDAR-data) og feltundersøkelser ved bruk av georadar og sedimentologiske analyser gitt et innblikk i flygesandfeltets oppbygning og utbredelse på Aurmoen. Sanddynenes form er hovedsakelig av parabolisk karakter, samt at en rekke longitudinale og transverse dyner har blitt kartlagt. Oppbygningen av de paraboliske dynene gir antydning til en todelt paleovindretning under dannelsen av flygesandfeltet. Dette innebærer en tilsynelatende paleovindretning fra nord-nordvest i den vestlige delen, og fra nord i den østlige delen av feltet. Sanddynene antas å ha blitt dannet i løpet av 150 – 200 år, innenfor tidsrommet 10,8 – 10,4 kal. ka før nåtid. Dette innebærer perioden etter området ble isfritt og breelvsedimentene ble avsatt som et delta. På denne tiden kunne vinden fra den nærliggende innlandsisen i nord kunne erodere i breelvmaterialet, før vegetasjonen ble etablert for fullt og stabiliserte sanddynene.

Abstract

The Aurmoen dune field is one of the largest inland dune fields in Norway, and is associated with a large glaciofluvial deposit in the Gardermoen area, South Eastern Norway. Aeolian deposits (wind deposits), especially in terms of aeolian dune fields, is a relatively rare landform in Norway and is poorly investigated. Regarding e.g. absolute dating, the formation of dune fields, and interpretation of paleo wind regimes, very few detailed studies of such sand dunes have been conducted.

In this study, remote analytical (LiDAR-) data and field techniques including Ground Penetrating Radar (GPR) and sedimentological analysis provides an insight into the Aurmoen aeolian dune field's formation and distribution. The different sand dunes are mainly parabolic, as well as a number of longitudinal and transverse ridges. The structure of the parabolic dunes may suggest two different paleo wind directions during the main dune-building event. This implies an apparent wind direction from north-northwest in the western part of the dune field, and from the north in the eastern part. The dunes are believed to have formed during a period of 150 – 200 years, around 10.8 to 10.4 cal. ka BP. This involves the period after the area was deglaciated and the glaciofluvial material was deposited as a delta. At this point, the wind from the ice sheet in the north was able to erode in the glaciofluvial material, before the vegetation became fully established and stabilized the dunes.

Innhold

1	Innledning.....	7
1.1	Mål.....	7
1.2	Områdebeskrivelse	7
1.2.1	Gardermoavsetningen.....	7
1.2.2	Aurmoen.....	12
2	Teori.....	17
2.1	Aldersbestemmelse av geologisk materiale	17
2.2	Isavsmeltingen på Østlandet	17
2.3	Eoliske avsetninger	26
3	Metoder.....	33
3.1	Feltmetoder	33
3.1.1	Georadar.....	33
3.1.2	Posisjonsbestemmelse	42
3.1.3	Sedimenter	42
3.2	Laboratoriemetoder	44
3.2.1	Kornfordelingsanalyse.....	44
3.3	Fjernanalyse.....	45
3.3.1	LiDAR	45
3.4	Kalibrering av ¹⁴ C-dateringer	48
4	Resultater	51
4.1	Digital terrengmodell.....	51
4.1.1	Klassifisering av dynetyper	53
4.2	Lokalitet 1	55
4.2.1	Fjernanalyse	55
4.2.2	Georadar.....	56

4.3	Lokalitet 2	60
4.3.1	Fjernanalyse	60
4.3.2	Georadar.....	61
4.4	Lokalitet 3	66
4.4.1	Fjernanalyse	66
4.4.2	Georadar.....	67
4.5	Lokalitet 4	70
4.5.1	Fjernanalyse	70
4.5.2	Georadar.....	71
4.6	Lokalitet 5	76
4.6.1	Fjernanalyse	76
4.6.2	Sedimenter	77
4.7	Lokalitet 6	84
4.7.1	Fjernanalyse	84
4.7.2	Sedimenter	86
5	Diskusjon	91
5.1	Fjernanalyse.....	91
5.2	Georadar.....	95
5.3	Sedimenter	96
5.4	Sammenligning med andre lokaliteter	96
5.5	Flygesandfeltets utviklingsforløp.....	97
6	Konklusjon	101
7	Forslag til videre undersøkelser	103
8	Referanser	105
	Vedlegg 1 – Kornfordelingsanalyse av eolisk materiale.....	112
	Lokalitet 5, prøve G4	112

Lokalitet 5, prøve G5	114
Lokalitet 5, prøve G6	116
Lokalitet 6, prøve G10	118

1 Innledning

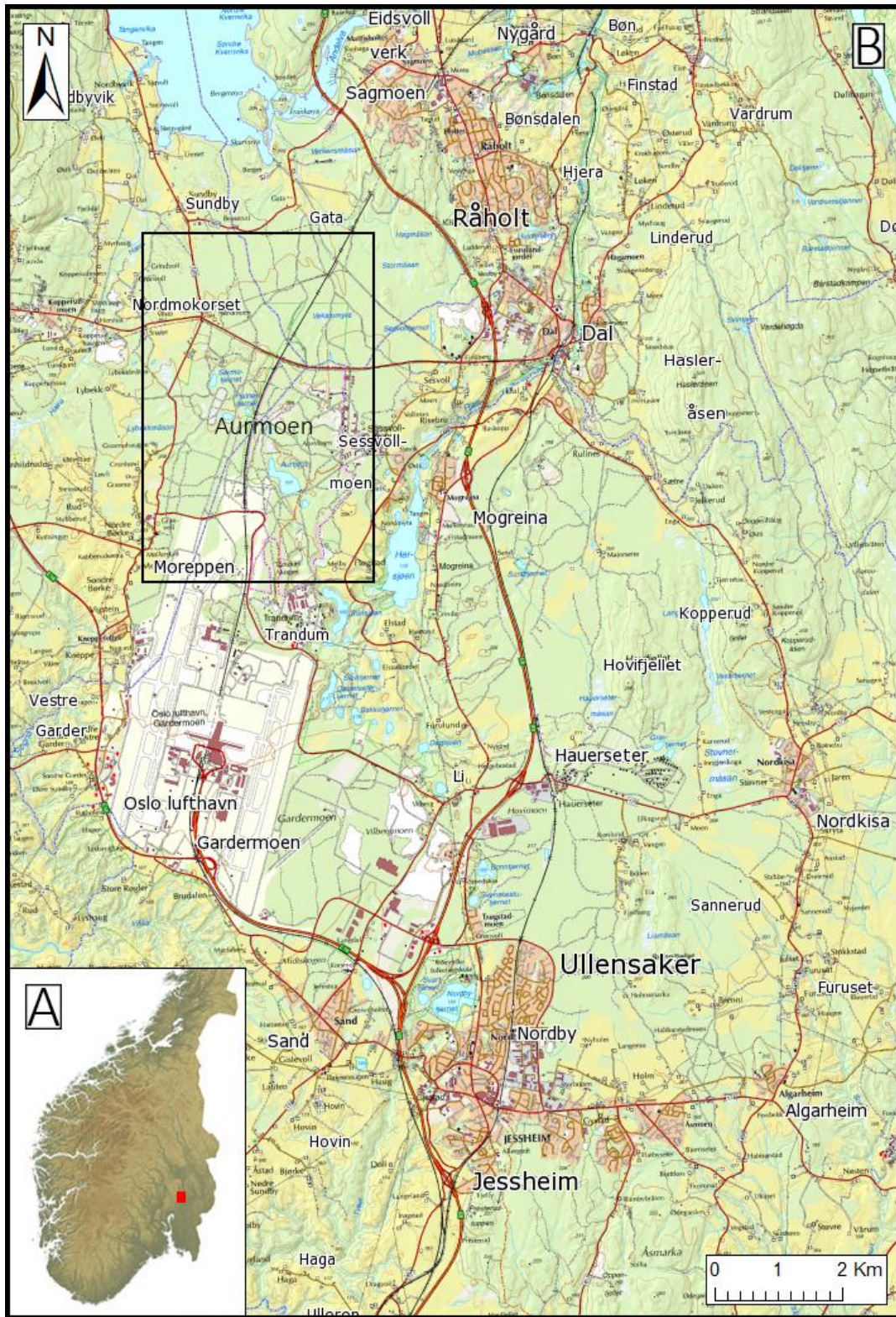
1.1 Mål

Målet med dette masterstudiet har vært å rekonstruere eoliske (vind-) forhold ved hjelp av detaljert geomorfologisk kartlegging og karakterisering av flygesanddynene i området rundt Aurmoen, like nord for Oslo Lufthavn. Kartleggingen ble utført ved hjelp av LiDAR-data og feltundersøkelser som georadar og sedimentologisk logging, for å bedre kunne forstå oppbygningen av de eoliske landformene med hensyn til paleovindregime, tidsaspekt og forutsetninger for eolisk aktivitet. Analyser av orientering, sinusitet, størrelse og utbredelse av flygesanddynene har også bidratt til å kunne sammenligne avsetningene med andre eoliske lokaliteter beskrevet i litteraturen. En viktig del av arbeidet har vært å tilegne seg kunnskap om de ulike feltmetodene og bruken av fjernanalyse som et verktøy i kartleggingen, for videre å kunne presentere og tolke resultatene på ønsket måte.

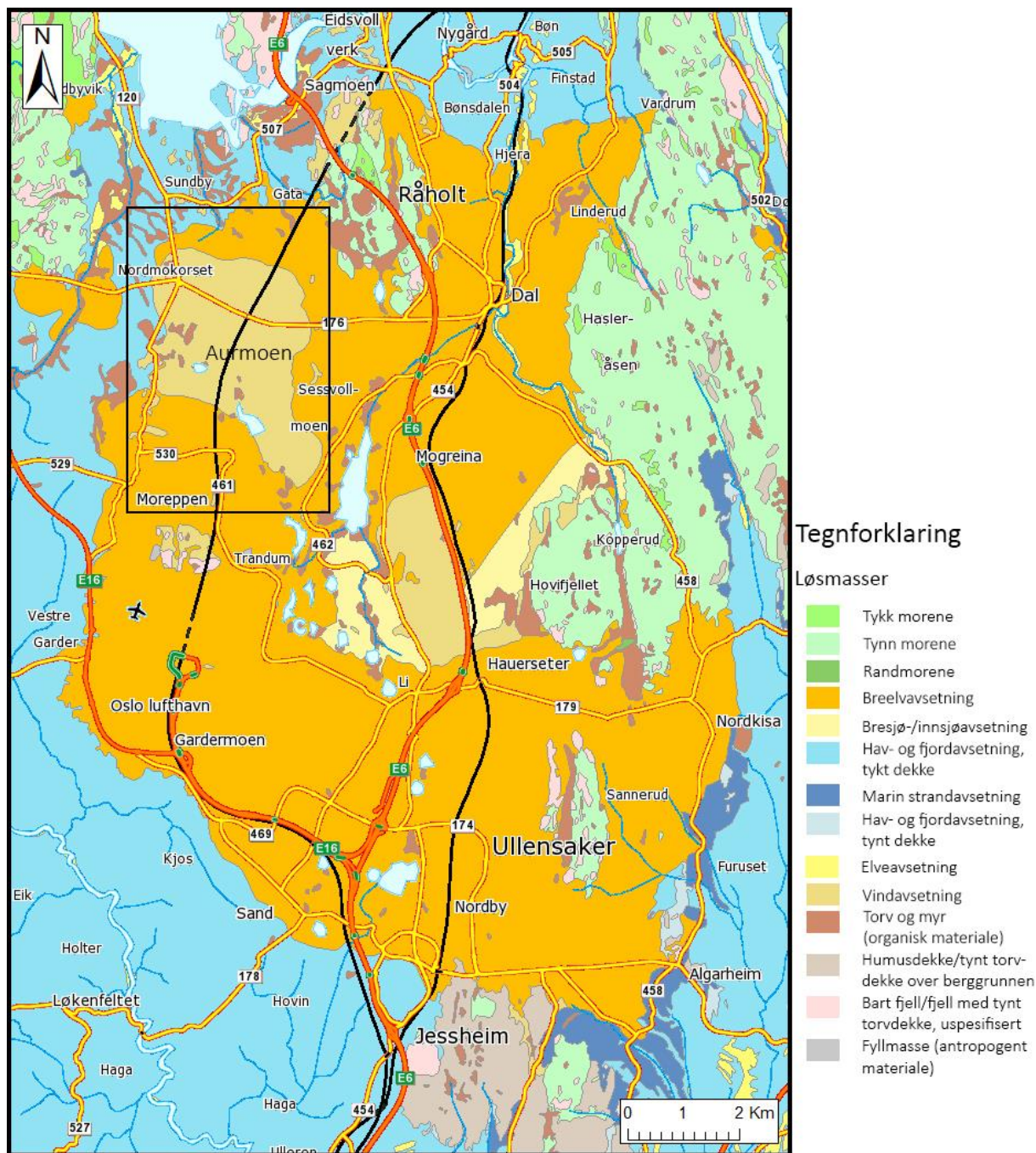
1.2 Områdebeskrivelse

1.2.1 Gardermoavsetningen

Studieområdet er lokalisert på Gardermoen i Sørøst-Norge og ligger like nord for Oslo Lufthavn, ca 40 km nordøst for Oslo (Figur 1.1). Området ligger i de tre kommunene Eidsvoll, Nannestad og Ullensaker på Øvre Romerike i Akershus fylke. Løsmassene i Gardermoområdet er dominert av tykke breelvavsetninger (Longva 1987). Hele dette området er bygget opp av enorme mengder sand og grus som ble fraktet med breelver og avsatt ved brefronten da innlandsisen hadde tre opphold her under isavsmeltingen for ca. 10 000 år siden. Isens opphold førte til dannelsen av tre breelvdeltaer; Jessheim-, Hauerseier- og Dalavsetningen, som til sammen utgjør et sammenhengende dekke av breelvavsetninger fra Jessheim i sør til Råholt i nord og fra Gardermoen i vest til Nordkisa i øst (Figur 1.2). I dette studiet vil «Gardermoavsetningen» refereres til som en samlebetegnelse på hele dette systemet og omfatter derfor alle de tre breelvdeltaene.



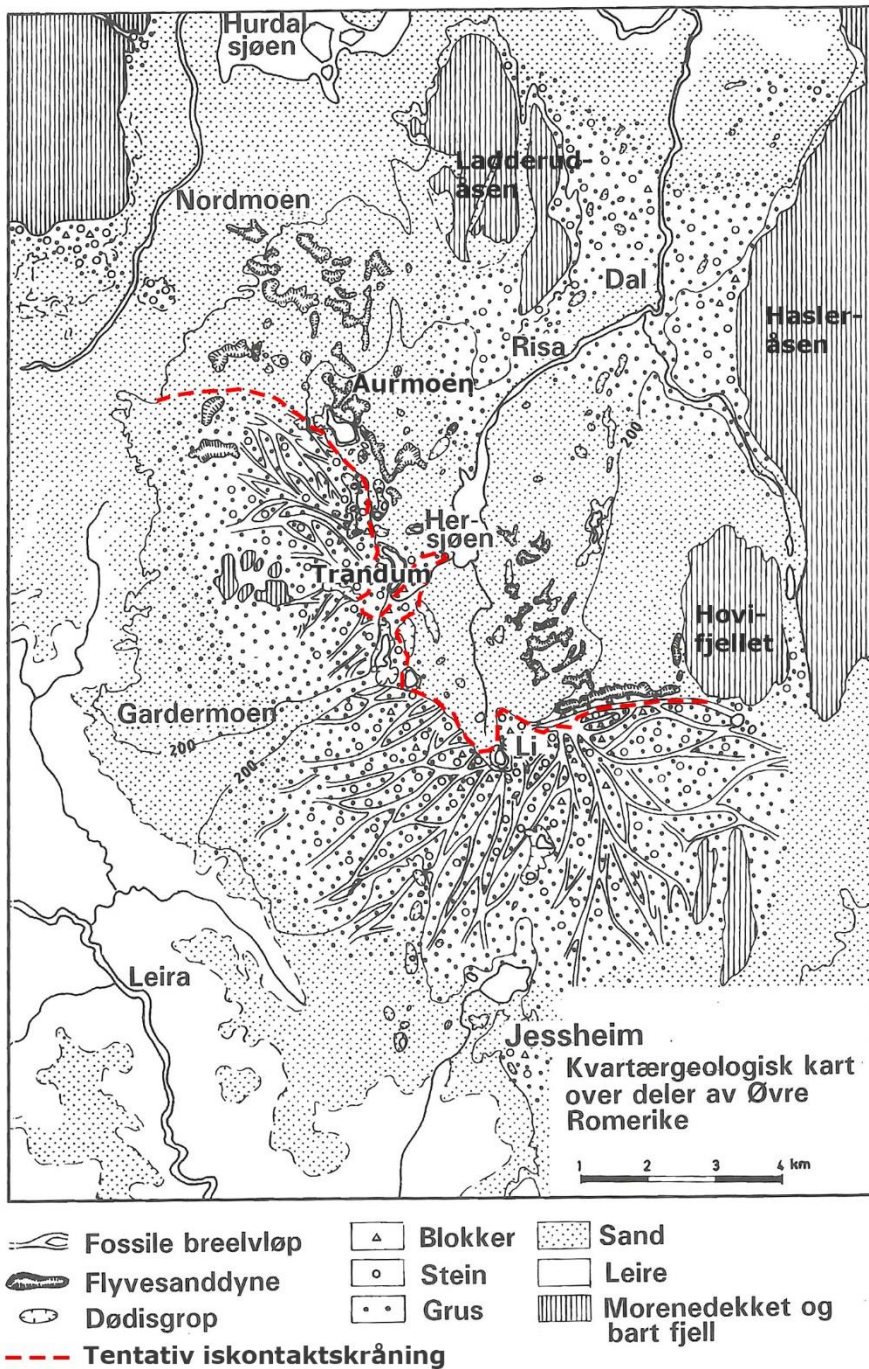
Figur 1.1: (A) Lokalisering av studieområdet (rødt rektangel) i Sør-Norge. (B) Oversiktskart over Gardermoområdet. Kartdata er hentet fra Kartverkets WMS-tjeneste (Kartverket 2016a).



Figur 1.2: Kvartærgeologisk kart som viser Gardermoavsetningen. Kartutsnittet er identisk som i Figur 1.1B. Svart rektangel indikerer lokaliseringen av Aurmoen sanddynefelt, og vises i Figur 1.5 og Figur 1.4. Stedsnavn, elver, innsjøer og samferdselsdata er hentet fra Kartverkets WMS-tjeneste (Kartverket 2016a), mens løsmassene er hentet fra tilsvarende karttjeneste hos Norges geologiske undersøkelse (2016).

Breelvdeltaet på Jessheim er relativt lite sammenlignet med Hauersestavsetningen. På bakgrunn av dette, samt at tidsforskjellen i dannelsen av de to deltaene antageligvis var svært kort (avsatt med omtrent 10-20 års mellomrom, ifølge Sørensen (1982), se kapittel 2.2), vil avsetningene på Jessheim heretter ansees som en del av Hauersestavsetningen.

Hauerseteravsetningen, som i dag kanskje er bedre kjent som Gardermoendeltaet, er bygget opp av de to sammenvokste Li- og Trandumavsetningene, som er deltaets «rotpunkter» (Longva 1987) (Figur 1.3). Her ble breelv materialet fraktet ut av innlandsisens front gjennom to breporter og videre ut i havet (Longva 1987). Isens oppholdssted (iskontaktskrånningen) i dette området kan følges i de trykte kvartærgeologiske kartene (Østmo 1976; Longva 1987) og er forsøksvis inntegnet i Figur 1.3. Denne kan følges fra sørenden av Hovifjellet og vest-nordvest mot Li, Trandum og den sørlige enden av flygesandfeltet på Aurmoen (se også Figur 1.2 for oversiktskart). Videre er ikke iskontaktskrånningen markert i trykte kartene, men antagelig følger den det nordligste smeltevannsløpet langs den sørlige grensen av flygesandfeltet mot nordvest, som vist i Figur 1.3.



Figur 1.3: Kvartærgeologisk kart over Gardermoavsetningen med omkringliggende sedimenter, som illustrer de viktigste kvartærgeologiske elementene i området. Dette inkluderer fossile breelvløp, flyvesanddyner og dødisgroper. En tentativ iskontaktskråning er også inntegnet. Modifisert etter Jørgensen et al. (1997).

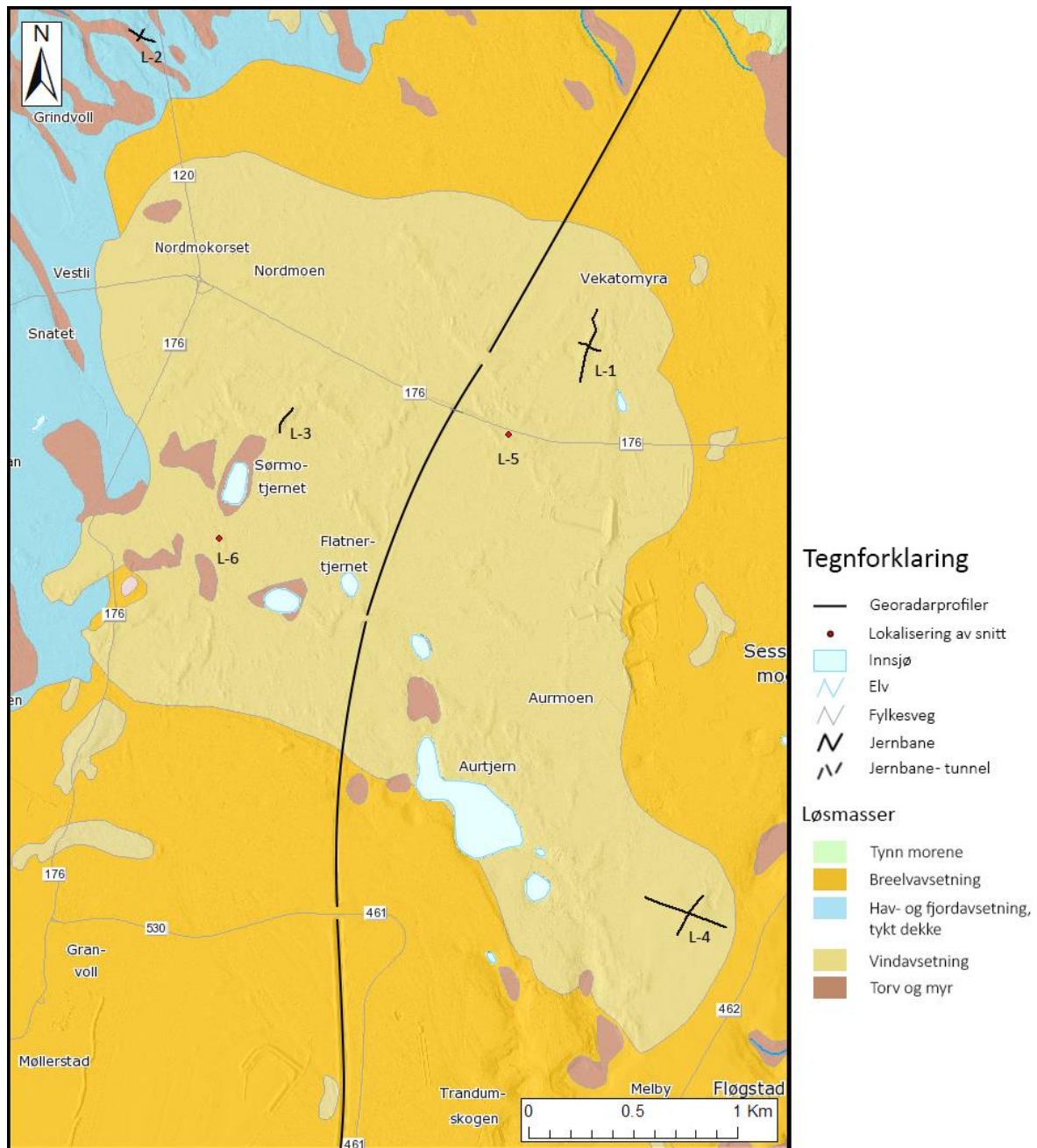
Lengst nord i Gardermoavsetningen er Dalavsetningen (Figur 1.2 og Figur 1.3), hvor innlandsisen trolig ble «hengende» mellom Ladderudåsen og Hasleråsen for en periode (Longva 1987). Iskontaktskråningen er delvis markert i det trykte kvartærgeologiske kartet over Ullensaker (Longva 1987), men er ellers utydelig. Dalavsetningens distale

breelvsedimenter strekker seg sørover mot Hauer seteravsetningens iskontaktskråning og gjør hele Gardermoavsetningen til et sammenhengende dekke av breelvmateriale (Longva 1987). Tidsforskjellen mellom Hauer seter- og Dalavsetningen er også svært liten sett i et geologisk perspektiv, og en periode på ca. 50 – 60 år er antydning å skille oppbyggingen av de to deltaene (Longva 1987) (se kapittel 2.2).

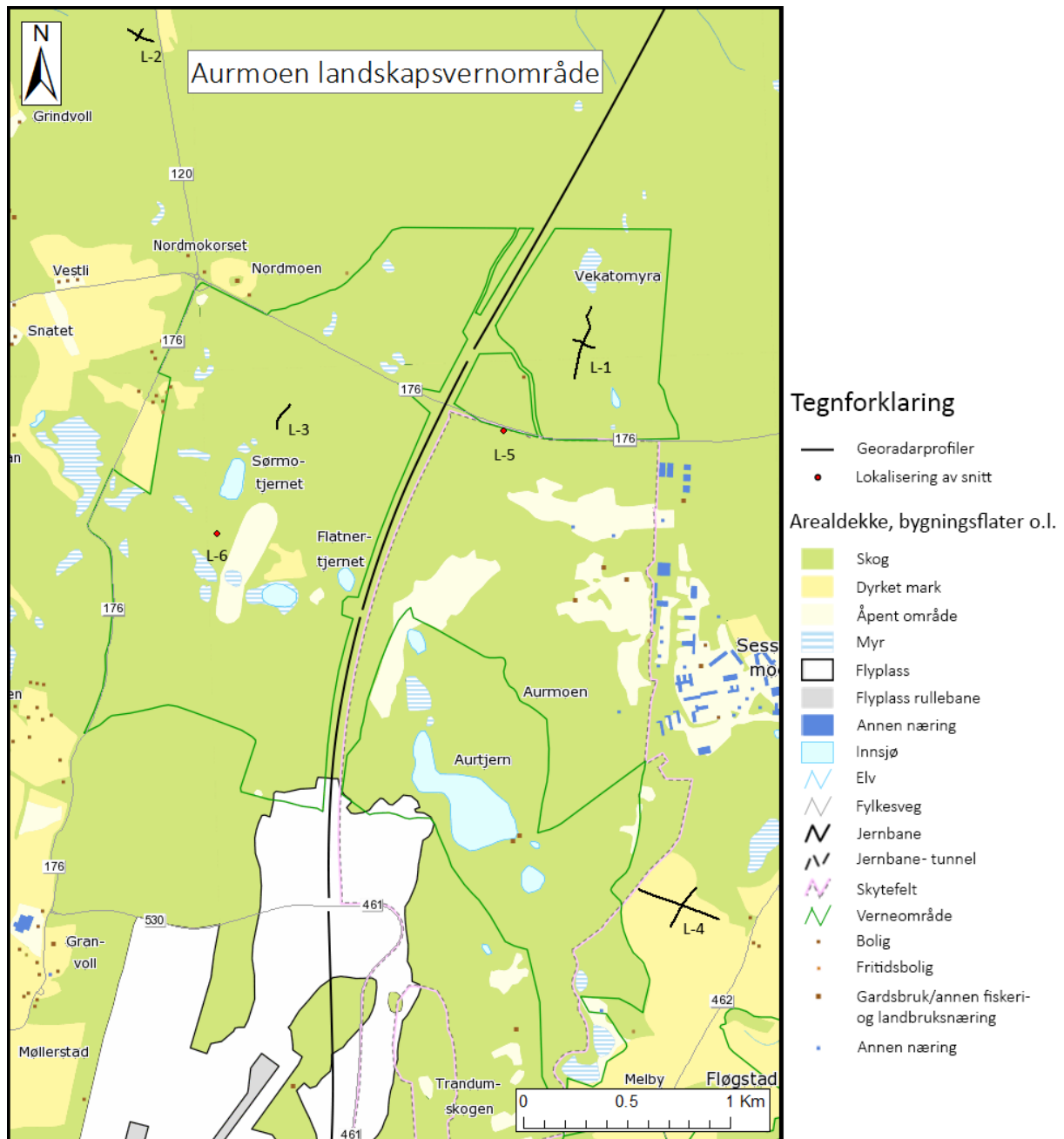
Andre fremtredende løsmasser i området inkluderer tykke hav- og fjordavsetninger (ofte med mektighet på inntil 60 m) som både omkranser og sannsynligvis underligger breelvsavsetningene (Longva 1987). Det er blant annet registrert marin leire under et 2 m tykt lag med sand på Jessheim (Longva 1987) (Figur 1.2). Bresjøsedimenter dekker også deler av Gardermoavsetningen, i tillegg til eoliske avsetninger (vindavsetninger) som er av særlig interesse. De eoliske avsetningene omfatter hovedsakelig to betydelige flygesandfelt (Figur 1.2), samt flere spredte sanddynekomplekser og enkeltdyner. De to sanddynefeltene er lokalisert like nord for Hauer seteravsetningens breporter ved Li og Trandum, hvorav sistnevnte omfatter sanddynefeltet på Aurmoen.

1.2.2 Aurmoen

Aurmoen sanddynefelt (11°7'12"Ø, 60°14'24"N) ligger i den nordvestlige delen av Gardermoavsetningen (Figur 1.2 og Figur 1.4), og er oppgavens hovedstudieområde. Sanddynefeltet er i stor grad bevart i Aurmoen landskapsvernområde (Figur 1.5), og er i hovedsak dekket av barskog i form av furu (*Pinus sylvestris*) og stedvis gran (*Picea abies*). Furu trives i godt drenerte områder med sandig, næringsfattig jord, men er også vanlig i myrområder (Sunding & Sunding 1982). I områder ved blant annet Sørmoetjernet og Sessvollmoen er naturtypen kartlagt som sandfuruskog, og defineres som «furuskog på sand eller sand/grus-dominerte løsmasser. [...] Løsmassene er gjerne fattige, men kan ha innslag av rikere mineralkorn, og noen har et betydelig kalkinnhold, eventuelt fra kalkrikt grunnvann» (Brandrud & Bendiksen 2014). Slike naturtyper ansees som viktige områder for biologisk mangfold og kan eksempelvis omfatte enkelte rødlistearter av sopp (Brandrud & Bendiksen 2014).



Figur 1.4: Kvartærgeologisk kart over Aurmoen sanddynefelt, se Figur 1.2 for lokalisering. De undersøkte lokalitetene med tilhørende lokalitetsnummer (L – lokalitet) er markert i figuren, hvor svart strek indikerer traséer undersøkt med georadar (lokalitet 1 – 4) og rød prikk indikerer sedimentologiske snitt (lokalitet 5 – 6). Stedsnavn, elver, innsjøer og samferdselsdata er hentet fra Kartverkets WMS-tjeneste (Kartverket 2016a), mens løsmassene er hentet fra tilsvarende karttjeneste hos Norges geologiske undersøkelse (2016). Fjellskygge utarbeidet fra laserdata fra Kartverket (Kartverket 2015a) ligger i bunnen av kartet, og antyder overflateformene i området.



Figur 1.5: Lokalisering av hovedstudieområdet med kart over Aurmoen landskapsvernområde og avgrensning av militært skytefelt. De undersøkte lokalitetene er markert med lokalitetsnummer (L-). Kartdata er hentet fra Kartverkets WMS-tjeneste (Kartverket 2016a).

Selv om store deler av sanddynefeltet på Aurmoen er vernet, er også en betydelig del av det berørt av militær aktivitet ved Sessvollmoen Leir (Figur 1.5). Dette har gjort at flere av dynene er blitt sterkt oppkjørt av beltevogner, og enkelte steder finnes det bunkere og skyttergraver. Flere områder innenfor landskapsvernområdets grenser bærer også preg av tidligere militær

aktivitet og har tydelige kjørespor. Til tross for dette er sanddynenes former generelt sett tilsynelatende godt ivaretatt.

Flygesandfeltet er bygget opp av en rekke sanddyner av relativt kompleks karakter. Longva (1987) beskriver hovedformene som parabolske («hesteskoformede»), samt at flere områder inneholder fragmenter av longitudinale (langsgående, også kalt seifdyner) og transverse (tverrgående) dyner. De to sistnevnte dynetyper er gjerne langstrakte rygger som bygges opp henholdsvis langs med eller på tvers av den herskende vindretningen (Sigmond et al. 2013). Det er en stor variasjon i størrelse og form på de ulike sanddynene, og området er derfor svært sammensatt. Ryggene er markerte i terrenget og framstår flere steder som tydelige forhøyninger. Mellom dynene bidrar sanddekkene til et sammenhengende felt av eoliske avsetninger (Figur 1.4).

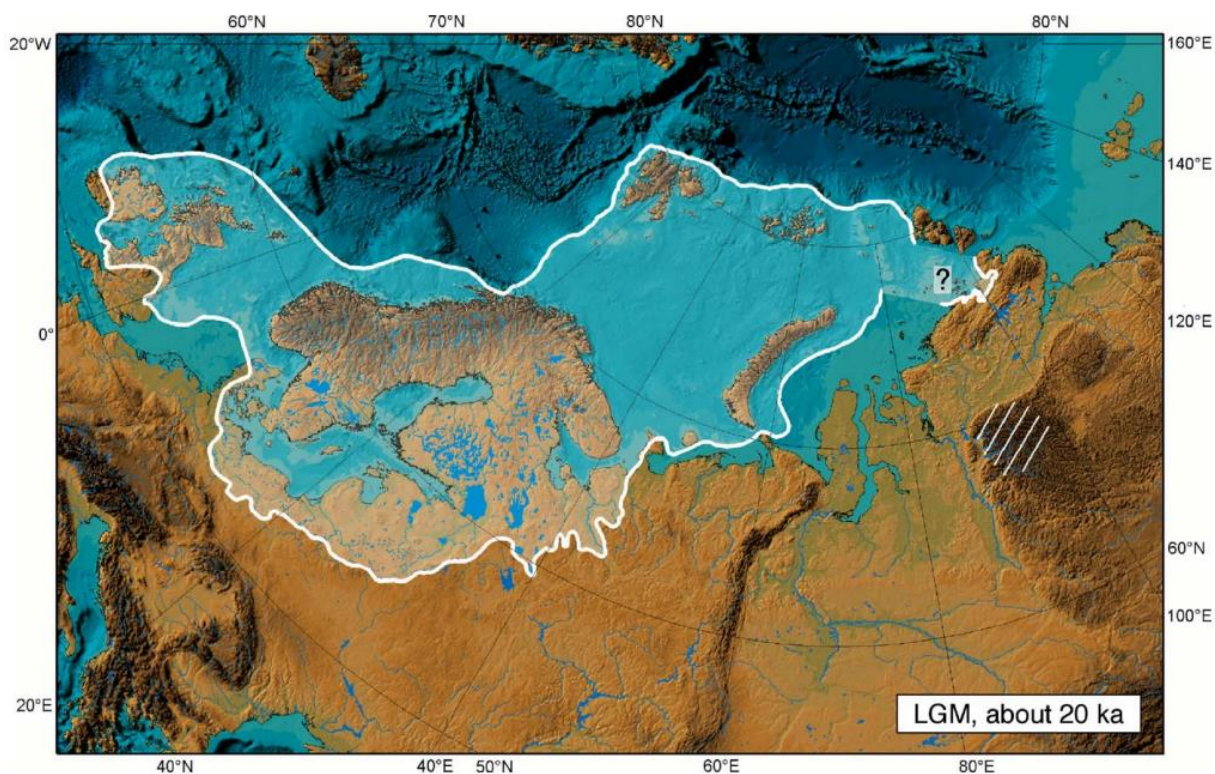
2 Teori

2.1 Aldersbestemmelse av geologisk materiale

I litteraturen oppgis gjerne geologiske aldre basert på radiokarbondateringer i ^{14}C -år. For å kunne sammenligne ^{14}C -dateringer med dateringer som stammer fra andre metoder, eksempelvis uranserier, årslag i leire (varvkronologi), treringer, optisk stimulert luminescencedateringer (OSL) eller historiske arkiv, er det imidlertid nødvendig å kalibrere ^{14}C -dateringene (Reimer et al. 2009). Dette kommer av at ^{14}C -metoden bygger på prinsippet om at ^{14}C -innholdet i atmosfæren er konstant (Reimer et al. 2009). Atmosfærens ^{14}C -innhold er imidlertid varierende, noe som gir et avvik mellom ^{14}C -år og kalenderår (Reimer et al. 2009). Ved noen tilfeller, fortrinnsvis i nyere litteratur, er gjerne den kalibrerte alderen oppgitt i tillegg til ^{14}C -alderen, for å muliggjøre sammenligning. Dette er det også et fokus på i denne oppgaven, og det har derfor blitt utnyttet et kalibreringsverktøy (kapittel 3.4) for å få kalibrerte aldre der dette ikke er tilgjengelig i litteraturen. Der hvor kalibrerte aldre allerede er oppgitt i tillegg til ^{14}C -aldrene har for øvrig også disse blitt rekalibrert, da slike kalibreringskurver stadig utvikles. Alle dateringer basert på ^{14}C -metoden vil derfor videre oppgis både i «kal. ka før nåtid» (kalibrerte kiloanno før 1950) og i ^{14}C -år før nåtid. På denne måten kan alle oppgitte dateringer sammenlignes.

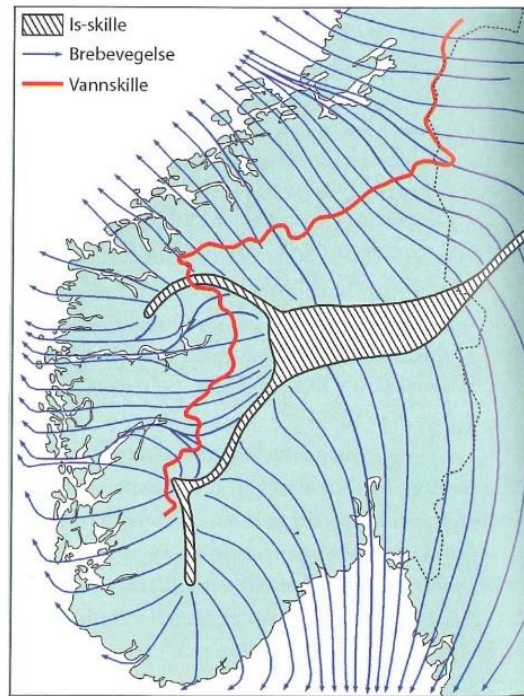
2.2 Isavsmeltingen på Østlandet

Under siste istids maksimum (LGM – the Last Glacial Maximum) for ca. 25 000 – 18 000 år siden var store deler av Nord-Europa dekket av innlandsis (Figur 2.1) og markerer den største isutbredelsen i vår siste istid, også kjent som «weichsel» (Vorren & Mangerud 2013). De aller fleste glasiale landformene rundt om i landet kan trolig dateres til LGM eller den påfølgende isavsmeltingen (Fredin et al. 2013), og periodene var derfor avgjørende for utformingen av det norske landskapet slik vi i dag kjenner det.



Figur 2.1: Rekonstruksjon av Den eurasiske innlandsisens utbredelse under siste istids maksimum (LGM), ca. 20 ka siden. Den skandinaviske innlandsisen er her fusjonert med Det britiske isdekket og Svalbard-Barentshavisen (Svendsen et al. 2004).

Under LGM lå isskillet et stykke sørøst for dagens hovedvannskille (Figur 2.2). Innlandsisen bevegde seg radiært ut ifra dette og gav opphav til skuringsstriper, moreneavsetninger og andre glasiale landformer (Vorren & Mangerud 2013). På Østlandet ekspanderte isdekket sørover (slik pilene i Figur 2.2 viser) og ut i Norskerenna, som under LGM var en aktiv isstrøm (Fredin et al. 2013).

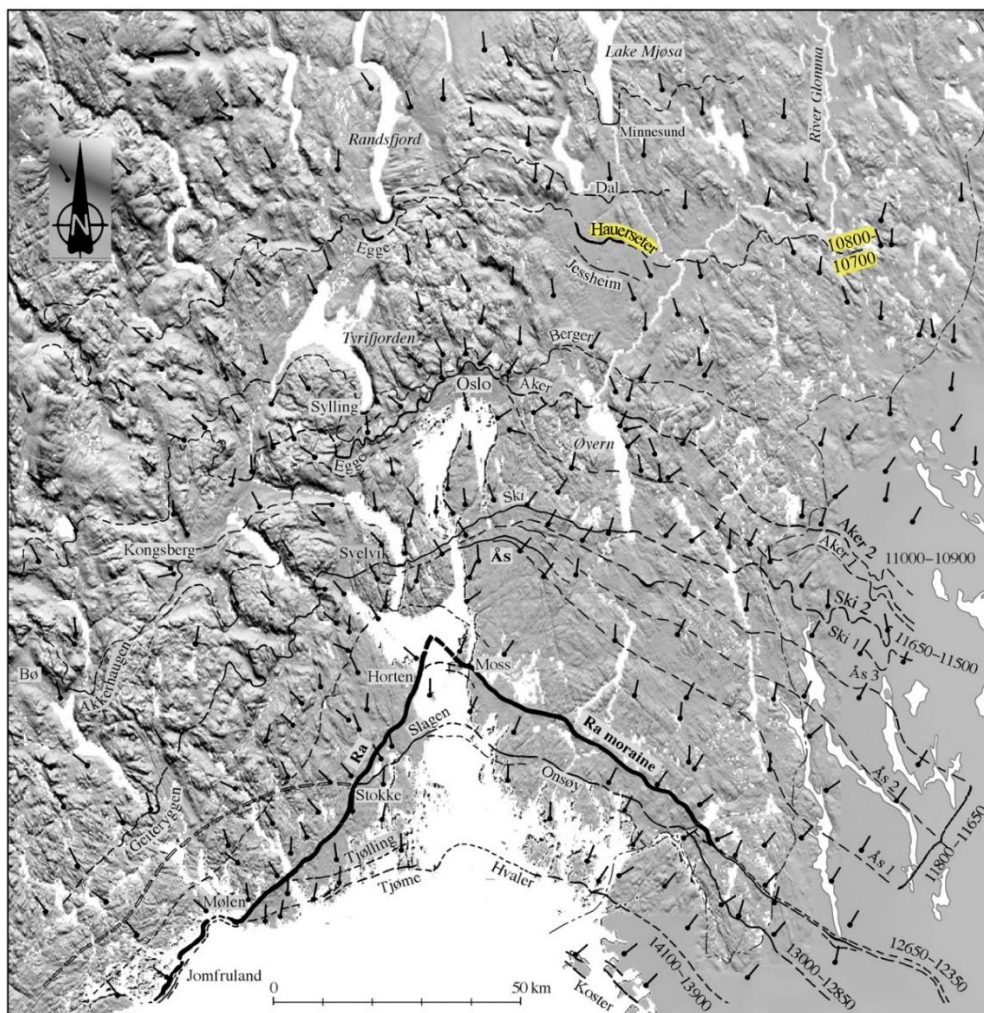


Figur 2.2: Is-skillev og antatte brebevegelser under siste istids maksimum (LGM). Is-skillevet lå på denne tiden betydelig øst for hovedvannskillevet. Modifisert fra Vorren & Mangerud (2013).

Det eustatiske havnivået var på denne tiden 120-130 m lavere enn i dag, særlig fordi enorme vannmengder var bundet opp i isdekkene rundt om i verden (Waelbroeck et al. 2001; Siegert et al. 2002; Yokohama et al. 2000). Vekten av de mektige ismassene presset den underliggende jordskorpa ned og førte til en isostatisk senkning av landmassene, som innebar både en elastisk deformasjon av jordskorpen og en plastisk deformasjon i mantelen (Jørgensen et al. 1997). Spesielt i Bottenviken, hvor Den skandinaviske innlandsisen var på sitt tykkeste, kan jordskorpen ha vært presset ned så mye som 1000 m (Vorren et al. 2013). Etter siste istids maksimum var nådd begynte isdekkene å trekke seg tilbake, til dels fordi solinnstrålingen på den nordlige halvkule økte (Carlson & Winsor 2012). Etter hvert som den sørøstlige fronten av Den skandinaviske innlandsisen smeltet nordover, fra ca. 22 ka før nåtid (Carlson & Winsor 2012; Hughes et al. 2016), trakk havet etter og avsatte marine sedimenter som utgjør de mest fruktbare landbruksområdene vi har i dag (Vorren & Mangerud 2013). Det høyeste havnivået etter siste istid betegnes som den marine grensen, og ble dannet langs den smeltende brefronten mens landmassene fortsatt var betydelig nedpresset (Vorren et al. 2013). Spesielt på Østlandet er den marine grensen høy, og de undersøkte lokalitetene i denne

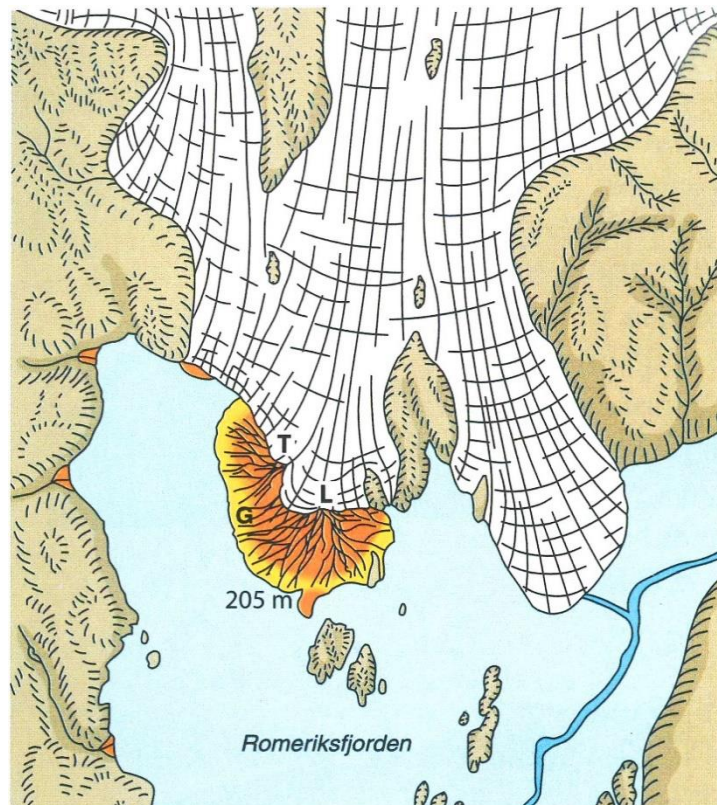
oppgaven befinner seg stort sett i et område hvor den marine grensen ligger på ca. 200 moh. (Longva & Thoresen 1989).

Isavsmeltingen var dynamisk, og kortere perioder med klimaforverring, i tillegg til endringer i topografiske forhold, kunne føre til breframstøt eller et opphold av brefronten (Longva 1987). Spesielt under kuldeperioden yngre dryas ca. 12,8 – 11,7 kal. ka før nåtid var dette tilfelle, og isen hadde flere stopp på vei nordover i Oslofjordområdet (Vorren & Mangerud 2013). Raet som strekker seg gjennom Østfold og Vestfold er et spesielt markert israndtrinn som stammer fra yngre dryasstadialen (Figur 2.3) og er den største avsetningen av sitt slag på fastlands-Norge (Vorren & Mangerud 2013).



Figur 2.3: Kart over indre Oslofjorden som viser israndtrinn og retningen på skuringsstriper. Aldere er gitt i kalibrerte år før nåtid. Hauerseteravsetningen med sine recalibrerte aldre er fremhevet i gult. S sammensatt av R. Sørensen, her modifisert etter Mangerud et al. (2011).

Innlandsisen smeltet videre nordover og avsatte flere israndtrinn underveis, deriblant Ås- og Skiavsetningene. I disse eldre moreneryggene er løsmassene dominert av diamikton, som i hovedsak består av morenemateriale (Mangerud et al. 2011). Dette kan tyde på et forholdsvis kjølig klima og forhold som var mindre preget av glasifluvial aktivitet. Ved slutten av yngre dryas nådde solinnstrålingen på den nordlige halvkule sitt maksimum (Carlson & Winsor 2012). Videre bidro klimaforbedringen i preboreal tid (ca. 11,7 – 10,1 kal. ka før nåtid) til en økt hastighet på tilbaketrekkingen med stor grad av kalving i fjordene, og det tok ikke lang tid før innlandsisen også i de indre strøkene for det meste var smeltet vekk (Longva 1987). Likevel var det en rekke opphold av brefronten som resulterte i israndtrinn, blant annet som følge av at brefronten hang seg opp i innsnevringer i topografien, for eksempel mellom to dalsider eller forhøyninger (Longva 1987). Flere israndtrinn ble avsatt i Oslo (Akeravsetningen) og på Romerike, og av disse avsetningene har spesielt Hauer seteravsetningen (bestående av de sammenvokste Li- og Trandumavsetningene) en stor utstrekning. Også Dal- og Minnestundavsetningene er av relativ stor størrelse (Figur 2.3). Disse yngre israndtrinnene har en annen sammensetning og morfologi enn avsetningene fra yngre dryas lenger sør (jf. Raet), og er utelukkende dominert av breelvsedimenter (Mangerud et al 2011). Analyser av kornfordeling og rundingsgrad utført av Longva (1987) har vist at disse israndtrinnene på Romerike i stor grad består av sand og grus i ulike fraksjoner, og 90 % av det undersøkte materialet er godt rundet til rundet. Dette viser at sedimentene ble avsatt av store mengder smelte vann fra brefronten, og ble bygget opp som breelvdeltaer som formodentlig munnet ut i datidens Romeriksfjord (Figur 2.4).



Figur 2.4: Romerike for ca. 10,8 – 10,7 kal. ka før nåtid (9,5 ¹⁴C ka før nåtid). Under innlandsisens opphold ved Hauer seter/Gardermoen (G) ble et sammensatt sandurdelta bygget opp ved Li (L) og Trandum (T), som følge av store mengder sand og grus som ble fraktet med smeltevann fra breelvene og ut i Romeriksfjorden. På denne tiden sto havnivået 205 m o.h. grunnet de store ismassene som fortsatt tyngtet ned landmassene. Den lille halvøya som er sammenkoblet til den sørlige delen av avsetningen er antagelig breelvdeltaet på Jessheim. Figur fra Bargel (2005), etter Andersen (2000).

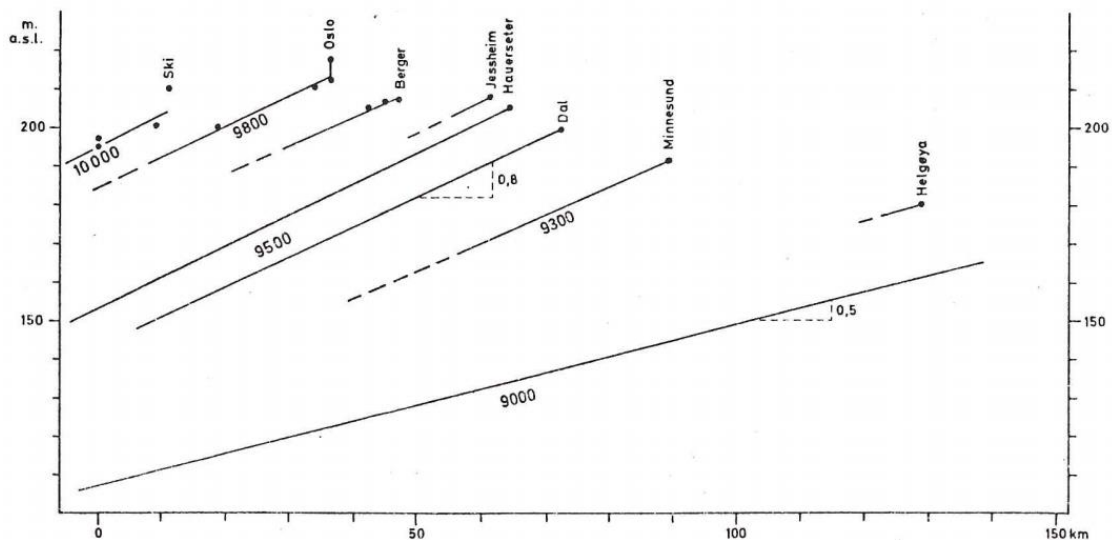
Under oppbygningen av slike breelvdelta fraktes gjerne de fineste kornfraksjonene lengst, og materialet avsettes i skrålag opp til havnivået (marin grense), markert ved et horisontalt topplag (Sigmond et al. 2013). På Hauer seter og Minnesund førte for øvrig de enorme mengdene med løsmasser til at deler av deltaet nærmest brefronten (proksimalt) ble bygget opp ytterligere over havnivået, og kan dermed klassifiseres som sandurdeltaer (Jørgensen et al. 1997; Vorren & Mangerud 2013).

De delene av deltaet som er avsatt over havnivået er gjerne grovere, hovedsakelig bestående av stein, grus og sand (Longva 1987), og har tydelige erosjonsspor etter de flettede smeltevannsløpene (jf. Figur 2.4) (Longva 1987; Bargel 2005). Disse fletter seg typisk radiært ut fra breelvenes utløp ved Li og Trandum, men noen har også snodd seg langs iskanten (Figur 2.4) (Bargel 2005). Materialet som er avsatt på proksimalsiden ved breelvenes utløp fra

brefronten inneholder gjerne de største fraksjonene og stedvis blokker (Jørgensen et al. 1997). På det tykkeste er mektigheten på breelvdeltaene på Romerike antatt å være over 100 m, og Hauersestavsetningen dekker i dag et område på ca. 80 km² (Sørensen 1996; Tuttle et al. 1997). Sanduravsetningene er her beregnet til å ha et volum på ca. 44 x 10⁹ m³ (Tuttle et al. 1997), og er derfor en viktig nasjonal grusforekomst (Longva 1987).

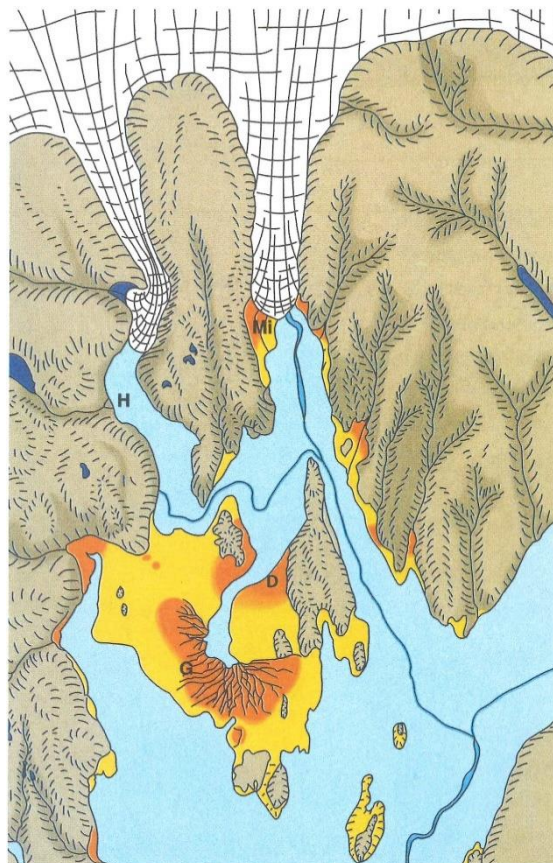
¹⁴C-dateringer og pollenanalyser har antydnet at Hauersestavsetningen ble avsatt i løpet av perioden 10,8 – 10,7 kal. ka før nåtid (ca. 9,5 ¹⁴C ka før nåtid) (Sørensen 1979, 1983; Longva & Thoresen 1989; Tuttle et al. 1997; Bargel 2005; Vorren & Mangerud 2013). Selve oppbyggingen av deltaet er beregnet til å ha skjedd i løpet av omtrent 70 år, noe som vitner om breelver med en enorm vannføring under breens opphold (Tuttle et al. 1997).

Den marine grensen ved Hauersestavsetningene er henholdsvis 205 og 200 moh., og tyder på at netto landheving i den korte avsetningsperioden var svært høy (Longva 1987). Et generelt trekk som er tydelig i Figur 2.5 er at den marine grensen stiger nordover fra Ski til Oslo, mens den derfra synker på Romerike og videre nordover mot Mjøsområdet.



Figur 2.5: Ekvidistant strandlinjediagram for preboreal tid på Sørøstlandet. Aldere er gitt i ¹⁴C-år før nåtid og er basert på ¹⁴C-daterte strandforskyvningskurver, isolerte ¹⁴C-dateringer og alle bestemmelser for marin grense som var tilgjengelige på det tidspunkt diagrammet ble utført (Sørensen 1982).

Etter at isranddeltaet på Dal var avsatt trakk brefronten seg videre til Minnesund, hvor sandurdeltaet ble bygget opp til, og delvis over, havnivået som her var 190 m o.h. (Figur 2.6) og er datert til ca. 10,6 – 10,4 kal. ka før nåtid ($\sim 9,3$ ^{14}C ka før nåtid) (Sørensen 1982; Longva 1987). Dette plasserer den udaterte Dalavsetningen et sted mellom 10,8 og 10,4 kal. ka før nåtid ($9,5 - 9,3$ ^{14}C ka før nåtid) (Bargel 2005). Hele Romerike ble dermed isfritt på omtrent 400 år (Sørensen 1983, 1996; Tuttle et al. 1997), og Romeriksfjorden ble stadig grunnere mens breelvdeltaene ble tørrlagt som følge av landhevingen (Sørensen 1996).



Figur 2.6: Området rundt Mjøsa og Romerike omtrent 10,6 – 10,4 kal. ka før nåtid ($\sim 9,3$ ^{14}C ka før nåtid), da innlandsisen hadde sitt opphold ved Minnesund (Mi). Stedsnavn: H – Hurdal, Mi – Minnesund, D – Dal, G – Gardermoen (Hauerseter). Figur fra Bargel (2005), etter Andersen (2000).

Da brefronten hadde trukket seg tilstrekkelig tilbake og sto eksempelvis ved Minnesund og Hurdal (Figur 2.6), hadde havnivået sunket nok til at områdene like nord for Hauerseteravsetningen begynte å bli tørt land (Longva 1987). Dette gjorde at området var åpent og uten skjerming i tiden før vegetasjonen etablerte seg (Longva 1987). Slike landskap kan i teorien være svært utsatt for vinderosjon i de tørre løsmassene, spesielt i områder med nærliggende isdekker. Katabatiske vinder, eller fallvinder, oppstår når kald luft på toppen av

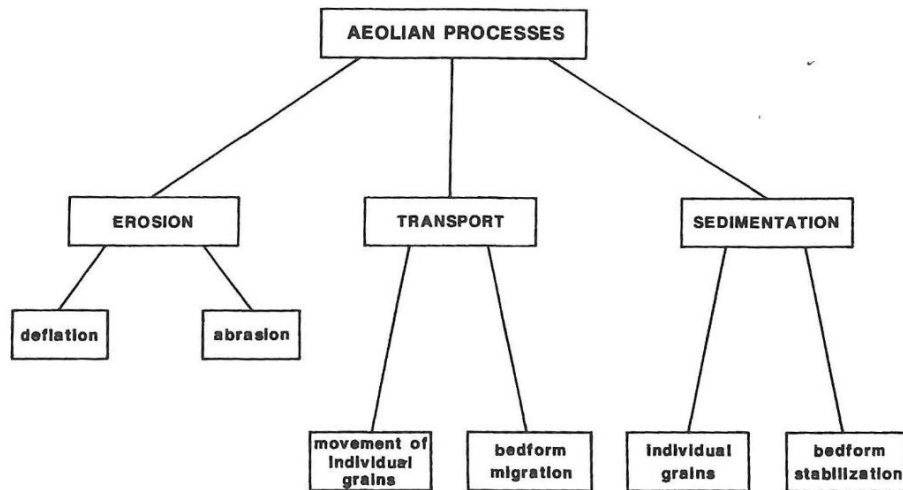
en isbre strømmer nedover brefronten som følge av tetthetsøkningen lufta gjennomgår ved nedkjøling, og drives av temperaturforskjeller mellom områdene innenfor og utenfor isdekket (Jørgensen et al. 1997; Seppälä 2004). Den generelle tankegangen er at de eoliske avsetningene (vindavsetningene) på Gardermoen kan ha blitt avsatt av slike katabatiske vinder fra innlandsisen i nord (Holtedahl 1953; Klemsdal 1969; Longva 1987; Jørgensen et al. 1997). Dette bør likevel sees på som antagelser grunnet en mangel på detaljerte studier hittil.

De eoliske avsetningene på Gardermoen omfatter hovedsakelig to flygesandfelt av betydelig størrelse, men også flere små sanddynekomplekser og isolerte dyner er å finne i området. Begge de to hovedfeltene befinner seg like bak Hauer seteravsetningens proksimalkant – det ene nord for Li og det andre på Aurmoen, nord for Trandum (Figur 1.2). Ved Li ble det før dette dannet en bresjø i forbindelse med isavsmeltingen, og flygesandfeltets materiale stammer trolig hovedsakelig fra disse finkornete bresjøsedimentene (Longva 1987). Flygesandfeltet på Aurmoen har for øvrig ingen slike avsetninger i umiddelbar nærhet, og antas derfor å bestå av korttransportert materiale fra de underliggende breelvsedimentene.

2.3 Eoliske avsetninger

Eolisk aktivitet, eller vindaktivitet, har spilt en liten rolle i den regionale utviklingen av våre ulike landformer, sammenlignet med for eksempel glasiale, glasifluviale eller fluviale prosesser (Klemsdal 1969). Likevel kan eoliske avsetninger ha en stor utbredelse og betydning, ikke bare lokalt, men også med hensyn til paleomiljø generelt og den informasjonen det kan skaffe (Alexanderson & Henriksen 2015). Eoliske avsetninger, særlig i form av flygesandområder, er en relativt sjelden landform i Norge og er lite undersøkt spesielt når det gjelder absolutte dateringer (Klemsdal 1969; Seppälä 1972; Alexanderson & Henriksen 2015). Sannsynligvis ble de fleste innlandsdynene dannet like etter isavsmeltingen ca. 10 ka før nåtid, men mangelen på absolutte dateringer har gjort det vanskelig å bekrefte dette (Alexanderson & Henriksen 2015). Imidlertid utførte nylig Alexanderson & Henriksen (2015) OSL-dateringer i et sanddynefelt på Starmoen ved Elverum som gav en alder på 10,5 – 9,8 ka før nåtid, og som underbygger denne hypotesen.

Eoliske prosesser kan grovt sett defineres som de prosessene som omhandler vindaktivitet, og innebærer erosjon, transport eller sedimentering som følge av vindens bevegelse over jordoverflaten (Pye & Tsoar 1990). Disse tre hovedprosessene kan videre deles opp i flere underkategorier (Figur 2.7). Erosjonsprosesser omfatter deflasjon og abrasjon, hvorav førstnevnte vil si vindens fjerning av partikler (sandblåste partikler) og kan føre til vindgroper (Pye & Tsoar 1990). Abrasjon er prosessen som vindsliper flater ved hjelp av sandkorn som fraktes med vinden (Pye & Tsoar 1990). Videre kan transportkategorien deles inn i transport av enkeltkorn og migrasjon av avsetningsformer, mens sedimentasjon innebærer sedimentering av enkeltkorn og stabilisering av avsetningsformer (Pye & Tsoar 1990).



Figur 2.7: Eoliske prosesser inkluderer de tre hovedprosessene erosjon, transport og sedimentering. Videre kan disse deles inn i to underkategorier hver – henholdsvis deflasjon og abrasjon, transport av enkeltkorn og migrasjon av lagformer («bedform migration»), samt sedimentering av enkeltkorn og stabilisering av lagformer.

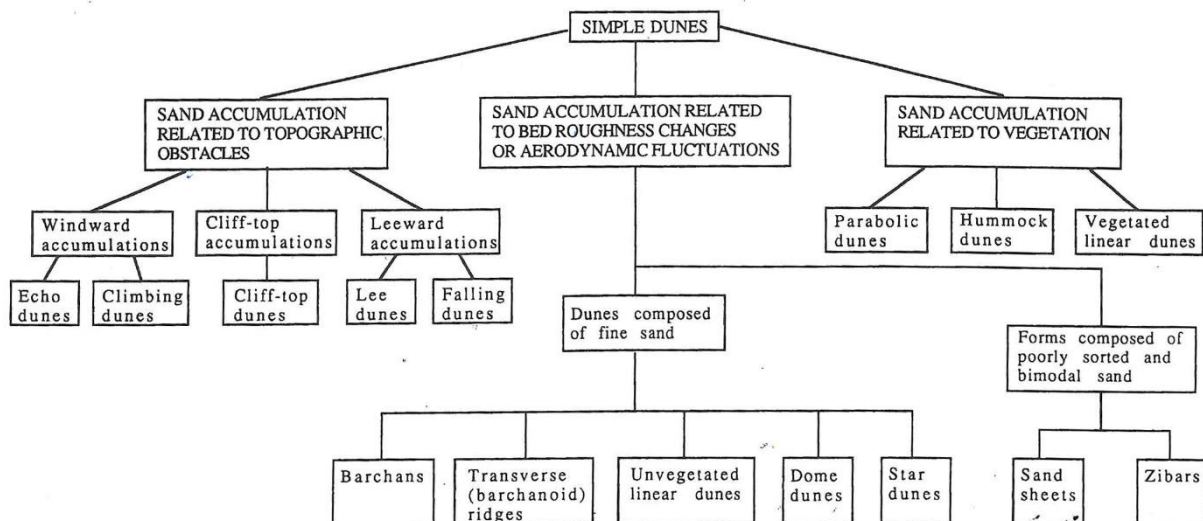
Videre kan eoliske avsetninger deles inn i tre hovedkategorier som omfatter sanddyner, sanddekker (sand sheets) og løss-tepper (loess blankets) (Pye & Tsoar 1990). Av disse kan de to førstnevnte være tilstede i et flygesandfelt, da sanddekkene befinner seg mellom sanddynene. Flygesand er gjerne godt sortert og består av kornstørrelser fra 0,1 – 0,35 mm, og omfatter dermed hovedsakelig fin sand (Seppälä 2004). Dette materialet fraktes ved saltasjon, mens de aller fineste partiklene, som silt, fraktes i suspensjon og kan avsettes som løss (Jørgensen et al. 1997). Omtrent 95 % av transporten i forbindelse med oppbygging av sanddyner skjer gjennom saltasjon (Seppälä 2004), som innebærer at sandkornene ruller og hopper langs bakken med vindretningen (Jørgensen et al. 1997; Seppälä 2004; Sigmond et al. 2013). I tillegg kan sandkorn som fraktes opp stoss-siden av en sanddyne rase ned på lesiden og avsettes på denne måten (Bristow 2009). Der disse prosessene skjer ved gjentatte perioder kan det dannes store flygesandområder (Jørgensen et al. 1997).

Klemsdal (1969) identifiserte ulike forutsetninger for oppbygging av eoliske landformer. Av disse er vind av tilstrekkelig styrke den mest grunnleggende, og vinden bør også ha en relativt konstant retning. Under isavsmeltingen var antagelig temperaturforskjellen mellom områdene innenfor og utenfor innlandsisen stor, som kunne gi opphav til lokalt sterke katabatiske vinder (jf. kapittel 2.2) (Jørgensen et al. 1997; Seppälä 2004). I tillegg kunne de

blottlagte områdene utenfor brefronten oppleve kraftige vinder som blåste rundt isdekket («antsykloner») grunnet det konstante høytrykket over isen (Seppälä 2004; Warren 2013). Vindhastigheter er generelt størst blant annet ved åpne sletter der vinden kan bevege seg fritt fra høytrykksområder mot lavtrykksområder, uten påvirkning av topografi eller vegetasjon (Jørgensen et al. 1997).

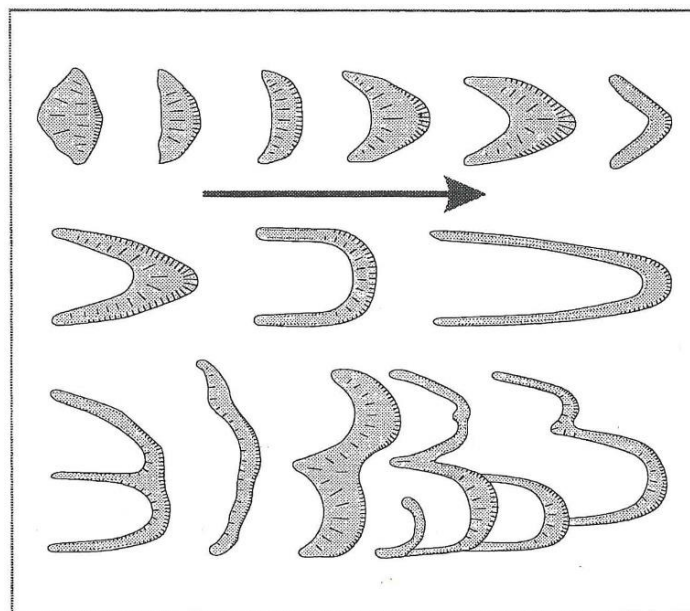
Videre må tilgangen på opphavsmateriale i passende kornstørrelser (jf. forrige avsnitt) være tilstede (Klemsdal 1969). Her er breelvsedimenter det vanligste opphavsmaterialet når det gjelder innlandsdyner i Norge (jf. Klemsdal 1969; Klemsdal 2010; Alexanderson & Henriksen 2015). Et tilnærmet vegetasjonsfritt område er også en forutsetning, da materialet må være tilgjengelig for vindtransport. Et vegetasjonsdekke vil derfor hindre en slik transport og heller skjerme opphavsmaterialet for vinderosjon (Klemsdal 1969). For at sandkornene skal kunne fraktes med vinden må også opphavsmaterialet være tilstrekkelig tørt og ha en relativt svak vannbindingsevne, og følgelig et lavt innhold av organisk materiale (Klemsdal 1969; Jørgensen et al. 1997). I tiden like etter at Den skandinaviske innlandsisen hadde smeltet tilbake (etter LGM), kan områdene som tidligere var nediset ha vært spesielt utsatt for vinderosjon før vegetasjonen etablerte seg for fullt (Klemsdal 1969).

Avhengig av i hvilken grad de ulike påvirkningsfaktorene er tilstede vil det kunne dannes enkle eller sammensatte dyner, i tillegg til dynekomplekser (Pye & Tsoar 1990; Warren 2013). For at selve akkumuleringen av sanddynene skal kunne initieres, kreves det gjerne at noen små hindringer er tilstede for å kunne skape turbulens i det ellers jevne vindmønsteret (Seppälä 2004). Slike hindringer omfatter for eksempel spredte steiner, fuktighetsforskjeller i sanden eller ujevnheter i sandoverflaten grunnet deflasjon, men også spredt vegetasjon (Seppälä 2004). De ulike hindringene kan gi opphav til en rekke typer sanddyner, som barkaner, tverrgående eller parabolske dyner (Figur 2.8) (Pye & Tsoar 1990).



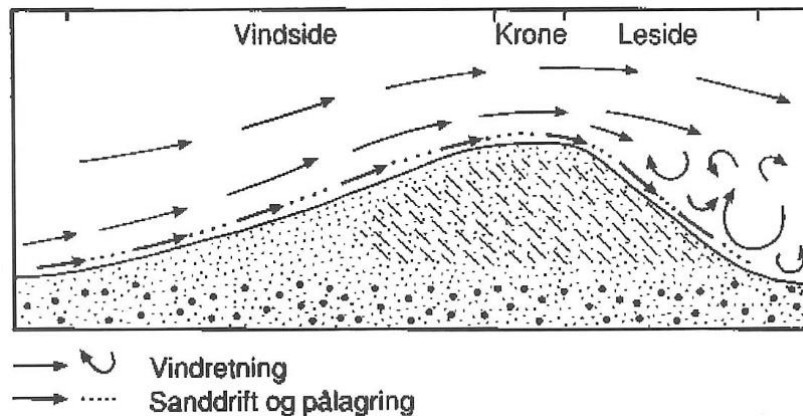
Figur 2.8: Klassifisering av enkle sanddyner (Pye & Tsoar 1990).

Parabolske dyner og dynefelt av sammensatte parabolske dyner, er de vanligste dyneformene i områder med et kaldt klima (Figur 2.9) (Seppälä 2004; Klemsdal 2010). Slike sanddyner dannes gjerne når de sterkeste vindene har en konstant vindretning (Jørgensen et al. 1997), og indikerer også at noe vegetasjon kan ha vært tilstede under dannelsen (Seppälä 2004).



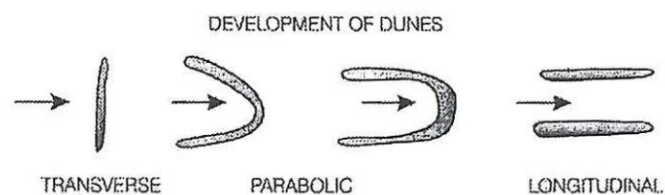
Figur 2.9: Skjematisk framstilling av ulike parabolske dyner med forskjellig utviklingsgrad. Pilen viser den herskende vindretningen (Seppälä 2004).

Typisk for oppbygningen av paraboliske dyner er at tverrsnittet er asymmetrisk med en langstrakt og relativt slak stoss-side (vindsiden) hvor sanden fraktes opp til dynens krone, og en brattere leside hvor sandkornene raser ned og avsettes i kryssljkt (Figur 2.10). Sandkornene kan også avsettes på vei opp stoss-siden.



Figur 2.10: Sandkornene fraktes med vinden opp stoss-siden (vindsiden), over kronen og avsettes på lesiden. Prosessen fører til avsetting av kryssljkt.

Paraboliske dyner kan dannes fra transverse dyner som videreutvikles gjennom gradvis forflytting av buen med den herskende vindretningen (Holtedahl 1953; Seppälä 2004). Utvikles disse sanddynene over et tilstrekkelig tidsrom kan buen ved noen tilfeller brytes og videre gi opphav til to langsgående dyner (Figur 2.11) (Holtedahl 1953; Seppälä 2004).



Figur 2.11: Utviklingen av langsgående dyner. Dynevandring av transverse dyner gir her opphavet til paraboliske dyner, som igjen omdannes til langsgående dyner. Etter Seppälä (2004).

Dynedannende paleovinders dominerende vindretning kan ifølge Seppälä (2004) antydes ved å studere (1) dynenes morfologi, (2) sandens lagdeling og/eller (3) posisjonering av dynene eller sanddynefeltene med hensyn til begrensede sandkilder. Slike sandkilder inkluderer gjerne breelavsetninger.

For å kunne si noe om tidsaspektet av dyne­dannelsen og om det er snakk om én eller flere eoliske hendelser, kan en kartlegging av reaktiveringsflater være hensiktsmessig. Reaktiveringsflater kan dannes på en sanddynes leside og er erodert som følge av endringer i dynens morfologi grunnet endringer i vindretningen eller –hastigheten (Bristow 2009). Ofte kan fossilt jordsmonn være til stede, og indikerer et lengre opphold i oppbygningen av dynefeltet.

3 Metoder

3.1 Feltmetoder

Feltarbeidet ble gjennomført sommeren og høsten 2015. Lokalteter for undersøkelser ble i første omgang valgt basert på kvartærgeologiske kart og høydekurver, og videre gjennom rekognosering og observasjon av terrenget med bil, sykkel og til fots. Der overflateformene indikerte at tydelige og tilsynelatende intakte sanddyner var til stede, fortrinnsvis på steder uten tett vegetasjon (et fåtall av aktuelle lokaliteter), ble det planlagt videre undersøkelser med georadar (kapittel 3.1.1). Der åpne snitt var til stede, først og fremst langs veier, ble det planlagt videre rensking og undersøkelser av snittene for sedimentologisk logging og innsamling av prøver til kornfordelingsanalyse og aldersbestemmelse (kapittel 3.1.3).

3.1.1 Georadar

3.1.1.1 Generelt om Georadar

En av kartleggingsmetodene som ble brukt i denne oppgaven kalles internasjonalt «Ground penetrating radar» (GPR). Betegnelsen «georadar» brukes gjerne i Norge, og som navnet tilsier er dette en metode som innebærer kartlegging av geologiske forhold ved hjelp av radar (Mauring et al. 1995). Metoden kan avdekke sedimentstrukturer (for eksempel kryssjikt og erosjonsflater) som ved videre tolkning kan si noe om avsetningsmiljø og gi en indikasjon på sanddynenes oppbygning, mektighet og paleovindregime. Metoden er ikke-destruktiv (Neal 2004) og etterlater seg svært få spor, og er derfor velegnet til bruk i grunnundersøkelser innenfor en rekke disipliner – det være seg arkeologi, hydrogeologi, geoteknikk, og ikke minst kvartærgeologi (Mauring et al. 1995). Muligheten til å dekke store områder over relativt kort tid gjør at metoden er effektiv og gir et godt bilde av ulike sedimenters utbredelse. Utstyret har gjennom de siste tiårene utviklet seg stort og har blitt svært mobilt og anvendelig. Det har en robust og fleksibel utforming, høy nøyaktighet og gir mulighet for opptak i et bredt spekter av målefrekvenser (Sensors & Software Inc. 2015a).

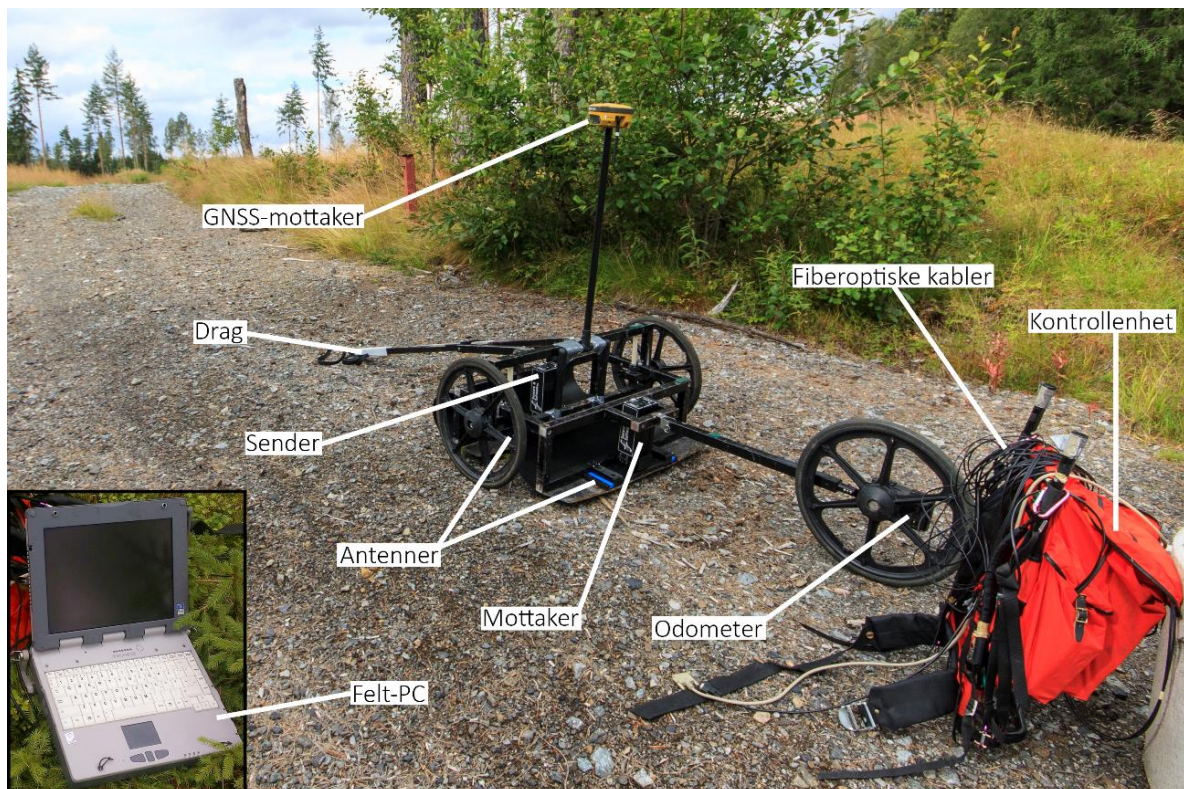
3.1.1.2 Prinsipper

Teorien om elektromagnetisme og læren om geologiske materialers egenskaper er selve grunnlaget for forståelsen av georadarens signaler (Annan 2009). En georadar utnytter elektromagnetiske bølger til å sondere dielektrisk materiale for å kunne påvise strukturer i materialet og endringer i dets egenskaper (Annan 2003). Høyfrekvente pulser av elektromagnetisk energi sendes fra georadaren og ned i den øvre delen av undergrunnen, typisk <50 m (Neal 2004). De diskrete pulsene kan forplantes, reflekteres og/eller sendes tilbake til georadaren (Neal 2004). Variasjoner i materialets dielektriske egenskaper (hovedsakelig vanninnhold) og elektrisk ledningsevne fører til at bølgene reflekteres tilbake (Mauring et al. 1995). Tiden det tar før bølgene reflekteres sier noe om hvor sedimentenes egenskaper endres. På denne måten kan vi ved bruk av georadar få et todimensjonalt bilde av undergrunnen uten å gjøre inngrep med hverken gravemaskin eller spade. Ved bruk av en høy antennefrekvens vil det oppnås en god vertikal oppløsning, men med en begrenset dybderekkevidde. Lav antennefrekvens gjør at de elektromagnetiske bølgene når dypere, men gir en dårligere oppløsning (Mauring et al. 1995). Løsmasser med en høy elektrisk ledningsevne, eksempelvis leiravsetninger, gjør at bølgene dempes og gir derfor en svekket refleksjon. Derfor vil tørre, grovkornede løsmasser være foretrukket for å oppnå et best mulig resultat med metoden (Mauring et al. 1995). Eoliske sedimenter består av godt sorterte og motstandsdyktige sandkorn som har en lav elektrisk ledningsevne og magnetisk permeabilitet (Bristow 2009). Radarsignalet har derfor en god penetrasjon og gjør at eoliske sedimenter er godt egnede for undersøkelse med georadar, i motsetning til leiravsetninger (Bristow 2009).

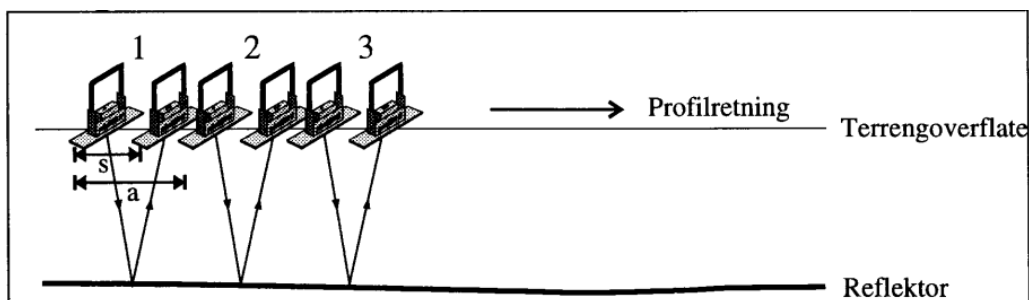
3.1.1.3 Oppsett

Til gjennomføring av feltundersøkelsene ble pulseEKKO 100 georadarsystem fra Sensors & Software Inc. benyttet. Oppsettet består av en sender-, mottaker- og kontrollenhet, et odometer, en GNSS-mottaker (GPS), en bærbar felt-PC og en målebok (Figur 3.1). Det hele kobles sammen av fiberoptiske kabler, og holdes i gang av ulike batterier. Sender- og mottakerenhetene er koblet direkte til to antenner, som i dette tilfellet har en frekvens på 200 MHz. Antennene er festet til en ramme med en fast avstand på 50 cm, og beveger seg derfor parallelt i terrenget (Figur 3.2). Ved tilkobling til to hjul danner rammen en vognkonstruksjon, og odometeret festes til et tredje hjul bak på vognen. Når vognen trekkes

framover og dette hjulet beveger seg utløses signaler ved et satt intervall (flyttavstand, som gir avstanden mellom hvert opptakspunkt («trace»)), slik at radarsystemet kontinuerlig samler inn data ved en regelmessig avstand (Sensors & Software 1996). Dette betyr at der vognen trekkes for fort vil ikke systemet rekke å fange opp disse signalene, og kan gi opphold i opptaket. Dette er for øvrig noe som kan justeres ved å endre flyttavstand, men det er gjerne en bestemt verdi (avstand) for ulike frekvenser. Tommelfingerregelen er at flyttavstand gjerne settes til 10 cm når frekvensen er 200 MHz, noe som er tilfellet for de utførte opptakene. Videre ble det brukt et tidsvindu på omtrent 500 nanosekunder (ns), som vil si at hastigheter som eventuelt overskrider dette ikke inngår i opptakene. Avgrensningen ble for øvrig satt med god margin for å hindre dette.



Figur 3.1: Georadarutstyret som ble brukt under feltarbeidet ved lokalitet 1 – 4.



Figur 3.2: Vanlig (kontinuerlig) profilering med georadar. «s» tilsvarer antenneavstand og «a» tilsvarer flyttavstand. Under feltarbeidet på Gardermoen var antennene festet til en vognkonstruksjon, der antenneavstand var 50 cm, mens flyttavstand var 10 cm (Mauring et al. 1995).

For bestemmelse av nøyaktige posisjonsdata ble det brukt en GNSS-mottaker koblet opp mot Kartverkets CPOS-tjeneste (for detaljer, se kapittel 3.1.2). Mottakeren ble montert på vognen mens måleboken ble båret av en av operatørene.

3.1.1.4 Komplikasjoner med utstyret

Det var ikke uten komplikasjoner at feltarbeidet med georadar ble utført. Opprinnelig var planen å utføre de første opptakene i juni. Dette viste seg å bli umulig, da deler av utstyret ble stjålet under et feltkurs i hydrogeologi, som arrangeres hver juniblokk av NMBU. Det stjalne utstyret var kjøpt inn i 2013 og var velfungerende. Dette gjorde at videre planlegging av feltundersøkelser med georadar måtte vente til over sommerferien. Da midler til innkjøp av nytt utstyr ennå ikke var på plass ved semesterstart høsten 2015 ble det besluttet at opptakene skulle gjøres med det gamle georadarutstyret fra 2003. Dette utstyret er generelt mer ustabil og sårbart for forstyrrelser, som blant annet fuktighet. Også dette var noe som skulle erfares. Første feltdag (26.08.15) var for øvrig et unntak, til tross for noe trøbbel med hensyn til posisjonsdata og kontakt med CPOS-tjenesten innenfor tett skog. Opptak ble gjennomført på lokalitet 1 og 2 og ble forholdsvis vellykkede. Dårlig kontakt mellom felt-PC og batteri på andre feltdag (24.09.15) gjorde det kun mulig med opptak av ett profil på lokalitet 3. Tredje og siste feltdag med georadar (21.10.15) bød også på utfordringer, denne gangen i forbindelse med ustabil vær. De fuktige grunnforholdene gjorde at kontakten med odometeret til tider ble mistet, noe som gav utslag i resultatene fra lokalitet 4. Det ble også forsøkt å ta et siste tverrgående opptak på lokalitet 3, men værforholdene forhindret dette.

3.1.1.5 Etterbehandling av georadardata

EkkoProject er et program som forenkler framstilling, redigering, prosessering og tolkning av georadardata (Sensors & Software Inc. 2015b). Dette programmet ble benyttet sammen med LineView, som er en del av EkkoProjects programvare-pakke og er designet for å framstille tverrsnitt av georadaropptak på en PC-skjerm (Sensors & Software Inc. 2016).

I områder med dårlig satellittdekning, som i skogsområder, var kontakten med Kartverkets CPOS-tjeneste (kapittel 3.1.2) svekket. Den dårlige kontakten gjorde at nøyaktigheten på elevasjonsdataene fra de ulike georadarprofilene ble redusert, og resulterte i vertikalt svært ujevne («hakkete») profiler og måtte derfor etterbehandles før de kunne tolkes på en akseptabel måte. Dette gav særlig utslag i profilene fra lokalitet 1 – 3, hvorav lokalitet 1 hadde spesielt mangelfulle elevasjonsdata.

Elevasjonsdataene som ble registrert i felt på lokalitet 1 var så mangelfulle at det ble besluttet å forsøke å generere egne topografifiler, bestående av høyde- og posisjonsdata, som kunne kobles til hver av de to tilhørende georadarprofilene. Dette ble gjort ved hjelp av LiDAR-data fra lokaliteten. Ved å bruke ArcMap til å tegne opp linjer tilsvarende de to traseene som ble gått med georadar (en tverrgående og en langsgående linje), kunne verktøyet «Stack Profile» generere en egenskapstabell med informasjon om disse linjene (avstander langs linja, samt X-, Y- og Z-koordinater). Videre kunne avstandsdataene (posisjon i m) og Z-koordinatene (elevasjon i m) settes sammen i et eget dokument og lagres som en topografifil. Dette ble gjort for begge linjene, og de nye topografifilene kunne deretter kobles sammen med de tilhørende georadarprofilene i EkkoProject. Dette gjorde at Z-koordinatene fra LiDAR ble benyttet i stedet for de originale, og dette forbedret fremstillingen av de to georadarprofilene kraftig, selv om de likevel ble forholdsvis ujevne. Derfor ble metoden som forklares i neste avsnitt benyttet i tillegg.

For lokalitet 2 og 3 var etterbehandlingen relativt ukomplisert, og besto hovedsakelig av å manipulere de eksisterende elevasjonsdataene for de enkelte avstandene (posisjon i m) gjennom hele profilet (dvs. å jevne ut linjene). Dette ble gjort ved å generere en CSV-fil for hvert profil, som inneholder informasjon om blant annet nummeret (identiteten), posisjon i m, samt X-, Y- og Z-koordinater (henholdsvis lengdegrad, breddegrad og elevasjon) til hvert trace (opptakspunkt) i hele profilet (Tabell 1). Fra denne fila kunne det videre opprettes en topografifil med informasjon om kun elevasjon og de tilhørende avstandene i profilet (markert i Tabell 1), som forklart i forrige avsnitt. Ved å undersøke posisjonen til de ulike ujevne områdene i «LineView» kunne deretter de samme posisjonene spores opp i topografifila. Ved å fjerne elevasjonsdataene mellom to valgte posisjoner i topografifila ville dermed topografien mellom disse to posisjonene interpoleres. Når topografifila deretter ble lagt til det gjeldende georadarprofilet i EkkoProject, var gjerne linjene betydelig utglattet og mer sammenhengende da det igjen ble åpnet i LineView. Dette forenklet tolkning og videre presentasjon av resultatene.

Tabell 1: Eksempel på hvordan en CSV-fil ser ut (utklipp). Informasjonen om posisjon og elevasjon (markert i rødt) kan videre brukes til å opprette en egen topografifil som deretter kan manipuleres og igjen kobles til georadarprofilet. Dette utklippet består av 11 opptakspunkter (traces) som til sammen utgjør 1 m av profilet. Elevasjon og Z-koordinatene er identiske.

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K
1	Trace Number	Position	Number of points	Elevation	Total odometer ticks	# bytes/point	Time Window	# of stacks	GPS X Position	GPS Y Position	GPS Z Position
2	1	0	1125	196.16	0	2	450	4	11.143562	60.225486	196.16
3	2	0.1	1125	196.17	0	2	450	4	11.1435618	60.225486	196.17
4	3	0.2	1125	196.17	0	2	450	4	11.1435617	60.225486	196.17
5	4	0.3	1125	196.17	0	2	450	4	11.1435607	60.225486	196.17
6	5	0.4	1125	196.16	0	2	450	4	11.1435598	60.2254861	196.16
7	6	0.5	1125	196.17	0	2	450	4	11.1435587	60.2254867	196.17
8	7	0.6	1125	196.18	0	2	450	4	11.1435576	60.225487	196.18
9	8	0.7	1125	196.18	0	2	450	4	11.1435567	60.225487	196.18
10	9	0.8	1125	196.18	0	2	450	4	11.1435556	60.225487	196.18
11	10	0.9	1125	196.18	0	2	450	4	11.1435548	60.225487	196.18
12	11	1	1125	196.18	0	2	450	4	11.1435535	60.2254872	196.18

Den samme prosessen ble også utnyttet på ett punkt i det tverrgående profilet fra lokalitet 4. Resten av dette profilet, samt det langsgående profilet fra samme lokalitet, hadde tilfredsstillende elevasjonsdata og krevde ingen ytterligere etterbehandling.

3.1.1.6 Kartlegging av georadarfacies

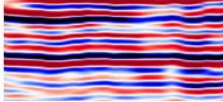

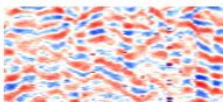


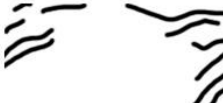
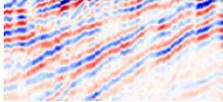

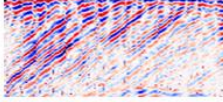
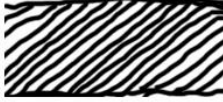
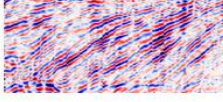

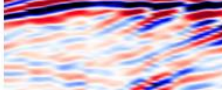

Endringer i et sediments dielektriske egenskaper gir, som tidligere nevnt, opphav til de ulike refleksjonene i et georadarprofil (Mauring 1995; Bristow 2009). Særlig i eoliske sedimenter påvirkes dette av vanninnholdet, og henger derfor sammen med sedimentets kapillærkrefter (Bristow 2009). Endring i vanninnhold som følge av lagdelingen og ulike kornstørrelser innenfor disse gir følgelig utslag i refleksjonsmønsteret (Mauring 1995; Bristow 2009). Dette danner grunnlaget for gjenkjenning av ulike «facies», dvs. særegenheter, og en stor del av arbeidet med georadarresultatene har gått med til dette. Et georadarfacies kan beskrives som en tredimensjonal sedimentær enhet sammensatt av georadarrefleksjoner som inneholder egenskaper som skiller seg fra de nærliggende enhetene (Bristow 2009). En rekke georadarfacies har blitt kartlagt av ulike forfattere i eoliske sedimenter, deriblant hellende refleksjoner fra kryssjiktning, vedvarende parallelle refleksjoner og undulerende refleksjoner (Bristow 2009). Ved å identifisere slike facies i et georadarprofil er det derfor mulig å tolke de ulike enhetene og få et innblikk i avsetningsmiljøet. En begrensning med denne metoden er imidlertid at et spesifikt radarfacies kan ha opphav i forskjellige sedimentære strukturer og tolkningen kan derfor være tvetydig, særlig i sammensatte og komplekse sanddyner. Fremstillingen av et georadarprofil vil også være svært påvirket av orienteringen av opptaket, og den opprinnelige helningen av de ulike lagene vil følgelig være vanskelig å presentere todimensjonalt (Bristow 2009).

I dette studiet har kartlegging og beskrivelse av radarfacies i de undersøkte georadarprofilene blitt utført ved hjelp av klassifiseringen i Figur 3.3, som baserer seg på inndelingen av ulike seismiske refleksjonskonfigurasjoner av Boggs (2001). Figuren består av sju forskjellige facies som er identifisert i de undersøkte profilene. Med hensyn til utfordringen ved å skille mellom ulike sedimentære enheter i georadarprofilene grunnet sanddynenes komplekse karakter, kan derfor et facies gjelde for deler av en enhet, eller det kan gjelde flere nærliggende enheter. Dette kompliserer tolkningen noe.

En rekke partier med horisontale eller svakt hellende parallelle til subparallelle reflektorer kommer fram i georadarprofilene og har fått en rød fargekode. Reflektorene er ofte sterke,

og kan gjerne være svært utholdende (stedvis over 30 m). Det gjeldende georadarfacies inkluderer også subparallele refleksjoner som er svakt undulerende (bølget). Videre har det blitt kartlagt områder med et kaotisk refleksjonsmønster i hver av lokalitetene, og har fått en oransje fargekode. Dette mønsteret er preget av at reflektorene brytes og ikke følger en spesiell retning. Slike områder kan også inneholde diffraksjoner (hyperbler), som er en bølgeavbøyning grunnet energien fra punkt, hulrom eller andre diskontinuiteter (Mauring et al. 1995). Områder markert med gult kan kjennetegnes ved et svært svakt til refleksjonsfritt mønster. Alle de undersøkte georadarprofilene inneholder slike refleksjonsfrie områder, og markerer vanligvis området som er utenfor georadarens penetrasjonsrekkevidde. Reflektorer identifisert som spredningsmønster (divergerende) har fått fargekoden grønn. Disse kan kjennetegnes ved at reflektorene gjerne starter som tilnærmet parallelle, men spres videre ut fra dette punktet, ofte med en svak til moderat helning. Divergerende reflektorer er relativt sjeldent observert blant de forskjellige lokalitetene. Refleksjonsmønsteret som er kjennetegnet ved moderate til kraftig hellende parallelle til subparallele reflektorer er markert med turkis fargekode i de ulike georadarprofilene. Dette gjelder kun visse områder, og det er ofte vanskelig å sette grensen mellom slike hellende parallelle refleksjoner og de tilsvarende horisontale parallelle refleksjonene. Grensen mellom disse bør derfor studeres med forbehold. Det er også identifisert sigmoide (S-formede) refleksjoner i flere av profilene, og dette er markert i blått. Også her er det vanskelig å sette grensen til det foregående georadarfacies og må tolkes med varsomhet. Det siste kartlagte georadarfacies består av tangerende reflektorer, og har fått fargekoden lilla. Mønsteret er identifisert kun et par ganger blant alle georadarprofilene.

Kartlegging av georadarfacies

Refleksjonsmønster	Skisse	Fargekode	Beskrivelse
		Rød	Horisontale eller svakt hellende subparallele reflektorer
		Oransje	Kaotisk refleksjonsmønster
		Gul	Refleksjonsfritt mønster
		Grønn	Spredningsmønster (divergerende)
		Turkis	Moderat til kraftig hellende (sub)parallele reflektorer
		Blå	Sigmoide reflektorer
		Lilla	Tangerende reflektorer

Figur 3.3: Fremstilling ulike typer georadarfacies som er identifisert i de ulike innsamlede georadarprofilene. Klassifiseringen er basert på inndelingen av ulike seismiske refleksjonskonfigurasjoner av Boggs (2001).

3.1.1.7 Bildebehandling

Bildebehandlingsprogrammet Adobe Photoshop CC 2015 ble benyttet til å tegne skisser av de ulike georadarprofilene, for å gi en fremstilling av de mest fremtredende reflektorene og formene. Programmet ble også brukt aktivt i arbeidet med kartleggingen av de enkelte georadarfacies, gjennom fargelegging. Det ble også tegnet nye og større akser på hver av profilene for å tydeliggjøre disse, samt at enkelte profiler ble snudd horisontalt for gi en bedre forståelse av orienteringen av profilene ved sammenligning med deres lokalisering i et kart. På denne måten vil profiler med en vest-østgående orientering vises fra henholdsvis venstre til høyre, og det samme gjelder profiler med en sør-nordgående orientering.

3.1.2 Posisjonsbestemmelse

For kontinuerlig posisjonsbestemmelse under feltarbeidet med georadar på Gardermoen ble en Topcon HiPer II GNSS-mottaker (Global Navigation Satellite System) montert til georadardvognen. Utstyret er basert på det amerikanske GPS-systemet (Global Positioning System) og kalles gjerne differensiell GPS (Grinderud et al. 2008). Grinderud et al. (2008) skriver at «Et slikt system består i prinsippet av en basestasjon, en rover (bevegelig stasjon) og en kommunikasjonskanal mellom disse (f. eks. radio eller mobiltelefon)». Under feltarbeidet ble det gjort målinger ved hjelp av posisjonstjenesten CPOS fra Kartverket. CPOS er et nettverks-RTK-system (Real Time Kinematic), hvor GNSS-mottakeren (roveren) kobles til en virtuell referansestasjon (basestasjon) via internett eller GSM (Kartverket 2016b), hvor sistnevnte løsning ble brukt i denne oppgaven. På denne måten overføres korreksjonsdata fra CPOS til GNSS-mottakeren i sanntid, der dekningen er tilstrekkelig (Kartverket 2016b). De korrigerte posisjonene lagres kontinuerlig og kan gi en nøyaktighet ned til $\pm 1\text{-}5$ cm, typisk $\pm 1,5\text{-}2$ cm i horisontalplanet og $\pm 2\text{-}3$ cm i vertikalplanet. CPOS leverer data i referansesystemet EUREF89 (Kartverket 2016b), som er Norges offisielle datum (Grinderud et al. 2008).

3.1.3 Sedimenter

Sedimentologiske undersøkelser av sanddyner ble gjort på to velegnede lokaliteter der lokalitet 5 befinner seg i en veiskjæring, og lokalitet 6 er plassert i et lite sandtak som ikke

lenger er i bruk. Lokalitetenes posisjon ble bestemt med en håndholdt eTrex Vista Cx GPS fra Garmin, med en nøyaktighet på ± 5 m.

Sedimentologisk logging og prøveinnsamling

For å kunne studere stratigrafien i sanddynene ble to tilnærmet vertikale snitt (lokalitet 5 og 6) gravd ut ved hjelp av spade, krafse og murerskje. Snittene ble også dokumentert med fotografier og skisser, og ved bruk av tommestokk og loggepapir ble det tegnet én sedimentologisk logg fra hver av de to lokalitetene. Den mest fremtredende kornstørrelsen i hvert av lagene ble bestemt ved øyemål. Strøketretningen på snittene ble registrert, dvs. orienteringen til snittenes vertikale flate, og sedimentlagenes fallretning og -vinkel ble målt med et Silva 360° klinometerkompass. Fallretning er en parameter som indikerer helningsgraden på flaten normalt på strøket (retningen lagflaten heller mot), mens fallvinkelen er den vinkelen laget danner med et horisontalt plan, dvs. hvor bratt lagene heller (Sigmond et al., 2013). Sedimentprøvene for både kornfordelingsanalyser og aldersbestemmelse (OSL-datering) ble samlet inn fra ulike homogene lag. Prøvenes lokalisering i snittet er notert i de sedimentologiske loggene.

Optisk stimulert luminescens (OSL)

Optisk stimulert luminescensdatering (OSL) er en svært lysfølsom metode som gjør det mulig å måle egenskaper hos kvartskorn som kan si noe om hvor lenge siden det bestemte kvartskornet ble utsatt for sollys (Alexanderson 2007). Når kornene transporteres vil de «blekes» av sola, eller nullstilles, ved at elektroner slippes ut av krystallstrukturen i kornet (Alexanderson 2007). Når sedimentene videre blir avsatt og kvartskornene blir begravet i mørket bidrar naturlig radioaktiv stråling til at elektroner igjen kan lagres i krystallstrukturen (Alexanderson 2007). Disse kan dermed videre måles og aldersbestemmes, dersom de oppbevares og analyseres i mørket eller ved mørkeromsforhold (Alexanderson 2007). For at resultatene skal bli ideelle kreves sedimenter av passende kornstørrelse og med et tilstrekkelig innhold av kvarts. Flygesand har som nevnt gjerne en kornstørrelse rundt 0,1 – 0,35 mm (Seppälä 2004), og egner seg derfor svært godt til slike dateringer. Det er også svært viktig at sanden faktisk ble utsatt for sollys i det tidsintervallet som skal dateres, slik at kornene ble

fullstendig bleket før de ble avsatt. Flygesandens avsetningsmåte gjør imidlertid at også denne forutsetningen nås, og gjør OSL-datering til en optimal metode for aldersbestemmelse av flygesand.

Prøver som skal dateres ved hjelp av OSL-metoden ble innsamlet fra ulike homogene lag med minst mulig jernutfellinger, minimum 30 cm fra grenseflater. Dette gjøres for å unngå forstyrrede sedimenter som kan gi utslag i dateringene. Dette ble gjort ved å stikke et plastrør (Ø: 7,5 cm og lengde: 20 cm) horisontalt inn i det tilnærmet vertikale snittet og hamre det inn slik at hele innsiden av røret var dekket av sand. Den fortsatt synlige enden av røret ble dekket med et lokk, og videre ble røret gravd ut igjen fra snittet slik at den andre enden også kunne dekkes med lokk. Begge endene på røret ble dekket med teip for å unngå at sand falt ut og at lys slapp inn. Plastrør som brukes til denne metoden skal være lystette slik at ikke lysstråler har mulighet til å påvirke sanden. Kun sanden fra den midtre delen av prøven benyttes til selve luminescence-målingene. Sanden fra de ytre delene av røret som kan ha blitt lyseksponert benyttes til andre analyser, som for eksempel måling av vanninnhold. Prøvene er sendt til Luminescenslaboratoriet ved Lunds universitet i Sverige for aldersbestemmelse. Dette er imidlertid en langvarig prosess som gjerne kan ta et år før resultatene er klare, og dateringene kan dermed fremstilles i denne oppgaven.

3.2 Laboratoriemetoder

3.2.1 Kornfordelingsanalyse

Etter innsamling i felt ble sedimentprøvene lagret i prøveposer av plast for videre analyser. Deretter ble prøvene plassert over i metallformer og tørket i et varmeskap på ca. 50° over en helg for å kunne utføre tørrsikting. Prøvene ble så veid på en vekt («kontrollvekt») og videre tømt over øverste sikt i siktesatsen (Vedlegg 1 – Kornfordelingsanalyse av eolisk materiale). Da prøvene utelukkende inneholdt kornfraksjoner <4 mm ble følgende siktåpninger anvendt (Tabell 2): 2 mm, 1 mm, 0,5 mm, 0,25 mm, 0,125 mm, 0,063 mm, samt bunn (<0,063 mm) og lokk. Fraksjoner <0,063 mm ble samlet i bunnen av siktesatsen uten videre separering.

Tabell 2: Klassifisering av kornstørrelser.

Terminologi	Kornstørrelse (mm)
Grus	>2
Veldig grov sand	2 - 1
Grov sand	1 - 0,5
Middels sand	0,5 - 0,25
Fin sand	0,25 - 0,125
Veldig fin sand	0,125 - 0,063
Slam (silt/leire)	<0,063

For hver prøve ble siktesatsen plassert i en ristemaskin i 10-15 minutter for å få alt materialet igjennom. Etter ristingen ble materialet på hver sikt tømt tilbake i en metallform og veid på nærmeste 0,1 g. Prosentfordeling av de ulike kornfraksjonene, samt kumulativ vektfordeling ble regnet ut fra dette, og den totale målte vekten ble lagt sammen («total vekt»). Differansen mellom total vekt og kontrollvekt utgjorde mengden svinn, som ble notert. Rådataene fra kornfordelingsanalysen er presentert i Vedlegg 1 – Kornfordelingsanalyse av eolisk materiale.

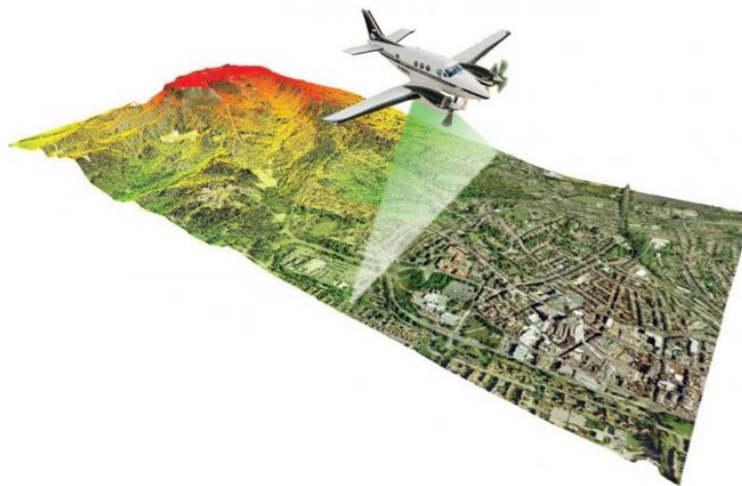
Kornfordelingskurver ble tegnet med vektorverktøy i Adobe Photoshop CC 2015, ved bruk av kumulativ vektprosent fra de ulike prøvene. Da fraksjoner <0,063 mm ikke kunne differensieres ble det antatt at de fineste kornene havner innenfor kategorien «veldig grov silt» som har en nedre grense på ~0,031 mm, og denne verdien ble derfor brukt som startpunkt på kornfordelingskurvenes X-akser.

3.3 Fjernanalyse

3.3.1 LiDAR

LiDAR (Light Detecting and Ranging), eller 3D laserskanning, er en fjernanalytisk kartleggingsmetode som blant annet kan benyttes for å utarbeide høyoppløselige topografiske kart. Grunnprinsippet med metoden er relativt enkelt, og innebærer at en kort puls av synlig eller nesten infrarødt lys (laserpuls) sendes fra et instrument og mot jordoverflaten, for deretter å registrere «ekkoet» (Rees 2001). Lasermålingen utføres gjerne ved hjelp av et fly eller helikopter som har installert nødvendig utstyr. Dette inkluderer en

GPS-mottaker og et navigasjonssystem som registrerer flyets posisjon ved å beregne flyets rotasjoner og vinkler (Grinderud et al. 2008). Avstandene bestemmes ved å måle tiden det tar for lyset å nå terrenget og reflekteres tilbake (Grinderud et al. 2008). Treffer laserstrålen eksempelvis et tre, vil laserstrålen reflekteres flere ganger helt til den når bakken. I visse tilfeller kan imidlertid vegetasjonen være for tett til at laserstrålene når helt igjennom, og dette kan derfor være en begrensning ved metoden (Mulder et al. 2011). Avhengig av sensorens flyhøyde vil LiDAR for øvrig sørge for svært nøyaktige og tett innsamlede punkter (X-, Y- og Z-koordinater) (Mulder et al. 2011). Resultatene fra laserskanningen utgjør til sammen en punktsky av koordinater som det videre kan ekstraheres en rekke produkter fra (Dowling et al. 2013).



Figur 3.4: Illustrasjon av flybåren laserskanning (Bennett 2015).

En standardleveranse fra et laserskanningsprosjekt er typisk 1-meters høydekurver og en klassifisert punktsky (bakke, "støy", vann, bru og uklassifisert) på et standardformat (LAS, eller LAZ som er den komprimerte varianten) (Kartverket 2015b). I denne oppgaven har Kartverket bidratt med LiDAR-data i form av klassifiserte LAZ-filer. Disse måtte videre konverteres til LAS-formatet for å kunne leses av GIS-programmet (GIS – geografiske informasjonssystemer) ArcMap, som gjennom hele oppgaven brukes til å framstille ulike kart. Deretter kunne det opprettes et LAS-datasett i ArcMap, bestående av alle LAS-filene tilhørende hovedstudieområdet (Aurmoen-traktene) i referansesystemet EUREF89. Filene inkluderer laserdata innhentet ved hjelp av flybåren laserskanning som ble gjennomført høsten 2015, som en del av et pilotprosjekt for å utarbeide en nasjonal, digital høydemodell (Kartverket

2015a). Hovedsakelig er tettheten på disse LiDAR-dataene 2 punkter per m², men datasettet inkluderer også enkelte spredte områder med en tetthet på hele 5 pkt./m². Ettersom Kartverket nylig har gjennomført prosjektet, ble ikke resultatene tilgjengelige før i mars 2016. På bakgrunn av dette bidro Kartverket også med LiDAR-data som ble innsamlet fra Romerike i 2013. På denne måten kunne hovedtrekkene i resultatene studeres i forkant av leveransen av de nyeste laserdataene. Kvaliteten på dataene fra 2013 er imidlertid lavere, da denne punktskyen har en tetthet på 0,7 pkt./m². I dette studiet har det derfor blitt fokusert på bearbeiding av LiDAR-dataene fra 2015.

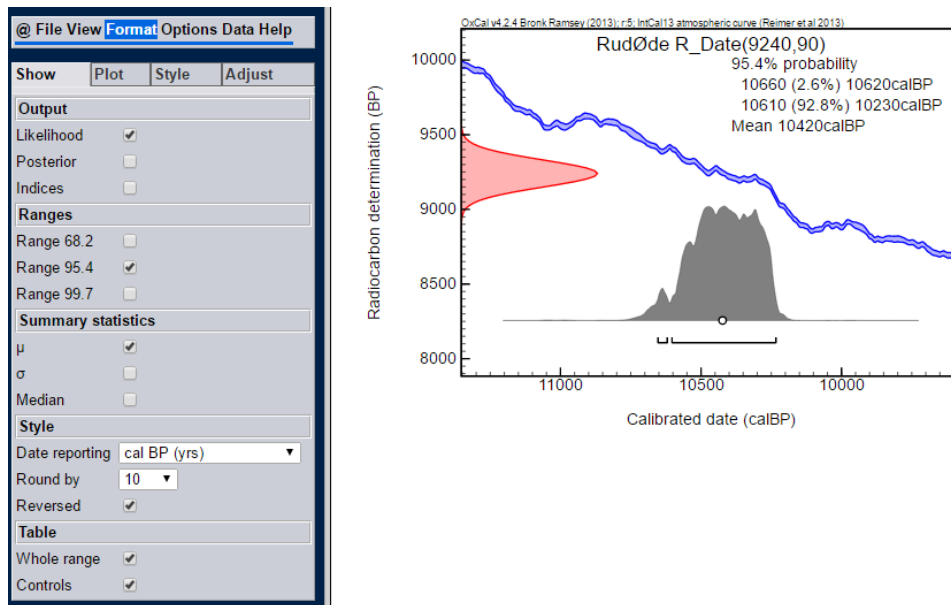
Etter å opprettet et LAS-datasett kan punktskyen filtreres slik at all vegetasjon og bygninger tas vekk, og kun refleksjonene fra bakken (terrenget) vises. Ved visning av høydedata gjøres punktskyen om til en sammenhengende overflate som videre kan studeres for geomorfologiske overflateformer. En ulempe ved det nyeste datasettet var at store deler av veinettet manglet informasjon, eller var «sensurert», i en bredde på til sammen 200 m. Dette ble løst ved å danne en buffersone på 115 m på hver siden av veiens senterlinje, for deretter å sette inn LiDAR-dataene fra 2013 i det utvalgte området. Dette gjør at veiene har en noe lavere kvalitet enn resten av datasettet, men det er likevel det best mulige resultatet. Et LAS-datasett inneholder relativt mye informasjon og er krevende for en datamaskin å prosessere. Den laveste målestokken som er mulig å studere i datasettet fra 2015 er 1:6000, som gir god kvalitet på en utvalgt lokalitet, men det gir en nokså dårlig oversikt over hele sanddynefeltet. Derfor ble det også generert en digital terrengmodell (DTM) med en oppløsning på 0,5 m (se kapittel 4.1). På denne måten kunne datamaskinen arbeide raskere, og det ble mulig å skaffe en god oversikt over hovedstudieområdet overflateformer, da det ikke er noen nedre grense på målestokkstørrelse i DTM-datasettet. Ut ifra DTM-modellen ble det laget et datasett med fjellskygge med en oppløsning på 0,5 m og 270° asimut, som er vinkelen et himmellegemes vertikalsirkel danner med meridianen (Store Norske Leksikon 2016). Fjellskyggen vises sammen med DTM-modellen for ytterligere å kunne fremheve sanddynenes former (se kapittel 4.1). Denne fjellskyggen ligger også under det kvartærgeologiske kartet over Aurmoen (Figur 1.4), for å gi en antydning av de geomorfologiske formene. Det er imidlertid viktig å ta i betraktning at slike modeller med ekstra fjellskygge fra en bestemt asimut kan gi en feilaktig tolkning av terrenget («azimuth-biasing», som i mangel på et godt norsk uttrykk vil si at

tolkningene blir forutinntatt eller baserer seg på asimuten) (Smith & Clark 2005). Bruken av fjellskygge kan blant annet føre til at eksisterende lineære former skjules hvis skyggen kommer i en viss vinkel langs formen, eller at falske lineære former dukker opp (Smith & Clark 2005). Denne metoden må derfor anvendes med varsomhet, noe som har vært tilfelle under arbeidet med klassifiseringen av sanddynene ved hjelp av DTM-modellene (se kapittel 4.1). Med grunnlag i DTM-modellen har de ulike sanddynene blitt klassifisert etter formen (transvers, longitudinal, parabolisk, samt uklassifisert), og det er da tatt utgangspunkt i teorien om at sanddynefeltet hovedsakelig ble avsatt av kraftige vinder fra innlandsisen i nord (Holtedahl 1953; Klemsdal 1969; Longva 1987; Jørgensen et al. 1997). Flere av de lineære formene er imidlertid vanskelig å skille mellom med hensyn til orienteringen i forhold til den antagelige vindretningen. Dette gjorde at enkelte av de transverse og longitudinale dynene kan ha blitt feilklassifisert med hensyn til den faktiske paleovindretningen, men dette har imidlertid ingen stor betydning på tolkningen av flygesandfeltet som helhet.

3.4 Kalibrering av ^{14}C -dateringer

Kalibreringsverktøyet OxCal 4.2 (Bronk Ramsey 2009) har blitt brukt til å kalibrere ^{14}C -aldere, og de kalibrerte alderne oppgis i «kal. ka før nåtid» (kalibrerte kiloanno før 1950). OxCal tar i bruk den nyeste kunnskapen innen kalibrering (jf. Reimer et al. 2013), og gir derfor formodentlig mer presise resultater enn kalibreringer gjort ved hjelp av eldre kalibreringsverktøy. Der ^{14}C -aldere er konkrete dateringer med oppgitt usikkerhet rundes gjerne disse opp til nærmeste 10, mens alderer som ikke har oppgitt usikkerhet rundes opp til nærmeste 100. En sannsynlighet på 95,4 % benyttes ved kalibreringen. Som et eksempel på metoden vises det til resultatene fra pollenundersøkelsene i Høeg (1997) hvor ^{14}C -dateringene ble kalibrert etter Stuvier & Reimer (1993). En datering på 9240 ± 90 ^{14}C -år før nåtid ved Rud Øde gav her en kalibrert alder på 10340 – 10040 ^{14}C -år før nåtid. Ved å kalibrere denne ^{14}C -dateringen ved bruk av IntCal13 i OxCal-programmet havnet den kalibrerte alderen med 95,4 % sannsynlighet på 10660 – 10230 kalibrerte år før nåtid (rundet opp til 10) (Figur 3.5) (Bronk Ramsey 2009; Reimer et al 2013). Gjennomsnittsalderen for denne dateringen blir dermed 10420 kalibrerte år før nåtid. Eldre Kalibreringer gjort i OxCal ser derfor ut til å gi noe eldre dateringer enn ved bruk av tidligere kalibreringskurer. For å sikre at alle alderer som brukes i

denne oppgaven er kalibrert med de samme forutsetningene, har derfor alle tilgjengelige ^{14}C -aldere blitt rekalkibrert i OxCal.



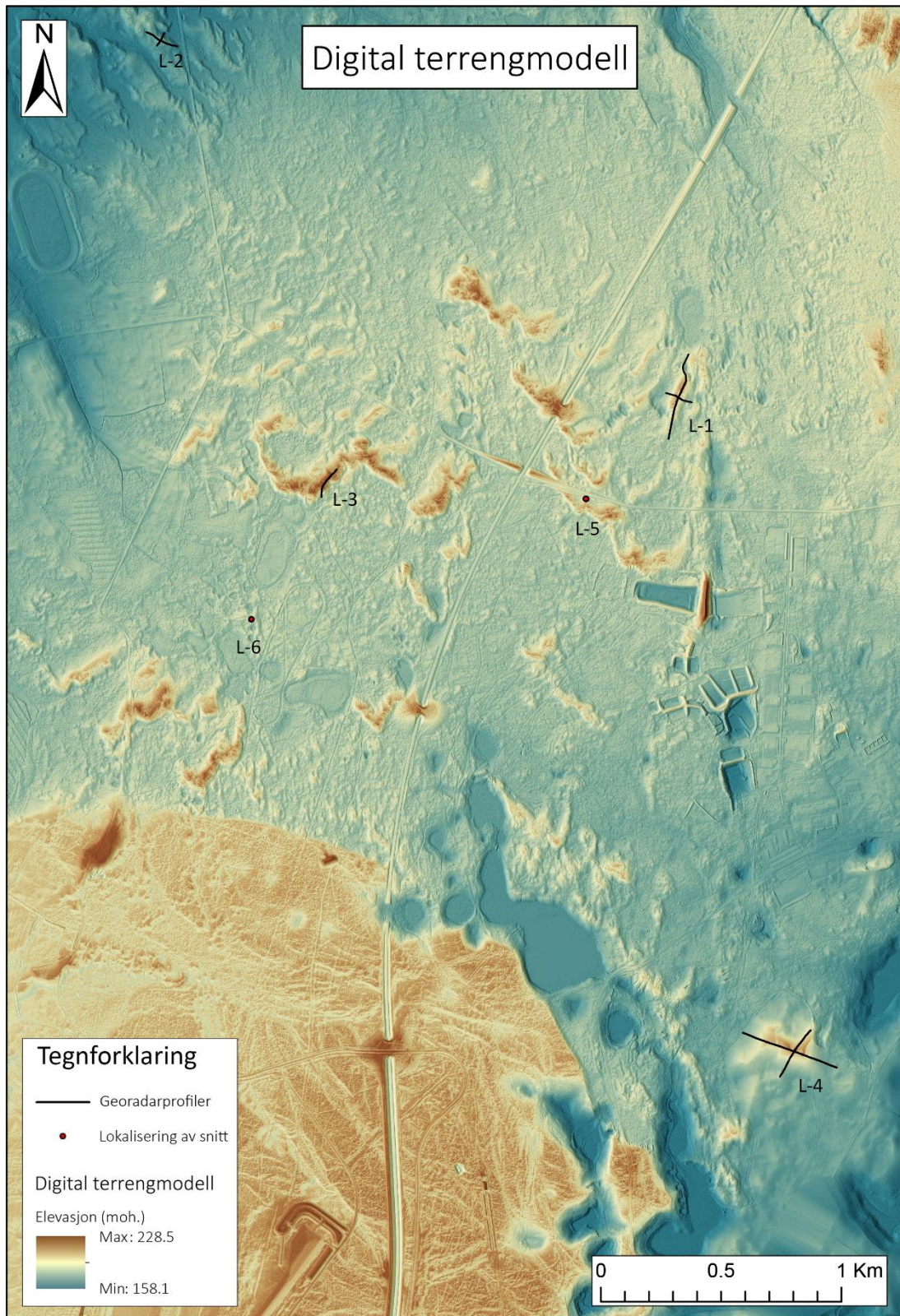
Figur 3.5: Eksempel på en rekalkibrering av en ^{14}C -datering fra Rud Øde (i Høeg 1997) i kalibreringsprogrammet OxCal 4.2 (Bronk Ramsey 2009; Reimer et al 2013).

4 Resultater

4.1 Digital terrengmodell

Den digitale terrengmodellen (Figur 4.1) dekker det samme området som Figur 1.4 og Figur 1.5, og viser hovedstudieområdet på Aurmoen med de ulike undersøkte lokalitetene. I den sørvestlige delen av terrengmodellen ligger et relativt flatt område som hever seg noe over resten av terrenget i Figur 4.1. Denne skrenten kan tolkes som iskontaktskråningen (se kapittel 2.2), og gir en klar, sørvestlig avgrensning av flygesandfeltet. For avgrensninger i de andre retningene henvises det til Figur 1.4. Sørøst for lokalitet 5 i Figur 4.1 befinner det seg flere symmetriske former som etter alt å dømme er antropogene. Dette er trolig skytebaner med oppbygde voller i enden, og er tilknyttet Sessvollmoen Leir. Disse er derfor ikke tatt med i beskrivelsen av landformene. Det samme gjelder broer og viltoverganger som er bygget over jernbanen (strekker seg fra nordøst til sør i terrengmodellen (se også Figur 1.4 for kart med veier og jernbane), selv om enkelte av broene opprinnelig kan ha vært bygget med utgangspunkt i sanddyner (eksempelvis overgangen vest for lokalitet 1).

Terrengmodellen (Figur 4.1) gir ellers en god oversikt over landformene i området. Ut fra feltobservasjoner og tidligere kvartærgeologisk kartlegging (jf. Østmo 1976; Østmo & Olsen 1979; Longva 1987) tas det utgangspunkt i at alle ryggene i terrengmodellen er flygesanddyner. Flere av sanddynene har en parabolisk oppbygning, og det er gjerne disse typene som er de største avsetningene. I tillegg viser Figur 4.1 en rekke lineære eller tilnærmet lineære rygger med noe ulik orientering. Flere av disse er orientert i en sørvest-vestlig til nordøst-østlig retning. Områder som omfatter mindre dyner og dermed har en lavere høydeforskjell fremstår som «haugete» terreng og består gjerne av ryggformer som er vanskelige å kategorisere da disse er lite utviklet.

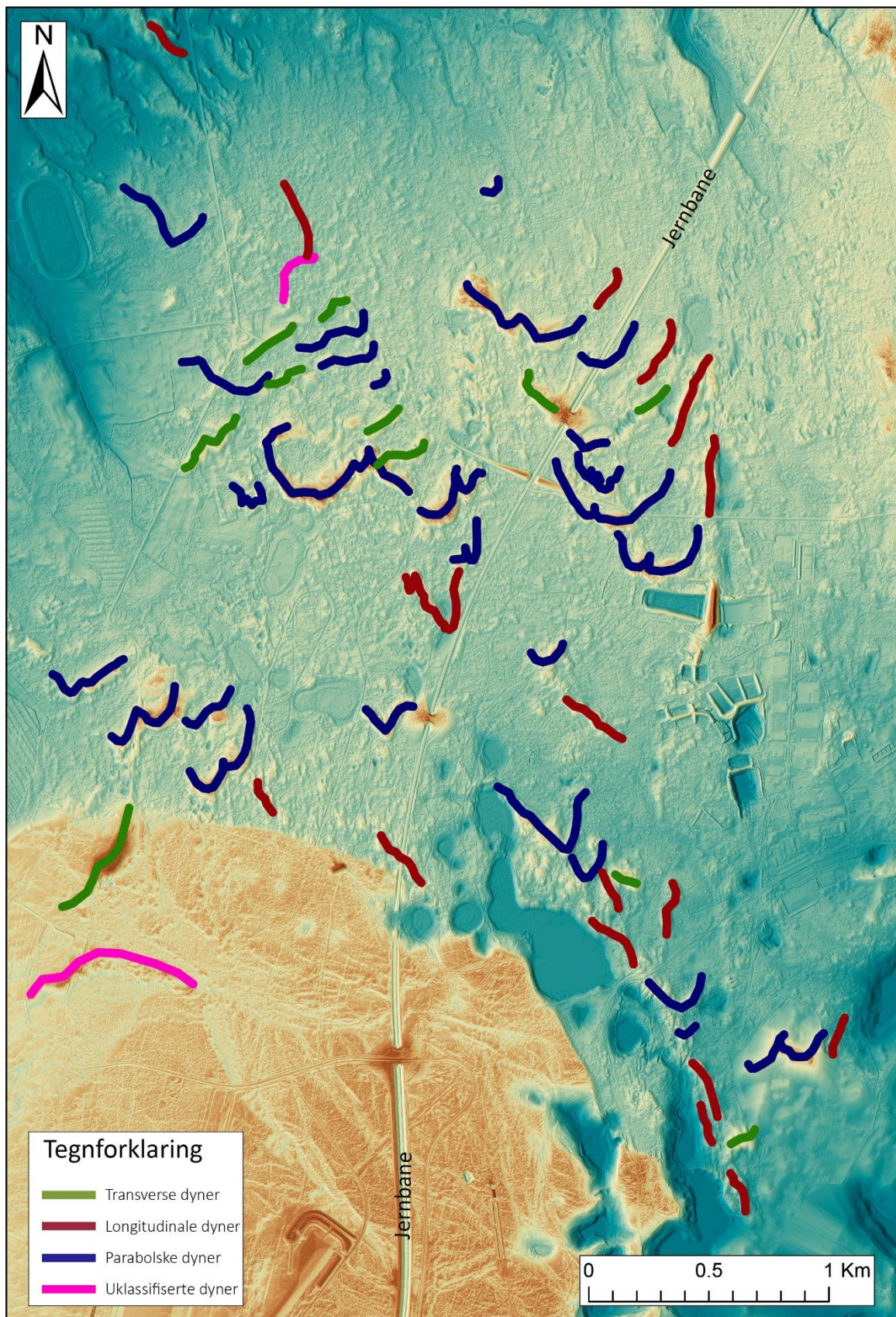


Figur 4.1: Digital terrengmodell med fjellskygge (asimut 270°) fra det undersøkte flygesandfeltet på Aurmoen, nord for Oslo Lufthavn. De undersøkte lokalitetene med tilhørende lokalitetsnummer (L – lokalitet) er markert i figuren, hvor svart strek indikerer traséer undersøkt med georadar (kapittel 4.2.2, 4.3.2, 4.4.2 og 4.5.2) og rød prikk indikerer sedimentologiske snitt (kapittel 4.6.2 og 4.7.2). Modellen er framstilt i ArcMap ved bruk av LiDAR-data fra Kartverket (Kartverket 2015a).

4.1.1 Klassifisering av dynetyper

De mest fremtredende sanddynene er klassifisert i Figur 4.2, basert på teorien om at hovedvindretningen under dynedannelsen kom fra innlandsisen i nord. På grunnlag av dette, samt tidligere studier av flygesandområdene (jf. Longva 1987), klassifiseres dynene som transverse, longitudinale og parabolske, samt uklassifiserte. De transverse dynene er dannet på tvers av hovedvindretningen, longitudinale dyner er formet langsmed hovedvindretningen, mens de parabolske dynene er hesteskoformede og dannes gjerne som en videreutvikling av de transverse dynene (se kapittel 2.3). Dynene som faller utenfor denne klassifiseringen er merket som uklassifisert. Disse har en antydning til parabolsk form, men er krummet i motsatt retning av de øvrige parabolske dynene. De klassifiseres derfor ikke som parabolske former, da disse gjerne formes med vindretningen (se kapittel 2.3).

Av Figur 4.2 kommer det fram at flygesandfeltet domineres av parabolske dyner (27 stk.), mens antallet transverse og longitudinale dyner er fordelt med henholdsvis 12 og 18 dyner. Videre er 2 dyner markert som uklassifisert. Flere av dynene innenfor flygesandfeltet er så små at disse ikke kommer tydelig nok fram i Figur 4.2, og er derfor ikke markert. Dette gjelder spesielt i de to åpne områdene sentralt i kartet, på hver side av jernbanen.



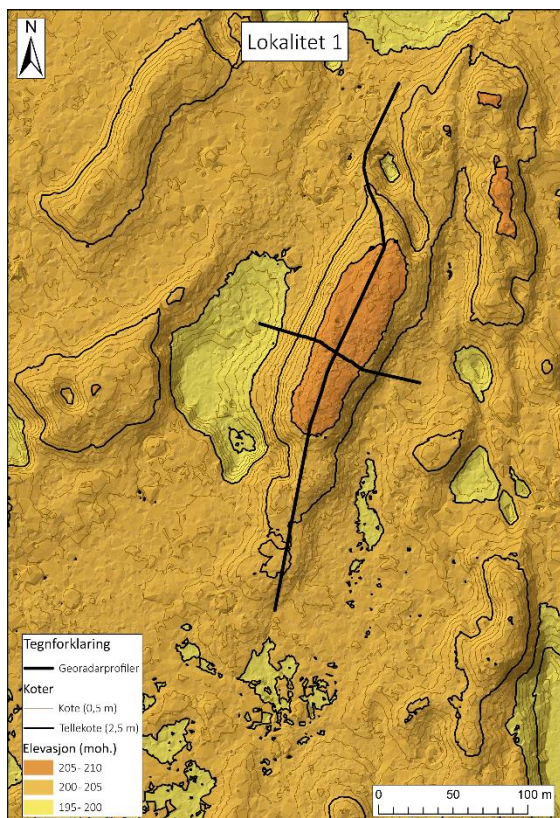
Figur 4.2: Klassifisering av ulike dynetyper i flygesandfeltet på Aurmoen, nord for Oslo Lufthavn. Se Figur 4.1 for tegnforklaring til den underliggende DTM-modellen. Figuren er framstilt i ArcMap ved bruk av LiDAR-data fra Kartverket (Kartverket 2015a)

4.2 Lokalitet 1

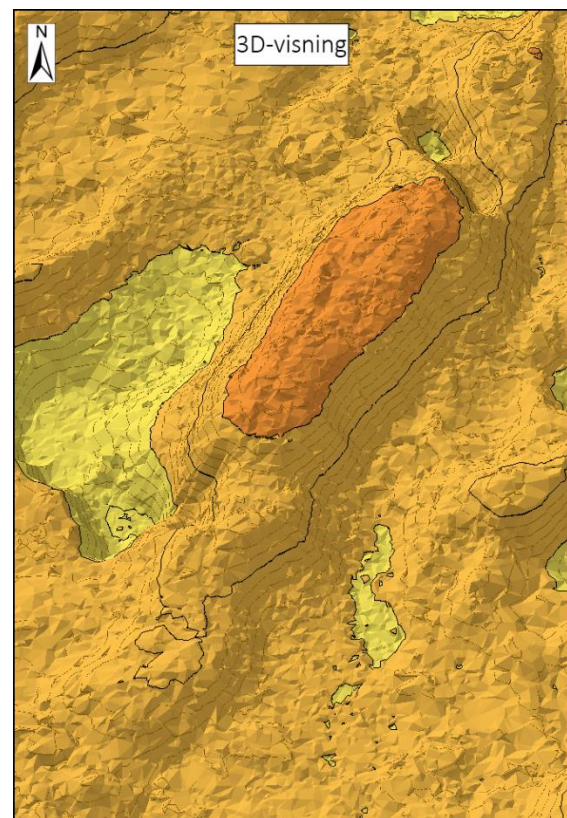
Lokalitet 1 (11°7'59.88"E 60°15'2.52"N) befinner seg nordøst i sanddynefeltet, sør for Vekatomyra (Figur 1.4, Figur 1.5). Sanddynen er formet som en langstrakt rygg som strekker seg i en nordøst-sørvestlig retning. Området er dekket av tett barskog, men et stykke langs ryggenes krone er relativt åpent.

4.2.1 Fjernanalyse

LiDAR-resultatene bekrefter oppfatningen fra feltobservasjonene om at dette er en markant, langstrakt rygg (Figur 4.3, Figur 4.4). Høydeforskjell fra ryggenes base til krone kan leses ved å følge kotene og elevasjonens fargekoder. Basen kan markeres ved ca. 201 moh., mens toppunktet ligger ca. 206 moh. Lengden på hovedformen er omtrent 285 m.



Figur 4.3: Detaljerte LiDAR-data fra lokalitet 1 og nærliggende omgivelser. Profilene som ble innsamlet med georadar er markert i kartet. LiDAR-data er levert av Kartverket (Kartverket 2015a) og framstilt i ArcMap.



Figur 4.4: Lokalitet 1 vist i 3D med en 5-ganget vertikal overdrivelse. For tegnforklaring, se Figur 4.3. LiDAR-data er levert av Kartverket (Kartverket 2015a) og framstilt i ArcMap.

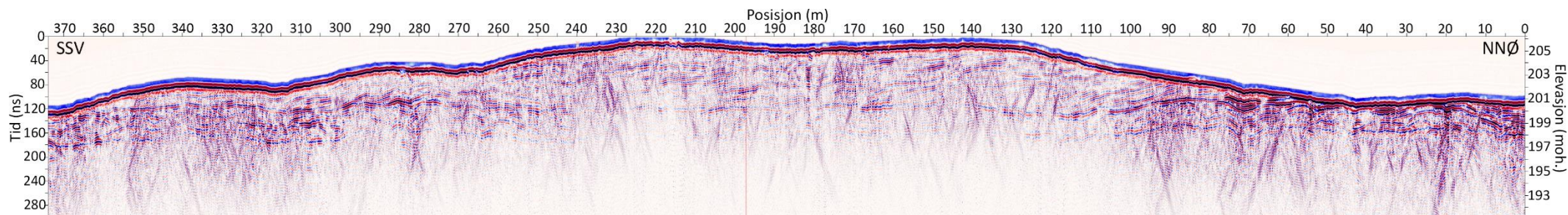
4.2.2 Georadar

Beskrivelse av lengdeprofil på lokalitet 1

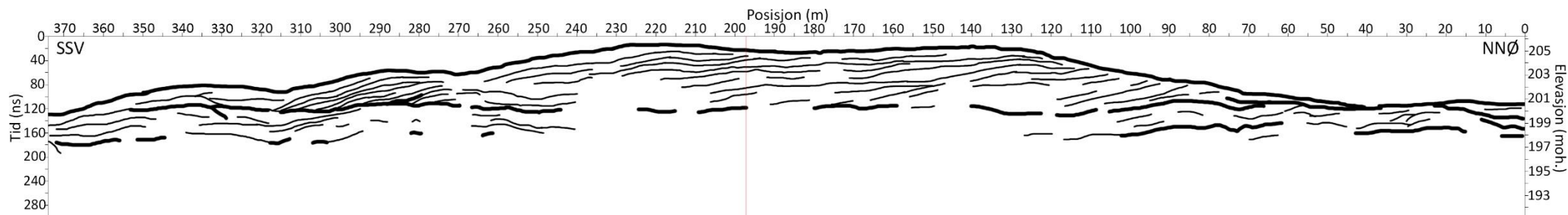
Det langsgående profilet (Figur 4.5) er vist fra sør-sørvest (SSV) til nord-nordøst (NNØ). Hele profilet inneholder en rekke diffraksjoner (hyperbler), som de fleste stedene når helt til overflaten. De mest iøynefallende refleksjonene inkluderer tilnærmet horisontale reflektorer ved ca. 198 – 200 moh. (ca. 160 – 130 ns) som er synlig i et belte fra opptakets start til slutt. Fra ca. 200 moh. (ca. 130 ns) og opp til dynens krone domineres opptaket av reflektorer som tilsynelatende heller mot SSV. Refleksjonene er tydeliggjort i Figur 4.6, hvor tykke streker indikerer de sterkeste reflektorene fra opptaket og antyder grenseflater. Kartlagte georadarfacies er presentert i Figur 4.7, i samsvar med Figur 3.3. Over det kaotiske, diffraksjonsrike mønsteret (oransje) ligger et parti med en tykkelse på omtrent 2 m som er identifisert som horisontale eller svakt hellende subparallele reflektorer (rødt). Den øvre delen av profilet preges av et hellende divergerende mønster (spredningsmønster, markert med grønt).

Tolkning av lengdeprofil på lokalitet 1

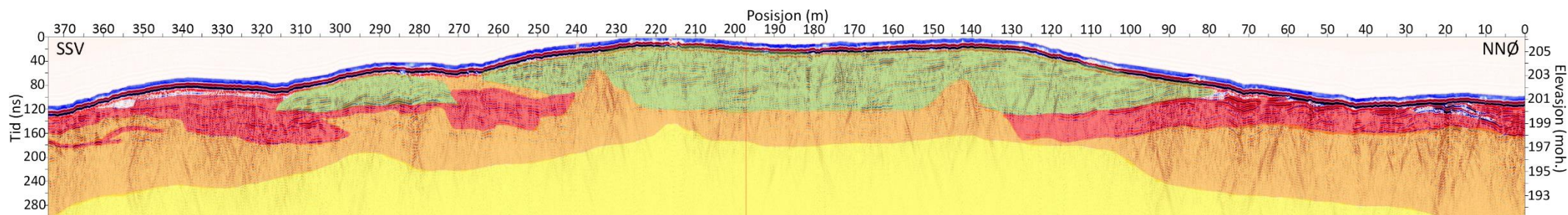
De fleste diffraksjonene i det langsgående profilet (Figur 4.5, Figur 4.6 og Figur 4.7) kan spores opp til overflaten og kan derfor antas å stamme fra de tallrike trærne på lokaliteten. Imidlertid ser det også ut til at enkelte av diffraksjonene har sitt opphav i de kaotiske feltene særlig ved start og slutt av profilet (Figur 4.7), like under de nederste horisontale reflektorene ved ca. 198 moh. (160 ns). Disse diffraksjonene kan komme fra eksempelvis blokker som er begravet i sedimentet, noe som gjerne opptrer i breelvavsetninger. En tolkningsmulighet er derfor at det kaotiske området under 198 moh. er breelvavsetninger, og at de nederste tykke strekene i Figur 4.6 markerer den øvre grensen av disse. Det tilnærmet horisontale beltet har en øvre avgrensning på omtrent 200 moh. (120 ns) og kan videre tolkes enten som topplaget på de underliggende breelvavsetningene, eller som et jevnt eolisk sanddekke som er bygget opp vertikalt over breelvavsetningene. Over 200 moh. starter antagelig selve landformen, og sanddynen har dermed en høyde på ca. 5 m (200 – 205 moh.), som stemmer relativt godt overens med fjernanalysen. De divergerende reflektorene antas å være skrålag, og helningen mot SSV tilsier at disse sannsynligvis ble avsatt i en tilsvarende retning. Nøyaktig orientering for oppbygningen er imidlertid vanskelig å tolke siden det foreligger kun ett todimensjonalt georadarprofil, og retningen kan derfor gjerne ha vært mot SSØ, så vel som mot SSV eller V.



Figur 4.5: Langsgående georadarprofil fra lokalitet 1 sett fra sør-sørvest (SSV) til nord-nordøst (NNØ) (se Figur 4.3 for lokalisering i terrenget). Profilet er dominert av hellende divergerende reflektorer, samt en rekke diffraksjoner. Rød vertikal strek indikerer krysningspunktet til tverrprofilet (Figur 4.8, Figur 4.9 og Figur 4.10). Merk at aksene er snudd for å gi en bedre forståelse av profilens orientering.



Figur 4.6: Skisse av det langsgående georadarprofilet fra lokalitet 1. Tykke streker symboliserer de sterkeste reflektorene.



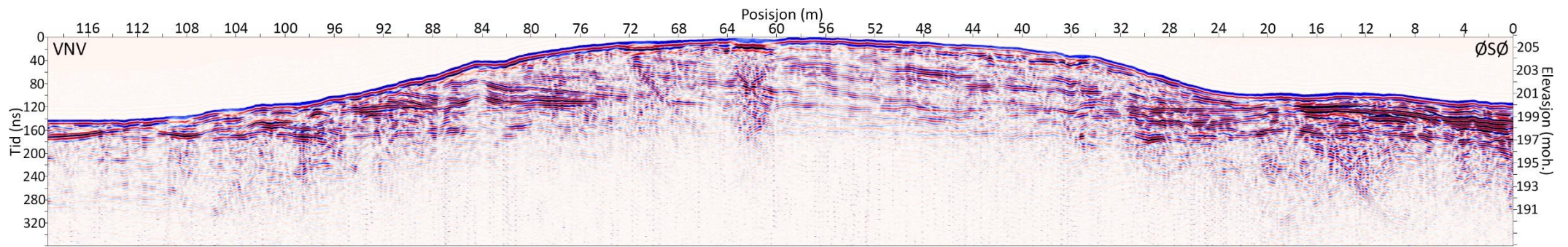
Figur 4.7: Langsgående georadarprofil fra lokalitet 1 med identifiserte georadarfacies. Fargekoder er gitt i samsvar med Figur 3.3.

Beskrivelse av tverrprofil på lokalitet 1

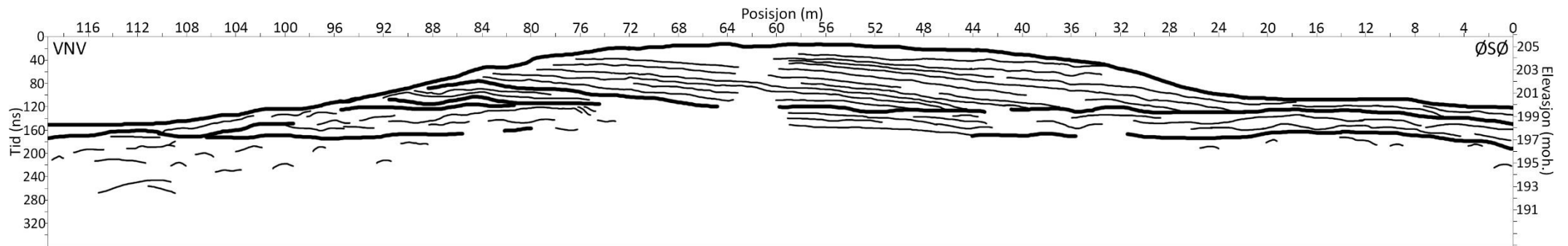
Det tverrgående profilet (Figur 4.8) er vist fra vest-nordvest (VNV) til øst-sørøst (ØSØ). Profilet inneholder enkelte sterke diffraksjoner (hyperbler), men er ellers ikke preget av disse. De mest prominente refleksjonene inkluderer tilnærmet horisontale reflektorer ved ca. 197 – 200 moh. (ca. 180 – 120 ns) som kan gjenkjennes fra det foregående profilet. Disse er synlige fra opptakets startposisjon og er nærmest kontinuerlig til profilets slutt, med unntak av et stykke nær diffraksjonene omtrent 65 m ut i opptaket. Videre fra ca. 200 moh. (ca. 120 ns) og opp til dynens krone domineres opptaket av subparallele og divergerende reflektorer som tilsynelatende heller mot ØSØ. Refleksjonene er tydeliggjort i Figur 4.9, hvor de tykke strekene indikerer de sterkeste reflektorene fra opptaket og antyder grenseflater. Kartlagte georadarfacies er presentert i Figur 4.10, i samsvar med Figur 3.3. Over det kaotiske, diffraksjonsrike mønsteret (oransje) vises de horisontale eller svakt hellende subparallele reflektorene (rødt). Den øvre delen av opptaket preges av moderat hellende subparallele reflektorer (turkis) og et hellende divergerende mønster (grønt).

Tolkning av tverrprofil på lokalitet 1

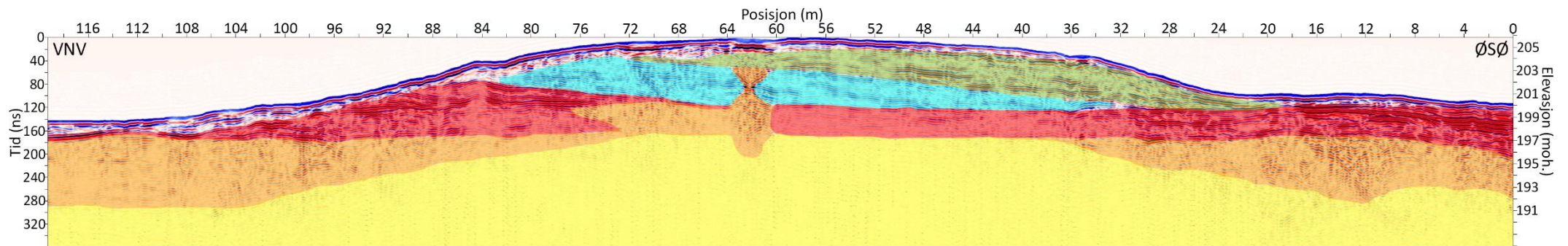
I likhet med det foregående profilet kan enkelte diffraksjoner antas å ha utgangspunkt i det kaotiske refleksjonsmønsteret under ca. 197 moh. (170 ns) også i tverrprofilet (Figur 4.10,). Derfor kan en tilsvarende tolkning gis her. Dette innebærer at det kaotiske refleksjonsmønsteret kan tolkes som breelvmateriale, mens de tilnærmet horisontale subparallele reflektorene enten kan være topplaget på de underliggende breelvvavsetningene, eller et jevnt eolisk sanddekke. Sanddynens base antas å ligge ca. 200 moh. (120 ns), i samsvar med lengdeprofilet. Denne avgrensningen kommer relativt tydelig fram også i Figur 4.9. De divergerende og hellende subparallele reflektorene antas å være skrålag, og helningen mot ØSØ tilsier at disse sannsynligvis ble avsatt i en lignende retning. I likhet med lengdeprofilet er det imidlertid vanskelig å tyde den nøyaktige avsetningsretningen. Elevasjonsendringene på hver siden av kronen gir antydning til en relativt slak stigning på vestsiden, mens østsiden av kronen er noe brattere. Basert på dette kan de to sidene tolkes som henholdsvis stoss- og leside.



Figur 4.8: Tverrgående georadarprofil fra lokalitet 1 sett fra vest-nordvest (VNV) til øst-sørøst (ØSØ) (se Figur 4.3 for lokalisering i terrenget). Profilet er dominert av hellende divergerende og subparallele reflektorer. Merk at aksene er snudd for å gi en bedre forståelse av profilets orientering.



Figur 4.9: Skisse av det tverrgående georadarprofilet fra lokalitet 1. Tykke streker symboliserer de sterkeste reflektorene.



Figur 4.10: Tverrgående georadarprofil fra lokalitet 1 med identifiserte georadarfacies. Fargekoder er gitt i samsvar med Figur 3.3.

4.3 Lokalitet 2

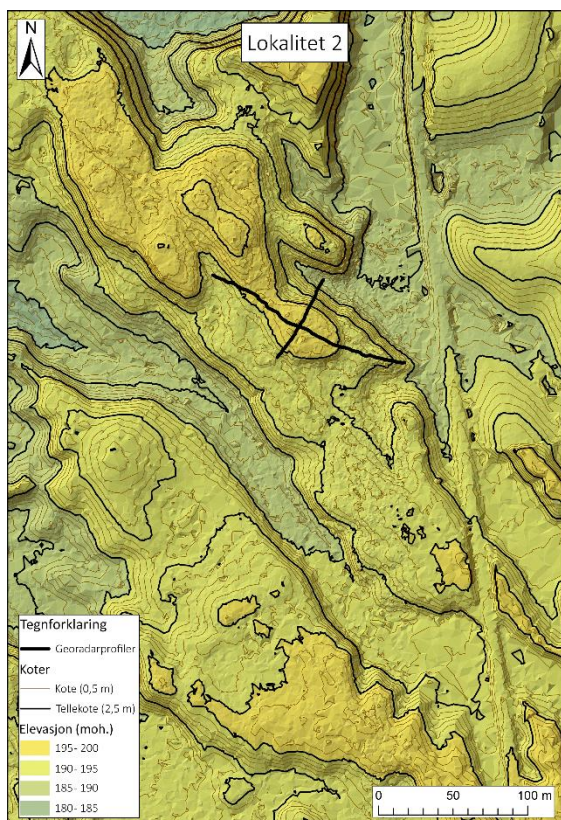
Lokalitet 2 (11°5'43.08"E 60°15'52.92"N) ligger utenfor sanddynefeltet, like nord for Nordmokorset (Figur 1.4, Figur 1.5). Ryggene i området er ikke kartlagt som sanddyner (jf. Østmo & Olsen 1979), som potensielt kan henge sammen med at det kun er i de seneste årene (etter 2012) at skogen i området har blitt hugget, ifølge historiske bilder fra Google (2016). Området er i dag en åpen hogstflate, og ryggformasjonene er lett å få øye på fra Fv. 120. Ved rekognosering ble det funnet godt sortert sand i en veiskjæring langs en traktorvei (Figur 4.11). Dette kan være en indikasjon på et mindre område med sanddyner, og en av ryggene ble derfor undersøkt med georadar.



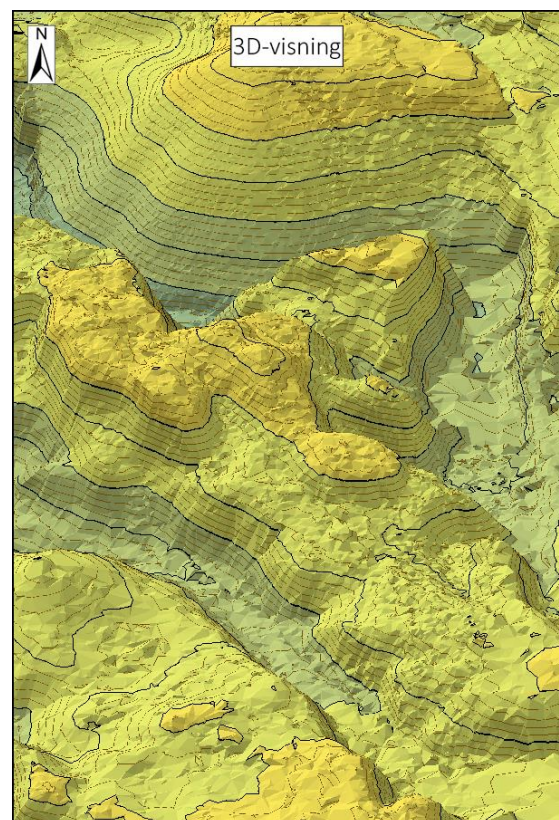
Figur 4.11: I et lite snitt i en veiskjæring langs en traktorvei like vest for det undersøkte georadarprofillet på lokalitet 2 består de øvre sedimentene av godt sortert sand.

4.3.1 Fjernanalyse

Den undersøkte ryggen på lokalitet 2 er en del av et sammenhengende system av ulike forhøyninger orientert i en nordvest-sørøstgående retning (Figur 4.12, Figur 4.13). LiDAR-dataene viser at området ligger lavere enn lokalitet 1, og antagelig hovedsakelig under den marine grensen som ligger rundt 200 moh. (se kapittel 2.2). Lokaliteten ligger følgelig i et område som domineres av tykke hav- og fjordavsetninger (jf. Figur 1.4), og området er preget av raviner. Høydekotene viser at den undersøkte ryggen når opp til ca. 196 moh.



Figur 4.12: Detaljerte LiDAR-data fra lokalitet 2 og nærliggende omgivelser. Profilene som ble innsamlet med georadar er markert i kartet. LiDAR-data er levert av Kartverket (Kartverket 2015a) og framstilt i ArcMap.



Figur 4.13: Lokalitet 2 vist i 3D med en 5-ganget vertikal overdrivelse. For tegnforklaring, se Figur 4.12. LiDAR-data er levert av Kartverket (Kartverket 2015a) og framstilt i ArcMap.

4.3.2 Georadar

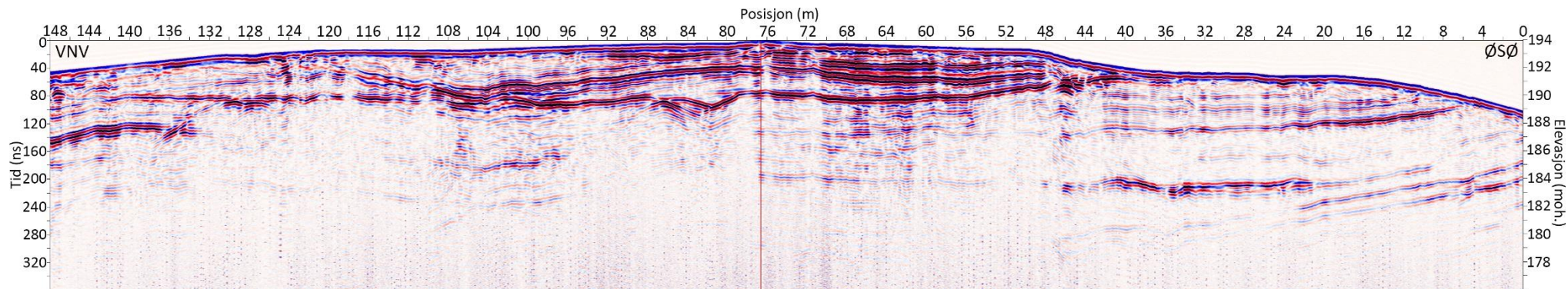
Beskrivelse av lengdeprofil på lokalitet 2

Det langsgående profilet (Figur 4.14) er vist i en orientering fra vest-nordvest (VNV) til øst-sørøst (ØSØ). De mest fremtredende refleksjonene inkluderer sterke og svært utholdende tilnærmet horisontale, subparallele reflektorer, helt fra ca. 182 moh. (240 ns) og til sanddynens krone. Nær kronen i dette området er det også antydning til at reflektorene har en svak helning mot VNV. Fra opptakets start og fram til ca. 56 m ut i profilet (under 189 moh./90 ns) er det stedvis partier med sigmoide reflektorer innenfor det tilnærmet horisontale området, mellom de sterkeste reflektorene. Disse har en tilsynelatende helling mot ØSØ. Ca. 92 m ut i profilet er også et innslag av subparallele kraftig hellende reflektorer, og videre ligger et område med kaotiske reflektorer. Et divergerende mønster kan også antydes i enden av profilet, ved ca. 189 moh. (90 ns). Refleksjonene er tydeliggjort i Figur 4.15,

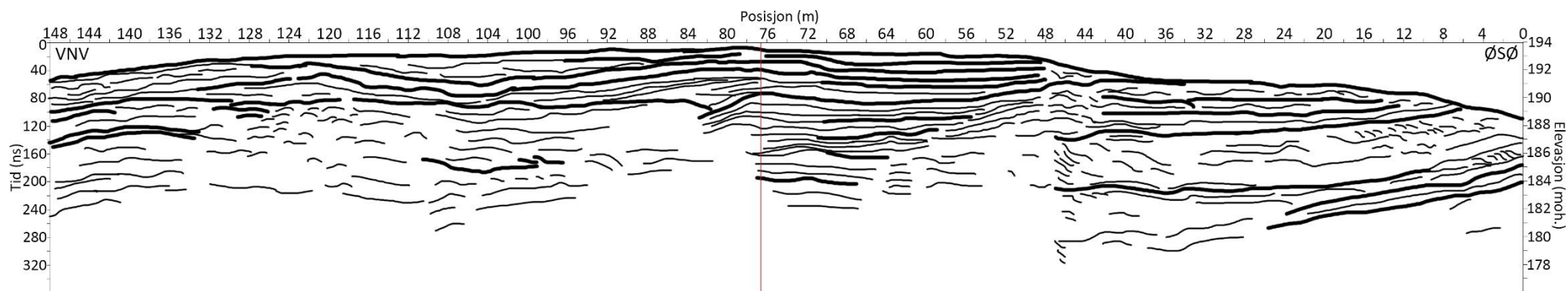
hvor tykke streker indikerer de sterkeste reflektorene fra opptaket og antyder grenseflater. Kartlagte georadarfacies er presentert i Figur 4.16, i samsvar med Figur 3.3. De kaotiske feltene (oransje) er hovedsakelig omgitt av horisontale til svakt hellende subparallele reflektorer (rødt), i tillegg til de sigmoide reflektorene (blått).

Tolkning av lengdeprofil på lokalitet 2

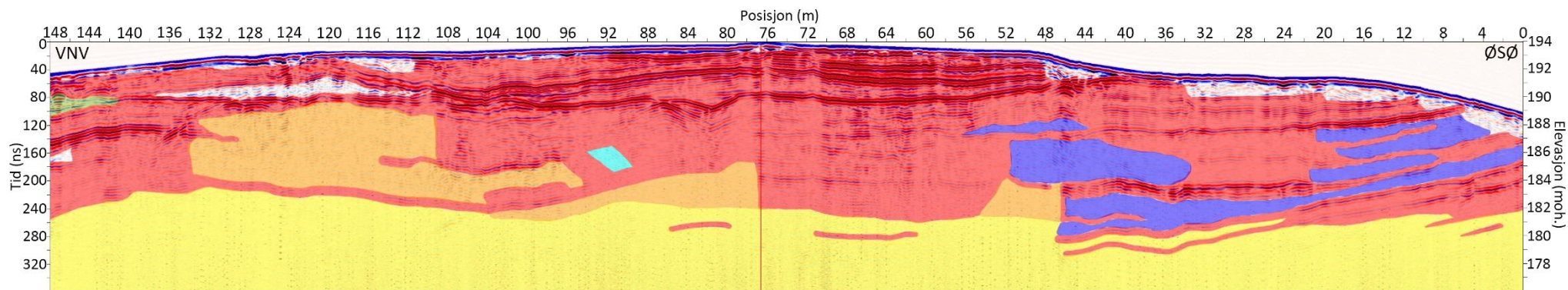
Den store overvekten av horisontale subparallele reflektorer tyder på at sanddynen hovedsakelig ble bygget opp vertikalt. Innslagene av sigmoide og hellende subparallele reflektorer gir forøvrig antydning til en oppbygning mot ØSØ i de områdene slike reflektorer er til stede, som grovt sett vil si under 189 – 190 moh. (90 – 80 ns) langs hele profilet (Figur 4.16). Grenseflater kan antydes ved å følge de sterkeste reflektorene, men det er vanskelig å si hvor selve landformen starter. Antagelig ble sanddynen bygget opp periodevis, gjerne i retning ØSØ under grenseflaten ca. 190 moh. (90 ns). Over dette er de sterkeste reflektorene svakt undulerende i området ved kronen, som gir antydning til at landformen er bygget opp av flere mindre dyner. De svakere reflektorene innenfor disse små dynene har en svak helning mot VNV, som tyder på at sanddynen kan ha blitt avsatt i en lignende retning. Av samme grunn som ved lokalitet 1 er det imidlertid vanskelig å tyde nøyaktige avsetningsretninger, men vindretningen kan ha vært vekslende mellom de ulike lagene. Mellom 85 og 120 m ut i profilet kan sedimentene nær overflaten ligne en igjenfylling mellom de to mindre dyneformene.



Figur 4.14: Langsgående georadarprofil fra lokalitet 2 sett fra vest-nordvest (VNV) til øst-sørøst (ØSØ) (se figur Figur 4.12 for lokalisering). Profilet er dominert av sterke horisontale til svakt hellende subparallele reflektorer. Rød vertikal strek indikerer krysningspunktet til tverrprofilet (Figur 4.17, Figur 4.18 og Figur 4.19). Merk at aksene er snudd for å gi en bedre forståelse av profilers orientering.



Figur 4.15: Skisse av det langsgående georadarprofilet fra lokalitet 2. Tykke streker symboliserer de sterkeste reflektorene.



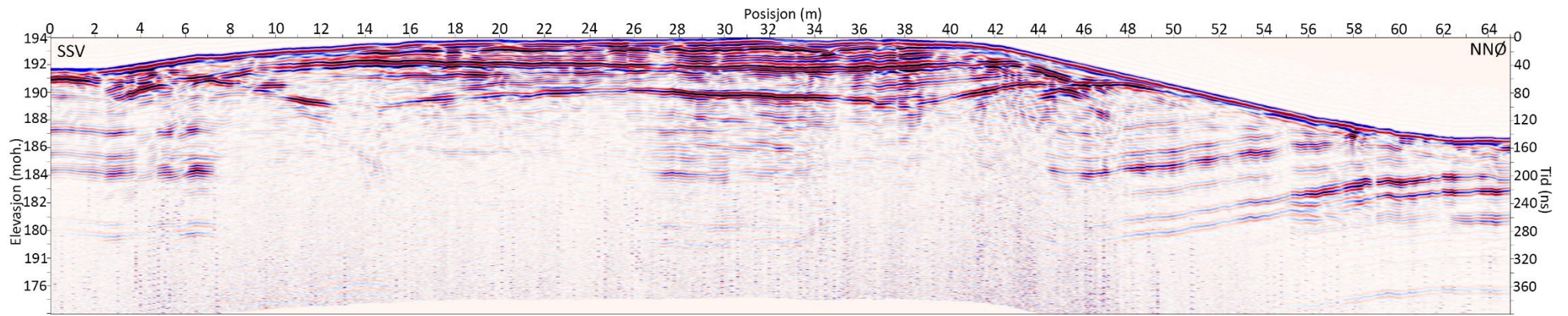
Figur 4.16: Langsgående georadarprofil fra lokalitet 2 med identifiserte georadarfacies. Fargekoder er gitt i samsvar med Figur 3.3.

Beskrivelse av tverrprofil på lokalitet 2

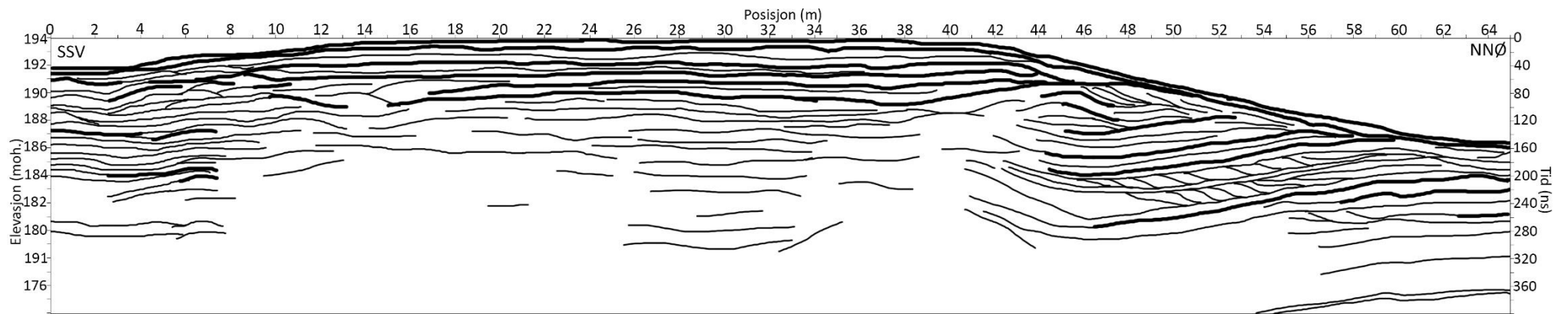
Det tverrgående profilet (Figur 4.17) er vist i en orientering fra sør-sørvest (SSV) til nord-nordøst (NNØ). Som i lengdeprofilet er de mest prominente refleksjonene svært utholdende tilnærmet horisontale subparallele reflektorer, hovedsakelig fra ca. 182 moh. (240 ns) og til sanddynens krone langs hele profilet. Partier med sigmoide reflektorer er til stede mellom de sterkeste horisontale reflektorene også her, og har en tilsynelatende helling mot NNØ. Nær overflaten, rundt 41-52 m ut i profilet, ligger to partier med henholdsvis moderat hellende subparallele reflektorer og tangerende reflektorer. Disse heller begge mot NNØ. Refleksjonene er tydeliggjort i Figur 4.18, hvor de tykke strekene indikerer de sterkeste reflektorene fra opptaket og antyder grenseflater. Kartlagte georadarfacies er presentert i Figur 4.19, i samsvar med Figur 3.3. De dominerende reflektorene er horisontale eller svakt hellende og subparallele (røde), i tillegg til de sigmoide (blå) og tangerende reflektorene (lilla).

Tolkning av lengdeprofil på lokalitet 2

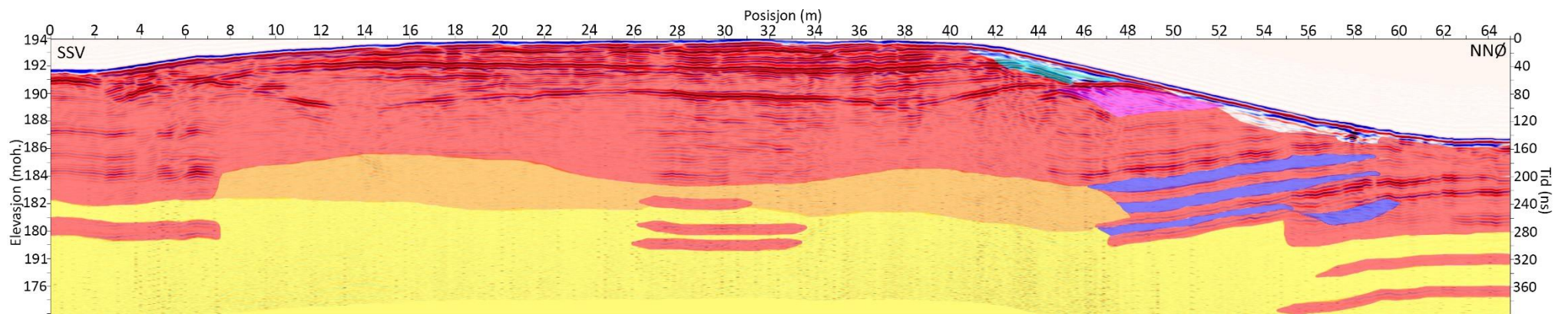
Tverrprofilet kan tolkes på samme måte som lengdeprofilet, og antas hovedsakelig å ha blitt bygget opp vertikalt. De sigmoide reflektorene kan tyde på en oppbygning mot NNØ for den nedre delen av sanddynen, særlig under 190 moh. (80 ns). Også her er det en svak antydning til at de indre reflektorene i laget ved 190 – 192 m (80-40 ns) heller noe mot SSV, som kan tyde på en noenlunde tilsvarende oppbygningsretning ut ifra dette profilet.



Figur 4.17: Tverrgående georadarprofil fra lokalitet 2 sett fra sør-sørvest (SSV) til nord-nordøst (NNØ) (se Figur 4.12 for lokalisering). Profilet er dominert av sterke horisontale til svakt hellende subparallele reflektorer



Figur 4.18: Skisse av det tverrgående georadarprofilet fra lokalitet 2. Tykke streker symboliserer de sterkeste reflektorene



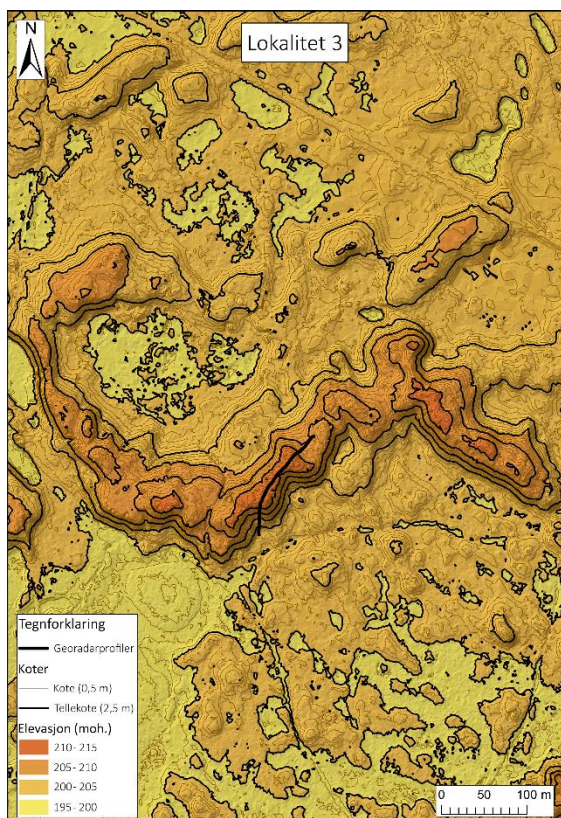
Figur 4.19: Tverrgående georadarprofil fra lokalitet 2 med identifiserte georadarfacies. Fargekoder er gitt i samsvar med Figur 3.3.

4.4 Lokaltet 3

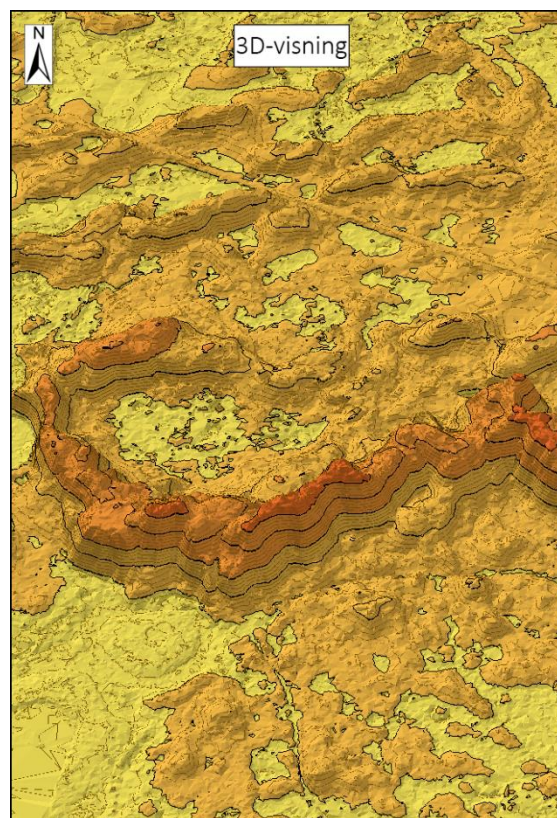
Lokaltet 3 (11°6'24.12"E 60°14'52.8"N) befinner seg på Mohøgda, som er et av de største sanddynekompleksene i området og ligger sentralt i den vestlige delen av sanddynefeltet (Figur 1.4, Figur 1.5). Morfologien er sammensatt og særlig uoversiktlig ved beskuelse i felt, men hovedformen på dynesystemet kan sies å være parabolisk (jf. Østmo & Olsen 1979). Området er dekket av tett skog, som både vanskeliggjør tyding av overflateformer og utnyttelsen av posisjonsutstyr. Grunnet ytterligere problemer med utstyret ble kun deler av ryggen undersøkt med georadar.

4.4.1 Fjernanalyse

LiDAR-resultatene viser tydelig at den undersøkte ryggen på lokalitet 3 har en parabolisk form (Figur 4.20, Figur 4.21). Landformen er bygget opp fra ca. 199 moh. og opp til kronens høyeste punkt som ligger ca. 212 moh. Blant de undersøkte lokalitetene er dette dermed ryggen med størst høydeforskjell (ca. 13 m). Den paraboliske ryggen er en del av et dynesystem som ut ifra terrengmodellen (Figur 4.1) kan antydes å være det største av sitt slag i studieområdet. Figur 4.20 viser også at traseen som ble gått med georadar ideelt sett skulle startet ved dynens base (lenger mot nordvest) og fortsatt lenger langs kammen før datainnsamlingen ble avsluttet.



Figur 4.20: Detaljerte LiDAR-data fra lokalitet 3 og nærliggende omgivelser. Profilene som ble innsamlet med georadar er markert i kartet. LiDAR-data er levert av Kartverket (Kartverket 2015a) og framstilt i ArcMap.



Figur 4.21: Lokalitet 3 vist i 3D med en 5-ganget vertikal overdrivelse. For tegnforklaring, se Figur 4.20. LiDAR-data er levert av Kartverket (Kartverket 2015a) og framstilt i ArcMap.

4.4.2 Georadar

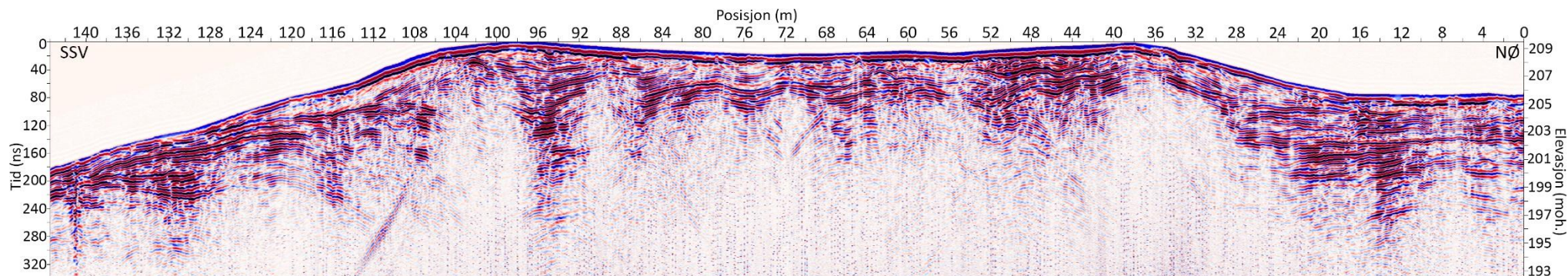
Beskrivelse av profilet på lokalitet 3

Feltundersøkelser fra lokalitet 3 inkluderer et lengdeprofil med georadar på deler av sanddynen, men som på grunn av navigeringen delvis går over i et tverrprofil (se Figur 4.20 for lokalisering i terrenget). Profilet er derfor ikke nødvendigvis representativt for hele landformen, men gir et innblikk i sanddynens oppbygning. Opptaket (Figur 4.22) vises fra sør-sørvest (SSV) til nordvest (NØ), og starter et stykke oppå den østlige delen av den parabolske ryggen. Profilet inneholder en del diffraksjoner (hyperbler), som trolig stammer fra de omkringliggende trærne. Store deler av refleksjonsmønsteret er derfor relativt kaotisk, men kan også henge sammen med at georadarens penetrasjonsevne er noe dårligere nær kronen av denne sanddynen, sammenlignet med de foregående opptakene. Profilet domineres av sterke horisontale til svakt hellende subparallele reflektorer på flankene, særlig i den

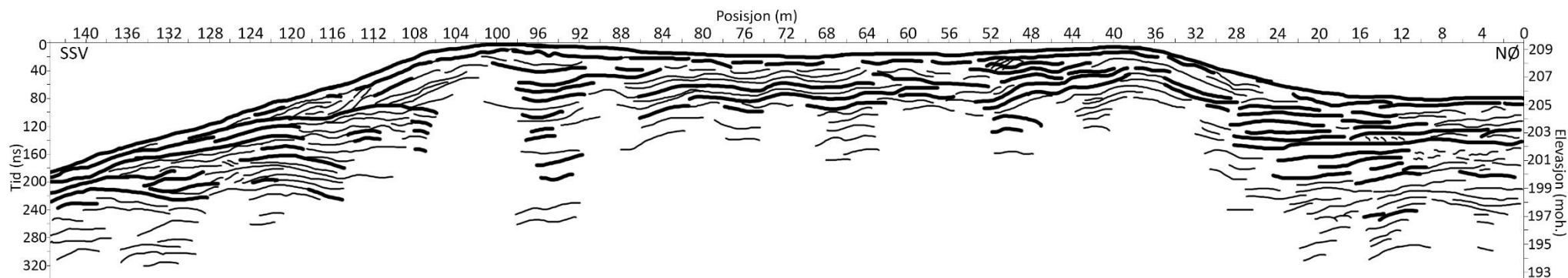
nordøstlige delen (0 – 28 m). Nær kronen er disse subparallele reflektorene svakt undulerende. I partiene på hver side av kronen er de subparallele reflektorene moderat til kraftig hellende. Refleksjonene er tydeliggjort i Figur 4.23, hvor de tykke strekene indikerer de sterkeste reflektorene fra opptaket og antyder grenseflater. Kartlagte georadarfacies er presentert i Figur 4.24, i samsvar med Figur 3.3. Felter som inneholder sterke diffraksjoner og ellers er kaotisk er merket med oransje. Over dette vises de horisontale eller svakt hellende/undulerende subparallele reflektorene (rødt), i tillegg til de hellende subparallele reflektorene på hver side av kronen (turkis).

Tolkning av profilet på lokalitet 3

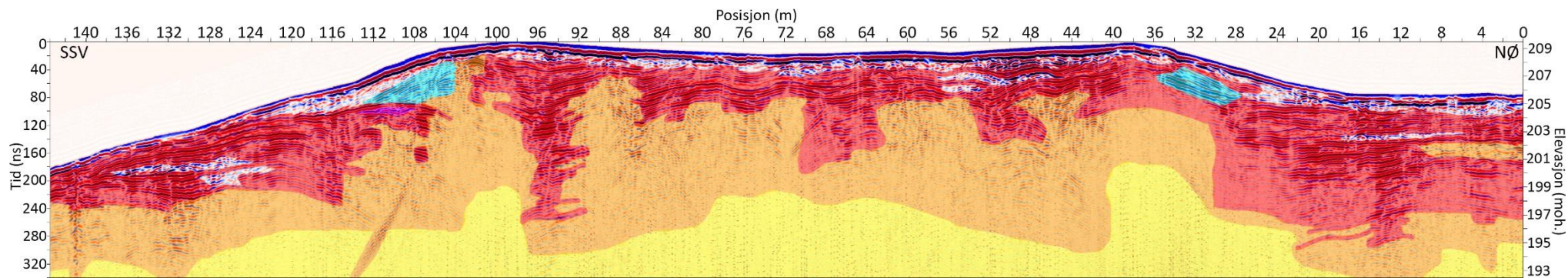
Georadarens penetrasjonsdybde er relativt varierende, noe som kan ha med endringer i vanninnhold å gjøre. De horisontale subparallele reflektorene ved profilets start i NØ (0 – 28 m) viser at opptaket ikke starter ved ryggens base, da det ikke er noen antydning til avgrensning av landformen. Refleksjonsmønsteret i enden av profilet (mot SSV) viser imidlertid at landformen sannsynligvis har sin base rundt 198 moh., noe som stemmer godt overens med observasjonene fra fjernanalysen. Under dette kan avsetningene tolkes som enten breelvmateriale (topplaget), eller det kan bestå av eoliske sedimenter avsatt som et sanddekke. Refleksjonene er imidlertid for svake til å konkludere dette. De svakt undulerende reflektorene ved kronen heller svakt mot SSV, og kan tyde på at lagene er avsatt i en tilsvarende retning, selv om dette sannsynligvis varierer for hele sanddynekomplekset.



Figur 4.22: Georadarprofil fra lokalitet 3 sett fra sør-sørvest (SSV) til nordøst (NØ) (se Figur 4.20 for lokalisering). Profilet er hovedsakelig langsgående, men blir delvis tverrgående fra ~100m. Opptaket er dominert av horisontale til svakt hellende subparallele reflektorer der signalene kommer tilstrekkelig frem. Merk at aksene er snudd for å gi en bedre forståelse av profilets orientering.



Figur 4.23: Skisse av georadarprofilet fra lokalitet 3. Tykke streker symboliserer de sterkeste reflektorene.



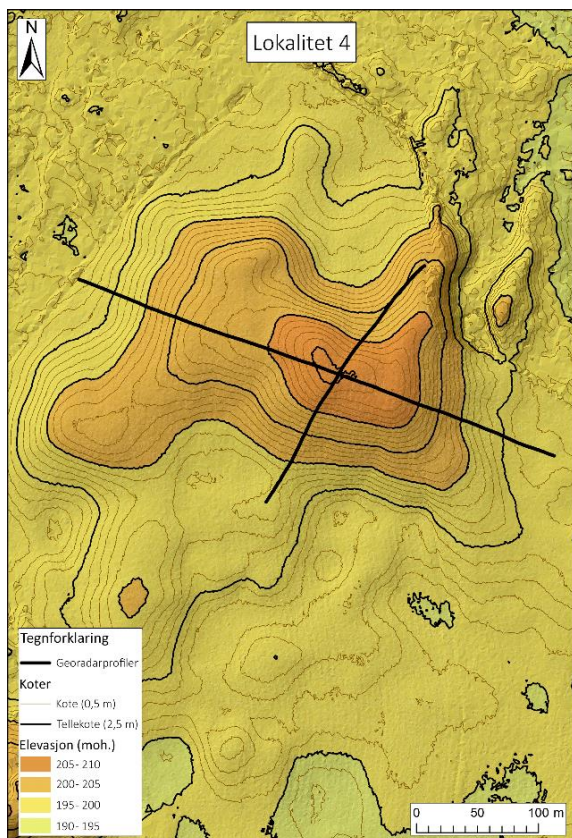
Figur 4.24: Georadarprofil fra lokalitet 3 med identifiserte georadarfacies. Fargekoder er gitt i samsvar med Figur 3.3.

4.5 Lokalitet 4

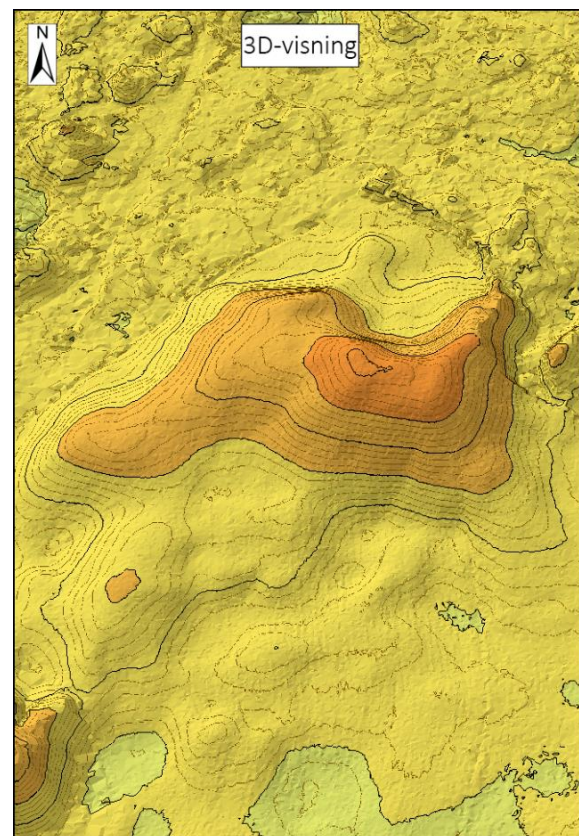
Lokalitet 4 ($11^{\circ}8'25.44''E$ $60^{\circ}13'33.96''N$) er å finne i den sørligste delen av sanddynefeltet, og ligger på et åpent område med dyrket mark (Figur 1.4, Figur 1.5). Også her er ryggens morfologi sammensatt. Hovedsakelig er den orientert i en nordvest-sørøstlig retning, men med noen utstikkere som gjør det vanskelig å klassifisere formen.

4.5.1 Fjernanalyse

LiDAR-dataene viser sanddynens kompleksitet og det er antydning til at landformen var i ferd med å utvikle en parabolisk form (Figur 4.25, Figur 4.26). Basen av hovedformen ligger ca. 197 moh. og strekker seg opp til ca. 208 moh. ved kronens høyeste punkt. Figur 4.25 viser også at det tverrgående georadarprofilet med fordel kunne vært orientert i en med sør-nordgående retning for å gi et mer typisk tverrprofil.



Figur 4.25: Detaljerte LiDAR-data fra lokalitet 4 og nærliggende omgivelser. Profilene som ble innsamlet med georadar er markert i kartet. LiDAR-data er levert av Kartverket (Kartverket 2015a) og framstilt i ArcMap.



Figur 4.26: Lokalitet 4 vist i 3D med en 5-ganget vertikal overdrivelse. For tegnforklaring, se Figur 4.25. LiDAR-data er levert av Kartverket (Kartverket 2015a) og framstilt i ArcMap.

4.5.2 Georadar

Beskrivelse av lengdeprofil på lokalitet 4

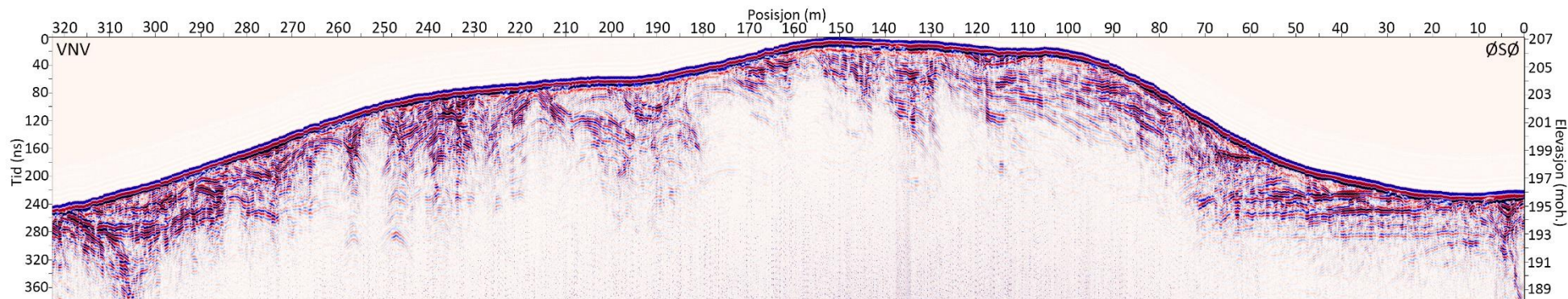
Det langsgående profilet (Figur 4.27) er vist fra vest-nordvest (VNV) til øst-sørøst (ØSØ) og ble innsamlet i det som ble oppfattet som den mest dominerende retningen av landformen (se Figur 4.25 for lokalisering i terrenget). Hele profilet inneholder flere partier med et svakt eller ingen refleksjonsmønster, til tross for at det ligger over georadarens penetrasjonsdyp. Opptaket viser også enkelte diffraksjoner og flere kaotiske områder. Ellers inkluderer profilet en rekke svært utholdende tilnærmet horisontale eller svakt hellende subparallele reflektorer, primært på flankene og nær overflaten langs store deler av sanddynen. De mest iøynefallende refleksjonene viser et divergerende refleksjonsmønster som tilsynelatende heller moderat til kraftig mot ØSØ rundt kronen, mens et par små partier vest for kronen heller mot VNV. I tillegg kan to partier nær overflaten ved 70 – 80 m og ved 185 – 215 m ut i profilet antydes som moderat til kraftig hellende subparallele reflektorer.

Refleksjonene er tydeliggjort i Figur 4.28, hvor tykke streker indikerer de sterkeste reflektorene fra opptaket og kan gi antydning til grenseflater. Kartlagte georadarfacies er presentert i Figur 4.29, hvor det refleksjonsfrie feltet (gult) i dette tilfellet markerer området som er utenfor georadarens penetrasjonsdyp, eller av andre grunner gir dårlig refleksjon. Felter som inneholder særlig mange diffraksjoner eller har et kaotisk mønster er markert med oransje, mens partiene som domineres av horisontale til svakt hellende subparallele refleksjoner er farget i rødt. Den øvre delen av profilet preges av et hellende divergerende mønster markert med grønt, og er også representert av moderat til kraftig hellende subparallele reflektorer (turkis).

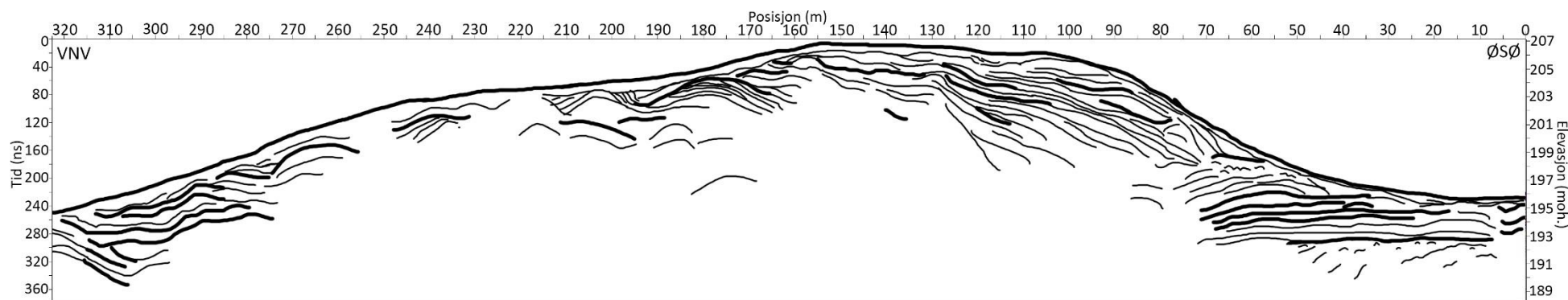
Tolkning av lengdeprofil på lokalitet 4

Det dårlige refleksjonsmønsteret som særlig er fremtredende i den vestlige delen av lengdeprofilet (Figur 4.27) kan for eksempel henge sammen med fordelingen av gjødsel på åkeren, vanninnhold med hensyn til det fuktige været, eller at områdene kan bestå av homogene lag som gir få grenseflater og hindrer georadarens refleksjonsevne. Det kaotiske

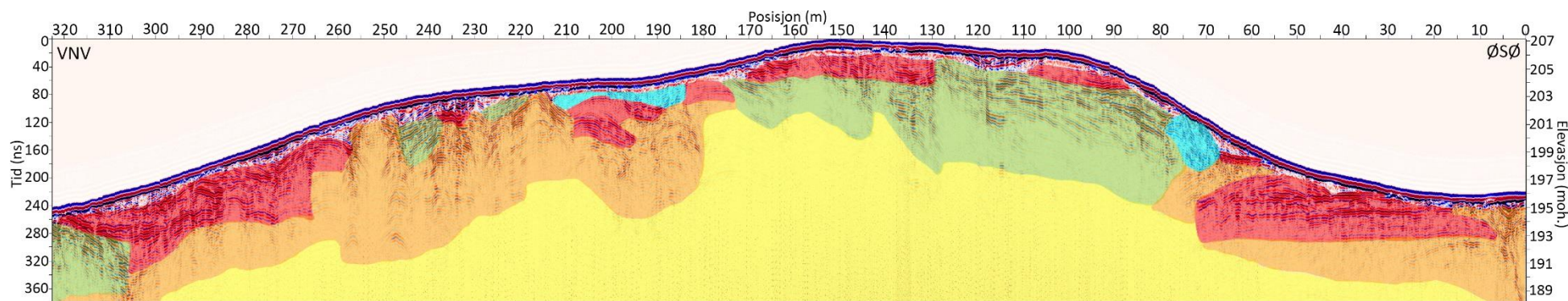
feltet ved profilets start ($\emptyset S \emptyset$) kan potensielt vise den øvre delen av breelvmaterialet, men refleksjonene er for svake til å kunne tolke dette. Over dette området kan de horisontale subparallelle reflektorene enten representere breelvavsetningens topplag, eller det kan være et jevnt sanddekke. Grensen mellom de horisontale reflektorene og de overliggende sedimentene markerer antagelig sanddynens base omkring 194 – 196 moh. (260 – 220 ns), og er i samsvar med observasjonene fra fjernanalysen. De divergerende reflektorenes helning mot $\emptyset S \emptyset$ indikerer at sanddynen ble avsatt i en lignende retning, men som påpekt ved de tidligere lokalitetene kan ikke retningen spesifiseres ut ifra kun ett todimensjonalt profil.



Figur 4.27: Langsgående georadarprofil fra lokalitet 4 sett fra vest-nordvest (VNV) til øst-sørøst (ØSØ) (se Figur 4.25 for lokalisering). Profilet har en kompleks oppbygning med blant annet hellende divergerende reflektorer og enkelte sterke horisontale til svakt hellende subparallele reflektorer. Merk at aksene er snudd for å gi en bedre forståelse av snittets orientering.



Figur 4.28: Skisse av det langsgående georadarprofil fra lokalitet 4. Tykke streker symboliserer de sterkeste reflektorene.



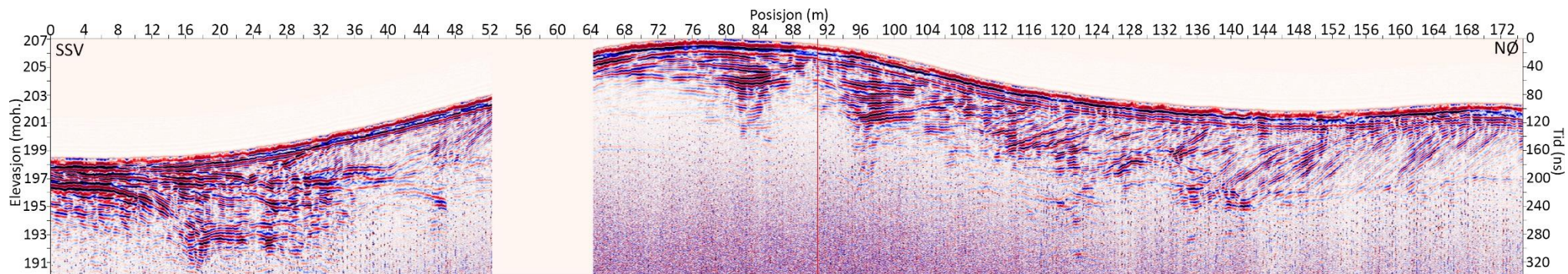
Figur 4.29: Langsgående georadarprofil fra lokalitet 4 med identifiserte georadarfacies. Fargekoder er gitt i samsvar med Figur 3.3.

Beskrivelse av tverrprofil på lokalitet 4

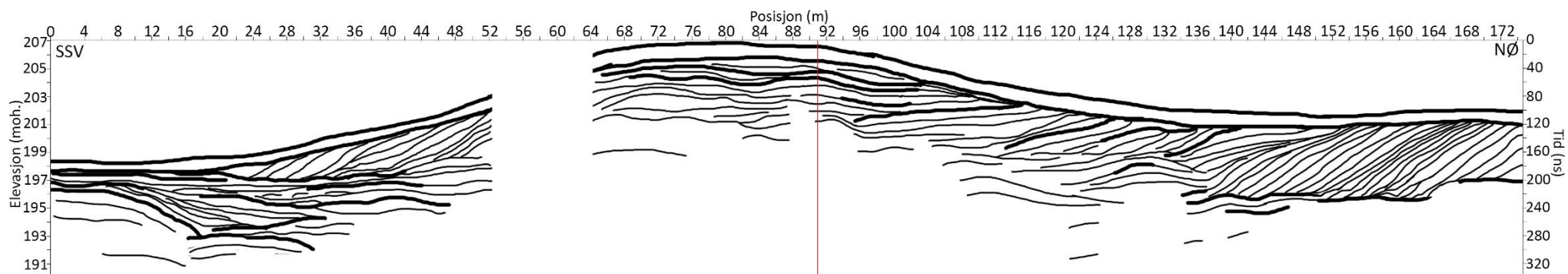
Det tverrgående profilet (Figur 4.30) er vist fra sør-sørvest (SSV) til nordøst (NØ) (se Figur 4.25 for lokalisering). Grunnet problemer med odometeret under innsamlingen av profilet er deler av dataene (52 – 64 m) borte, men hovedtrekkene er likevel tydelige. Opptaket viser få diffraksjoner, og inneholder flere områder med utholdende horisontale til svakt hellende subparallele reflektorer, særlig fra profilets start og ved kronen. Over de tilnærmet horisontale reflektorene på flankene domineres opptaket av moderat til kraftig hellende sigmoide og subparallele reflektorer. Disse har alle en tilsynelatende helning mot SSV. Refleksjonene er tydeliggjort i Figur 4.31, hvor tykke streker indikerer de sterkeste reflektorene fra opptaket og antyder grenseflater. Kartlagte georadarfacies er presentert i Figur 4.32, i samsvar med Figur 3.3. Partiene som domineres av horisontale til svakt hellende subparallele refleksjoner er farget i rødt, mens områdene nær overflaten på hver side av kronen er identifisert som sigmoide reflektorer (blått) og moderat til kraftig hellende subparallele reflektorer (turkis).

Tolkning av tverrprofil på lokalitet 4

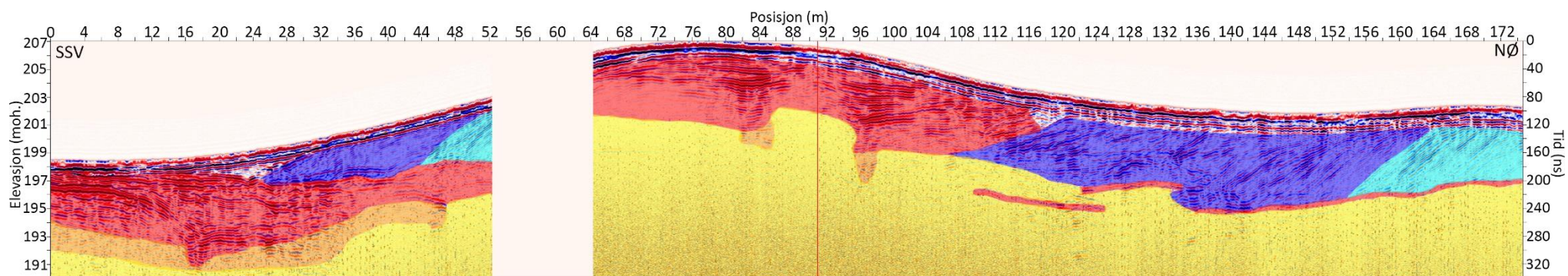
I likhet med det foregående profilet er sannsynligvis de tilnærmet horisontale subparallele lagene ved profilets start (SSV) enten breelavsetningens topplag, eller en del av et jevnt sanddekke som kler hele sanddynefeltet (Figur 4.32). Landformens start kan antydes mellom 196 – 197 moh. (280 – 200 ns), på grensen mellom de tilnærmet horisontale lagene og de overliggende hellende lagene. De sigmoide og hellende reflektorene tolkes som kryssjikt av eolisk opprinnelse og har en tydelig helning mot SSV, noe som indikerer en oppbygning i en tilsvarende retning, uten å vite nøyaktig orientering.



Figur 4.30: Tverrgående georadarprofil fra lokalitet 4 sett fra sør-sørvest (SSV) til nordøst (NØ) (se Figur 4.25 for lokalisering). Profilet domineres av moderat til kraftig hellende reflektorer, men viser også partier med sterke horisontale til svakt hellende subparallele reflektorer. Rød vertikal strek indikerer kryssningspunktet til lengdeprofilet (Figur 4.27, Figur 4.28 og Figur 4.29).



Figur 4.31: Skisse av det tverrgående georadarprofilet fra lokalitet 4. Tykke streker symboliserer de sterkeste reflektorene.



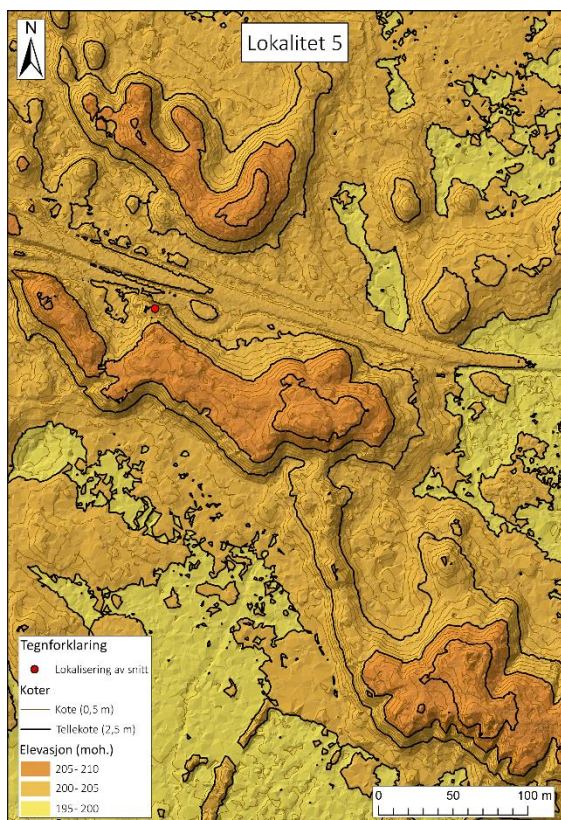
Figur 4.32: Tverrgående georadarprofil fra lokalitet 4 med identifiserte georadarfacies. Fargekoder er gitt i samsvar med Figur 3.3.

4.6 Lokalitet 5

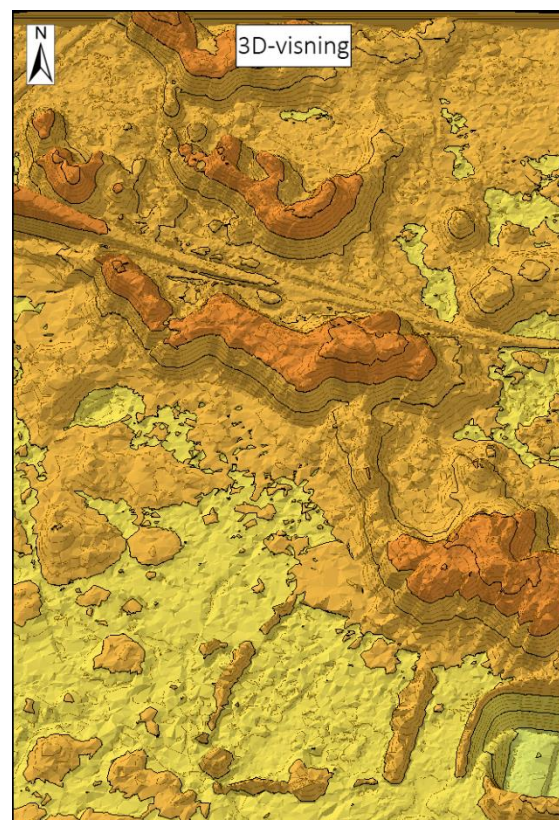
Lokalitet 5 (11°07'33.6"E 60°14'49.2"N) ligger i den østlige delen av sanddynefeltet, sørvest for lokalitet 1, i en veiskjæring langs Fv. 176 (Figur 1.4, Figur 1.5). Lokaliteten er ved grensen til det militære området, som gjør at sanddynenes overflateformer videre sørover er preget av blant annet kjørespor fra beltevogner. Sanddynenes oppbygning i området rundt lokaliteten, særlig nord for Fv. 176, er i hovedsak av parabolisk karakter. De tydelige formelementene blir blant annet brukt som årlig ekskursjonslokalitet i et kvartærgeologiemne ved NMBU, som illustrasjon på vindens aktivitet.

4.6.1 Fjernanalyse

LiDAR-dataene viser at lokaliteten er en del av et stort, sammenhengende sanddynekompleks (Figur 4.33, Figur 4.34). Isolert ser hovedformen ut til å være transvers med antydning til parabolisk, med en utstikker som er en del av en nærliggende ny parabolisk rygg videre sørøst. Ved å følge ryggen hvor snittet er lokalisert både i retning nordvest og nordøst for veien (se Figur 4.1 for bedre oversikt) kan det antydes at hovedformen opprinnelig var en stor, sammenhengende parabolisk dyne. Dynens base ligger omtrent 200-202 moh., mens kronens høyeste punkt ligger ca. 209 moh. På nordsiden av veien, rett nord for lokaliteten, ligger også en sanddyne med svært tydelige paraboliske former.



Figur 4.33: Detaljerte LiDAR-data fra lokalitet 5 (rød prikk) og nærliggende omgivelser. Snittets posisjon er markert i kartet. LiDAR-data er levert av Kartverket (Kartverket 2015a) og framstilt i ArcMap.



Figur 4.34: Lokalitet 5 vist i 3D med en 5-ganget vertikal overdrivelse. For tegnforklaring, se Figur 4.33. LiDAR-data er levert av Kartverket (Kartverket 2015a) og framstilt i ArcMap.

4.6.2 Sedimenter

4.6.2.1 Sedimentologisk logging

Undersøkelser som ble gjennomført på lokalitet 5 inkluderer sedimentologisk logging og innsamling av sedimentprøver for videre kornfordelingsanalyse og aldersbestemmelse. Det utgravede snittet var omtrent 330 cm dypt, hovedsakelig bestående av fin sand, og er vist i oversiktsbildet (Figur 4.35). Hele snittet inneholder spor av røtter og uregelmessige lamina med jernutfellinger (Figur 4.36). Da det er relativt liten forskjell i kornstørrelsene i snittet er det vanskelig å skille mellom de ulike lagene på detaljnivå. Likevel er de mest fremtredende strukturene forholdsvis tydelige, blant annet skrålag, og gir et godt bilde av lagdelingen og oppbygningen i sanddynen. Det meste av strukturene er godt dokumentert i den sedimentologiske loggen (Figur 4.39), mens enkelte detaljer, spesielt laterale strukturendringer, er ytterligere forklart under.



Figur 4.35: Oversiktsbilde med snittets størrelse i forhold til sanddynen. Snittet viser tydelige skrålag med en tilsynelatende fallretning mot sør-sørøst. Bildet er tatt mot sør, og målestokken som vises i snittet er 2 m lang.

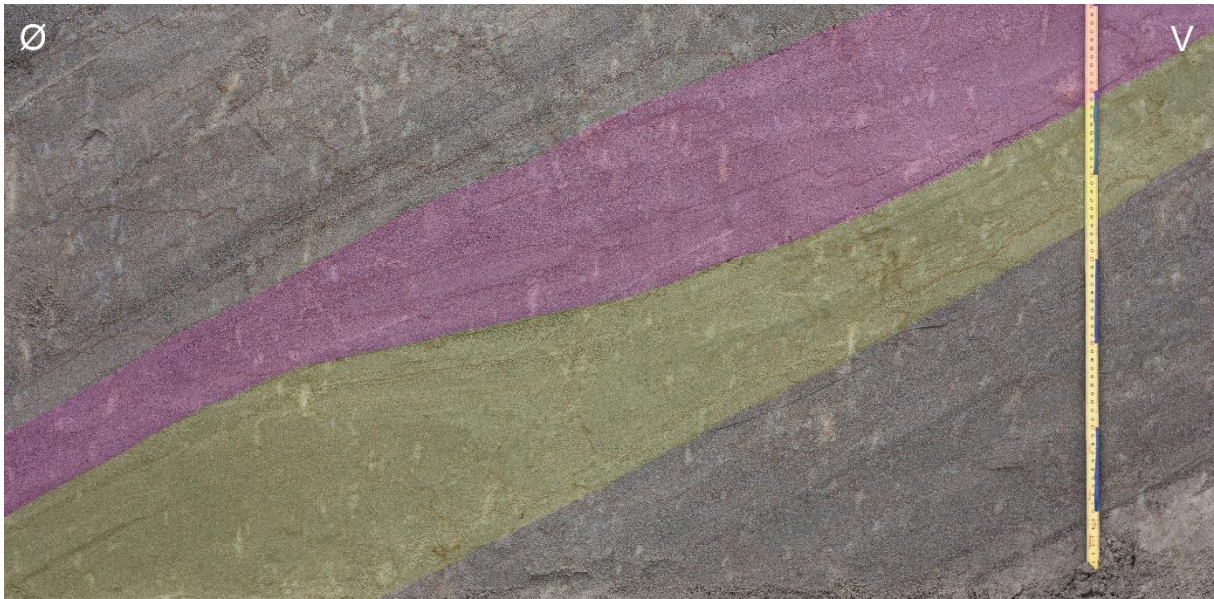


Figur 4.36: Eksempler på uregelmessige lamina med jernutfellinger som opptrer hyppig i hele snittet i lokalitet 5.

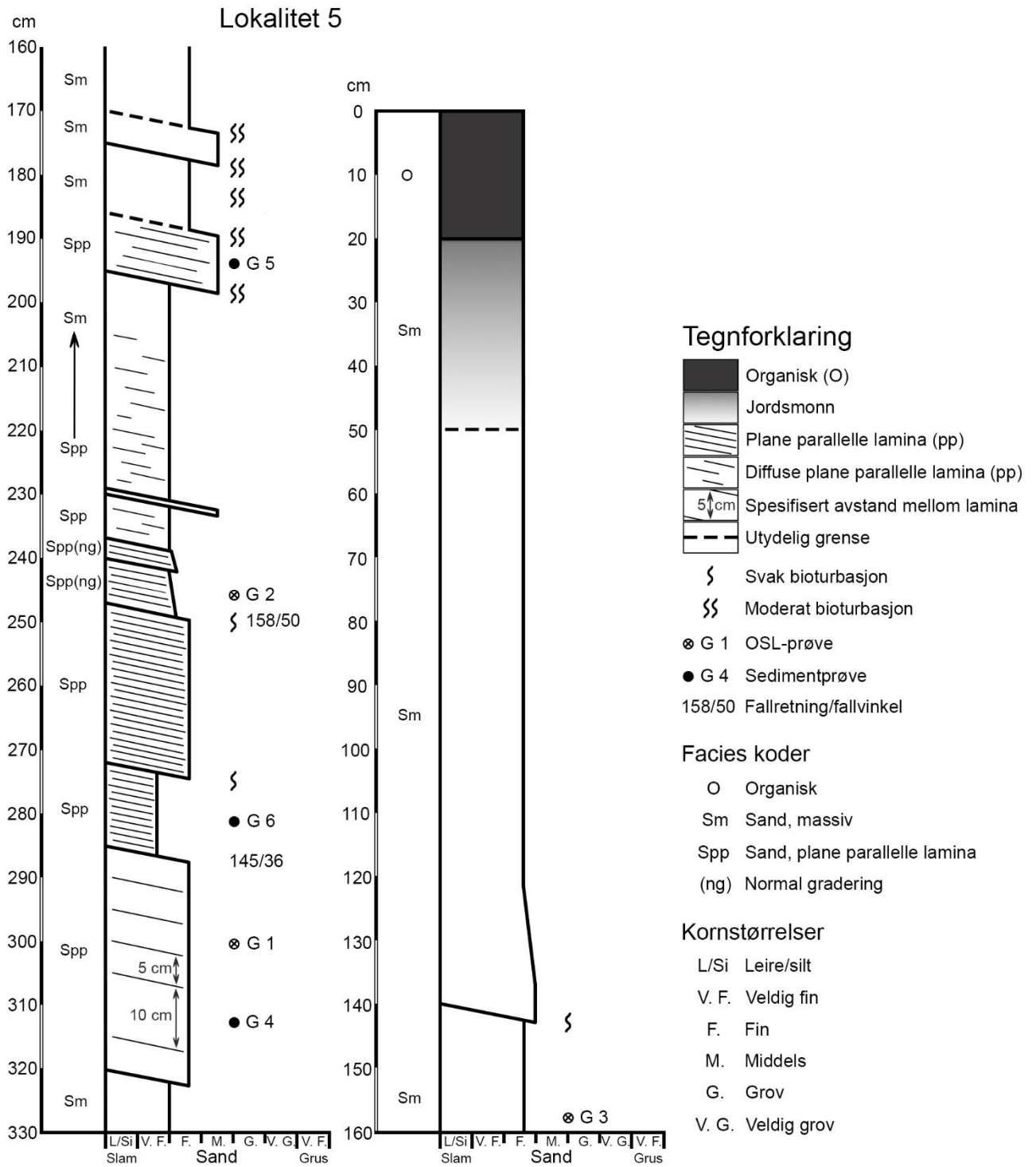
Snittets nedre lag består av massiv til utydelig laminert sand (Figur 4.37), og ved å følge laget lateralt kommer det fram at tykkelsen er > 45 cm. Figur 4.37 viser også det overliggende laget, hvor de ulike lamina stort sett har en avstand på 5 cm. Den kanskje mest karakteristiske strukturen opptrer ved 285 – 272 cm i snittet, hvor laget flater ut og tykner til lateralt mot øst (Figur 4.38). I det overliggende laget (272 – 247cm) skjer det motsatte, og laget tynnes ut lateralt mot øst (Figur 4.38). Her bli også noen lamina kuttet vertikalt. I områdene med moderat bioturbasjon (ca. 195 – 170 cm) er lamineringen sterkt påvirket, og gjør at denne gradvis blir svakere. Der lagene i dette området er beskrevet som massive er det likevel rester etter plane parallelle lamina, men så svake at de er uvesentlige.



Figur 4.37: De første 50 cm av snittet på lokalitet 5, som tilsvare området ved 330 – 280 cm i den sedimentologiske loggen (Figur 4.39). Snittets nedre lag ligger ved 330 – 320 cm i loggen (her: 0 – 10 cm). Det overliggende laget ved 320 – 285 cm (her: 10 – 45 cm) inneholder lamina med en regelmessig avstand på 5 og 10 cm.



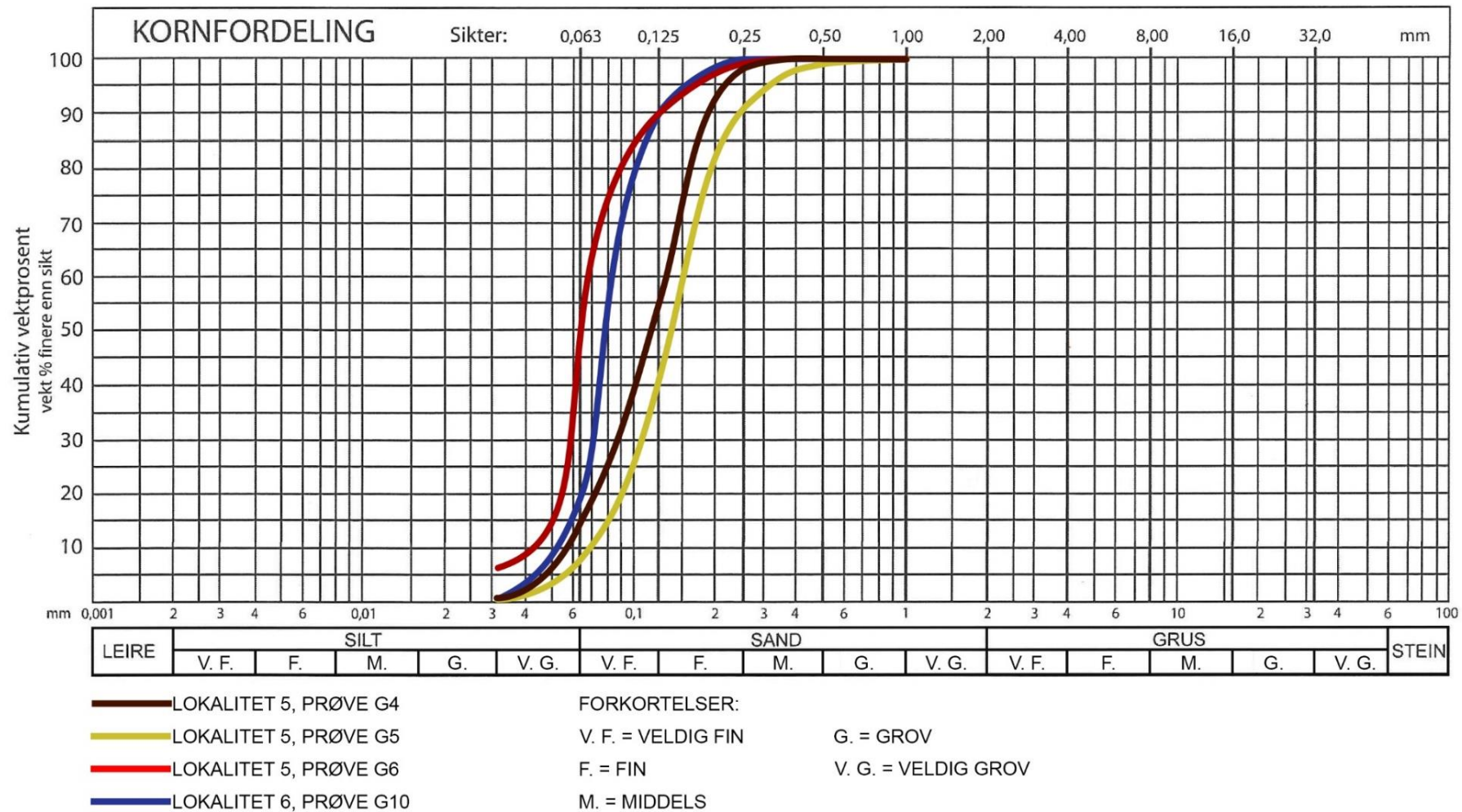
Figur 4.38: Sedimentologiske strukturer i snittet på lokalitet 5, som viser laterale uregelmessigheter. Områdene markert i gult og rosa tilsvarer lagene ved henholdsvis 285 – 272 cm og 272 – 247 cm i den sedimentologiske loggen (Figur 4.39). Hele figuren viser de nedre ~85 cm av snittet



Figur 4.39: Sedimentologisk logg fra lokalitet 5.

4.6.2.2 Kornfordelingsanalyse

Sedimentprøvene som ble brukt til kornfordelingsanalyser fra lokalitet 5 (Figur 4.40) ble hentet fra tre relativt forskjellige litostratigrafiske lag med hensyn til kornstørrelser (se Figur 4.39 for lokalisering av prøvene i snittet). Prøve G4 er hentet fra en enhet som i felt ble tolket til å være fin sand. Kornstørrelsen i prøve G5 ble antatt å være middels sand, mens prøve G6 ble tolket til veldig fin sand. Dette gir også utslag i kornfordelingsanalysene, som viser en noe ulik sedimentsammensetning (Figur 4.40). Prøve G4s analyser viser et innhold dominert av middels sand til fin sand, samt veldig fin sand. Prøve G5 inneholder en liten del grov sand, og domineres av middels sand (48,4 %) og fin sand, samt noe veldig fin sand og silt. Prøve G6 består imidlertid av finere materialer, og kun er liten andel av det er middels sand. Videre inneholder prøven mye fin sand, men domineres av veldig fin sand (46,6 %), og har også en mindre andel bestående av silt. Kurvene er svært bratte, som indikerer godt sorterte sedimentprøver. Dette er et typisk karaktertrekk for eoliske sedimenter, og gjelder alle de ulike prøvene.



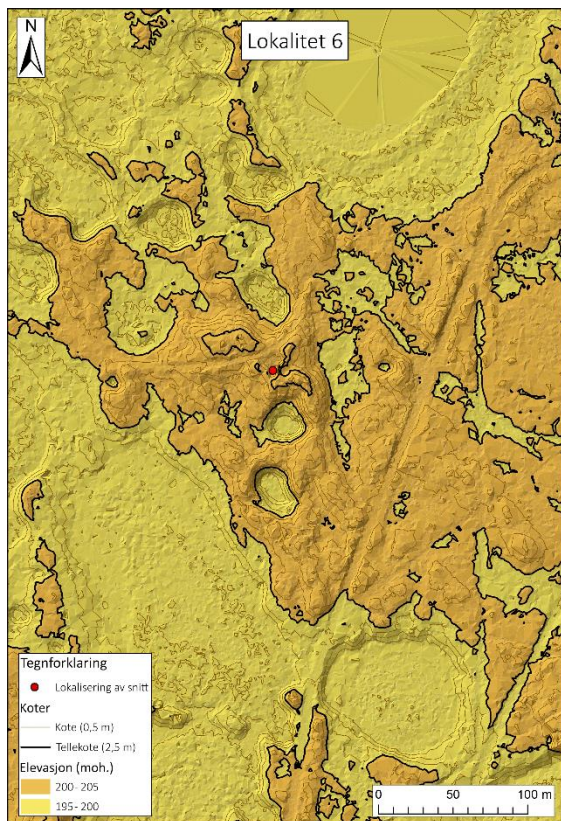
Figur 4.40: Kornfordelingskurver for prøver av eolisk materiale fra lokalitet 5 (prøve G4, G5 og G6) og lokalitet 6 (prøve G10).

4.7 Lokalitet 6

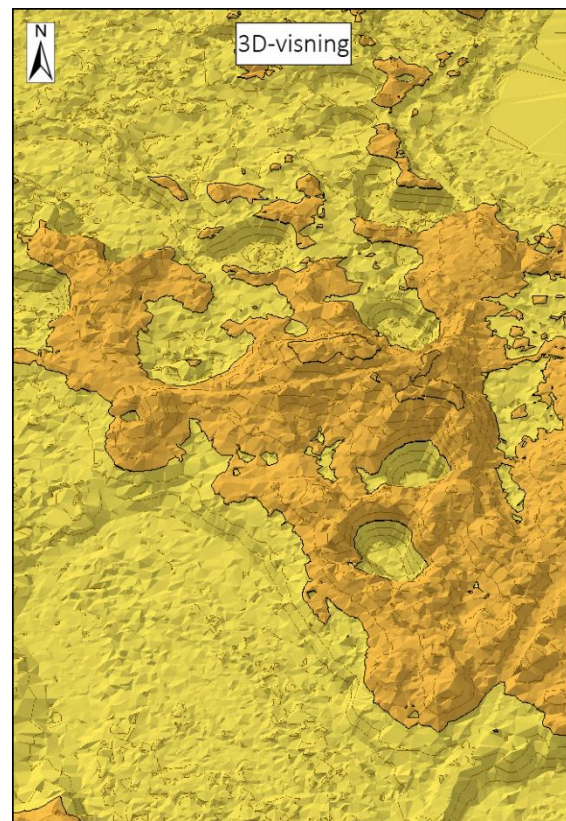
Lokalitet 6 (11°06'02.9"E 60°14'34.5"N) befinner seg i den vestlige delen av sanddynefeltet, sør-sørvest for Sørmoetjernet og lokalitet 3 (Figur 1.4, Figur 1.5). Lokaliteten er en del av en forholdsvis liten rygg av sammensatt karakter, men er likevel en tydelig landform i felt. Dette er også et trekk som gjelder omgivelsene rundt lokaliteten, da det hovedsakelig er små, usammenhengende dynesystemer. Det er også flere myrpartier som preger det nærmeste området.

4.7.1 Fjernanalyse

På denne lokaliteten er høydeforskjellene små, noe som gir utslag i LiDAR-dataene (Figur 4.41). Den undersøkte dynen er en del av stort, sammenhengende sanddekke som har en base ca. 200 moh. og når opp til maksimalt 203 moh. Det er derfor vanskelig å skille mellom de ulike ryggene og se et mønster i avsetningene, men det kan være antydning til paraboliske former like nord og nordvest for den undersøkte lokaliteten. De to forsenkningene rett sør for snittet er små myrområder.



Figur 4.41: Detaljerte LiDAR-data fra lokalitet 6 (rød prikk) og nærliggende omgivelser. Snittets posisjon er markert i kartet. LiDAR-data er levert av Kartverket (Kartverket 2015a) og framstilt i ArcMap.



Figur 4.42: Lokalitet 6 vist i 3D med en 5-ganget vertikal overdrivelse. For tegnforklaring, se Figur 4.41. LiDAR-data er levert av Kartverket (Kartverket 2015a) og framstilt i ArcMap.

4.7.2 Sedimenter

4.7.2.1 Sedimentologisk logging

Undersøkelser som ble gjennomført på lokalitet 5 inkluderer sedimentologisk logging og innsamling av sedimentprøver for videre kornfordelingsanalyse og aldersbestemmelse. Ett av de to utgravde hovedsnittene ble spesielt studert, og er vist i oversiktsbildet (Figur 4.43). De to utvalgte snittene var til sammen omtrent 210 cm dype, hovedsakelig bestående av fin til veldig fin sand med skråstilt lagdeling med en tilsynelatende fallretning mellom nord og nordøst (Figur 4.44). Kornstørrelsene er også her vanskelige å skille mellom, men de mest fremtredende strukturene er godt dokumentert i den sedimentologiske loggen (Figur 4.47). Som på lokalitet 5 inneholder også disse snittene flere spor av røtter og uregelmessige lamina med jernutfellinger.



Figur 4.43: Oversiktsbilde fra sandtaket på lokalitet 6. Målestokkene er begge 2 m lange. Snittene til venstre i bildet utgjør grunnlaget for den sedimentologiske loggen (Figur 4.47).

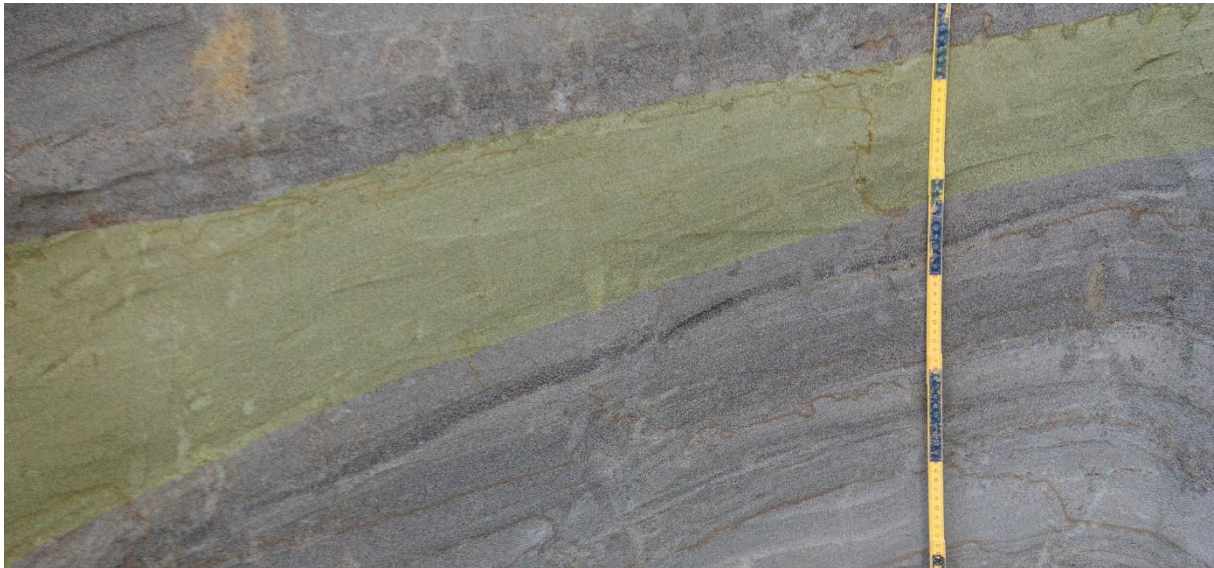


Figur 4.44: Tydelige skrålag i snittet på lokalitet 6. Målestokken på bildet er 2 m lang. Dette snittet, samt det lille, øvre snittet som delvis vises til høyre i bildet utgjør grunnlaget for den sedimentologiske loggen (Figur 4.47).

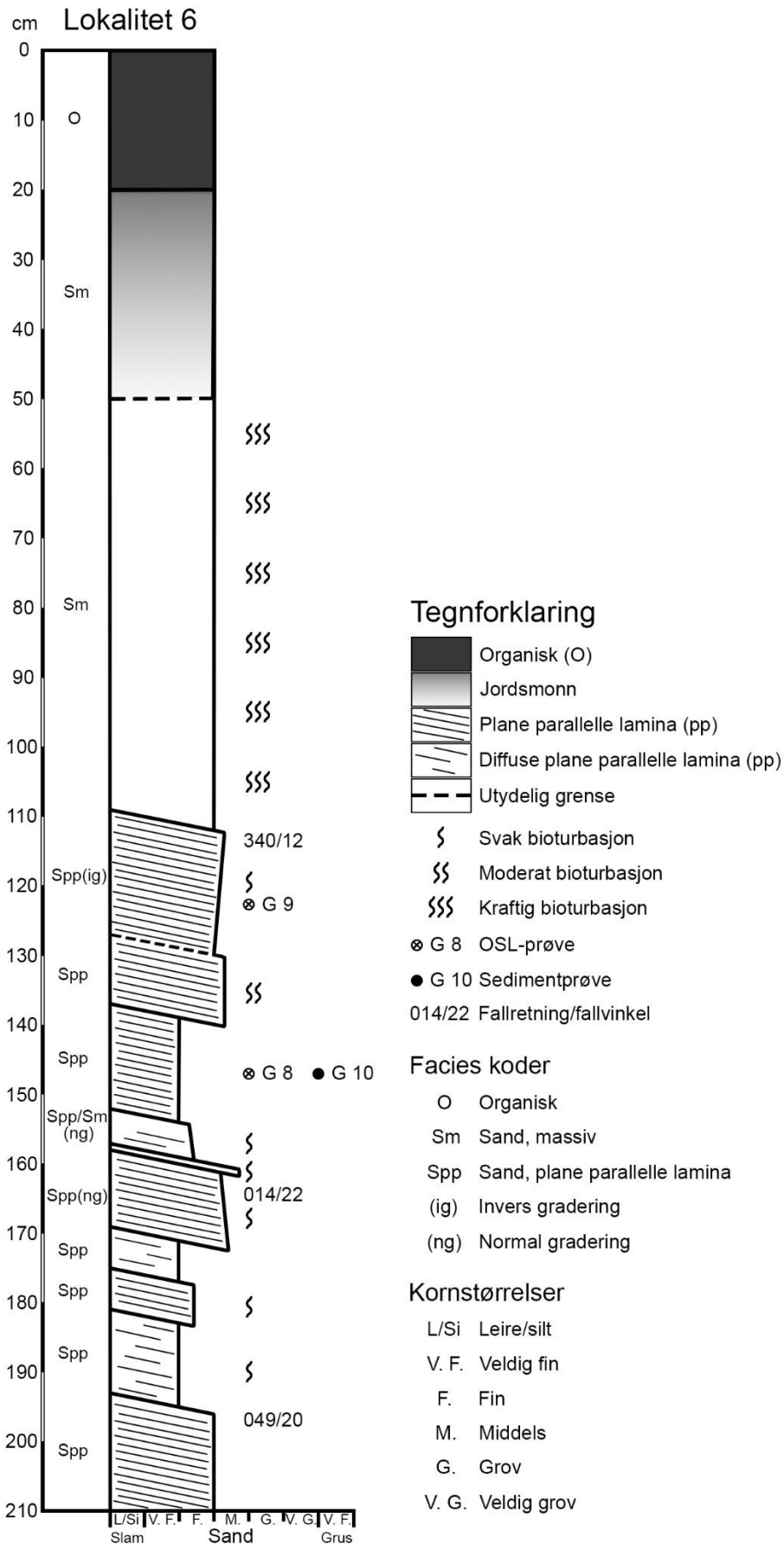
Enkelte detaljer og laterale forandringer i snittets strukturer kommer ikke godt nok frem i den sedimentologiske loggen (Figur 4.47), og vil derfor videre utdypes. Til forskjell fra lokalitet 5 er det her flere steder antydning til «pinstripe»-strukturer, som tilsier svært tynne og tette, parallelle lamina. Dette gjelder snittets nedre lag (210 – 193 cm), (152 – 137 cm), og det kommer tydeligst frem ved (127 – 109 cm) (Figur 4.45). I tillegg til «pinstripe»-strukturer i det sistnevnte laget (127 – 109 cm), viser Figur 4.46 at laget tykner til lateralt mot nord. Det kan også nevnes at områdene med moderat til kraftig bioturbasjon har en svakere laminering, og at flere grenseflater blir utydeliggjort av den samme årsaken.



Figur 4.45: Eksempel på «pinstripe»-strukturer i snittet på lokalitet 6. Strukturene ligger sentralt i figuren, og er lokalisert i laget ved 127 – 109 cm i den sedimentologiske loggen (Figur 4.47).



Figur 4.46: Sedimentologiske strukturer i deler av snittet på lokalitet 6. Området markert i gult viser at laget tykner til lateralt mot nord (til venstre i figuren), og tilsvarer laget ved 152 – 137 cm i den sedimentologiske loggen (Figur 4.47).



Figur 4.47: Sedimentologisk logg fra lokalitet 6.

4.7.2.2 Kornfordelingsanalyse

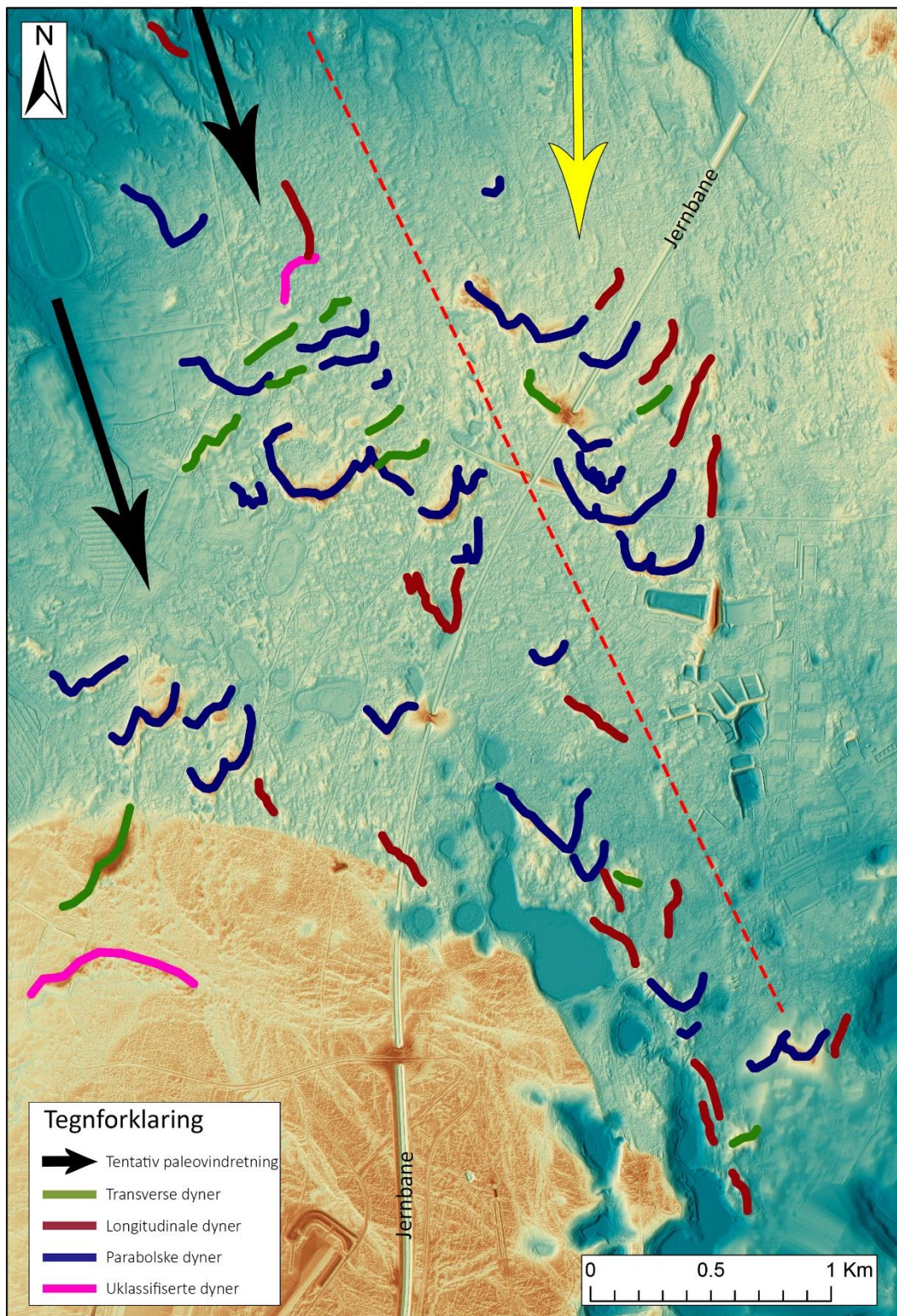
Sedimentprøven som ble brukt til kornfordelingsanalyser fra lokalitet 6 (Prøve G10, se Figur 4.40) ble hentet fra en litostratigrafisk enhet som i felt ble antatt å være fin/veldig fin sand (se Figur 4.47 for lokalisering av prøven i snittet). Kornfordelingsanalysen viste at prøven inneholdt noe middels sand, samt klart mest fin sand (70 %) og en del veldig fin sand. Som sedimentprøvene fra den foregående lokaliteten, gir også prøve G10 en bratt kornfordelingskurve.

5 Diskusjon

5.1 Fjernanalyse

Grensen til det forhøyede området sørvest i Figur 4.1 antas å være iskontaktskråningen, som markerer innlandsisens posisjon under avsetningen av Hauersetersanduren. Dette tilsier at Aurmoen sanddynefelt ligger i et område som er dekket av distale breelvsedimenter fra Dalavsetningen. Disse avsetningene er noe yngre enn Hauerseteravsetningen, og den marine grensen i området er tilsvarende lavere; 200 moh. ved Dal, mot 205 moh. ved Hauerseter (Longva 1987; Longva & Thoresen 1989).

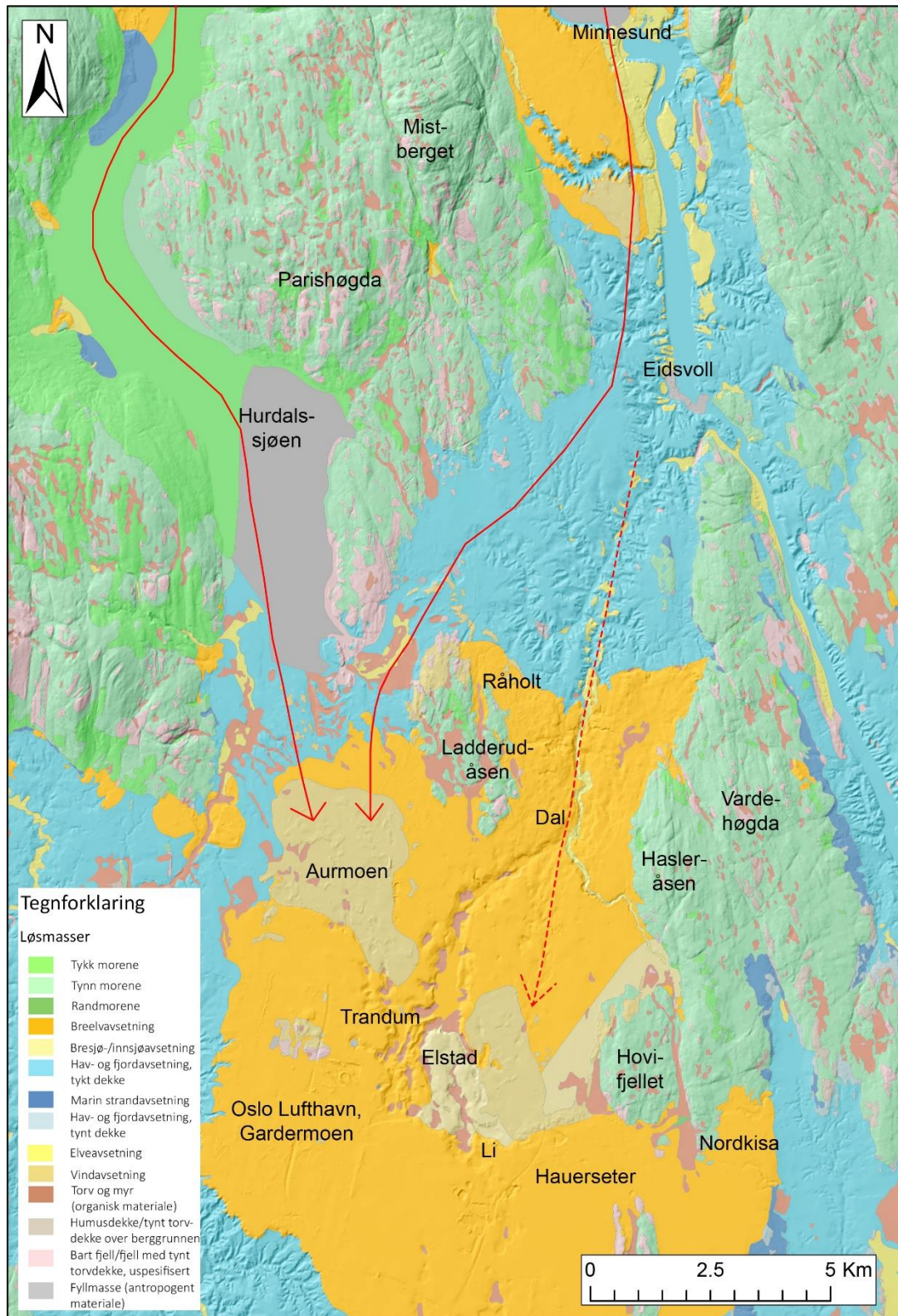
Den digitale terrengmodellen (Figur 4.1) viser former som er typiske for flygesandfelter i innlandet. Dette innebærer hovedsakelig parabolske dyner, som er godt representert blant annet i flygesandfeltene i Jømnadalen ved Elverum (jf. Klemsdal 2010; Alexanderson & Henriksen 2015) og Brattforsheden i Sverige (jf. Alexanderson & Fabel 2015). Orienteringen til slike parabolske dyner kan fortelle mye om paleovindretningen under oppbygningen av flygesandfeltet. At den konvekse buen av dynene hovedsakelig vender mot sør, underbygger teorien om en hovedvindretning fra nord. Ved å studere de enkelte parabolske formene i større detalj kan det imidlertid gis antydning til en forskjellig avsetningsretning for ulike deler av sanddynefeltet (Figur 5.1). Dette har grunnlag i oppbygningen av de parabolske dynene, som hovedsakelig har sine konvekse buer vendt mot SSV i det vestlige feltet. Mot øst er imidlertid disse vendt i en retning som heller mer mot sør, og er i samsvar med tolkningen fra tidligere litteratur fra området (Holtedahl 1953; Klemsdal 1969; Longva 1987; Jørgensen et al. 1997). Med hensyn til endringen av den antatte vindretning i den vestlige delen av sanddynefeltet, kan enkelte dyner i ettertid virke feilklassifisert (1 – 3 stk.). Dette kan si noe om usikkerhetene ved klassifisering basert på eldre litteratur – resultatet kan bli noe forutinntatt. Likevel er de parabolske dynene av klart størst betydning for tolkningen av paleovindregimet, og forholder seg uforandret i klassifiseringen.



Figur 5.1: Tolkning av paleovindretning i flygesandfeltet på Aurmoen, basert på dynenes morfologi, orientering og utbredelse slik de fremstår i DTM-modellen. Svarte piler indikerer en mulig paleovindretning fra nord-nordvest, mens gul pil indikerer en potensiell paleovindretning fra nord. Rød stiplet linje markerer et antatt skille mellom de to vindretningene. Se Figur 4.1 for tegnforklaring til den underliggende DTM-modellen. Figuren er framstilt i ArcMap ved bruk av LiDAR-data fra Kartverket (2015a)

Ved å se på studieområdet i en mindre målestokk er det mulig å få en oversikt av potensielle kildeområder for paleovindene. Som litteraturen tilsier hadde innlandsisen et lengre opphold ved Minnesund ca. 10,6 – 10,4 kal. ka før nåtid (~9,3 ¹⁴C ka før nåtid) (Sørensen 1982; Longva 1987), og sannsynligvis også et tilsvarende område nord i Hurdalen (se Figur 2.6 for illustrasjon). Åspartiene mellom disse dalene opptrådte antagelig som en barriere og kunne gi vindretninger med ulikt opphav. I et dalområde vil gjerne vinden få en mer samlet orientering langs dalbunnen, til forskjell fra et åpent område hvor vindretningen i en større grad kan være skiftende.

Figur 5.2 gir en mulig rekonstruksjon av paleovindretninger og deres potensielle kildeområde sett i et større perspektiv. En av hovedvindretningene kan ha hatt sitt kildeområde i Hurdalen i nord-nordvest og gitt en delvis oppbygning av dynefeltet mot sør-sørøst. Paleovinden som tilsynelatende gav en oppbygning fra nord mot sør kan stamme fra Mjøsområdet (Minnesund) hvor vinden kan ha fulgt et mønster sørover mot Eidsvoll og videre nord for Ladderudåsen, for deretter å bli avbøyd mot sør. Stiplet pil viser mulig vindretning for oppbygningen av flygesandfeltet nord for Li. Dette flygesandfeltet ser ut til å være tilknyttet bresjøavsetningene rett vest og øst for disse (Figur 5.2). Da ingen bresjøavsetninger er i umiddelbar nærhet av det undersøkte flygesandfeltet på Aurmoen, derimot, er opphavsmaterialet tolket til å stamme fra det omkringliggende breelvmaterialet. I teorien kan dette føre til to flygesandfelter med ulike egenskaper, som forskjellig korfordeling og potensielt ulik oppbygning av dynene. Flygesandfeltet ved Li må imidlertid undersøkes i større detalj for å kunne utdype dette.



Figur 5.2: Kvartærgeologisk kart fra Norges geologiske undersøkelse (2016) med underliggende DTM-modell hentet fra Kartverkets WMS-tjeneste (Kartverket 2016a). Røde heltrukne piler markerer tentative paleovindretninger for Aurlandområdet. Stiplet pil viser mulig paleovindretning for oppbygningen av flygesandfeltet nord for Li, uten at dette er nærmere undersøkt.

5.2 Georadar

Sett under ett kan den tilsynelatende helningen på de to profilene på lokalitet 1 indikere at sanddynen ble bygget opp fra ~nordvest mot ~sørøst. Refleksjonene fra de profilene på lokalitet 2 tyder på en skiftende vindretning under avsetningen av sedimentene, hvor enhetene under ca. 190 moh. viser antydning til en oppbygning mot ~øst, og de overliggende sedimentene indikerer en ~vestlig retning. Perioden da vinden formodentlig kom fra øst på lokalitet 2 kan tyde på at kildematerialet antagelig er breelvsedimenter også her, selv om området er kartlagt som tykke hav- og fjordavsetninger, samt torv og myr. Materialet avsatt i den undersøkte ryggen er etter alt å dømme av eolisk opprinnelse, enda lokaliteten er utenfor flygesandfeltet. At kun ett georadarprofil ble innsamlet på lokalitet 3 vanskeliggjør tolkningen av oppbygningen ut ifra kun disse resultatene. Det kan derfor ikke konkluderes annet enn at oppbygningsretning av den undersøkte delen av sanddynen tilsynelatende er i en ~sør-sørvestlig retning. På lokalitet 4 har refleksjonene i det langsgående og tverrgående georadarprofilet en tilsynelatende helning mot henholdsvis ØSØ og SSV, som indikerer at oppbygningen trolig hadde en sørlig eller sør-sørøstlig retning. Resultatene fra georadarundersøkelsene underbygger derfor hypotesen om at sanddynene ble avsatt i en sørgående retning. Imidlertid viser resultatene at vindretningen trolig var varierende lokalt, og avsetningsretningene er derfor ikke entydige.

Georadarresultatene viser også at de undersøkte sanddynene som befinner seg innenfor flygesandfeltet (lokalitet 1, 3 og 4) gjerne består av et ca. 3 m tykt lag med tilnærmet horisontale sedimenter som har en øvre grense omkring 197 – 200 moh. To tolkningsalternativer er mulige for dette horisontale beltet: alternativ 1 er at de horisontale til svakt hellende subparallele sedimentene tolkes som et eolisk sanddekke. Dette brer seg sannsynligvis over hele flygesandfeltet og omkranser eller underligger de ulike sanddynene. Alternativ 2 innebærer at de horisontale sedimentene er topplaget av breelvmaterialet, som gjerne karakteriseres av horisontale lag som følge av en deltautbygging opp til havnivået (se kapittel 2.2). Ifølge Longva & Thoresen (1989) er marin grense på Dal, som også gjelder hovedstudieområdet, ca. 200 moh. Dette underbygger derfor tolkningsalternativ 1 som antyder at de horisontale subparallele sedimentene er breelvvavsetningenes toppflate. Resultatene viser at landformene gjerne har en base omkring dette nivået (197 – 200 moh).

5.3 Sedimenter

Observasjonene gjort i forbindelse med de sedimentologiske loggene (kapittel 4.6.2.1 og 4.7.2.1) stemte godt overens med kornfordelingsanalysene utført på laboratoriet (kapittel 4.6.2.2 og 4.7.2.2), og gir en indikasjon på at kornstørrelsene i loggene er pålitelige. Det litostratigrafiske laget hvor prøve G4 (lokalitet 5) ble hentet fra ble i felt tolket til å være fin sand. I kornfordelingsanalysen kommer det fram at denne prøven består av like mye fin sand som middels sand, og kan derfor ansees som rimelig. I felt ble kornstørrelsen i prøve G5 (lokalitet 5) antatt å være middels sand, noe som også kom fram i kornfordelingsanalysen. Sedimentene fra prøve G6 (lokalitet 5) ble tolket til å ha en kornstørrelse som tilsvarer veldig fin sand, og stemmer godt med resultatene fra laboratoriet. Den tilsynelatende helningen mot sør-sørøst for de ulike lagene tyder på en oppbygning i denne retningen, men samtidig et snittet lokalisert på flanken av landformen og kan derfor ikke regnes som representativt for hele sanddynen.

For prøve G10 (lokalitet 6) ble kornstørrelsen i felt antatt å være midt mellom fin og veldig fin sand. Kornfordelingsanalysen viste at prøven inneholdt klart mest fin sand, men også en del veldig fin sand. Den tilsynelatende fallretningen på lagene viser en orientering mellom nord og nordøst. Det haugete sandterrenget i området viser imidlertid ingen klar oppbygning, og vindretningen kan ha vært vekslende.

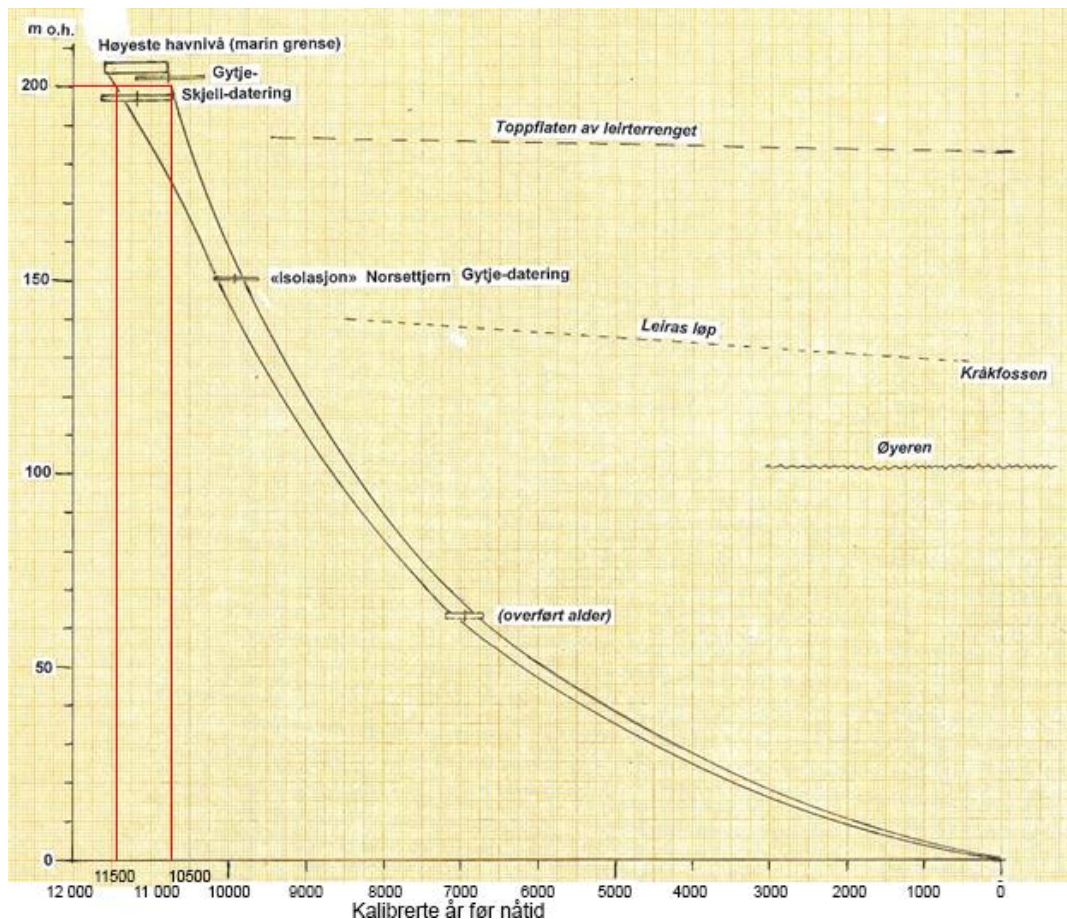
5.4 Sammenligning med andre lokaliteter

Flygesandfeltet ved Brattforsheden ble bygget opp over en periode på omtrent 2000 år, og startet like etter isavsmeltingen ca. 11 ka før nåtid (Alexanderson & Fabel 2015). En lignende alder er forventet å gjelde også på Aurmoen. Oppbygningen av dynefeltet på Brattforsheden varte imidlertid lenge etter vegetasjonen var etablert i området, og i tillegg ble deler av dynefeltet reaktivert for ca. 300 år siden, etter funn av fossilt jordsmonn i med overliggende eolisk materiale (Alexanderson & Fabel 2015). Etter alt å dømme viser verken georadarprofilene eller de sedimentologiske snittene fra flygesandfeltet på Aurmoen tegn til

slike reaktiveringsflater. Ellers har sanddynene ved Brattforsheden utviklet en oppbygning som er karakteristisk for flygesandfelter, med langstrakte, halvmåneformede til paraboliske dyner (Alexanderson & Fabel 2015). Området rundt Gardermoen viser ikke tegn til en slik tydelig utvikling, og er mer komplekst og sammensatt av flere ulike landformer. Dette kan henge sammen med at de underliggende avsetningene og den omkringliggende morfologien gjør at området er svært åpent. Av denne grunnen kan vinden spre seg over et bredere område, til forskjell fra for eksempel flygesandfelter som er lokalisert i dalområder. Dette er tilfellet for dynefeltene i Jømnadalen, som i likhet med Brattforsheden har en karakteristisk oppbygning av velutviklede paraboliske dyner avsatt i av paleovinder fra nord og nordvest (Klemsdal 2010; Alexanderson & Henriksen 2015). Disse sanddynene er datert til ca. 10 ka før nåtid, og antas å være noe yngre enn flygesandfeltet på Aurmoen grunnet den nordligere lokaliseringen.

5.5 Flygesandfeltets utviklingsforløp

I mangel på dateringer av det eoliske materialet på Aurmoen kan en tentativ øvre alder for oppbygningen av dynefeltet bestemmes ut ifra en strandforskyvningskurve fra området (Figur 5.3). Strandforskyvningskurven er utarbeidet for Hauersetervsetningen og vil nødvendigvis gi noe eldre aldre enn for Dalavsetningen. Imidlertid er det svært kort tid som skiller utbyggingen av de to breelvdeltaene, da disse er antatt å ha blitt avsatt med 50 – 60 års mellomrom (Longva 1987). Figur 5.3 kan derfor antas å grovt sett gjelde også for Dalavsetningen, med unntak av den marine grensen som ved Dal er ca. 200 moh. Det antas at vinderodringen i breelvmaterialet startet idet havnivået hadde sunket nok til at avsetningene ble tilstrekkelig tørre. Hvor lang tid denne prosessen tok er vanskelig å antyde, og maksimal alder av flygesanddynene forbindes derfor med den marine grensen ved 200 moh. Av Figur 5.3 kan det leses at nivået ved 200 moh. knyttes til en alder på ca. 11,4 – 10,75 kal. ka før nåtid, og kan videre tolkes som er maksimal alder på det undersøkte flygesandfeltet. Ved å sammenligne med den rekalkibrerte alderen på Hauersetervsetningen (se kapittel 2.2) på 10,8 – 10,7 kal. ka før nåtid, som nødvendigvis er eldre enn flygesandfeltet, kan en øvre alder settes ved 10,8 – 10,75 kal. ka før nåtid.



Figur 5.3: Foreløpig strandforskyvningskurve for Hauerseteravsetningen. Kurven er basert på en gytjedatering fra myr (bunnsediment – og pollenanalyse) like over marin grense (205 m o.h.), samt en skjelldatering (Longva & Thoresen 1989) og en gytjedatering fra Norsettjern (Longva et al. 1994, upublisert). «Overført alder» er ekstrapolert fra strandforskyvningskurven for Ski – Sørmarka. Røde vertikale streker markerer Framstilt av R. Sørensen (upublisert).

Videre var antagelig oppbygningen av flygesandfeltet en kortvarig prosess, sett i et geologisk perspektiv. Longva (1987) anslår en periode på 150 – 200 år med eolisk aktivitet etter at området ble isfritt og landhevningen blottla områdene over havnivået. Både paraboliske, longitudinale og transverse dyner er kartlagt og viser derfor et mangfold av ulike flygesanddyner. I den vestlige delen av sanddynefeltet kan disse ha blitt avsatt hovedsakelig fra nord-nordvest mot sør-sørøst, med hensyn til formen på de paraboliske dynene. Den østlige delen har antydning til en avsetning fra nord mot sør, av samme grunn.

5 cm fra bunnen av en myr ved Rud Øde (også kalt Øde Rud) er det registrert pollen fra både pionervegetasjon og en fase med åpen bjørkeskog, gjerne lignende dagens fjellbjørkeskoger

(Høeg 1997). Dette partiet er datert til ca. 10,4 kal. ka før nåtid (9240 ± 90 ^{14}C -år før nåtid) (Høeg 1997). Rud Øde ligger like utenfor Hauerseeteravsetningen, ca. 3 km vest for Aurtjern og bør i teorien derfor være noe eldre enn breelvdeltaet. Det organiske materialet bruker for øvrig en tid på å etablere seg, og derfor gir dateringen på 10,4 kal. ka før nåtid en pålitelig alder. Skogen var antagelig ikke den eneste av sitt slag på denne tiden, men kan ha vært spredt over store deler av Øvre Romerike. Pollenanalyser fra andre lokaliteter i området er imidlertid for unge til å dokumentere dette (Høeg 1997), og kan derfor ikke konkluderes med sikkerhet. Men om denne antagelsen er korrekt, vil for øvrig dette tilsi at flygesanddynene formodentlig var blitt stabilisert innen denne tiden, og markerer derfor en nedre alder for de eoliske avsetningene.

6 Konklusjon

- Benyttelsen av LiDAR-data til geomorfologisk kartlegging er relativt ny, og har vist seg å være et verdifullt verktøy i karakteriseringen av sanddyner og paleovindretning i studieområdet på Aurmoen.
- Sanddynefeltet domineres av parabolske sanddyner, samt longitudinale og transverse dyner.
- Formen på de parabolske dynene gir antydning til en todelt paleovindretning under oppbygningen av flygesandfeltet. Dette innebærer en tilsynelatende paleovindretning fra nord-nordvest i den vestlige delen, og fra nord i den østlige delen av feltet.
- Fraværet av reaktiveringsflater på de undersøkte lokalitetene tyder på at dynedannelsen antagelig var en relativt kortvarig hendelse.
- Sanddynene antas å ha blitt dannet i løpet av 150 – 200 år (Longva 1987), innenfor tidsrommet 10,8 – 10,4 ka før nåtid. Dette innebærer tidsrommet etter området ble isfritt og breelvsedimentene ble avsatt, mens vinden fra den nærliggende innlandsisen i nord kunne erodere i breelvmaterialet før vegetasjonen ble etablert for fullt.

7 Forslag til videre undersøkelser

- LiDAR-data ble anskaffet relativt sent i prosessen av dette studiet. Til senere forskningsarbeid anbefales det å benytte LiDAR og DTM-modeller aktivt i oppstartfasen av prosjektet, blant annet for planleggingen av eventuelt feltarbeid.
- Et av kriteriene for valg av lokaliteter som skulle undersøkes med georadar var at områder med tett vegetasjon burde unngås, med hensyn til kvalitet på posisjons- og høydedata. Antagelig er det lite som kan gjøres for å bedre kvaliteten på førstnevnte, men det har imidlertid blitt erfart at høydedata kan korrigeres ved bruk av LiDAR og likevel gi tilfredsstillende resultater.
- Generelt er det et stort potensiale for innsamling av flere georadarprofiler og dermed gi en bedre tolkning av dynenes struktur og oppbygning. Dette inkluderer opptak med et større penetrasjonsdyp, eksempelvis 50 MHz, gjerne kombinert med opptak på 200 MHz for en økt oppløsning nærmere overflaten.
- Flere OSL- og sedimentprøver bør også samles inn, for å kunne se en korrelasjon mellom de ulike prøvene. I tillegg bør det tas sedimentprøver fra kildematerialet (breevlmaterialet) for å kunne gi en sammenligning av kornfordelingsanalysen av de to løsmassetypene.
- For å kunne gi en tolkning av om det eoliske materialet er kort- eller langtransportert vil en SEM-undersøkelse («scanning electron microscope») være fordelaktig, for å kunne se i hvilken grad kvartskornene er formet og slitt.
- Alt det ovennevnte bør også utføres i flygesandfeltet ved Li.

8 Referanser

- Alexanderson, H. (2007). Brattforsheden. Vad sanden kan berätta om dess historia. Stockholms universitet.
- Alexanderson, H., & Fabel, D. (2015). Holocene Chronology of the Brattforsheden Delta and Inland Dune Field, SW Sweden. *Geochronometria*, 42(1), 1-16.
- Alexanderson, H., Henriksen, M. (2015). A short-lived aeolian event during the Early Holocene in southeastern Norway. *Elsevier*.
- Andersen, B. (2000). *Istider i Norge: Landskap formet av istidenes breer*. Universitetsforlaget, Oslo
- Annan, A. P. (2003). Ground Penetrating Radar. Principles, Procedures & Applications. *Sensors & Software Inc*.
- Annan, A. P. (2009). Electromagnetic Principles of Ground Penetrating Radar. I: Jol, H. M. (red.): Ground Penetrating Radar: Theory and Applications. *Elsevier*, pp. 3-37.
- Bargel, T. (2005). Spor etter istiden i Oslo og Akershus. *Gråsteinen*, Vol 10 (trykt utg.), Norges geologiske undersøkelse, Trondheim.
- Bennett, A. T. (2015). *Exploring Reality Computing for Civil Infrastructure*. Tilgjengelig fra: <https://informedinfrastructure.com/12620/reality-computing-for-civil-infrastructure> (lest 25.04.16).
- Boggs, S. (2001). *Principles of sedimentology and stratigraphy* (3. utg.). Prentice Hall, New Jersey.
- Brandrud, T.E. & Bendiksen, E. (2014). Sandfurskog og sandfuru-skogsopper. Viktige områder for biologisk mangfold. *NINA Rapport* 1042.
- Bristow, C. S. (2009). Ground penetrating radar in aeolian dune sands. I: Jol, H. M. (red.): Ground Penetrating Radar: Theory and Applications. *Elsevier*, pp. 273–297.
- Bronk Ramsey, C. (2009). Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon*, 51(1), 337-360. Tilgjengelig fra: <https://c14.arch.ox.ac.uk/oxcal/OxCal.html> (lest 25.04.16).

- Carlson, A. E., Winsor, K. (2012). Northern Hemisphere ice-sheet responses to past climate warming. *Nature Geoscience*, 5(9), 607.
- Dowling, T.P.F., Alexanderson, H., Møller, P. (2013). The new high-resolution LiDAR digital height model ('Ny Nationell Høydmodell') and its application to Swedish Quaternary geomorphology. *GFF* 135, 145e151
- Fredin, O., Bergstrøm, B., Eilertsen, R., Hansen, L., Longva, O., Nesje, A. & Sveian, H. (2013). Glacial landforms and Quaternary landscape development in Norway. I: Olsen, L., Fredin, O. & Olesen, O. (red.): Quaternary geology of Norway. Norges geologiske undersøkelse, *Special Publication*, 13: 5-25.
- Grinderud (2008). GIS: Geografiens språk i vår tidsalder. Tapir akademisk forlag, Trondheim.
- Holtedahl, O. (1953). Norges geologi (Bind II). Aschehoug, Oslo.
- Hughes, A. L. C., Gyllencreutz, R., Lohne, Ø. S., Mangerud, J., Svedsen, J. I. (2016). The last Eurasian ice sheets – a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1. *Boreas*, Vol. 45, pp. 1–45.
- Høeg, H. I (1997). Pollenanalytiske undersøkelser på Øvre Romerike. Ullensaker og Nannestad i Akershus fylke. Gardermoprojektet. *Varia* nr. 46, Universitetets Oldsaksamling.
- Jørgensen, P., Sørensen, R. & Haldorsen, S. (1997). Kvartærgeologi. *Landbruksforlaget*, Oslo.
- Kartverket (2015a). *Nasjonal detaljert høydmodell, beskrivelse av pilotprosjektet*. Tilgjengelig fra: <http://kartverket.no/Prosjekter/Nasjonal-detaljert-hoydemodell/Beskrivelse-av-pilotprosjektet> (lest 24.04.16).
- Kartverket (2015b). *Laserskanning*. Tilgjengelig fra: <http://www.kartverket.no/Kart/Laserskanning> (lest 25.04.16).
- Kartverket (2016a). *Åpne WMS tjenester*. Tilgjengelig fra: <http://status.kartverket.no/tjenester/openwms.py> (lest 18.04.16).
- Kartverket (2016b). *Posisjonstjenester, CPOS*. Tilgjengelig fra: <http://kartverket.no/Posisjonstjenester/CPOS> (lest 07.01.16).

- Klemsdal, T. (1969). Eolian Forms in Parts of Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift* 23: 49–66.
- Klemsdal, T. (2010). The eolian landforms and sediment in the valley of River Jømna, east of Elverum, south-east Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift* 64 (2), 94-104.
- Longva, O. (1987). Ullensaker 1915 II. Beskrivelse til kvartærgeologisk kart - M 1:50,000 (med fargetrykt kart). *Norges geologiske undersøkelse Skrifter* 76, 1-39.
- Longva, O. & Thoresen, M. K. (1989). The age of the Hauer seter delta. *Norsk Geologisk Tidsskrift, Vol. 69*, pp. 131-134.
- Longva, O., Hafsten, U., Haugane, E. & Solli, A. (1994). The Romerike Silt Bed; Flood deposits from the catastrophic drainage of Preboreal glacial lake Nedere Glomsjø, SE Norway. *I: Longva, O. Flood deposits and erosional features from the catastrophic drainage of Preboreal glacial lake Nedre Glåmsjø, SE Norway*. Upublisert doktorgradavhandling, Geologisk institutt, Universitetet i Bergen.
- Mangerud, J., Gyllencreutz, R., Lohne, Ø. & Svendsen, J. I. (2011). Glacial history of Norway. I Ehlers, J., Gibbard, P. & Hughes, P. D. (red.): *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology: A Closer Look*, 279–298. *Elsevier*.
- 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, rapport nr. 94.024, Trondheim.
- Mulder, V. L., de Bruin, S., Schaepman, M. E. & Mayr, T. R. (2011). The use of remote sensing in soil and terrain mapping - A review. *Geoderma*, 162 (1–2): 1-19.
- Neal, A. (2004). Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. *Earth-Science Reviews* 66, 261-330.
- Norge Geologiske Undersøkelser. (2016). *Karttjenester*. Tilgjengelig fra: <http://www.ngu.no/emne/karttjenester> (lest 20.04.16).
- Pye, K. & Tsoar, H. (1990). Aeolian sand and sand dunes, *Unwin Hyman*, London.
- Reimer, P. J., Baillie, M. G. L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., Buck, C. E., Burr, G. S., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Hajdas, I., Heaton, T. J., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kaiser, K. F., Kromer, B.,

- McCormac, F. G., Manning, S. W., Reimer, R. W., Richards, D. A., Southon, J. R., Talamo, S., Turney, C. S. M., van der Plicht, J., Weyhenmeyer, C. E. (2009). IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 51(4): 1111–50.
- Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., Buck, C. E., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Hafliðason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T. J., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kaiser, K. F., Kromer, B., Manning, S. W., Reimer, R. W., Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Turney, C. S. M., van der Plicht, J. (2013). Selection and treatment of data for radiocarbon calibration: an update to the International Calibration (IntCal) criteria. *Radiocarbon* 55(4).
- Sensors & Software Inc. (1996). pulseEKKO 100 Run – User’s Guide, Version 1.2.
- Sensors & Software Inc. (2015a). *pulseEKKO PRO Brochure*. Tilgjengelig fra: <http://www.sensoft.ca/Sensoft/media/Brochures/pulseEKKO-PRO-Brochure.pdf> (lest 05.01.16)
- Sensors & Software Inc. (2015b). EKKO_Project with Processing, Bridge Deck Condition and Pavement Structure Modules. User’s Guide.
- Sensors & Software Inc. (2016). EKKO_Project LineView & Interpretation Modules. User’s Guide.
- Seppälä, M. (1972). Location, Morphology and Orientation of Inland Dunes in Northern Sweden. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography* 54: 85–104.
- Seppälä, M. (2004). Wind as a Geomorphologic Agent in Cold Climates. *Cambridge University Press*, Cambridge.
- Siegert, M., Dowdeswell, J., Svendsen, J., & Elverhøi, A. (2002). The Eurasian Arctic During the Last Ice Age: A vast ice sheet once covered the Barents Sea. Its sudden disappearance 100 centuries ago provides a lesson about western Antarctica today. *American Scientist*, 90(1), 32-39.
- Sigmond, E. M. O., Bryhni, I. & Jorde, K. (2013). Norsk geologisk ordbok. *Akademika Forlag*, Trondheim.

- Smith, M. J. & Clark, C. D. (2005). Methods for the visualization of digital elevation models for landform mapping. *Earth Surface Processes and Landforms*, 30 (7): 885-900.
- Store Norske Leksikon (2016). *Asimut*. Tilgjengelig fra: <https://snl.no/asimut> (lest 05.05.16).
- Stuiver, M., & Reimer, P. J. (1993). Extended C-14 Data-Base and Revised Calib 3.0 C-14 Age Calibration Program. *Radiocarbon*, 35(1), 215-230.
- Sunding, P. & Sunding, A.M. (1982). *Ville vekster i Norge og våre naboland*. Schibsted, Oslo.
- Svendsen, J. I., Alexanderson, H., Astakhov, V. I., Demidov, I., Dowdeswell, J. A., Funder, S., Gataullin, V., Henriksen, M., Hjort, C., Houmark-Nielsen, M., Hubberten, H. W., Ingolfsson, O., Jakobsson, M., Kjaer, K. H., Larsen, E., Lokrantz, H., Lunkka, J. P., Lysa, A., Mangerud, J., Matiouchkov, A., Murray, A., Moller, P., Niessen, F., Nikolskaya, O., Polyak, L., Saarnisto, M., Siegert, C., Siegert, M. J., Spielhagen, R. F. & Stein, R. (2004). Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia. *Quaternary Science Reviews* 23, 1229–1271.
- Sørensen, R. (1979). Late Weichselian deglaciation in the Oslofjord area, South Norway. *Boreas* 8, 241-246.
- Sørensen, R. (red.) 1982. NORDQUA-Ekskursjon 1982. Preboreal - Boreal isavsmelting i Sørøst-Norge. Institutt for geologi, Norges Landbrukshøgskole, Ås. Rapport nr 17: 1 - 68.
- Sørensen, R. (1983). Glacial deposits in the Oslofjord area. In Ehlers, J. (Ed.): *Glacial Deposits in North-west Europe*, pp. 19-27. Rotterdam.
- Sørensen, R. (1996). Romerikes geologi. *Særtrykk av: Det Norske Vitenskapsakademi. Årbok 1996, side 127-133*. Institutt for jord- og vannfag, Norges landbrukshøgskole, Ås.
- Sørensen, R. (u. å.): Foreløpig strandforskyvningskurve for Gardermoen.
- Tuttle, K. J., Østmo, S. R. & Andersen, B. G. (1997). Quantitative study of the distributary braidplain of the Preboreal ice-contact Gardermoen delta complex, southeastern Norway. *Boreas*, Vol. 26, pp. 141 - 156. Oslo.
- Vorren, T. O. & Mangerud, J. (2013). Istider kommer og går. I: Ramberg, I. B., Bryhni, I. & Nøttvedt, A (red.): *Landet blir til. Norges geologi*, 2. utg. Norsk geologisk forening, Trondheim.

- Vorren, T. O., Mangerud, J., Blikra, L. H., Nesje, A. & Sveian, H. (2013). Norge av i dag trer fram. I: Ramberg, I. B., Bryhni, I. & Nøttvedt, A (red.): *Landet blir til. Norges geologi*, 2. utg. Norsk geologisk forening, Trondheim.
- Warren, A. (2013). *Dunes: Dynamics, morphology, history*. Wiley-Blackwell, West Sussex
- Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J.C., McManus J.F., Lambeck, K., Balbon, E., Labracherie, M. (2001). Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quaternary Science Reviews* 21 (2002) 295–305.
- Yokoyama, Y., Lambeck, K., De Deckker, P., Johnston, P. & Fifield, K. L. (2001). Correction: Timing of the Last Glacial Maximum from observed sea-level minima. *Nature*, 412(6842), 99.
- Østmo, S. R. (1976). Gardermoen, kvartærgeologisk kart CQR O51052-20. *Norges geologiske undersøkelse*.
- Østmo, S. R. & Olsen K. S. (1979). Steingård, kvartærgeologisk kart CQR O53054-20, *Norges geologiske undersøkelse*.

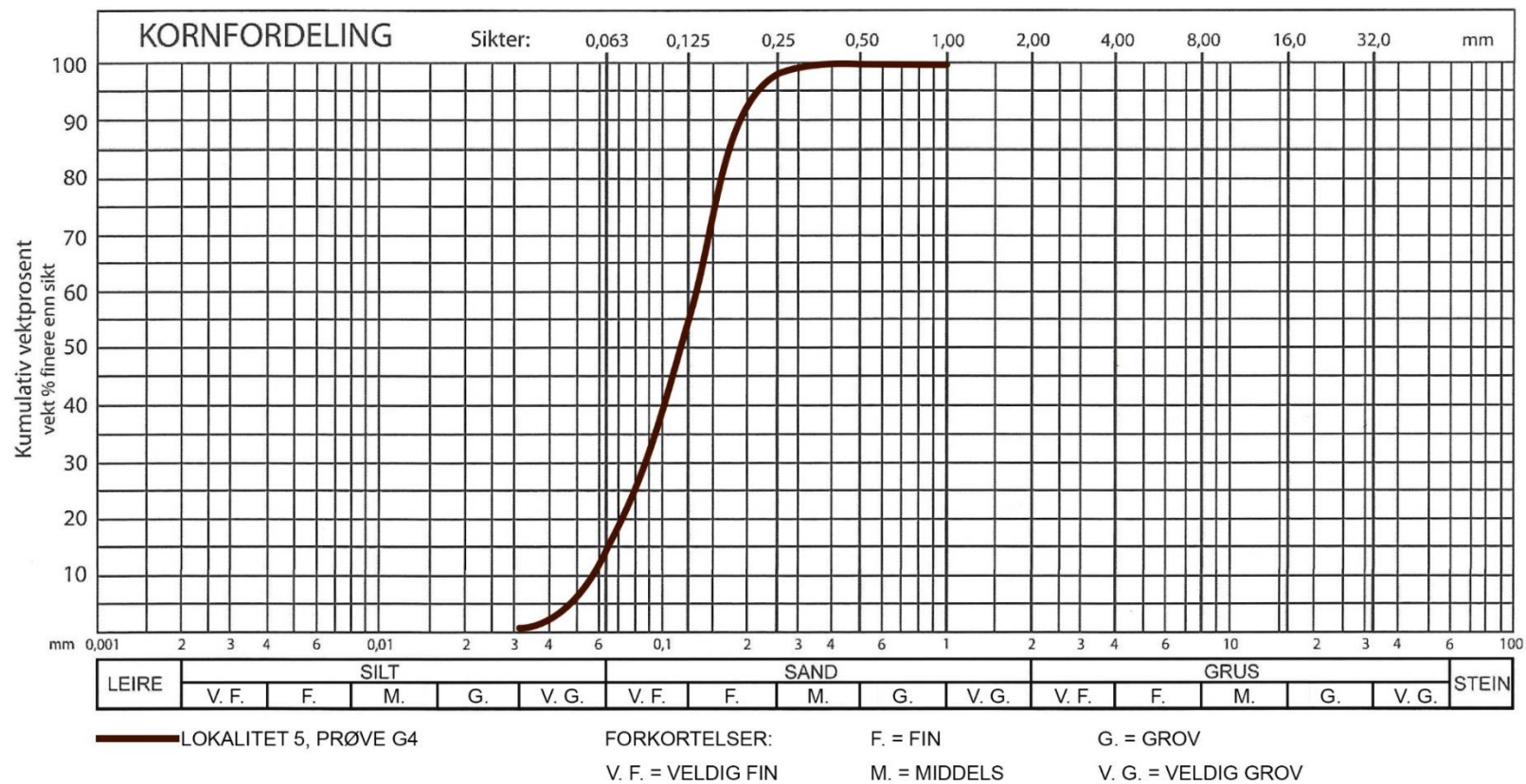
Vedlegg 1 – Kornfordelingsanalyse av eolisk materiale

Lokalitet 5, prøve G4

Prøve G4, 09.10.2015, rådata fra tørrsiktning.

Terminologi	Str. sikt (mm)	Vekt (g)	Del %	Kum. %	Merknader
Veldig fin grus	2	0.0	0.0	100.0	
Veldig grov sand	1	0.1	0.0	100.0	Noen korn
Grov sand	0.5	9.5	2.3	100.0	
Middels sand	0.25	171.5	41.5	97.7	
Fin sand	0.125	169.5	41.1	56.1	
Veldig fin sand	0.063	55.8	13.5	15.1	
Slam (silt/leir)	<0,063	6.5	1.6	1.6	
Kontrollvekt (g)	Total vekt	412.9	100.0		
414.7	Svinn	1.8	0.4		

Prøve G4, 09.10.2015, kornfordelingskurve

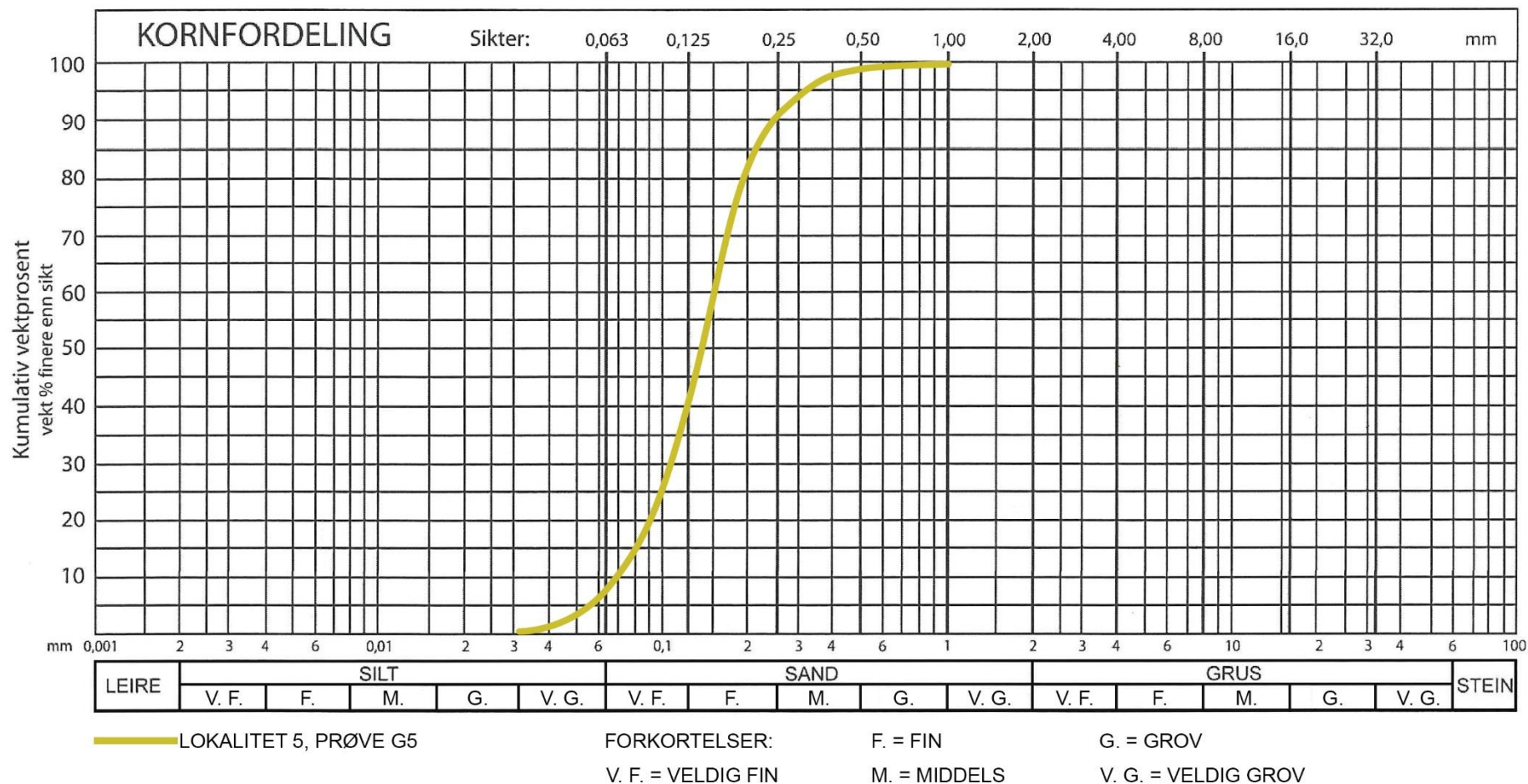


Lokalitet 5, prøve G5

Prøve G5, 09.10.2015, rådata fra tørrsikting.

Terminologi	Str. sikt (mm)	Vekt (g)	Del %	Kum. %	Merknader
Veldig fin grus	2	0.0	0.0	100.0	Et par korn, men <0,1 g
Veldig grov sand	1	3.4	0.9	100.0	
Grov sand	0.5	31.2	7.9	99.1	
Middels sand	0.25	192.3	48.4	91.3	
Fin sand	0.125	135.7	34.2	42.8	
Veldig fin sand	0.063	29.8	7.5	8.7	
Slam (silt/leir)	<0,063	4.6	1.2	1.2	
Kontrollvekt (g)	Total vekt	397.0	100.0		
398.4	Svinn	1.4	0.4		

Prøve G5, 09.10.2015, kornfordelingskurve

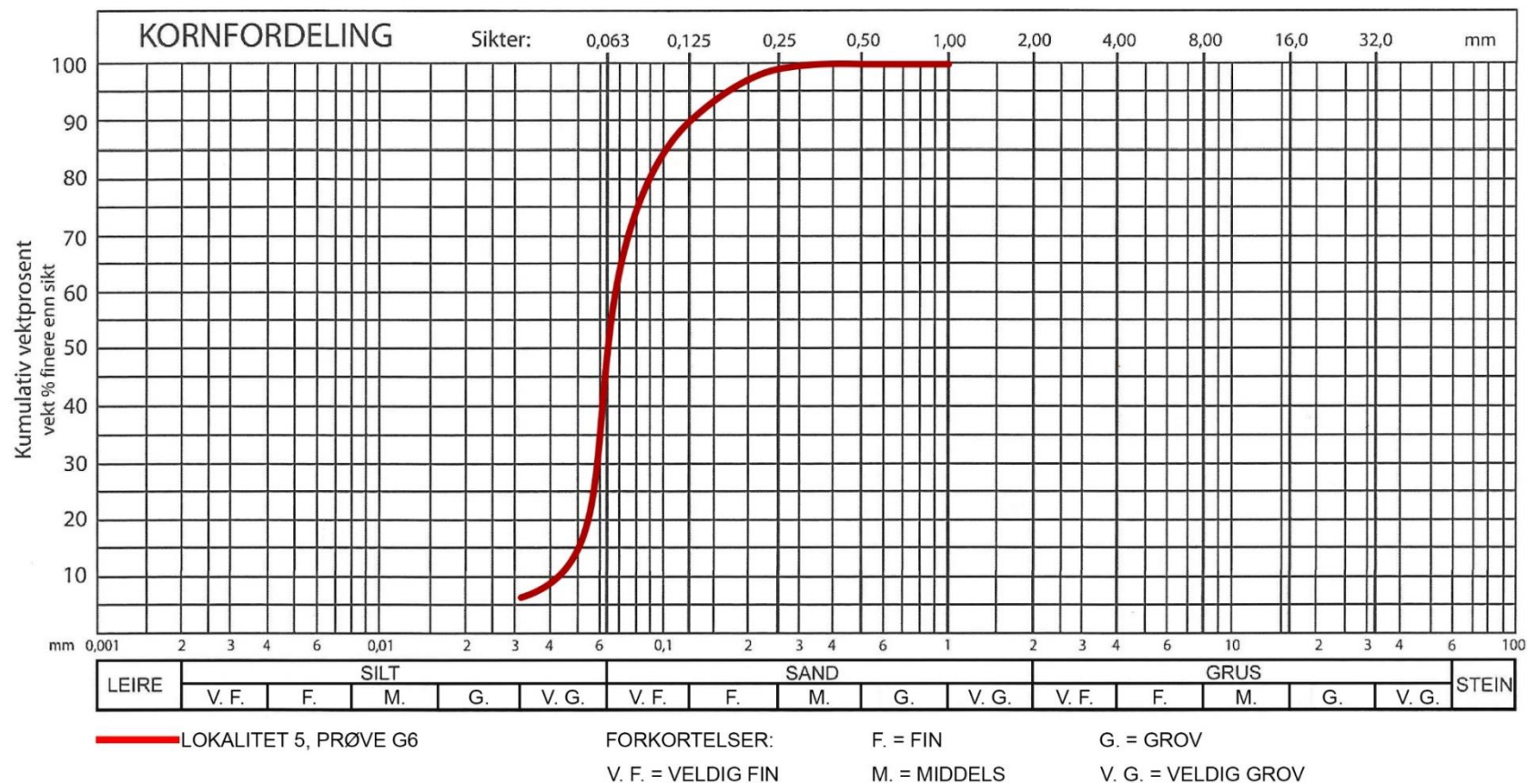


Lokalitet 5, prøve G6

Prøve G6, 09.10.2015,, rådata fra tørrsiktning.

Terminologi	Str. sikt (mm)	Vekt (g)	Del %	Kum. %	Merknader
Veldig fin grus	2	0.0	0.0	100.0	
Veldig grov sand	1	0.0	0.0	100.0	Noen korn, men <0,1 g
Grov sand	0.5	1.2	0.4	100.0	
Middels sand	0.25	30.0	9.4	99.6	
Fin sand	0.125	117.4	37.0	90.2	
Veldig fin sand	0.063	148.0	46.6	53.2	
Slam (silt/leir)	<0,063	21.0	6.6	6.6	
Kontrollvekt (g)	Total vekt	317.6	100.0		
318.8	Svinn	1.2	0.4		

Prøve G6, 09.10.2015, kornfordelingskurve



Lokalitet 6, prøve G10

Prøve G10, 19.11.2015, rådata fra tørrsiktning

Terminologi	Str. sikt (mm)	Vekt (g)	Del %	Kum. %	Merknader
Veldig fin grus	2	0.0	0.0	100.0	
Veldig grov sand	1	0.0	0.0	100.0	Et par korn, men <0,1 g
Grov sand	0.5	0.1	0.0	100.0	
Middels sand	0.25	26.3	9.6	100.0	
Fin sand	0.125	190.9	70.0	90.3	
Veldig fin sand	0.063	51.1	18.7	20.3	
Slam (silt/leir)	<0,063	4.2	1.5	1.5	
Kontrollvekt (g)	Total vekt	272.6	100.0		
273.6	Svinn	1.0	0.4		

Prøve G10, 19.11.2015, kornfordelingskurve

