

Holosen eolisk aktivitet og havnivåendringer registrert i kystnære dynefelt og i myrområder ved Bø, Engeløya, Nordland



Masteroppgave i Naturgeografi

Geir Gudmestad



Institutt for geografi
Universitetet i Bergen

Mai 2019

Forord

Aller først vil jeg takke min hovedveileder Pål Ringkjøb Nielsen og biveileder Svein Olaf Dahl for super hjelp og veiledning når det har vært behov for det gjennom disse to årene som masterstudent. De har alltid kommet med gode innspill og råd om hva som burde vært gjort anderledes.

Vil også takke Endre Snørteland og Mats Heiberg som jeg reiste og bodde sammen med i nesten 3 uker i Steigen. De var med på å gjøre oppholde i Nordland til en fin opplevelse, og feltarbeidet ville vært kjedelig å gjennomføre alene. Pappa Snørteland skal også takkes for at vi fikk låne bilen hans til Steigen.

En takk rettes også til alle mine medstudenter som har vært med på å gjøre mange grå dager på lesesalen lysere. Dere har hjulpet med mye godt humør som har hjulpet på motivasjonen i travle innleveringstider.

Til slutt vil jeg takke familien for å alltid støtte meg i alt, og stiller opp når det trengs. Hadde ikke vært mulig å gjennomføre studiene uten deres hjelp.

Bergen, mai 2019

Geir Gudmestad

Sammendrag

I et forsøk på å si noe om hvordan eolisk aktivitet og havnivå har endret seg gjennom holosen ved Bø, Engeløya, Steigen er det gjennomført en kvartærgeologisk kartlegging av området. Hensikten er å gjøre rede for utbredelsen til de ulike avsetningene og deres betydning for den holosene landskapsutviklingen. Tolkningen av avsetningene ble gjort basert på avsetningenes sedimentologiske egenskaper. I tillegg er det tatt flere prøver av paleosoler som har blitt aldersdatert, disse kan være med å gi en forståelse av når enkelte avsetninger ble avsatt.

Feltobservasjoner og studie av flyfoto viser til havregresjon gjennom hele holosen som har variert i styrke. Det har vært to markante nedbremsinger av havregresjonen, som vises i landskapet som store strandvoller. Den første heter yngre dryas som varte fra 12 900 til 11 600 kal. år BP, og den andre heter Tapestransgresjonen som var på sitt maksimale for omtrent 6800 kal. år BP.

Eoliske avsetninger finnes nesten over hele feltområdet, og mye ble avsatt som et «teppe» over eldre sedimenter etter hvert som havet trakk seg tilbake. Det er registrert eolisk aktivitet mellom 5630 og 4830 kal. år BP rett ovenfor Tapestransgresjonen. Det er også registrert flyvesandsaktivitet rundt den lille istid.

Innholdsfortegnelse

Forord	3
Sammendrag	4
Innholdsfortegnelse	Error! Bookmark not defined.
1 Introduksjon	7
2 Områdebeskrivelse	8
2.1 <i>Geografi og topografi</i>	8
2.2 <i>Geologi</i>	9
2.2.1 <i>Berggrunn</i>	9
2.2.2 <i>Løsmasser</i>	10
2.3 <i>Paleoklima, havnivåendringer og dagens klima</i>	11
2.3.1 <i>Holosene klimavariasjoner og havnivåendringer</i>	11
2.3.2 <i>Dagens klima</i>	13
3 Flyvesand	17
3.1 <i>Klassifisering av eoliske avsetninger</i>	17
3.1.1 <i>Kildeområde</i>	17
3.1.2 <i>Transportformer</i>	18
3.2 <i>Strandsone og sanddynedannelse</i>	20
3.2.1 <i>Sandstrand</i>	20
3.2.2 <i>Fordyner</i>	21
3.2.3 <i>Sekundære dyner</i>	22
3.2.4 <i>Etablerte dyner</i>	22
3.3 <i>Drivkreftene bak flyvesandstransport</i>	23
3.3.1 <i>North Atlantic Oscillation og Artic Oscillation</i>	24
3.3.2 <i>Artic Oscillation</i>	24
3.3.3 <i>Polare lavtrykk</i>	25
4 Metode	26
4.1 <i>Kvartærgeologisk kart og kvartærgeologisk kartlegging</i>	26
4.2 <i>Logging av snitt, sedimentkornanalyse og beskrivelse av sedimentære parametere</i>	27
4.3 <i>Studie av flyfoto og historiske bilder</i>	29
4.4 <i>Radiokarbondatering</i>	30
5 Resultat	33

5.1	<i>Kvartærgeologisk kartlegging</i>	33
5.1.1	Marine strandavsetninger.....	36
5.1.2	Eoliske avsetninger	54
5.1.3	Morenemateriale	66
5.1.4	Myr/torv.....	67
5.2	<i>Radiokarbondatering</i>	72
6	Diskusjon	74
6.1	<i>Havnivå gjennom holosen og lokalisering av Tapestransgresjonen</i>	74
6.2	<i>Eolisk aktivitet</i>	77
6.2.1	Eoliske avsetninger over Tapes strandlinjen	77
6.2.2	Eoliske avsetninger ved eller under Tapes strandlinjen	79
6.3	<i>Flyvesandsaktivitet ved dagens strand</i>	80
7	Konklusjon	83
7.1	<i>Forslag til videre arbeid</i>	84
	Referanser	85

1 Introduksjon

Studien som presenteres i denne masteroppgaven tar for seg eolisk aktivitet og havnivåendringer gjennom holosen ved Bø på Engeløya, Nordland. Eoliske avsetninger kan brukes som en proxy for å si noe om stormvariasjoner, som igjen kan være med å forstå tidligere klima. Kysten av Norge blir ofte truffet av ekstremvær som sender kraftige stormer innover land, og kan føre til store materielle og økonomiske skader. Det er vanskelig å spå langsiktige trender i stormmønsteret, men det siste århundre har vært karakterisert ved en økning i vinterstormer i nordøstlige deler av Atlanterhavet (Wang et al, 2009).

I arbeidet med denne oppgaven er det gjennomført en kvartærgeologisk kartlegging av feltområdet (Figur 1.1). Flere dateringsprøver av paleosoler er tatt ved forskjellige lokaliteter for å si noe om perioder med stabilt klima i tidligere deler av holosen. Følgende problemstilling og underproblemstilling er formulert:

Hovedproblemstilling

- Hvordan har eolisk aktivitet og havnivåendringer registrert i kystnære dynefelt og i myrområder ved Bø, Engeløya, Nordland endret seg gjennom holosen?

Underproblemstillinger

- Er det mulig å finne spor etter Tapestransgresjonen i feltområdet, og i så fall hvilken høyde over havet finner vi denne?
- Er det mulig å se spor etter flyvesands aktivitet i nyere tid?

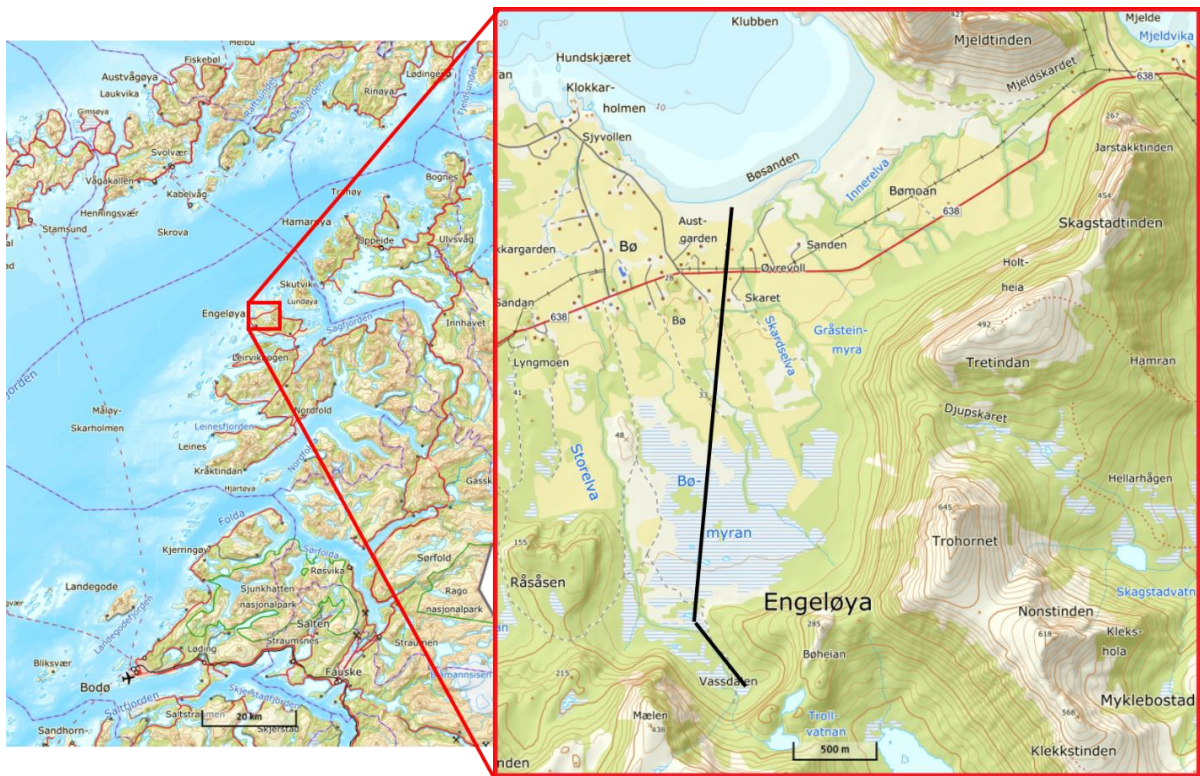
For å besvare problemstillingene er de forskjellige avsetningsformene i feltområdet sin sedimentologi kartlagt gjennom 3 ukers feltarbeid i august 2018, studie av flybilder og radiokarbondateringer. I denne oppgaven vil det først gis en områdebeskrivelse av feltområdet, før relevant teori om eoliske prosesser blir presentert i et eget kapittel. I metodekapittelet forklares det hvordan data fra resultatkapittelet ble samlet inn, før resultatene blir diskutert opp mot problemstillingene presentert ovenfor.

2 Områdebeskrivelse

I dette kapittelet blir feltområdet geografiske plassering, topografi, berggrunnsgeologi, klimatiske forhold og deglasiasjonsforløp presentert. Kunnskap om alle disse faktorene er viktige for å kunne forstå transporten av flyvesand og den generelle forståelsen av andre avsetninger i feltområdet.

2.1 Geografi og topografi

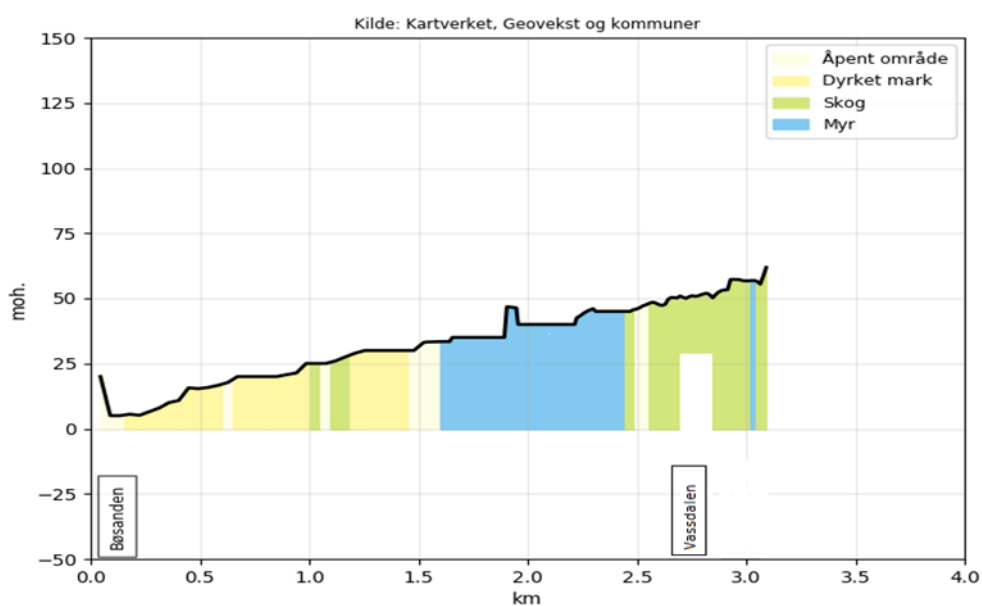
Feltområdet er lokalisert på Bø, som ligger helt nord på Engeløya i Steigen kommune. Engeløya er den nordvestligste øya sør for den åpne Vestfjorden. Feltområdet strekker seg omtrent 3 km fra Bøsanden helt nord til Vassdalen helt sør i feltområdet (Figur 2.1). Selve feltområdet har lavt relieff. Fra Bøsanden som ligger ved havnivå stiger det jevnt til Vassdalen som ligger rundt 55 m o.h. (Figur 2.2). I sør og sørøst er feltområdet avgrenset av fjellene Prestekonetinden (646 moh.), Bøheian (285 moh.), Trohornet (645 moh.) og Tretindan (492 moh.)



Figur 2.1: Studieområdet omfatter områdene fra Bøsanden og sørover til Vassdalen på Engeløya i Steigen kommune, Nordland. Den blå linjen markerer retningen på lengdeprofilen vist i figur 2.2 Kart er hentet fra norgeskart.no (Kartverket, 2019)

Området rundt Bø er dominert av aktivt jordbruk som er dyrket på store sandavsetninger som sammen med det lave relieffet gjør det svært gunstig for bøndene å drive jordbruk i dette området. For det meste drives det med husdyrhold, men det dyrkes også grønnsaker. Store deler av Bømyrane har blitt drenert med store maskingravde grøfter av bønder for å få mer dyrket mark.

Engeløya og Bø er et veldig populært turistmål som både tiltrekker seg internasjonale og nasjonale turister. Hovedgrunnen for dette er de flotte naturomgivelsene hvor man har de store kontrastene mellom hav/strand og de høye fjellene på en plass. I tillegg ligger en av Europas største kystfestning, Batterie Dietl som tyskerne bygde under andre verdenskrig, helt nord på øyen. Dette er i dag et mye besøkt museum.



Figur 2.2: Lengdeprofil av feltområdet fra Bøsandene i nord til Vassdalen i sør. Profilen er hentet fra norgeskart.no (Kartverket 2019)

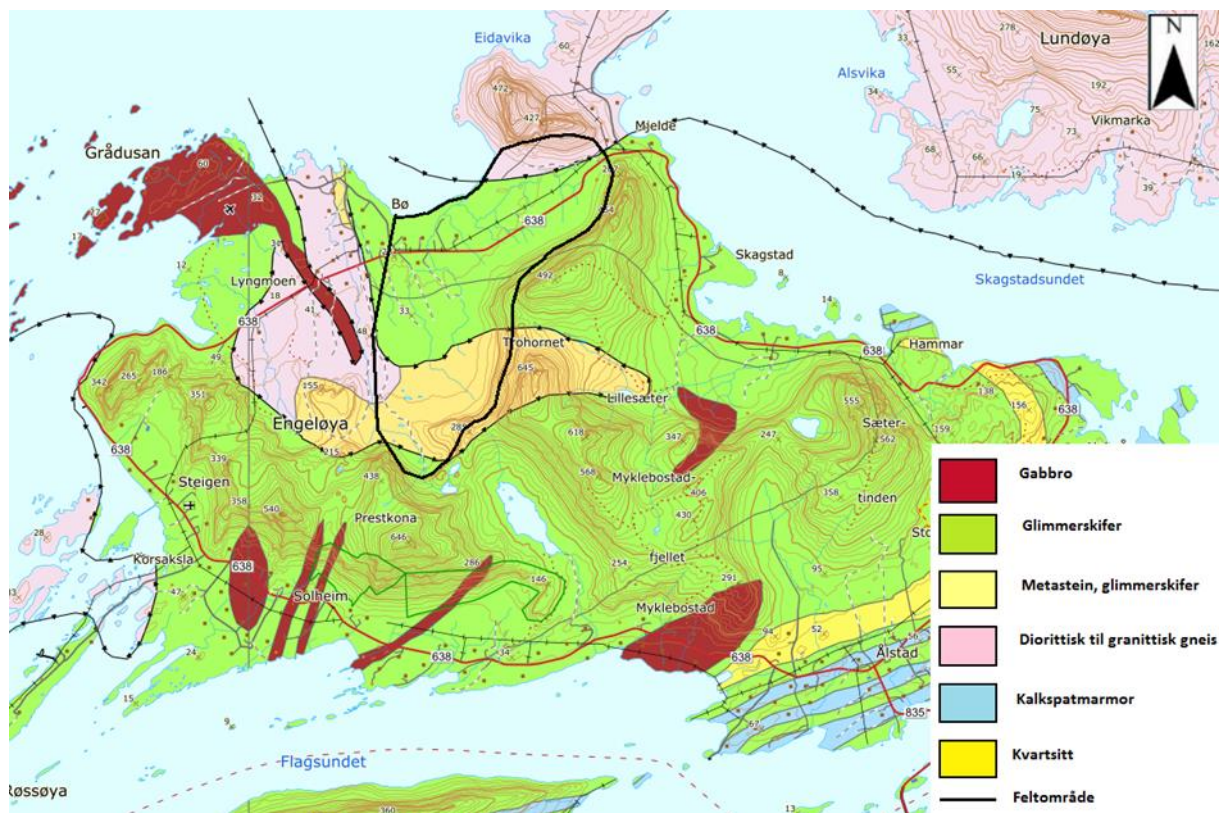
2.2 Geologi

2.2.1 Berggrunn

Berggrunnen på Engeløya består delvis av gabbro og granittisk gneis, men mest av omdannet sedimentære bergarter som glimmerskifer. Gabbroen og den granittiske gneisen er av prekambrisk opprinnelse, og er rundt 1880 – 1750 millioner år gamle (Nordgulen &

Andresen., 2013:90). Disse bergartene er stort sett lokalisert til Grådusan, Lyngmoen, Mjeldetinden og enkelte andre lokaliteter lengre sør på Engeløya (Figur 2.3).

Glimmerskifer, kalkspatmarmor og kvartsitt i området ble dannet under oppbyggingen av den kaledonske fjellkjeden, som skjedde for rundt 400–500 millioner år siden. Denne fjellkjeden ble dannet som et resultat av at den nordamerikanske kontinentplaten (Laurentia) drev mot den nordeuropeiske kontinentplaten (Baltika). Disse bergartene var opprinnelig sedimentære bergarter, men ble under kollisjonen utsatt for metamorfose (Nystuen, 2013:50)



Figur 2.3: Berggrunnskart over Engeløya. Feltområdet er markert i svart. Kart er hentet fra ngu.no/berggrunn. (NGU, 2019)

2.2.2 Løsmasser

Løsmassedekket på Engeløya er ganske omfattende, og er resultat av forskjellige prosesser. Der landformene er dannet ved glacial erosjon gjennom flere istider er løsmassedekket avsatt etter siste deglasiasjon. Forståelsen av løsmassedekket avhenger av kunnskap om deglasiasjonsforløpet og endringen i havnivå gjennom holosen. I følge Møller & Holmeslet (2002) er den marine grensen i dette området rundt 80 m. Under denne høyden finner vi dermed marine avsetninger. Det skandinaviske isdekket var på sitt største i sen-weichel (LGM) for omtrent 20 000 kalenderår siden. Vannstanden i verdenshavene var antagelig rundt 100 m lavere enn i dag siden så mye vann var bundet opp til is verden over (Fjellstad &

Møller, 1987:17). Etter hvert som isen begynte å smelte begynte også verdenshavene og å stige gradvis, noe som kalles glacial-eustasi. Det oppstod da en transgresjon hvor havene oversvømmet landoverflaten. Ved nedsmeltingen av innlandsisen minsket det enorme trykket som lå på den nedpressete jordskorpen, som gradvis begynte å heve seg som følge av isostasi, og det oppstod med tiden en regresjon hvor landoverflaten gradvis steg opp fra havet (Fjellstad & Møller, 1987:17). Det er under denne regresjonen de marine avsetningene på Engeløya ble avsatt. Flere stormer og kraftige vinder har ved flere anledninger i ettertid transportert noe av denne sanden videre og dannet eoliske avsetninger. De marine sedimentene er kalkrike som gjør Bø og Engeløya til et bra jordbruksområde.

Avsetningene som er avsatt over den marine grensen består av mer grovere materiale som stammer fra forvitring og skredjord. Skredmaterialet stammer fra flere steinsprang som har samlet seg i flere urer. Siden disse avsetningene har noe med eolisk aktivitet og havnivå endringer vil slike avsetninger bli nedprioritert videre i denne oppgaven. NGU har kalkulert marin grense rundt Engeløya til å være rundt 90 m, mens ifølge Møller & Holmeslet (2002) har kalkulert marin grense til 81 m. Begge disse kalkuleringene betyr uansett at hele feltområdet på et tidspunkt har vært dekket av havet.

2.3 Paleoklima, havnivåendringer og dagens klima

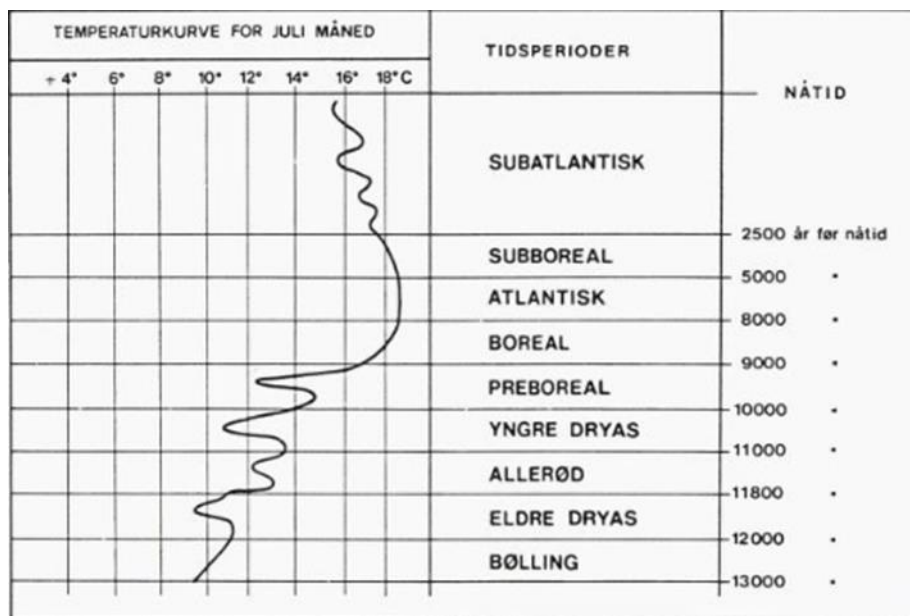
Det er vist i en rekke studier at klimatiske forhold har stor effekt på flyvesandaktiviteten, både med tanke på frekvens og mengden flyvesand. Flyvesand kan bli transportert over store avstander under ekstremvær med høye vindhastigheter (Björck and Clemmensen, 2004; Nielsen et al., 2016b; Nielsen et al., 2016c; Clemmensen et al., 2015). Denne tydelige sammenhengen mellom klima/ekstremvær og sandflukt gjør det viktig å ha kjennskap til de paleoklimatiske forholdene i Nord-Norge for å forstå utbredelsen av eoliske og andre avsetninger på Engeløya.

2.3.1 Holosene klimavariasjoner og havnivåendringer

Flere studier indikerer at Nord-Norge, og Norge generelt, har vært preget av store klimafluktuasjoner gjennom holosen (f.eks. Nesje et al., 2005; Dahl & Nesje, 1994; Nielsen et al., 2016b). Holosen betegnes som de siste 11 700 år og er nåtidens interglacial. Klimaet ble

varmere og siste rest av innlandsisen forsvant (Vorren et al, 2013:551). Klimaet langs kysten av Norge er sensitivt for endringer i den termohaline sirkulasjonen i Atlanterhavet (THC) og den Nordatlantiske oscillasjonen (NAO). Klimafluktuasjonene knyttes til disse klimasystemene, som er avgjørende for vestavindsbeltets evne til å transportere varm fuktig luft over det nordvestlige Skandinavia (Nesje et al, 2000). Et problem med å forutse fremtidens globale klima og hvilken påvirkning det vil få for miljøet på jorden er mangel på data som strekker seg lengre tilbake i tid enn det moderne måleinstrumenter har klart. Instrumentale målinger rekker gjerne ikke lengre enn 150–200 år tilbake i tid, og det har dermed blitt tatt i bruk andre data for å beskrive det tidligere klimaet. For å få informasjon om tidligere klima må man forholde seg til ulike proxyer, som for eksempel brevariasjoner, pollenanalyser, innsjøsedimenter og iskjerner.

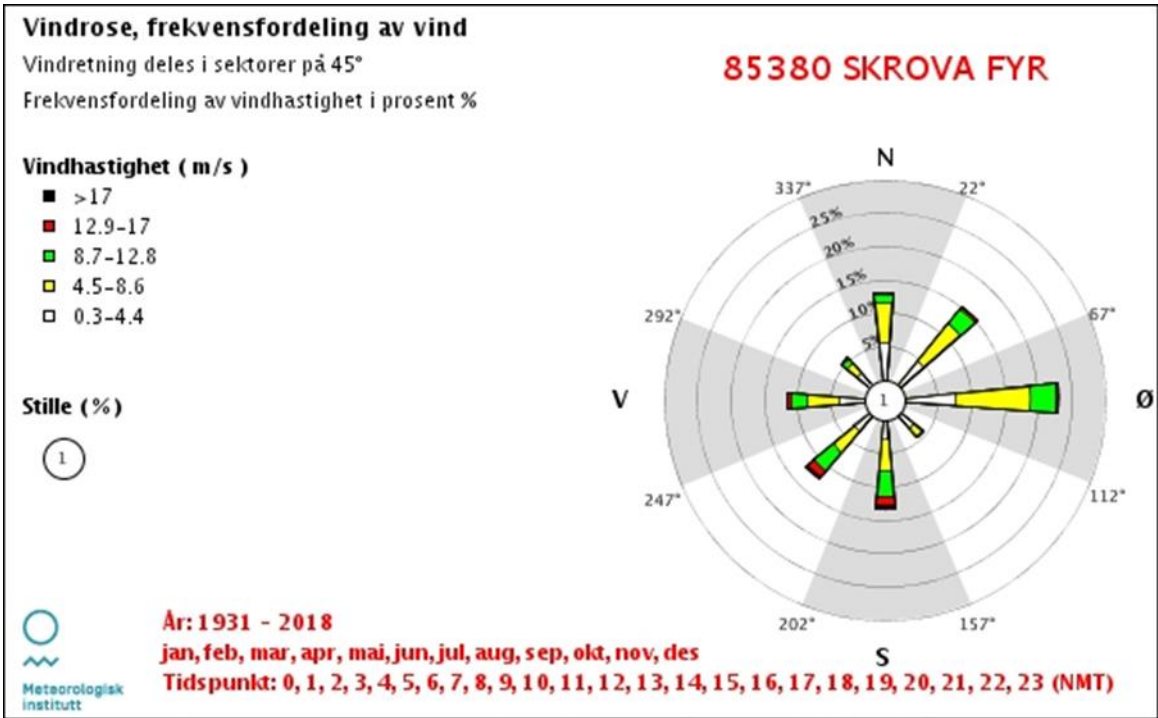
En pollenanalyse er en teknikk hvor det blir gjort rede for et områdes vegetasjonshistorie, som igjen sier mye om klimaet vegetasjonen levde under. Pollen fra planter spres med luftstrømmer og faller mot bakken på blant annet myrer og tjern, hvor et tynt lag pollen blir avsatt hvert år (Nesje et al. 2005). På figur 4 kan man se en fremstilling av endringer av sommertemperatur gjennom holosen basert på pollenanalyse fra Danmark (Sollid og Kristiansen, (1983). Under Preboreal er det blant annet dokumentert et kraftig brefremstøt ved Høgtuvbreen datert til, før steg temperaturen inn i boreal hvor man deretter oppnådde et klimaoptimum i Atlantikum og Subboreal (Jansen et al, 2016). I Subatlantikum har temperaturen variert en god del. Ved den samme breen ble det dokumentert åtte separate brefremstøt mellom 4400 ± 45 kal, år BP og frem til i dag. Lille istid maksimum er datert til 190 ± 10 kal, år BP. Tradisjonelt har perioden 1550-1850 AD blitt omtalt som lengden på den lille istid (Nesje & Dahl, 2002).



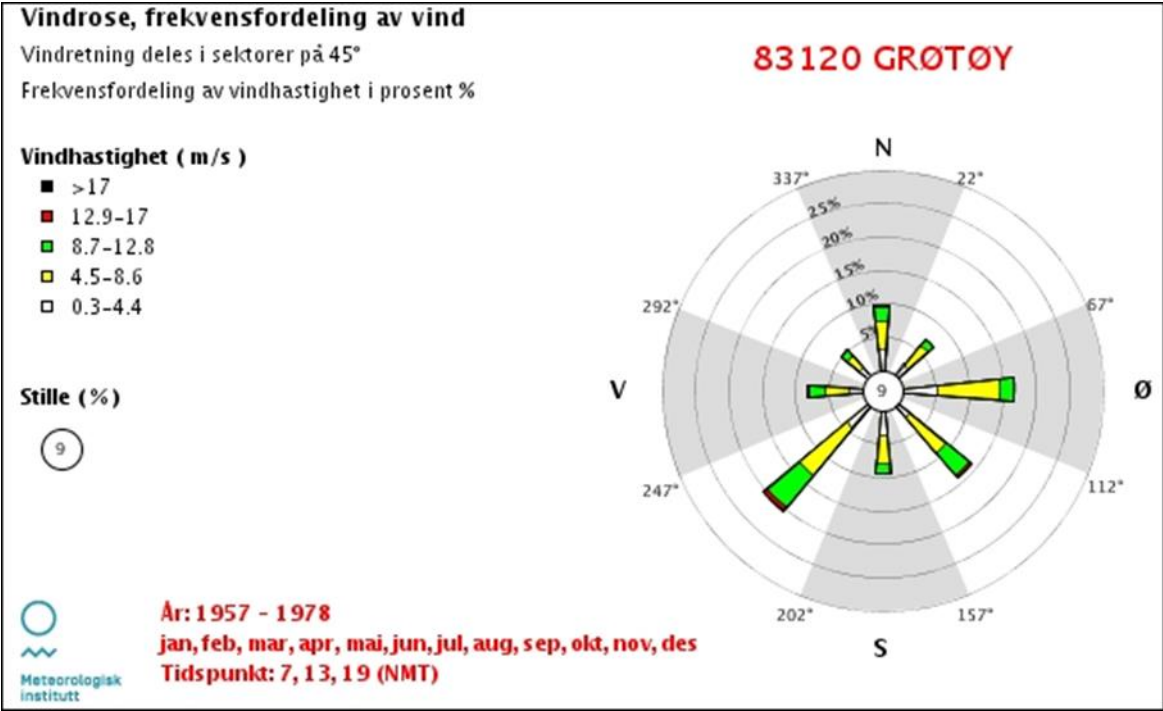
Figur 2.4: Temperaturendringer for juli måned gjennom holosen, basert på pollenstudie i Danmark (Sollid & Kristiansen, 1983).

2.3.2 Dagens klima

Engeløya har som resten av Nordlandskysten et utprega maritimt klima, og ligger i det som er kalt for vestavindsbelte. Vestavindsbeltet tar med seg varm og fuktig luft fra sørvestlige deler av Atlanterhavet som moderer klimaet langs kysten. Vinteren blir mye mildere enn den vil være lengre inn i landet ved samme breddegrad, mens sommeren vil bli kjøligere (Ahrens, 2012:361). De mest vanlige vindretningene ifølge målestasjonene Skrova fyr og Grøtøy målestasjon (Figur 2.5 og 2.6) er vind fra nordøst og sørvest. Skrova fyr ligger rett sør for Svolvær og ligger omtrent 25 km i luftlinje nord for Engeløya. Skrova har vinddata fra 1931 frem til nåtid. Grøtøy målestasjon ligger omtrent 15 km sørvest for Engeløya, og har vinddata fra 1957-1978. Selv om det blåser hyppigst fra sørvest og nordvest, og sjeldnere fra nordvest og sørøst, er det ikke nødvendigvis her de sterkeste vindene oftest inntreffer. Ved Skrova fyr er det registrert vinder over 17 m/s oftest fra sør, sørvest og vest (Tabell 2.1). Mens ved Grøtøy målestasjon var registreringen av vinder over 17 m/s jevnere fordelt på flere vindretninger (Tabell 2.2). Her ble det registret vind over 17 m/s fra nord, sørøst, sørvest og vest ved Grøtøy til at det gir utslag på vindrosen på figur 6.



Figur 2.5: Vindrose fra Skrova fyr som viser at det i perioden 1931-2018 blåste hyppigst fra øst, men at de kraftigste vindene kommer fra sør, sørvest og vest. Kilde: DNMI, 2019.



Figur 2.6: Vindrose fra Grøtøy målestasjon som viser at det blåste hyppigst fra sørvest mellom 1957-1978. De kraftigste vindene var jevnt fordelt, og kom fra nord, sørøst, sørvest og vest. Kilde: DNMI, 2019.

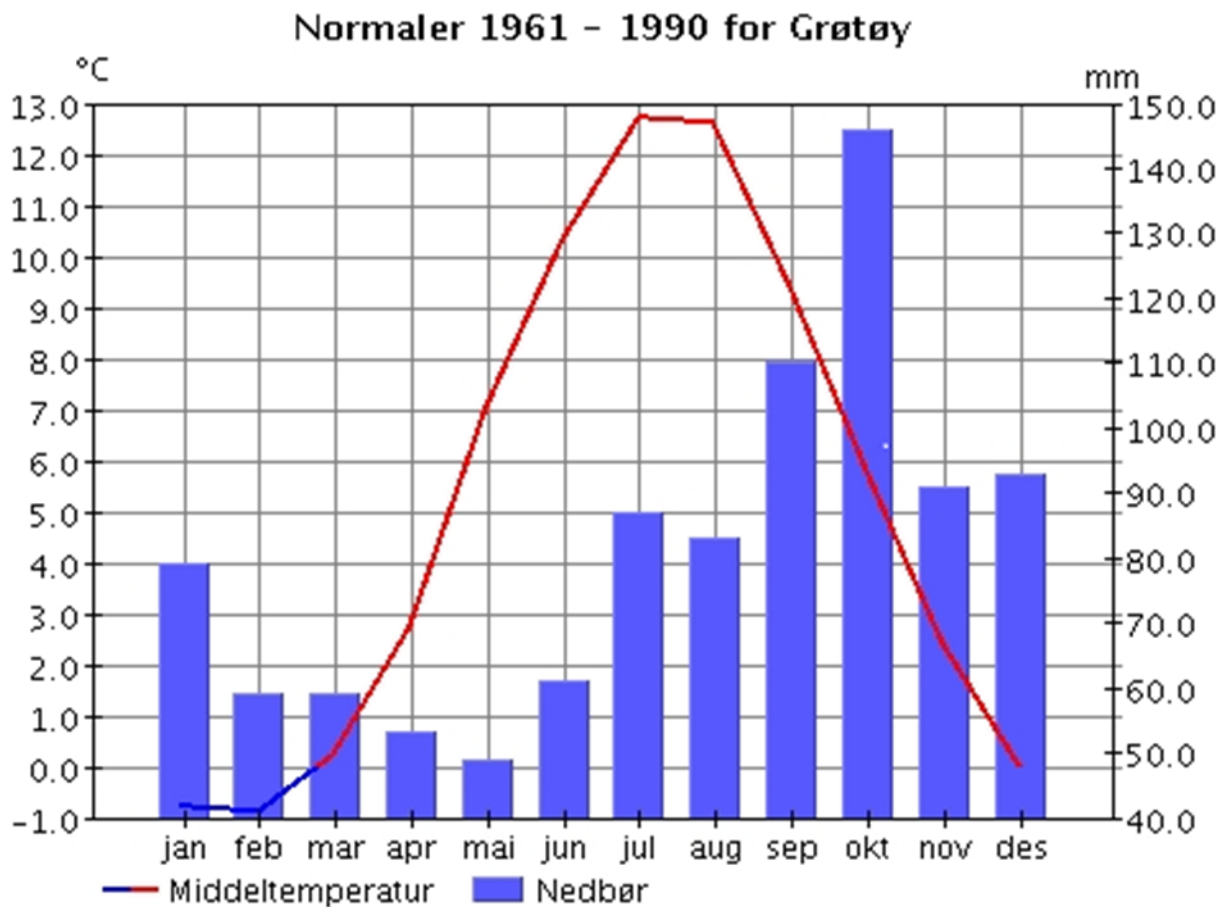
Tabell 2.1: Viser vindstyrke og vindretning i prosent ved Skrova fyr. Rutene med rød prikk viser vindretningene som gir utslag på vinder > 17 m/s. Kilde: DNMI, 2019.

	DD	337	22	67	112	157	202	247	292
FF		21	66	111	156	201	246	291	336
<=	0,2								
0,3	4,4	5,6	4,6	7,6	2,6	3	2,9	3,8	2,2
4,5	8,6	6,1	7,2	11,3	1,6	4,6	4,2	4,7	2,2
8,7	12,8	1,3	3	3,8	0,3	3,9	3,7	2,4	0,8
12,9	17	0,1	0,4	0,3	0	1,4	1,2	0,6	0,2
>	17	0	0	0	0	● 0,4	● 0,4	● 0,2	0

Tabell 2.2: Viser vindstyrke og vindretning i prosent ved Grøtøy målestasjon. Rutene med rød prikk viser vindretningene som gir utslag på vinder > 17 m/s. Kilde: DNMI, 2019.

DD	337	22	67	112	157	202	247	292	Variabel
FF		21	66	111	156	201	246	291	336
<=	0,2								
0,3	4,4	3,2	2,1	5,4	2,2	3,9	4,1	2,1	1,5
4,5	8,6	4,2	3,8	9,2	7,2	4,1	9,3	3,5	2,3
8,7	12,8	2,2	1,2	2,2	4,4	1,4	6,3	2,3	1,1
12,9	17	0,2	0	0	0,4	0,1	0,7	0,2	0,1
>	17	● 0,1			● 0,1	0	● 0,1	● 0,1	0

Temperaturen i området er i stor grad påvirket av nærheten til havet, som har en dempende effekt på temperaturvariasjoner gjennom året. På grunn av fuktige luftstrømmer som ofte kommer med lavtrykk fra Atlanterhavet regner det mye i området. På grunn av store topografiske forskjeller i regionen, kan det være stor lokal variasjon i nedbørmengden (orografisk nedbør). Figur 7 viser ekstrapolerte normalverdier for Grøtøy målestasjon i perioden 1961-1990. Normalt kommer det 970 mm med nedbør i året, med september og oktober som de mest nedbørsrike månedene. Årsmiddeltemperaturen var rundt 5 °C, med juli og august som de varmeste, og januar og februar som den kaldeste.



Figur 2.7: Ekstrapolerte normalverdier for temperatur og nedbør fra Grøtøya målestasjon i normalperioden 1961-1990. Kilde: DNMI, 2019

Dagens havnivå har relativt store tidevannsforskjeller ved Engeløya. Tidevann er en periodisk variasjon i vannstanden i havet som skyldes tidekrefter skapt av månen og solen.

Tidevannsforskjellen i dette område er 357 cm mellom høyeste astronomisk tidevann (HAT) og laveste astronomisk tidevann (LAT) (Tidevannstabeller, 2019). HAT ligger 184 cm over middelvannstanden (1996-2014) som er gjennomsnittlig vannstand på et sted over en periode på 19 år. Den høyeste registrerte vannstanden i område er på 259 cm over middelvannstanden, og er summen av tidevannet og værrets virkning (vind, lufttrykk og temperatur) på dette tidspunktet (Tidevannstabeller, 2019)

3 Flyvesand

For å rekonstruere vind-mønstre og stormaktivitet fra tidligere tider i holosen, kan man studere flyvesand og eoliske avsetninger. I det følgende kapittelet vil det gis en introduksjon til eoliske avsetninger og redegjøres for klassifisering av forskjellige typer transport av flyvesand. Det vil også gis en beskrivelse av kreftene bak transporten av flyvesand.

3.1 Klassifisering av eoliske avsetninger

Eoliske avsetninger består for det meste av fin sand, hovedsakelig i størrelsen 0,5-0,06 mm som er transportert langs landoverflaten av sterke vinder. Avsetningene legger seg ofte som et slags «teppe» over andre typer sedimenter eller som dyner orientert på tvers av den dominerende vindretningen (Bargel, 2003). Vind kan være en geomorfologisk agens som først og fremst er knyttet til jordens tørre strøk, men kan også være en virksom agens i områder med maritimt, temperert og arktisk klima. I alle områder hvor det finnes tørr, løs sandjord uten plantedekke, kan vinden virke som en effektiv agens. Dette er ofte steder som sandstrender med stor tidevannsforskjell, tørrlagte elvebanker eller andre områder hvor det finnes sand der vegetasjonen av ulike årsaker ikke makter å etablere seg (Sulebak, 2007:253). Skal vinden ha virkning må materiale være løst og ikke noe særlig grovere enn sand. Vann binder sammen mineralkornene som gjør det for tungt for vinden å transportere, dermed må materiale være tørt. Vinden klarer heller ikke å transportere materiale som er særlig grovere enn sand av samme grunn, og materiale som er finere har vanskeligere for å tørke på grunn av evnen til å binde vann. Fuktighet i jorda og vegetasjon vil være de største hindrene mot vinderosjon (Sulebak, 2007:253).

3.1.1 Kildeområde

Sedimentene som er tilgjengelig for kystdynesystemer stammer hovedsakelig fra to store kilder; kontinentalhyllen og kystdynefelt som strender, dyner og estuarer (Maun, 2009:2). Storskala endringer i sedimenttilførselen skjer som følge av endring i havnivået. Senkning av havnivået skjer under glasier, hvor mye av vannet i sjøen blir bundet opp til snø og is på land, samt at store mengder sedimenter blir avsatt langs de ekspanderende kystområdene. Under interglasialer smelter breene, og havnivået øker. Da frigjøres det mye sedimenter fra isen og fra kysterosjon. Sedimentene som avsettes langs stredene under glasier blir oversvømt under interglasialene og det er disse avsetningene som danner kildeområde for dagens kystdynesystem (Maun, 2009:2).

3.1.2 Transportformer

Jordmateriale som blåser bort fra bakken kalles deflasjon, og skjer når vindkraften er større enn de kreftene som holder materiale på plass. Erosjonskraften til vinden er bestemt av luftas tetthet og vindhastigheten. Sulebak (2007:257) viser dette uttrykt ved formelen $E=p*v^3$. Her står E for erosjonskraften, p står for luftas tetthet og v for vindhastigheten. Forskjellige gropformer kan bli dannet under deflasjon, og disse blir kalla deflasjonsgroper (Figur 3.1). Vindabrasjon (sandblåsing) er en annen form for vinderosjon som skjer når sandkorn i bevegelse sliper ned stein eller bergoverflate. Denne abrasjonsprosessen kan være mer nedbrytende en rennende vann, fordi støtene er med direkte og mindre avdempet mellom sandkorn og berggrunnen.



Figur 3.1: Deflasjonsgrop ved Bømyran på Engeløya

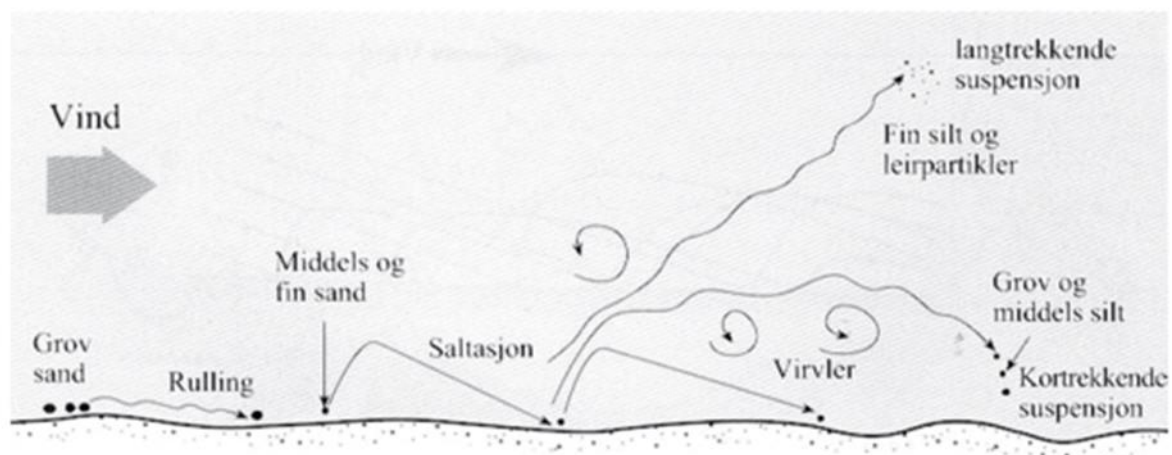
Som nevnt i tidligere avsnitt er det en grense for hvor store partikler vinden er i stand til å transportere. I tillegg til partikkelstørrelse må man se flyvesandtransport i sammenheng med vindstyrke, tyngdekraften, vannmengden i materiale, og vegetasjonsdekket. Vi kan vanligvis skille mellom tre former for vintransport; rulling, saltasjon og suspensjon (figur 3.2).

Rulling er når middels og grov sand på 0,2 - 2 mm ruller langs bakken i vindens retning. Saltasjon er når fin sand med kornstørrelse 0,06 - 0,2 mm hopper og spretter fremover i terrenget. Vindstyrken, kornstørrelse og underlagets hardhet avgjør hvor langt og hvor høyt

hopper. Mellom 75 og 80 % av all sandtransport skjer ved saltasjon, og det kreves minimum en vindhastighet på 5 m/s for å sette i gang denne formen for sandtransport (Sulebak, 2007:259). Støtimpulser fra salterende korn som treffer bakken på skrå fremover driver kornene som blir truffet fremover. Et sandkorn kan med et støtimpuls som dette bevege et sandkorn som er opptil seks ganger sin egen størrelse. Denne typen står for omtrent 20 – 25 % av all sandtransport (Sulebak, 2007:260).

Suspensjon skjer når det fineste materiale som tørr leire og silt (materiale $< 0,06$) transporteres av de minste vindkast. Kraftig vind vil kunne danne tubulens som vil kunne løfte dette finmaterialet opp i atmosfæren og transportere det over veldig store avstander. Kolossale mengder materiale kan transporteres på denne måten og kalles løss (Sulebak, 2014:261).

Rulling og saltasjon har den felles egenskapen at all transport skjer langs bakken, sjeldent over 1-2 m over bakkenivå. Men med et velutviklet vegetasjonsdekket vil det være svært vanskelig å transportere materiale ved rulling og saltasjon. Bart fjell, derimot, vil forsterke fremkommeligheten til materiale. Snø og is-dekte områder kan ha tilnærmet samme effekt som bart fjell. Områder som er kalde i vinterhalvåret kan få kraftig økning av flyvesand som blir transportert innover land i denne perioden. Dette kalles niveo-eolisk aktivitet. Niveo-eoliske prosesser er observert flere steder i Nord-Norge (Nielsen et al. 2016b; 2016c).



Figur 3.2: Viser forskjellige former for vindtransport (Sulebak, 2007, s. 259)

3.2 Strandsone og sanddynedannelse

Flyvesand kan som nevnt tidligere legge seg som et slags «teppe» over andre avsetninger, men flyvesand kan også avsettes som sanddyner. Sanddyner er store mengder vindtransportert sand som kan variere stort i størrelse, alt fra mindre enn en meter til flere 10 talls meter høye. Størrelsen på dynen avhenger av tilgangen av sand fra kildeområdet, vegetasjon, samt vindstyrke og dens retning. Sanddyner er dynamiske avsetninger som stadig endrer lengde og høyde avhengig av hvilken dynetype det er, og hvor aktive de er. En dyne kan være fullstendig fri for vegetasjon og aktiv, eller den kan være dekket av vegetasjon og inaktiv (Ghrefat, 2011:70).

Sanddyner er et felles navn på forskjellige, litt større, ryggformer av sand, skapt og formet av vinden. Her i Norge er det kystsanddyner som er de mest vanlige, og de er som regel hovedsakelig styrt av pålandsvinder. Geomorfologien i kystdyner vil i stor grad være styrt av en kausal relasjon mellom sedimenter, havstrømmer, bølger og vind. Arnott (2010, s 229) definerer kystsanddyner som; «sedimentære avsetninger som er formet gjennom transport av sedimenter fra stranden og innover land». Det stilles tre krav for etablering av sanddyner; kildeområdet med kontinuerlig tilførsel av sand, pålandsvind med hastighet over terskelstyrke for forflytting av sand, og forskjellige hinder som binder opp sanden ved vindtransport, som for eksempel vegetasjon (Maun, 2009:11). Et sanddynekompleks kan man dele inn i forskjellige soner basert på soner i henhold til suksisjon, artssammensetning og geomorfologiske forhold. Siden et sanddynelandskap er et dynamisk system vil sonene variere fra område til område.

3.2.1 Sandstrand

I et sanddynekompleks utgjør sandstranden den ytterste sonen, og klassifiseres gjerne opp i ytterligere vertikale soner basert på oversvømmelsesgrad. Oversvømmelsesgraden vil ha mye å si for hvor mye materiale det er tilgjengelig i kildeområdet, og den vil være påvirket av lokal topografi, klimatiske svingninger og tidevannsvexlinger. Strandsonen deler Fremstad (1997) inn i følgende soner:

Sublitoral sone: Områder som ligger under nedre tidevannsgrense

Hydrolitoral sone: Sonen ligger mellom nedre tidevannsgrense og normalflo

Geolitoral sone: Sonen ligger mellom normalflo og øvre springflogrense

Epilitoral sone: Områder over springflogrense, men som påvirkes av bølgeslag, sprut eller materialtransport fra de andre sonene.

I den sublitorale sonen er det generelt finkornet til middels grovt materiale, da sedimenttransporten fra bølgeaktivitet er relativt liten. I de andre sonene er det mye større bølgeaktivitet og sedimenter vil kunne bli flyttet og avsatt på stranden. Strandmaterialet sier mye om det generelle bølgemiljøet hvor stein- og singelstrender har brattere strandprofil. Sandstrender er derfor som oftest langgrunne og bølgene kan dermed skylle langt innover land (Sulebak, 2007:268)

3.2.2 Fordyner

Fordyner er lave sanddyner ytterst i et sanddynekompleks, som går parallelt med sjøen (Hesp & Martinez, 2007, 217). De er å finne i overgangen mellom geo- og epilitoral sone, og er dermed i arealet for øvre springflogrense. Fordyner karakteriseres somregel med at de har en slak, konveks helning fra forstranden og innover landskapet, og høyden vil vanligvis variere fra et par meter til over 20 m (Hesp & Martinez, 2007:219) Vegetasjon er viktig for etableringen av fordyner. Fordynene blir påvirket av relativt stor sedimenttilførsel fra hydro- og geolitoral sone, bølgeslag og saltsprut og danner dermed et vanskelig vekstgrunnlag for planter. Fordyner er dermed avhengig av planter som tåler mye sandpålegging for å kunne vokse. Strandkveke er eksempel på en slik spesialist (Fremstad, 1997).

Dersom vegetasjonen av forskjellige årsaker blir fjernet forsvinner beskyttelsen til sanddynen, og sterke vinder kan begynne transportere vekk sand. Da blir det dannet utblåsninger som kalles «blowouts», og er av Hesp & Martinez (2007) definert som «trauformasjoner som har blitt til ved vinderosjon i et sanddominert område» (Figur 3.3). Grunnen til vegetasjonsforstyrrelse kan være fysiske prosesser som bølgeerosjon eller en akselerasjon i luftstrømmen over dynen, i tillegg kan vegetasjonen bli forstyrret av beitedyr, brann eller menneskelig aktivitet (Arnott, 2010:266)



Figur 3.3: På bildet ser vi en stor blowout ved Bøstranden på Engeløya. Denne blowouten strekker seg i en vest-øst retning og er omtrent 250 m. På bildet ser man rett mot øst.

3.2.3 Sekundære dyner

Dyneformer i et dynefelt som er lokalisert lengre innover land enn fordyne systemet kalles sekundære dyne system (Arnott, 2010:230). Sekundære dyner er ikke i direkte kontakt med havet, og får sedimenttilførselen fra sand som eroderer fra fordynen. Orienteringen til sekundære dyner er dermed ikke lengre påvirket av nærheten til havet, og har en tendens til reflektere vindklima og dominerende i større grad (Arnott, 2010:231). I sekundære dynefelt kan det utvikles paraboliske dyner som kan bli mer en 1 km lange.

3.2.4 Etablerte dyner

Etablerte dyner, også kaldt sekundærdyner, ligger i sonen i bakkant av primærdynene og har som regel et lavere relieff på grunn av mer vegetasjon. Den stabile vegetasjonstypen kan gå jevnt eller brått over til for eksempel lynghei, skog eller sump. Disse vegetasjonstypene betegnes som etablerte sanddyner og forekommer oftest innenfor og i direkte tilknytting til primærdyner. Reduksjon i sandakkumulasjonen til de etablerte dynene danner grunnlag for etablering av jordsmonn og vil dermed som regel ha et eng-preg eller hei-preg, noe som gjør at dynene i lange tider har blitt flittig brukt innen jordbruket, enten som slåttemark, beitemark eller blitt oppdyrket (Fremstad, 1997).

3.3 Drivkreftene bak flyvesandstransport

Som nevnt i starten av kapitlet er det sterk vind som får sand til å drive innover land, og er drivkraften bak eoliske prosesser. Vind er luftbevegelser i atmosfæren som oppstår ved trykkforskjeller mellom luftmasser. Lufttrykk er massen av luft over et gitt område. Der hvor det er horisontale variasjoner i temperatur vil det også være tilsvarende horisontal endring i lufttrykk. Forskjellen i lufttrykk etablerer en kraft, trykkgradienten, som får luften til å flytte seg fra høytrykk mot lavtrykk for å prøve og jevne ut trykkforskjellene, og det er denne kraften vi opplever som vind (Ahrens, 2008:150). Stor trykkgradient vil gi sterkere vinder, og motsatt vil mindre trykkgradient gi svakere vinder. Med en gang luften er i bevegelse fra høytrykk mot lavtrykk vil corioliskraften bøye luften i bevegelse til høyre på den nordlige halvkule, og mot venstre på den sørlige halvkule. Når vindhastigheten øker, øker også corioliseffekten. Langs ekvator vil corioliseffekten ha null effekt, men ved polene vil den ha maksimal effekt (Ahrens, 2008:160; Lockwood, 2005:98).

På grunn av friksjon fra landoverflaten vil ikke vinder blåse parallelt med isobarene på et værkart, men i stedet krysser vinden isobarene fra høytrykk mot lavtrykk. Interaksjonen mellom trykkgradient, corioliseffekten og lufttrykk får vinden på den nordlige halvkule til å blåse med klokken rundt områder med høytrykk, og mot klokken rundt områder med høytrykk. På den sørlige halvkule vil det være motsatt ved at vinden blåser mot klokken med høytrykk, og med klokken ved lavtrykk (Ahrens, 2008:160).

Vind kan oppføre seg veldig forskjellig avhengig av hvilket terreng den møter. For eksempel hvis vinden treffer en fjellside, da vil lufttrykket øke og vindstyrken vil øke opp fjellsiden. På lesiden av fjellet vil lufttrykket avlastes om vinden minke (Sulebak, 2007:256). I analyser av vinden som agens holder det å se på den nederste delen av luftlaget som kalles grenselaget. Når man analyserer vinden som agens er det nok å se på den nederste delen av luftlaget som kalles grenselaget. Dette laget følger de grove reliefforskjellene i terrenget, og er rundt 300 m tykt. Luften som strømmer nederst i grenselaget er turbulent, og vokser når vinden øker. Denne turbulente vindstrømmen kan gi et vertikalt løft som er omtrent 1/5 av vindhastigheten. Vindhastigheten må være fem ganger større enn fallhastigheten til en partikkel for å holde den svevende (Sulebak, 2014:255).

3.3.1 North Atlantic Oscillation og Artic Oscillation

North Atlantic Oscillation (NAO) er en viktig faktor som er med på å bestemme stormmønsteret i Norge. NAO er et klimatisk fenomen som man kan observere nord i Atlanterhavet, og kjennetegnes hovedsakelig av sykliske variasjoner i lufttrykket fra desember til februar, og endringer i vind og trykksystemene over Nord-Atlanteren (Lockwood, 2005). Fenomenet er assosiert med endringer i styrken av vestavindsbeltet. Fuktige atlantiske vinder tilfører Europa, og spesielt Norge et temperert klima. Sammenlignet med andre land som ligger på samme breddegrad, er klimaet generelt mye kaldere. Det negative med dette fenomenet er at det kan oppstå kraftige stormer som treffer som treffer kysten av Norge (Sjögren, 2008).

NAO-indeksen er basert på det atmosfæriske trykket mellom Ponta Delgado i Azorene og Stykkisholmur på Island. Det kan være store forskjeller mellom vintre med positive og negative verdier av NA- indeksen. Når indeksen er positiv, er det typisk at lavtrykket over Island er sterkt. Noe som igjen øker påvirkningen av kalde Arktiske luftmasser ved havet i Nordøst Amerika, og forsterker dermed vestavindsbeltets evne til å transportere varmere og fuktigere luft mot Vest-Europa (Hurrell, 1995). Negative verdier på indeksen er assosiert med store stillestående høytrykk over Nord-Atlanteren eller Vest-Europa. Disse høytrykkene blokkerer den normale transporten av lavtrykks systemer vestavindsbeltet pleier å bringe til Nordvest-Europa (Lockwood, 2005). Norge blir sterkt påvirket av stormer i vinterhalvåret når NAO er i en positiv tilstand. Vestavindsbeltet transporterer varm og fuktig luft som kan føre til kraftige stormer med høye vindhastigheter som ofte treffer kysten fra sørvest (Orme, et al, 2016). Orme (2017) spår at fremtidig oppvarming av Arktiske områder og sjøis reduksjon vil redusere mengden varm og fuktig luft som blir transportert mot polområdet. Dette vil gi mer stormaktivitet Sør-Europa, og et tørrere og kaldere klima i Norge.

3.3.2 Artic Oscillation

Artic Oscillation (AO) er et annet klimatisk fenomen som er nært beslektet til NAO der endringer i atmosfæriske lufttrykket mellom de arktiske områdene og områder lengre sør fører til endringer i de vestlige vindene. Under positiv «varm» fase av AO vil store trykkforskjeller produsere sterkere vestlige vinder som hindrer kald arktisk luft i å komme sørover. Med den kalde luften «låst» fast i nord, vil det bli veldig kalde vintre på Grønland, mens sterke vinder over Atlanterhavet fører stormer mot Nord-Europa, og gir milde og våte vintre. Når det er en

negativ «kald fase» av AO, vil små trykkforskjeller mellom arktiske områder og områdene lengre sør produsere mye svakere vestlige vinder. Da vil kald arktisk luft kunne trenge lengre sør, og Nord-Europa vil kunne oppleve kaldere vintre enn normalt, mens Grønland normalt vil oppleve varmere vintre enn det som er vanlig med negativ AO (Ahrens, 2008:208).

3.3.3 Polare lavtrykk

Polar lavtrykk er små men ganske intens maritim syklon som blir dannet nære polene. Polare lavtrykk kan være vanskelig å melde, siden vindhastighet og snøfall kan øke hurtig, og ofte gi dårlig sikt til sjøs. I tidligere tider har disse lavtrykkene vært årsak til flere ulykker og skipsforlis (Rasmussen & Turner, 2003). De likner på mange måter tropiske sykkloner, bare at de generelt er mindre i utstrekning, og de gir ikke like sterk vind. Under vinterhalvåret blir kald og ekstrem stabil luft dannet over de isdekkede områdene av Arktis. Under enkelte værmønstre kan man få utbrudd av kaldluft fra pol-området, og disse kalde Arktiske luftmassene blir eksponert for en relativ varm havflate. Når luftmassene får tilført varme og fuktighet fra havoverflaten stiger den og danner bygeskyer. Slike forhold leder til dannelse av polare lavtrykk, hvor overflatevinder ofte kan overstige 25 m/s (Noer et al, 2011).

Norskehavet og Barentshavet er gunstige dannelsesområder for polare lavtrykk på grunn av den varme Golfstrømmen som treffer kaldluft fra Ishavet og Grønland. Det er som regel på vestsiden av et polart lavtrykk det oppstår de sterkeste vindene og de største nedbørsmengdene, og delvis nord for lavtrykket. Polare lavtrykk er vanligst når det er vestlig til nordlig vind, men i Finnmark er de også vanlig når det ellers blåser fra nordlig til nordøstlig kant (Noer et al, 2011).

4 Metode

I dette kapittelet presenteres metodene som ble tatt i bruk i forbindelse med den kvartærgeologiske kartleggingen og studie av jordprofiler tatt i felt. Potensielle feilkilder og eventuelle svakheter vil bli presentert og drøftet i diskusjonskapittelet (kap 5).

4.1 Kvartærgeologisk kart og kvartærgeologisk kartlegging

Kvartærgeologiske kart gir informasjon om løsmassene og landformer i et område ved hjelp av punkter, linjer og polygoner. Kartene gir oversikt over løsmassetyper, utbredelse i kartbildet, deres mektighet, kornstørrelser, overflateformer og dannelsesmåte. De kan potensielt være nyttige i flere situasjoner som ved ressursvurdering av ulike løsmasser og vurdering av geofarer, vannforsyning, jordbruk m.m (Ross et al., 1974; Fredin et al., 2014). Landformer med ulik utforming, og jordarters beliggenhet til hverandre, kan også gi grunnlag for tolkning av glacialhistorien i det aktuelle området.

Nøyaktigheten og mengden informasjon som man kan få fra et kvartærgeologisk kart avhenger av ønsket detaljeringsgrad. Kvartærgeologiske oversiktskart (fylkeskart) har vanligvis målestokk 1:250 000, og er hovedsakelig basert på flyfoto-/LiDAR- tolkning kun med feltkontroll langs bilveier om det er veier i området. Disse kartene vil være preget av varierende kvalitet på grunn stor mangel av feltkontroll. Kart med målestokk 1:50 000 har mye større krav til mer omfattende feltarbeid hvor det meste av området blir saumfart til fots (Fredin et al., 2014). Denne undersøkelsen ble gjennomført i målestokk 1:10 000, siden et høyt detaljnivå var ønskelig. Når man kartlegger etter så høy målestokk kreves det svært nøyaktig bruk og tolkning av flybilder og eventuelle LiDAR-data. I tillegg kreves det større feltinnsats i forhold til kartlegging med målestokk på 1:250 000 og 1:50 000.

Løsmasser som ligger over den faste berggrunnen klassifiseres på bakgrunn av deres dannelsesmåte (genesis), som med unntak av forvittringsmateriale, torv og myr, er fra en avsettende agens. De avsettende agensene er breer (glasiale sedimenter), elver (fluviale og glasifluviale sedimenter), bølger (marine sedimenter), vind (eoliske sedimenter) og massebevegelse (skredavsetninger). Kvartærgeologiske kart viser fargen på den dominerende avsetningstypen nærmest overflaten, altså den siste avsettende agens. Man kan skille de

forskjellige avsetningene fra hverandre ved å se på sedimentenes rundingsgrad, sortering, pakning og porøsitet. Man kan også, i tillegg til å kartlegge utbredelsen til løsmassene, kartlegge landformer i område, som både kan være avsetningsformer og erosjonsformer. Løsmassenes omfang markeres med fargepolygoner, mens landformer angis som punkt- og linjesymboler (Fredin et al., 2014).

Under feltarbeidet ble det benyttet et blankt kart til å skissere et utkast basert på observasjoner i felt. Til hjelp ved overflatekartleggingen brukte jeg blant annet redskaper som spade, murereskje, tommestokk og GPS. Spaden, murereskjeen og tommestokken brukte jeg til å dokumentere og beskrive sedimentfordelingen som var under torven, mens GPS og kart brukte jeg for å stedfeste hvor informasjonen var hentet fra. Det ferdige kvartærgeologiske kartet ble utarbeidet i ArcMap 10.6 ved hjelp av dataene fra feltarbeidet, flyfoto (serie: FW-5505 fra AD 1977: TT-14187 fra AD 2015) og historiske bilder. I min kartlegging ved Bø på Engeløya ble NGUs standardsymboler benyttet.

4.2 Logging av snitt, sedimentkornanalyse og beskrivelse av sedimentære parametere

Det ble gjennomført logging av snitt for å fremstille sedimentasjonen i et feltområdet på oversiktlig. Dette gjør det lettere for andre og deg selv å visualisere sediment stratigrafien i feltområdet, og dermed gjør det lettere å jobbe med dataene etter endt feltarbeid. For logging er det viktig å velge en god skala å jobbe etter. For presis logging brukes skala 1:10 (1 cm på loggen = 10 cm med sedimenter) (Colvine et al., 2013). Dette er skalaen jeg jobbet etter under min logging i felt.

De forskjellige avsetningene har ulik sedimentologi, og gode observasjoner av sedimentene er derfor avgjørende for tolkningen av den avsettende agens. De yngste hendelsene observeres i snittets overflate, og man får innblikk i endringer over tid gjennom snittet. Snittene ble gravd jevnt over hele feltområdet i håp om å se likheter eller ulikheter på forskjellige deler av feltområdet. Enkelte plasser ble sedimentene logget i grøfter som de lokale bøndene har gravd for å drenere området til dyrket mark (Figur 4.1). Dette gjorde at det var mulig å få gode logger som dekket flere forskjellige tidsfaser med forskjellige avsettende agenser. Der hvor det ikke var grøfter ble det brukt spade til å grave så dypt som mulig. Snittene ble rensset med

en murerskje for å få frem lagdelingene i sedimentene. Det ble lagt vekt på kornstørrelse, kornform (rundingsgrad), lagdeling, sortering og pakningsgrad under observasjon av sedimentene i snittene.



Figur 4.1: Viser en grøft som er gravd ut med gravemaskin for å drenere området. I den ene siden av grøften er det gravd ut et snitt som viser de forskjellige sediment lagene som er avsatt

For å beskrive kornstørrelse er det benyttet kornstørrelsesinndeling blokk, stein, grus, sand, silt, leire som er delt inn i forskjellige intervaller vist i tabell 4.1. De største kornstørrelsene (blokk, stein og grus) var mulig å måle med en tommestokk. Når det gjelder de minste fragmentene (sand, silt og leire) ble målingen basert på erfaring og sammenligning mellom to forskjellige typer. For å klassifisere sedimentpartiklers kornform ble det benyttet fire rundingsgrader; kantet, kantrundet, rundet og godt rundet. Kornformen er et resultat av den fysiske og kjemiske forvitringen sedimentpartiklene utsettes for, samt erosjon under transporten før de avsettes, og kan dermed si noe om transportmekanismen og lengden partiklene har blitt transportert.

Tabell 4.1: Inndeling av jordartens kornstørrelse. Tabellen er hentet fra Sulebak (2007:342).

	Kornstørrelse
Blokk	> 200 mm
Stein	200-60 mm
Grus	60-2 mm
Sand	2-0,06 mm
Silt	0,06-0,002 mm
Leire	< 0,002 mm

Sedimentenes sortering er i hvilken grad partiklene har samme størrelse. Sorteringen kan si mye om hvilken agens som har avsatt materiale, da agensene sorterer på ulike måter. Morenemateriale inneholder for eksempel korn i alle størrelser, og er dermed dårlig sortert. Vanntransportert materiale, derimot, er godt sortert der hvert lag av sedimenter viser elvens transportevne da materiale ble avsatt. Pakningsgrad viser i hvor stor grad sedimentene er tettpakkede og konsoliderte. Bunnmorene som er materiale som er avsatt på bunnen av breen vil ofte være hard og godt pakket på grunn av vekten til den overliggende breen. De forskjellige lagdelene i et snitt kan si noe om forandringen i hva som er den dominerende avsettende agens i området.

4.3 Studie av flyfoto og historiske bilder

Flyfoto har blitt flittig brukt gjennom dette prosjektet, både før, under og etter feltarbeid. Ved å studere flyfoto før og under feltkartleggingen kan man danne seg et bilde over områder som er mest interessante og kompliserte, og som dermed krever den største feltinnsatsen. På denne måten kunne feltarbeidet effektiviseres og fokuseres til de områdene som så mest interessante ut. På norgeibilder.no er flyfoto tilgjengelige digitalt som ortofoto, noe som gjør det mulig å bruke digitale flyfoto sammen med andre geografiske data (Norge i bilder, 2019). Under arbeidet med det kvartærgeologiske kartet ble ortofoto av Nordland 2015 lastet ned og brukt i ArcMap som datalag.

Ortofoto ble også brukt til å se på historiske endringer i landskap over tid. På «Norge i bilder» finnes det ortofoto fra studieområdet fra 2004, 2009 og 2015. På grunn av aktivt jordbruk i området er disse bildene nyttige til å observere om endringene i landskapet er naturlige eller antropogene. Fra 2014–2015 har enkelte myrområder blitt drenert til dyrkbar mark. Området

er også dekket av flyfoto fra 1977 (serie: FW-5505), som er i svart-hvitt. Dette flyfotoet ble georeferert i ArcMap for å se endringer fra 1977 til 2015. Sammenligning av vegetasjonsdekket, trær og områder der fine sedimenter som sand vises i overflaten, gir en indikasjon på hvilke områder det har vært flyvesandsaktivitet i tidsrommet mellom 1977 og 2015. I den sørlige delen av feltområdet har vegetasjon dekket større områder som tidligere var dekket av sand i 1977. Nordøst i feltområdet er det store områder hvor vegetasjonen ikke har klart å etablere seg. Dette kan blant annet skyldes endring i utnyttelse av beitedyr eller endring i klima. Dette skal jeg komme tilbake til senere i kapittel.

Det har også blitt brukt et historisk bilde som ble tatt av John Bernhard Rekstad, og som er fra 1917. Slike bilder er vanskelig å georeferere, og en tolkning av nøyaktig hvor bilde er tatt fra og hvilke områder som dekkes må gjøres basert på antydninger.

4.4 Radiokarbondatering

Radiokarbondatering, også kalt ^{14}C -datering, er en metode for absolutt datering av organisk materiale, og ble utviklet av forskeren Willard Libby sent på 1940 tallet (Lowe & Walker, 1984:270). Metoden er svært mye brukt innen geologi, geografi og arkeologi, og har for klimastudier vist seg å være svært nyttig. På grunn av at ^{14}C finnes overalt på jorden, har teknikken blitt brukt til å datere blant annet torv, benrester, paleosols, skjell, tre, marine og lakustrine sedimenter mfl. som er tilgjengelige over hele verden (Bradley, 1999:51).

Prinsippet ved radiokarbondatering er at alle levende organismer på jorden inneholder en konsentrasjon med det radioaktive karbonisotopen ^{14}C . Det finnes tre typer karbon; ^{12}C , ^{13}C og ^{14}C . Disse blir dannet i atmosfæren, men det er bare ^{14}C som er radioaktiv. ^{14}C blir tatt opp i planter gjennom fotosyntesen som igjen blir tatt opp i dyr som spiser planter, som vil si at alle levende organismer vil påvirkes av kosmisk stråling (Bradley, 1999:51). Så lenge en organisme lever vil mengden ^{14}C være konstant, fordi døde celler blir erstattet av nye. Når organismen dør slutter opptaket av ^{14}C og mengden av isotopen reduseres gradvis på grunn av radioaktiv nedbryting. Mengden radiokarbon (^{14}C) er halvert etter 5730 år, og blir kalt Libby halveringstid som er lengden tid det tar etter organismens død til mengden ^{14}C er halvert. For å måle mengden ^{14}C i prøvemateriale brukes massespektrometri (AMS). Forholdet mellom

^{14}C og ^{12}C har imidlertid ikke vært konstant, det er derfor nødvendig å bruke en kalibreringskurve for å omgjøre ^{14}C -år til kalenderår (Lowe & Walker, 1984:272)..

Prøver som ble tatt til radiokarbondatering ble tatt fra palaeosoler fra forskjellige lokaliteter i feltområdet. Paleosoler er gamle jordprofiler som har utviklet seg på landoverflaten i tidligere tider, og deretter blitt begravd av yngre sedimenter. Palaeosoler representerer perioder med stabilitet (Clemmensen et al 2008). Paleosolene ble observert i nesten alle snitt, og enkelte ble det tatt prøver av (Figur 4.2). Et stykke av paleosolen ble skjert ut og grovt rensset for moderne røtter og deretter lagt i en lynlåspose.



Figur 4.2: Det svarte laget over den lyse sanden er et eksempel på en palaeosol.

Prøvene ble åpnet og preparert på EARTHLAB på institutt for geovitenskap før de kunne sendes til datering. Under prepareringen ble det plukket ut minst fem mikrogram med terrestriske makrofossiler. Makrofossilene ble plukket ut ved hjelp av mikroskop og lagt i små glassbeger (Figur 4.3). Prøvene måtte tørkes i varmeovn før de kunne sendes til Poznan Radiocarbon Laboratory i Polen.



Figur 4.3: På bilde man se noe av utstyret som ble brukt under preparering av prøvene som ble sendt til Poznan Radiocarbon Laboratory i Polen.

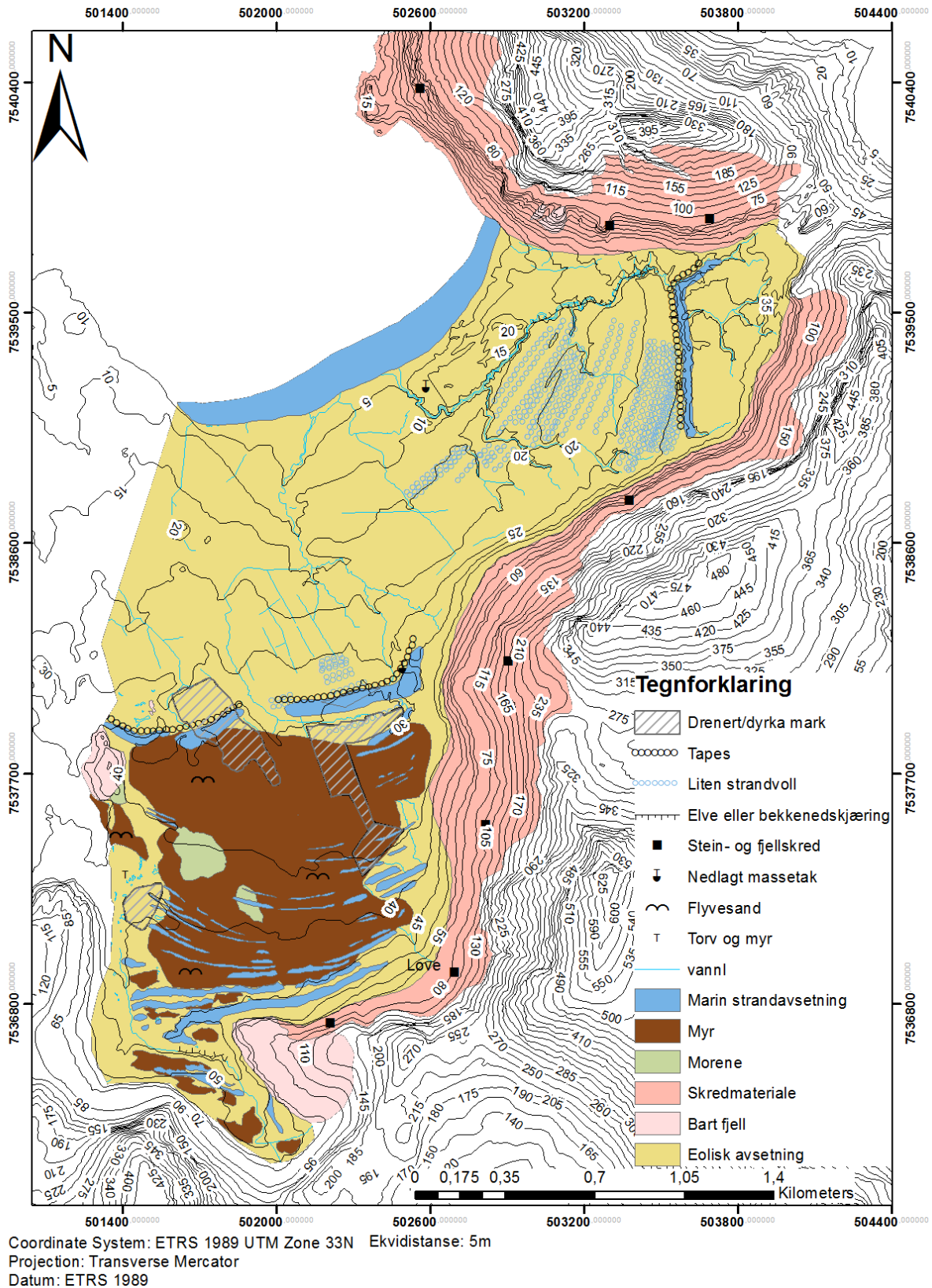
5 Resultat

5.1 Kvartærgeologisk kartlegging

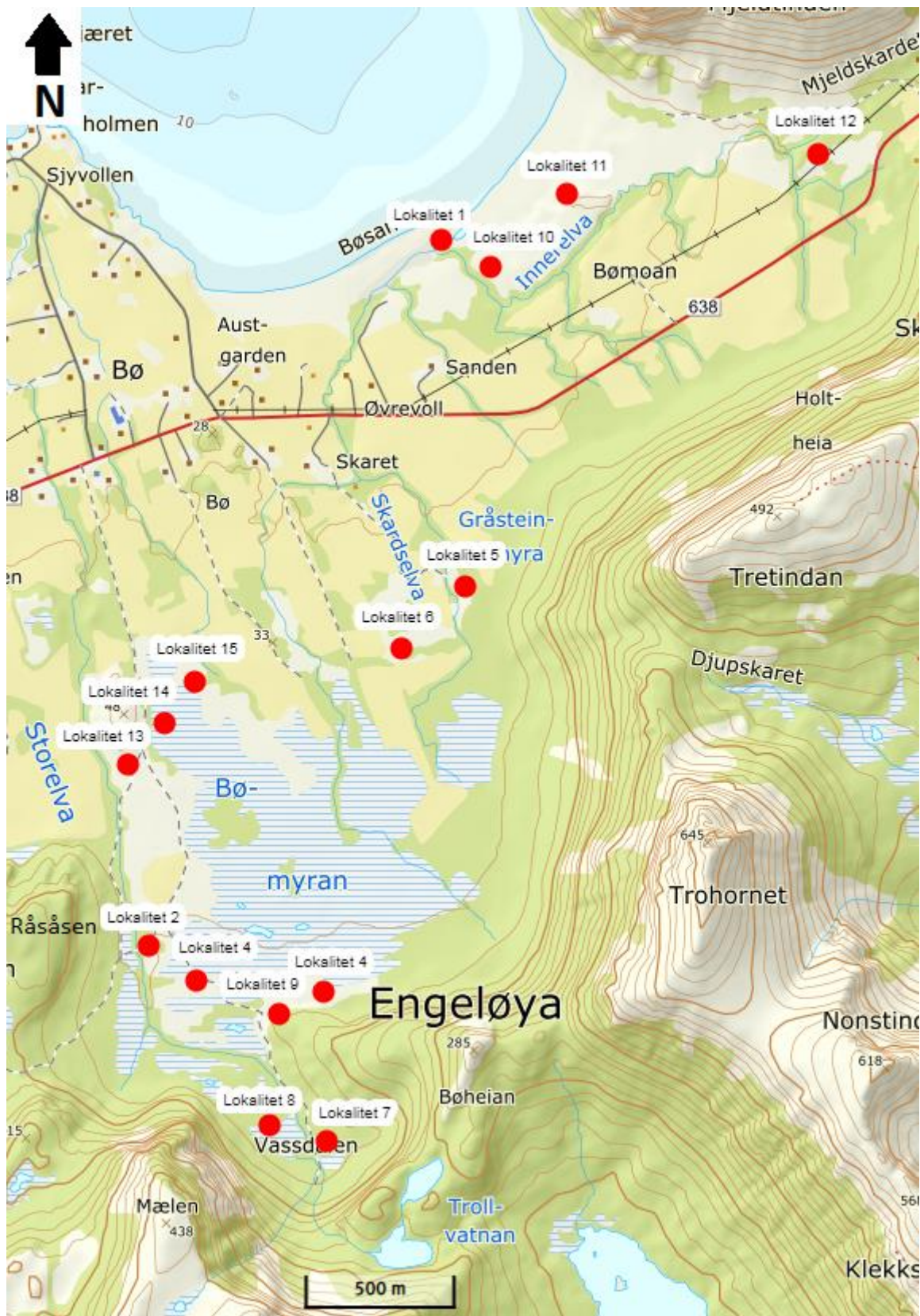
Resultatet av den kvartærgeologiske kartleggingen er vist under i figur 5.1 og som vedlegg, og er vist som et tradisjonelt kvartærgeologisk kart som ved hjelp av fargepolygoner gir en oversikt over forskjellige typer løsmasser og deres utbredelse i feltområdet. Kartleggingen viser at de løsmassene som dominerer i området er eoliske avsetninger, marine strandavsetninger, torv og myr, og morene materiale.

Tolkningene bak det kvartærgeologiske kartet er basert på datagrunnlag fra feltobservasjoner fra 15 lokaliteter (Figur 5.2), studie av flybilder og logging av snitt, og blir presenter i kapitlene 5.1.1 - 5.1.5. I disse kapitlene vil det være en beskrivelse av de aktuelle løsmassene generelt og prosessene som avsetter materiale. Begrunnelsen for tolkningene vil også komme som et eget avsnitt gjennom de samme kapitlene, og vil bli diskutert videre i kapittel 6, der lokalitetene sammenlignes med hverandre. Her vil også mitt datagrunnlag fra diverse observasjoner settes i en større kontekst, for å prøve å besvare problemstillingen presentert i kapittel 1.

Kvartærgeologisk kart, Bømyrane, Engeløya, Nordland



Figur 5.1: Kvartærgeologisk kart over Bømyrane, Engeløya, Nordland.



Figur 5.2: Lokalitetskart over feltområdet med aktuelle stedsnavn. Kilde: Kartverket, 2019.

5.1.1 Marine strandavsetninger

Marine strandavsetninger er avsatt av bølge- og strømkraft i strandsonen hvor materialet er vasket eller har blitt vasket av bølger i nåværende eller tidligere strandsoner under marin grense (Bargel, 2003). Kornstørrelsene i avsetningene kan variere mye fra fin sand til blokker på grunn av ulik grad av bølgeeksponering. Finere materiale blir som regel fjernet, mens det gjenværende materiale bli skylt frem og tilbake, og vil etter hvert bli veldig godt rundet. På grunn av variasjoner i bølgeaktivitet gjennom forskjellige værsesonger vil det ofte bli en bimodal distribusjon av materiale som består av grov grus og fin sand (Bargel, 2003). På eksponerte kyststrekninger kan bølger og strøm ha kraft nok til å erodere og transportere materiale på land. Om det er mye tilgjengelig materiale langs kysten kan havet transportere noe av det opp på land, og det kan dannes strandvoller. Strandvoller dannes ved at bølger skyller materiale opp på land, og danner rygger som strekker seg langs kysten. En strandvoll blir bygget opp av de løsmassene som havet har tilgang på og klarer å skylle opp på land (Sulebak, 2007:277). En strandvoll representerer det høyeste nivået bølgene avsetter klarer å avsette materiale under stormsituasjoner, og kan dermed overdrive den faktiske høyden på havnivået når formene ble dannet. Forskjellen mellom strandvullen og det faktiske havnivået varierer fra sted til sted, avhenger av hvor eksponert lokaliteten er for bølgekraft og hvilke sedimenter vollene består av (Høgaas et al, 2012)

Ved en flat kyst bygd opp av løsmasser, kan det bygges opp avlange barrierer av sedimenter hvor det kan dannes laguner bakenfor. En lagune er en grunn "strandsjø" som nesten er avsnørt fra havet, men har minst et begrenset utløp til det åpne havet. En lagune kan ofte bli oversvømt under høy tidevann og kraftige stormer, og de er normalt veldig grunne og sjelden dypere enn et par meter. De smaleste og minst omfattende lagunene finnes der hvor elver fra innlandet blir demmet opp av bølgebygde barrierer på stranden. Disse barrierene kan bli brutt opp av stormbølger eller hvis vannet i elven renner over etter mye nedbør. Barrierene vil fort bygge seg opp igjen når været tillater det (Kjerfve, 1994, s. 10). Sedimentasjonen i lagunene vil være påvirket av mengden ferskvann fra elver som renner ut i lagunen. Elevene vil kunne ta med seg sedimenter fra innlandet som avsettes lagvis i lagunen (Kjerfve, 1994, s.29).

Lokalitet 1

UTM 33W 0502447 E, 7539330 N. 2 moh.

Beskrivelse

Lokaliteten er tatt på stranden ved Bøsanden og ligger omtrent 100 m sør for sjøen. Stranden består kun av fin sand og skjellrester, og stiger jevnt opp til omtrent 3 moh. fra sjøen, avhengig av tidevannet. I den sørlige delene av stranden renner det en elv som renner flere hundre meter østover mellom stranden og bakstranden før den renner ut i havet (Figur 5.3). Dette vannet stammer fra Innerelva som kommer fra den østlige delen av feltområdet, og Skardselva som får mye av vannet fra Bømyrane i den sørligere delen av feltområdet. Elven som renner på stranden er ikke mer enn en halv meter på det dypeste, men kan være opptil 20 m bred noen plasser. I bilde til høyre i figur 5.3B kan man se tydelig lagdeling i kanten av vannet. Lagene er ikke tykke og varierer fra 10 mm til maksimalt 1 cm. Sanden er også vannmettet på grunn av den kontinuerlige tilførselen av vann fra elven.

Tolkning

Denne lokaliteten er ikke en klassisk strandavsetning hvor det er mer vanlig med bimodalt materiale. Men område er på det kvartærgeologiske kartet markert som marin strandavsetning på grunn av at det ligner mye på en form for kystlagune, hvor som Kjerfen (2004) beskrev som en grunn «strandsjø» som nesten er avsnørt fra havet men har et utløp til havet. Når vannet fra Innerelva og Skardselva renner ut på Bøsanden begynner vannet å miste energien siden det når erosjonsbasis. Sanden som elvene potensielt transporeer fra områdene sør for Bøsanden vil da kunne bli avsatt lagvis i lagunen. I tillegg kan kraftige stormer og stormflo avsette materiale i lagunen.



Figur 5.1: På bildet A vi ser en slags lagune hvor vann renner i den retningen pilen peker, mellom sjøen som ligger til venstre i bildet og fjordynene som ligger til høyre i bildet. På bildet til høyre ser vi i tillegg lagdeling i sanden som tyder på at materiale har blitt avsatt i lagunen.

Lokalitet 2

UTM 33 W 0501430 E, 7536953 N. 40 moh.

Beskrivelse

Denne lokaliteten ligger vest i feltområdet rett øst for Råsåsen (Figur 5.2). Her er det et «sår» i vegetasjonen som er omtrent 15 m vest-øst retning og omtrent 6 m nord-sør retning.

Vegetasjonen rundt dette «såret» består blant annet av godt utviklede bjørker og annen vegetasjon. Gjennom denne sandblottleggingen er det spor etter en gammel traktorvei som sannsynlig er grunnen til at blottleggingen har skjedd. Ved denne lokaliteten ble det gravd et snitt på omtrent 1 meter. Hele snittet består av homogen fin sand som har tydelig lagdeling, hvor det tykkeste er omtrent 1 cm tykt, og de forskjellige lagene har ulike fargenyanser (Figur 5.4).

Tolkning

Denne lokaliteten har blitt markert som marin strandavsetning. På samme måte som i lokalitet 1 finnes ikke de klassiske bimodale sedimentene som er vanlige i marine strandavsetninger, men fin sand som har en tydelig lagdeling. Disse avsetningene er dermed tolket til å være lagune-avsetninger avsatt på samme måte som ved Bøsanden. På et tidspunkt i holosen har havet stått ved denne lokaliteten, og vanntilførselen fra fjellene og området sør for lokaliteten har nok dannet et liknende lagunesystem som vi kan se ved Bøsanden i dag.



Figur 5.4: Snitt ved lokalitet 2 som består av fin sand med tydelig lagdeling. Lagdelingen gjør at avsetningen tolkes til laguneavsetning.

Lokalitet 3

UTM 33W 0501577 E, 7536855 N. 46 moh.

Beskrivelse

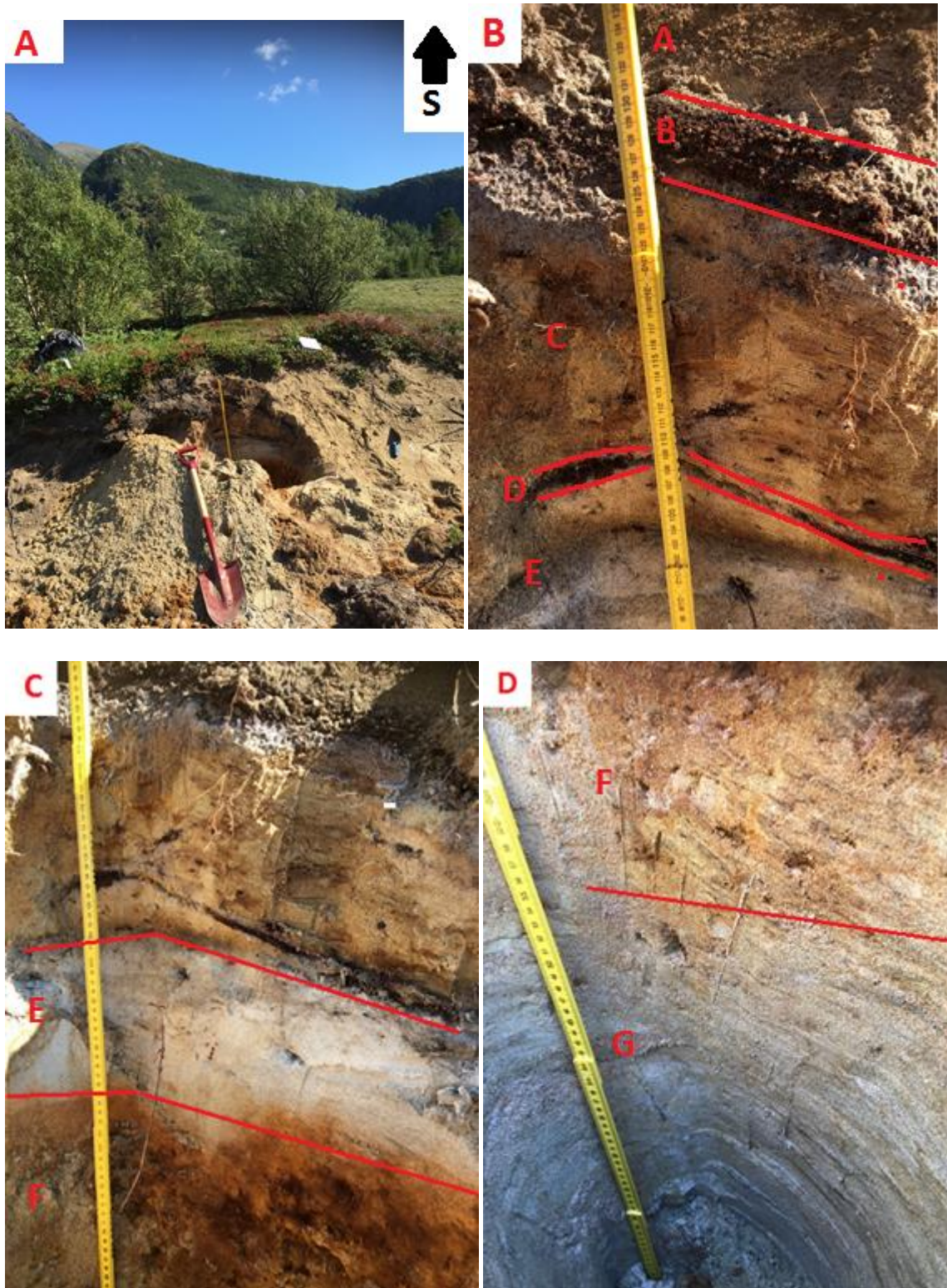
Lokaliteten er tatt rett ved en traktorvei omtrent 200 m sørøst for lokalitet 2. Her er det en sandblottlegging som er omtrent 15 m vest-øst og omtrent 7 m nord-sør. Det er mest sannsynlig en gammel traktorvei som har gjort at vegetasjonen har blitt fjernet, og sanden blottlagt. Rundt sanden er det en del bjørketrær og småvegetasjon som lyng. Et snitt ble gravd i en forhøyning i landskapet som strekker seg i en vest-øst retning. Det observeres fuktigere områder både nord og sør for denne forhøyningen (Figur 5.5). Snittet som ble gravd er 140 cm dypt og består av fin homogen sand uten større klaster. Bilder og logg av de forskjellige lagene kan sees i figur 5.6 og 5.7.

- 0-10 cm: Fin sand som er mindre kompakt en resten av sanden i snittet. Sanden inneholder mye organisk materiale.

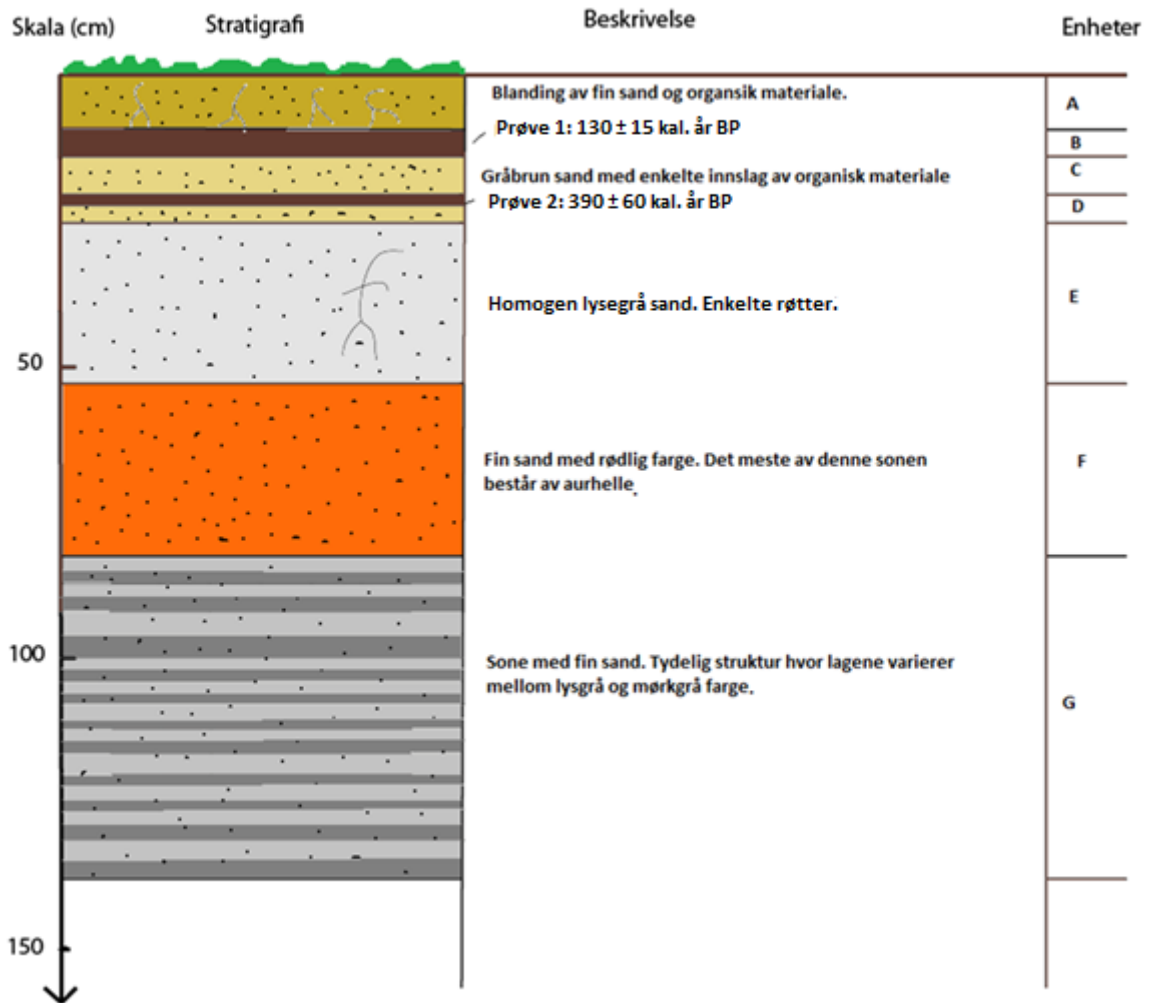
- 10-15cm: Mørkebrun til svart horisontalt lag som består organisk materiale. Laget kan følges 40-50 cm i en øst-vest retning.
- 15-35 cm: Grå-brun fin sand med enkelte innslag av organisk materiale.
- 35-36 cm: Mørkebrun til svart horisontalt lag som består av materiale, og kan følges omtrent 30 cm i en øst-vest helning.
- 36-41 cm: Likt som i partiet 15-35 cm.
- 41-69 cm: Her er et lag med veldig lys fin sand som er relativt kompakt.
- 69-99 cm: Sand med rødlig farge som er veldig kompakt, og kan nesten oppfattes som steinlag.
- 99-144 cm: Den nederste delen av snitten består av smålag (1-5 mm tykke) av sand med varierende størrelse. Fargen varierer mellom lysegrå og mørkegrå.



Figur 5.5: Snippet i lokalitet 3 er tatt ved det røde punktet. Man kan tydelig se en forhøyning som er tolket som en gammel strandvoll. Denne strekker seg i en vest-øst retning. Langs denne forhøyningen er det relativt tett vegetasjon, noe som ikke er tilfelle rett nord og sør for punktet. Kilde: Kartverket.



Figur 5.6: Bildene A-D viser de forskjellige enhetene, som er skilt fra hverandre med røde streker. A) Viser hvor snittet er tatt. Man kan se at det er en liten forhøyning i landskapet med god vegetasjon rundt. B) Viser de øverste enhetene som ligger fra 0-41 cm. Her er det verdt å legge merke til de små svarte lagene som er lag med palaeosol. C) Enhet E er en lyst lag hvor vannet har vasket ut jern-, aluminium- og fosforforbindelser som har blitt avsatt i den røde aurhellen under. D) Enheten G består av sand som har lagdeling.



Figur 5.7: Logg av snitt ved lokalitet 3. Enheterne A, C, E og muligens noe av F er eoliske avsetninger, mens enhet G og muligens deler av F er marine lagune sedimenter. Enhet B og D har blitt aldersdatert.

Tolkning

På grunnlag av at man har tydelig forhøyning i landskapet som strekker seg i en vest-øst retning med fuktigere forhold både nord og sør for lokaliteten, og delvis på grunn av sammensetningen av løsmasser, tolkes lokaliteten til en marin strandavsetning. De nederste 45 cm i snittet ligner veldig på avsetningene ved strandvollen som er beskrevet i lokalitet 1 ved Bøsanden, som er tolket til lagune-sedimenter. Det betyr at på et tidspunkt i holosen har havet stått ved denne høyden, og elver har avsatt fine sedimenter i lagunelignende miljøer sør for denne strandvollen.

De øverste 69 cm i snittet, med unntak av de mørke organiske lagene, er tolket som vindavsatte sedimenter. Skulle man fulgt NGU'S retningslinjer for kvartærgeologisk kartlegging skulle denne lokaliteten vært markert som eolisk avsetning. Men for å at kartet skal hjelpe til å svare på problemstillingen nevnt i kapittel 1 med tanke på havnivåendringer, samt være med å fortelle noe om avsetningshistorien i området, var det en nødvendighet å gjøre det på denne måten. Det er tatt ut prøver til datering fra de svarte lagene med paleosoler. Disse vil bli diskutert i kapittel 6.

Snittet ved denne lokaliteten er et klassisk eksempel på et podsolprofil. En slik jordprofil er svært vanlig i kalde og nedbørsrike områder hvor det til enhver tid er overskudd av sigevann. Podsol er først og fremst knyttet til de store nordlige barskogområdene, og jordsmonnet er næringsfattig og har ganske skarpe grenser mellom de ulike lagene i profilet. (Sulebak, 2007:364). Under organisk materiale er det i slike podsolprofiler vanlig at det finnes et lag som kalles bleikjord, hvor sigevannet har vasket ut mineraljorden. Det er dette lyse laget som kan sees i enhet E på figur 5.6. Under bleikjordlaget kommer et utfellingssjikt hvor det felles ut stoffer som er frigjort og mobilisert i lagene over. Her vil man få en oksydering av jern og aluminium som kan gjøre mineralpartiklene så impermeable at vann ikke renner gjennom. Et slikt lag vil få en rødlig farge og kalles aurbelle. Under aurbellen finner vi igjen upåvirkete løsmasser (Sulebak, 2007:357).

Lokalitet 4

UTM 33W 05001976 E, 7536814 N. 45 moh.

Beskrivelse

Denne lokaliteten er i likhet med lokalitet 3 tatt på en liten forhøyning i landskapet, som strekker seg rundt 700 m i en vest-øst retning (Figur 5.8). Størrelsen i retning nord-sør varierer fra rundt 10 m på det minste og opp mot 50 m på det største. Ryggen er for det meste dekket av vegetasjon, hvor det enkelte plasser er veldig god tilvekst av bjørketrær og andre småvekster. Det ble gravd et 85 cm dypt snitt på denne lokaliteten (Figur 5.9).

- 0-5 cm: Torv
- 5-13 cm: Fin sand med brunlig farge som inneholder en god del organisk materiale. Laget er relativt porøst.

- 13-14 cm: Tynt svart horisontalt lag som består organisk materiale.
- 14-17 cm: Fin homogen lysgrå sand.
- 17-18 cm: Nytt svart lag med dekomponert organisk materiale.
- 18-32 cm: Lag med brunlig fin sand som inneholder en god del organisk materiale
- 32-51 cm: En sone med veldig kompakt sand med rødlig farge. Vanskelig å grave gjennom.
- 51-85 cm: Fin rødlig sand med tydelig lagdeling



Figur 5.8: Snittet i lokalitet 4 er markert med et punkt i bildet. Man kan tydelig strandvoll som strekker seg i en vest-øst retning, og er markert av røde streker. Kilde: Kartverket.

Tolkning

På samme grunnlag som i lokalitet 3, og på grunn av sammensetningen av sedimenter, har denne lokaliteten blitt markert som marin strandavsetning på det kvartærgeologiske kartet. Formen (vest-øst) og størrelsen tyder på at dette er en gammel strandvoll.

Sedimentsammensetningen er veldig lik den man ser i lokalitet 3, hvor man har eoliske avsetninger over lagune-sedimenter.



Figur 5.9: Bilde viser snittet i lokalitet 4. De røde strekene markerer skillet mellom de forskjellige lagene nevnt i beskrivelsen av lokaliteten.

Lokalitet 5

UTM 33W 0502475 E, 7538147 N. 26.5 moh.

Beskrivelse

Denne lokaliteten er tatt nord for Bømyran på et flatt og åpent område uten noe vegetasjon. Dette området er omtrent 35 m øst-vest og opp mot 200 m nord-sør (Figur 10). I overflaten av området er det materiale fra sand til stein. Midt på flaten er det en sandhaug på rundt 3 m (Figur 10A), og en lignende sandhaug finnes også i den sørlige delen av dette flate området (Figur 10B). Den sørlige sandhaugen strekker seg som en sammenhengende rygg omtrent 100 m mot sørvest hvor den der blir avkuttet av en elv. Et 2 m stort snitt (Figur 5.11 og 5.12) ble gravd i sandhaugen på figur 5.10A, og snittet begynner omtrent 35 cm over bakkenivå. Rundt hele sandhaugen ble det funnet opptil flere mørke steiner som var i størrelsen grus til stein. Fragmentene hadde veldig liten egenvekt, og kunne flyte i vann.

- 0-5 cm: Består av dagens torvlag.
- 5-120 cm: Sone med fin sand hvor man kan antyde lagdeling, men kan kun sees enkelte plasser som små nyansforskjeller i fargen mellom lagene. Sanden er også veldig porøs som lett raser ut når den blir gravd i.
- 120-122 cm: Svart horisontalt lag som består av organisk materiale.
- 122-128 cm: Lag med homogen lysgrå sand.
- 128-129 cm: Svart horisontalt lag som består av organisk materiale.
- 129-137 cm: Lag med homogen lysgrå sand.
- 137-146 cm: Svart horisontalt lag som består av organisk materiale.
- 146-162 cm: En sone med veldig kompakt sand med rødlig farge. Vanskelig å grave gjennom.
- 162-215 cm: Sone med fin sand hvor en kan se antydning til lagdeling gjennom hele sonen.

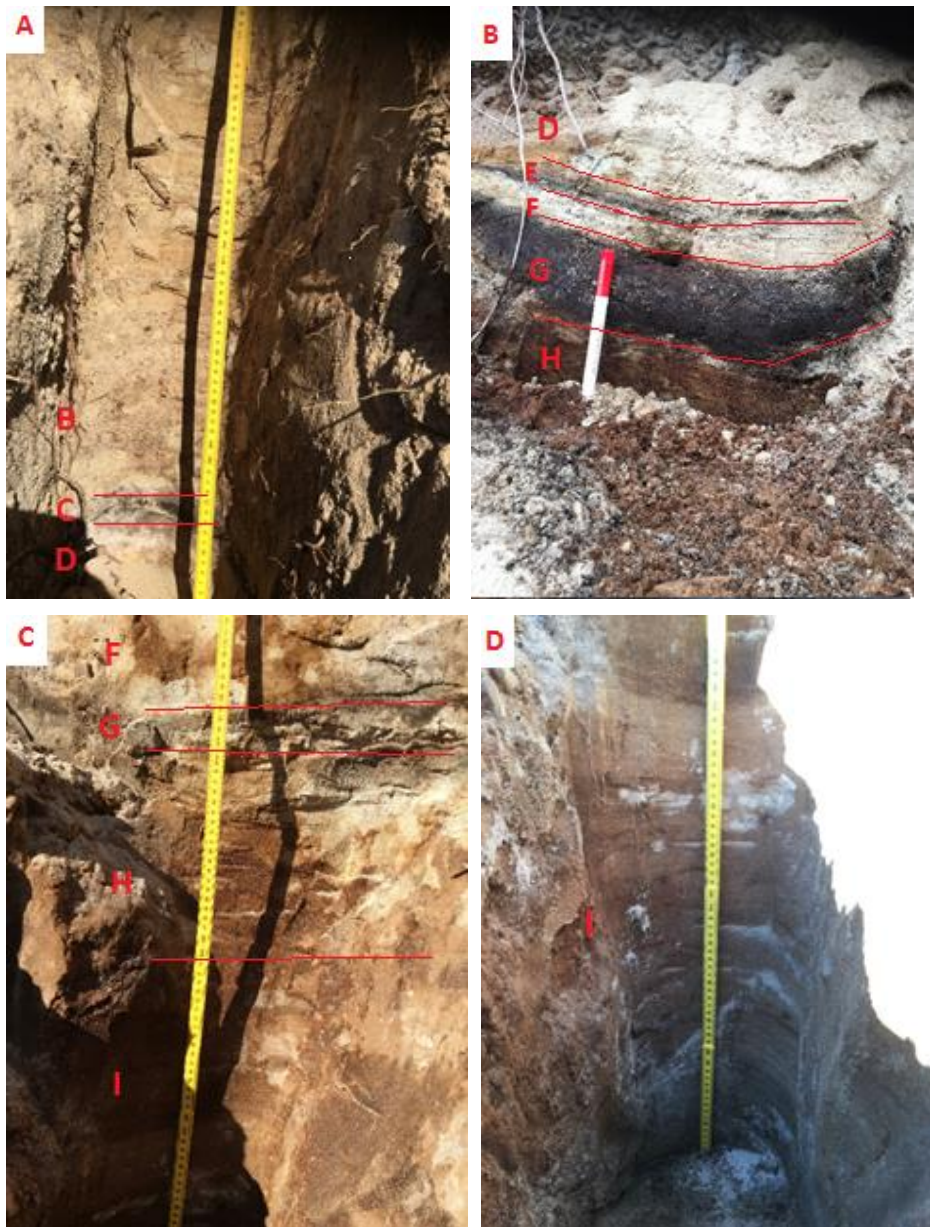


Figur 5.10: På bilde A ser man den 3 m høye sandhaugen. Snittet på lokaliteten ble gravd der den røde spaden står. Bilde B viser ryggen av sand mot sør for lokalitetspunktet. Den røde streken viser overflaten på ryggen som strekker seg i en vest-øst retning.

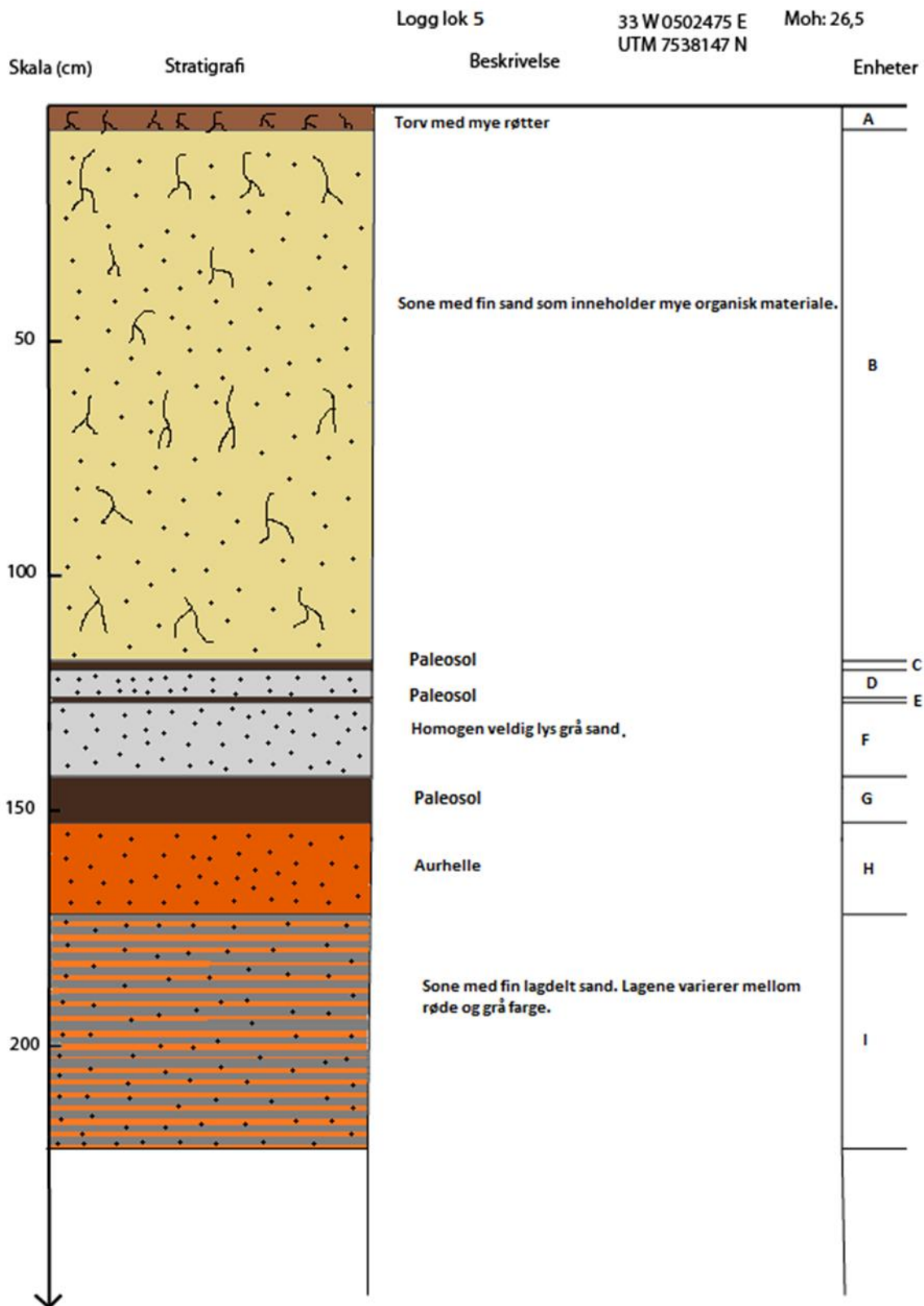
Tolkning

Sandhaugen på lokaliteten er tolket til en marin strand avsetning på det kvartærgeologiske kartet. Grunnlaget for dette er mye likt tolkningen i lokalitet 3 og 4 hvor man har lagune sedimenter i bunnen av snittet og en veldig markant forhøyning i landskapet. Forskjellen på denne lokaliteten er at denne sandhaugen er mye høyere. De to sandhaugene har nok på et tidspunkt hengt sammen til en stor sammenhengende rygg. På denne lokaliteten har det tidligere vært uttak av sand, og har dermed endret de opprinnelige avsetningene. Det grove materiale som ligger over hele flaten er mest sannsynlig kjørt på av mennesker for å gjøre det lettere å få feste med traktor og lignende maskiner.

Også i dette snitte finner man store mengder eoliske avsetninger som den siste avsettende agens, men på grunn av ønsket å si noe om havnivåhistorien i feltområdet er den markert som marinstrandavsetning. De mørke steinene som ble funnet rundt lokaliteten kalles pimpsteiner. I følge Sigmond et al (2013) er en pimpstein en grå vulkansk dagbergart hvor innholdet av blærer er så stort at bergarten flyter i vann. Pimpstein er funnet flere plasser langs kysten av Norge rundt nivået for Tapestransgresjonen, og det er antatt at de ble avsatt rundt Tapestransgresjonens maksimum (Bondevik et al, 1998). Dette vil bli diskutert videre i kapittel 6.



Figur 5.11: Bilde A-D viser snittet ved lokalitet 5. De røde strekene skiller enhetene B-I beskrevet i figur 5.12. Enhet B-F består av eoliske sedimenter transportert av vind, med unntak av enhet C og E som er lag med paleosoler. Enhet H består av aurhelle og er dermed vanskelig å definere som en eolisk avsetning eller marin strandavsetning. Selv om det ikke kommer veldig tydelig frem på bilde D har enhet I tydelig lagdeling og er dermed tolket til kystlagune avsetning.



Figur 5.12: Sedimentlogg i snittet ved lokalitet 5. Enhet B, D, F og muligens litt av H er eoliske avsetninger, mens enhet I og muligens deler av enhet H er marine lagunesedimenter. Paleosolene i dette snitte ble ikke aldersdatert.

Lokalitet 6

UTM 33 W 0502363 E, 7537976 N. 30 moh.

Beskrivelse

Denne lokaliteten er tatt ved en forsenkning i et flatt og åpent området (Figur 5.13). Forsenkingen har lite vegetasjon i bunn og er dominert av fin løs sand. Størrelsen på forsenkingen er omtrent 50 m vest til øst, 25 m nord til sør, og mellom 1-2,5 m høy langs kantene. Lokaliteten ligger omtrent 200 m sørvest for lokalitet 5, og er på en måte en fortsettelse av sandhaugene beskrevet i lokaliteten. Et 130 cm dypt snitt ble gravd i den sørlige delen av forsenkingen (Figur 5.14).

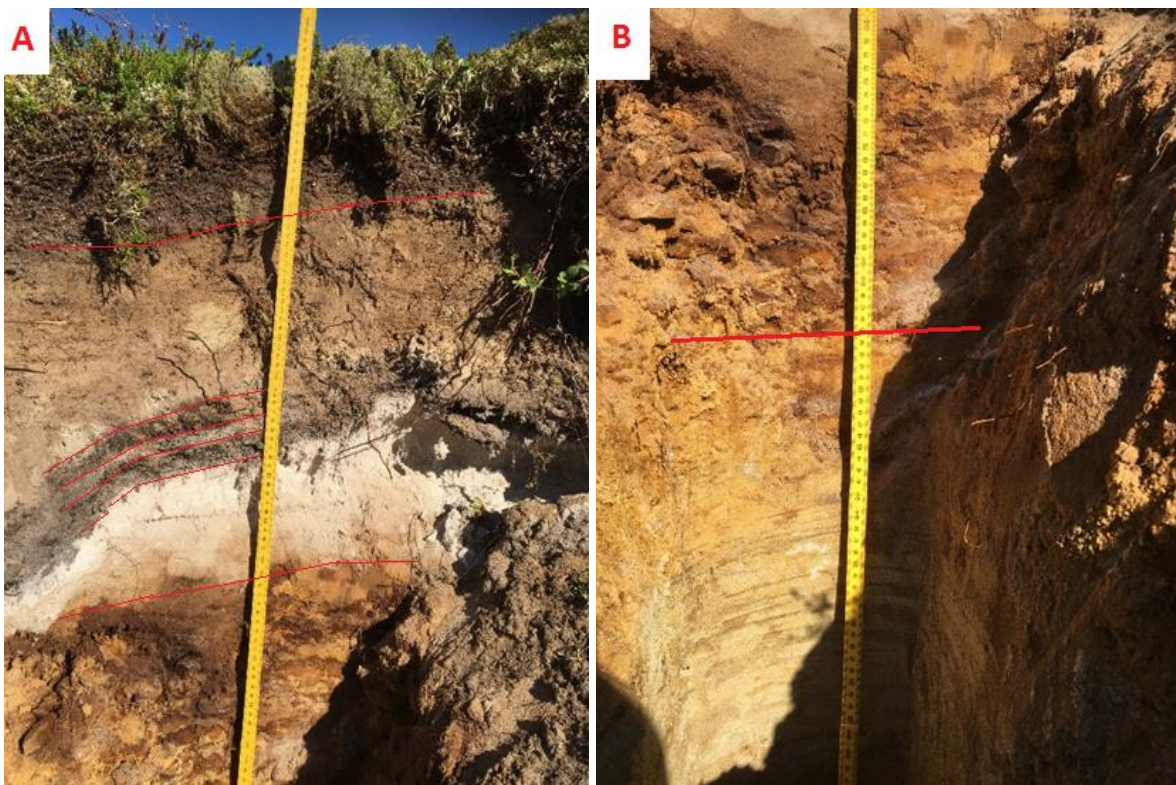
- 0-5 cm: Består av dagens torv.
- 5-32 cm: Fin sand med stort innhold av organisk materiale som er lite kompakt.
- 32-33 cm: Svart horisontalt lag som består dekomponert organisk materiale.
- 33-34 cm: Lag med homogen lysgrå sand.
- 34-36 cm: Svart horisontalt lag som består dekomponert organisk materiale.
- 36-47 cm: Lag med homogen lysgrå sand.
- 47-73 cm: En sone med veldig kompakt sand med rødlig farge. Det var så kompakt at det var vanskelig å grave gjennom.
- 73-130 cm: Sone med fin sand hvor en kan se antydning til lagdeling gjennom hele sonen.



Figur 5.13: Forsenkingen ved lokalitet 6. Rundt denne lokaliteten og lengre vestover finnes det flere slike forsenkninger av ulik størrelse. Snitt er gravd der den røde pilen peker.

Tolkning

Denne lokaliteten er tolket til å være en del av den samme marine strandavsetningen forklart i lokalitet 5. Dette er basert på at overflaten i denne lokaliteten er 30 moh. som er omtrent det samme som toppen av sandhaugene i lokalitet 5. I tillegg er sedimentsammensetningen i disse veldig like, og de eneste forskjellen er at de forskjellige enhetene i snittene har litt ulik tykkelse, noe som sannsynligvis kan skyldes lokale forskjeller. Av disse opplysningene kan man anta at lagunesedimentene som ble avsatt under Tapestrangresjonen hvertfall strekker seg fra lokalitet 5 og videre vestover omtrent 30 m over havet. Men som nevnt i tolkningen på lokalitet 5, så vil Tapestrangresjonen bli diskutert videre i kapittel 6.



Figur 5.14: Bilde A og B viser snittet gravd ved lokalitet 6, hvor de røde strekene skiller de forskjellige enhetene. På bilde A ser man eoliske sedimenter med innslag av to paleosoler. Videre ser man aurhelle som er vanskelig å definere som en eolisk avsetning eller marin strandavsetning. På bilde B kan man i den nederste delen av snittet tydelig se lagdelingen som sedimenter avsatt i lagunemiljø.

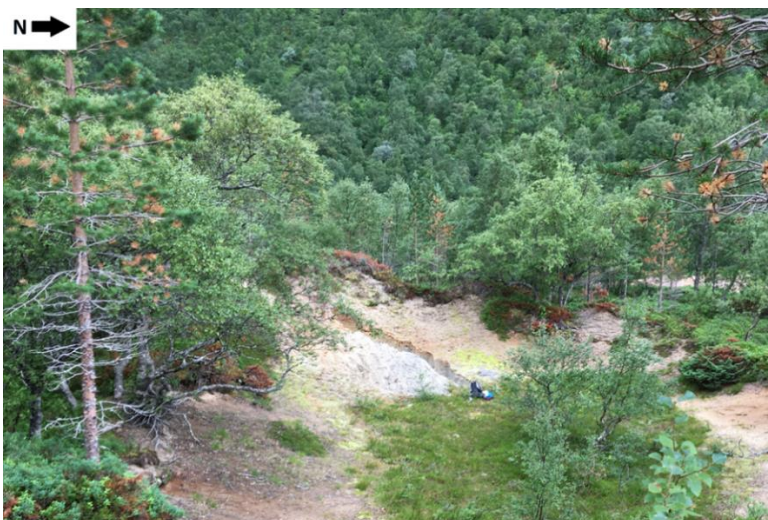
Lokalitet 7

UTM 33W 0502016 E, 7536289 N. 55 moh.

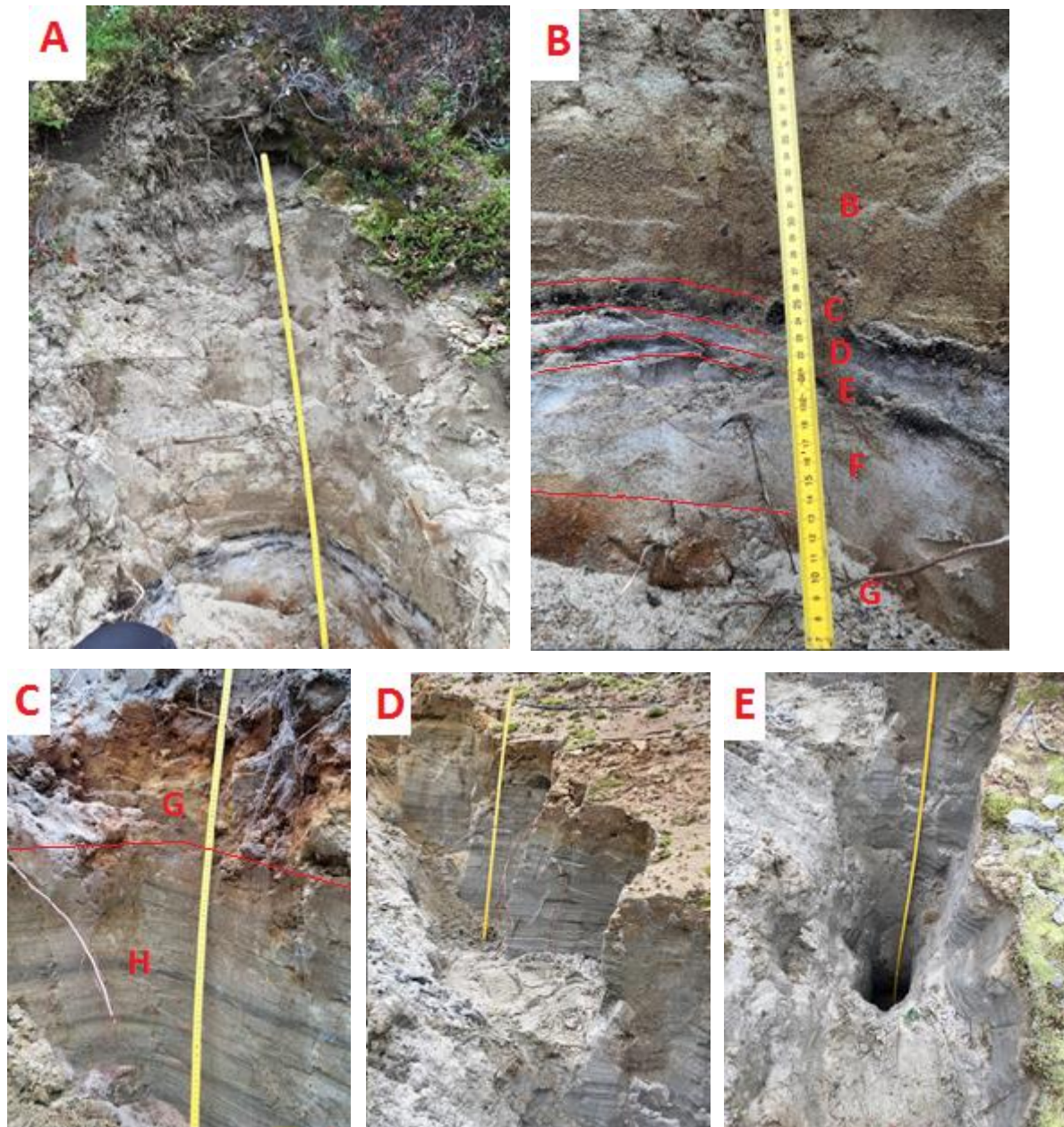
Beskrivelse

Denne lokaliteten ligger i Vassdalen helt sør i feltområdet. I området er det relativt tett skog med mye furutrær, men også løvtrær (bjørk). Midt mellom trærne er det en åpen grop som er rundt 15 m både nord-sør og vest-øst. Veggene rundt gropen er blottlagt for vegetasjon, og har alt fra 1 m til 4,5 m høye vegger (Figur 5.15). Ved denne lokaliteten ble det gravd et snitt på totalt 531 cm, de nederste 121 cm ble gravd under bakken (Figur 5.16 og 5.17).

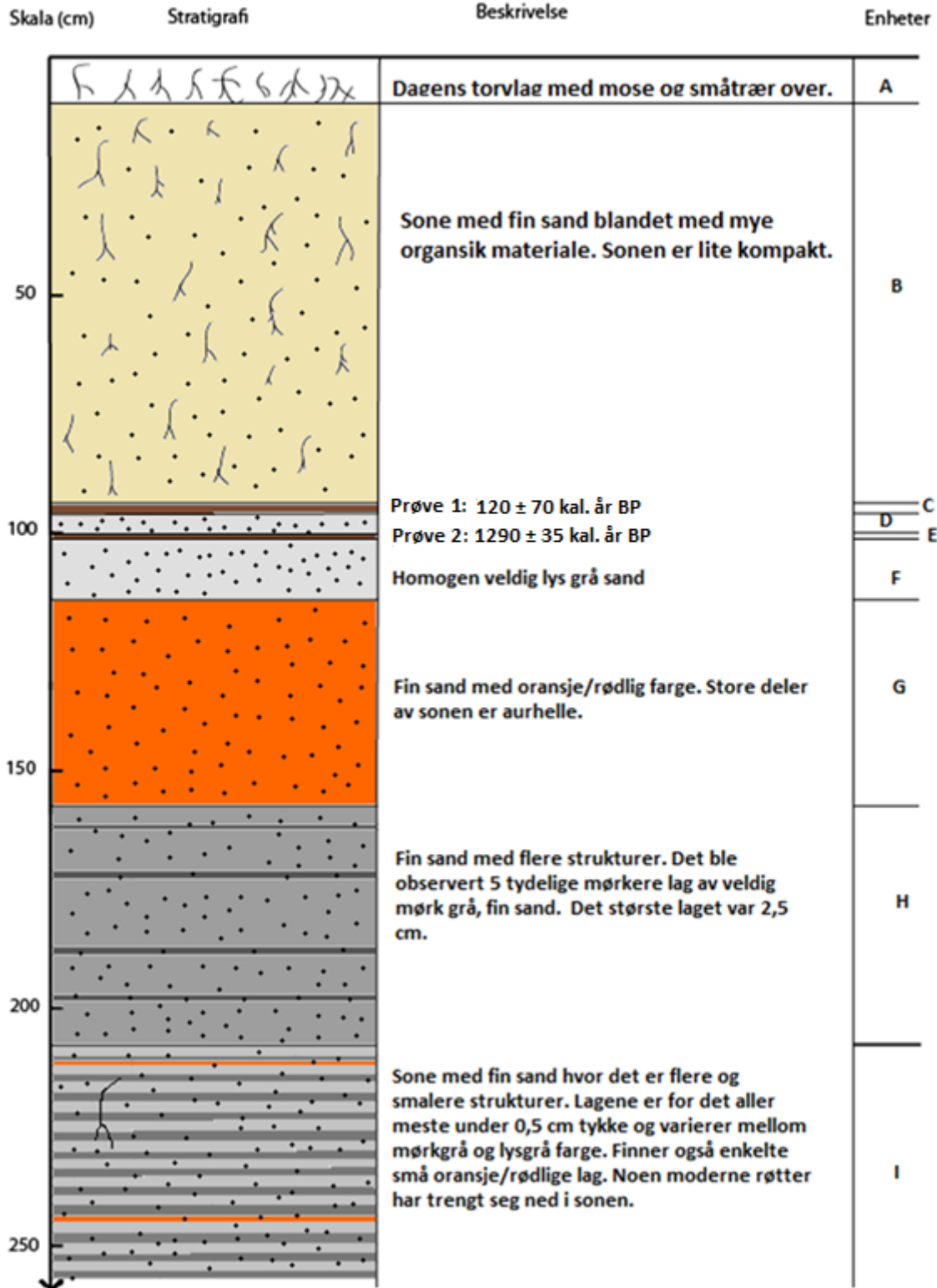
- 0-10 cm: Dagens torv som består av mye mose og trerøtter
- 10-95 cm: Løs fin sand med stort innhold av organisk materiale.
- 95-97,5 cm: Svart horisontalt lag som består av organisk materiale.
- 97,5- 101 cm: Lag med homogen lysegrå sand.
- 101-102 cm: Svart horisontalt lag som består av organisk materiale
- 102-115 cm: Lag med homogen lysgrå sand.
- 115-159 cm: En enhet med veldig kompakt sand med rødlig farge.
- 159-210 m: Enhet med fin sand med tydelig lagdeling. Her ble det observert fem mørkegrå lag som var rundt 2 cm tykke.
- 210-410 cm: Enhet med fin sand med tydelig lagdeling. Lagene er smale og sjelden tykkere enn 0,5 cm. Fargen i lagene varierer mellom mørkegrå og lysegrå, men finnes enkelte små lag som har en mer rødlig farge.
- 410-531 cm: Denne enheten er helt lik den forrige, men denne er gravd ut under bakkenivå. Høy fuktighet med tilsig av rennende vann i bunnen.



Figur 5.15: Oversiktsbilde over lokalitet 7. Det 531 cm store snittet er gravd ved sekken som ligger i bunnen av gropen



Figur 5.16: Bildene A-E viser de forskjellige delene av snittet ved lokalitet 7. De forskjellige lagene er skilt fra hverandre med røde streker.. På bilde A ser man et tykt lag med flyvesand som er lite kompakt. På bilde B er det to lag med paleosoler med et bleikjordssjikt mellom. Under bleikjordssjiktet er det en aurhelle som fortsetter på bilde C. Under aurhellen får sanden lagdeling som kan tyde på at den har blitt avsatt i et lagune lignende miljø.



Figur 5.17: Logg fra snittet ved lokalitet 7. Enhetene B, D, F og kanskje en del av G er eoliske avsetninger. Resten av sedimentene i snittet er lagune sedimenter. Enhet I fortsetter 2, 5 m dypere. Det ble tatt prøver av enhetene C og E som har blitt aldersdatert.

Tolkning

Denne lokaliteten er tolket til en marin avsetning på grunn av de store mengdene med lagdelt sand. Den lagdelte sanden er lik lagunesedimentene beskrevet i tidligere lokaliteter, og kan tyde på at det har vært et lignende miljø også her. Lagune sedimentene ligger rundt 55 moh. Men siden dette er sedimenter som blir avsatt på strandbredden har nok havet stått lavere under sedimentasjonen, sannsynligvis nærmere 50 moh. Det at lagune sedimentene nesten er 5 m høye tyder på at havet har vært stabilt over en lengre periode ved denne lokaliteten.

På figur 5.16A ser man at det også finnes mye flyvesand avsatt øverst i snittet. Denne sanden tyder på at det på et tidspunkt har vært svært høy eolisk aktivitet innerst i Vassdalen. Lagene med paleosoler har blitt aldersdatert, og vil bli diskutert i kapittel 6.

5.1.2 Eoliske avsetninger

Som beskrevet i kapittel 3 består eoliske avsetninger av fin sand, stort sett i størrelsen 0,2-0,5 mm som har blitt transportert av vind (Bargel, 2003). Eoliske avsetninger er veldig godt sortert, og kan enten bygge seg opp som dyner langs kysten eller legge seg som et «teppe» over eldre sedimenter innover land. Det er styrken, den dominerende vindretning, vegetasjon og fuktighet som avgjør hvor mye og hvor man får avsatt flyvesand, i tillegg til at man må ha et kildeområdet hvor mye sand er tilgjengelig. Mengden flyvesand kan være en god klimaindikator langs kysten av Norge, hvor man i rolige perioder uten flyvesandsaktivitet vil ha et mer stabilt klima hvor vegetasjonen vil klare å utvikle seg.

Lokalitet 8

UTM 33 W 0501822 E, 7536375 N. 51 moh.

Beskrivelse

Lokaliteten er tatt i en liten forsenkning som er omtrent 5 m vest-øst og 5 m nord-sør. Området rundt er flatt, og vegetasjonen består av enkelte trær, men mest lyng og andre småvekster. Dybden på gropen er 50 cm, og et snitt på 41 i cm ble gravd (Figur 18).

- 0-4 cm: Dagens torvlag.
- 4-9 cm: Fin sand med stort innhold av organisk materiale.
- 9-10 cm: Svart lag med organisk materiale.
- 10-22 cm: Lag med homogen lysgrå sand.
- 22-41 cm: En enhet med veldig kompakt sand med rødlig farge. Laget var så kompakt at det ikke gikk an å grave dypere.

Tolkning

Denne lokaliteten er på det kvartærgeologiske kartet markert som eoliske avsetning. Som vi kan se i figur 5.18 består lagene av flyvesand, hvor det øverste sandlaget har et høyt innhold av organisk materiale. Denne flyvesanden er avsatt som et teppe over eldre sedimenter.



Figur 5.18: Viser snittet gravd i lokalitet 8, hvor de forskjellige lagene er skilt med røde streker. Foruten et lag med paleosol består resten av snittet av eoliske avsetninger.

Lokalitet 9

UTM 33 W 0501874 E, 7536775 N. 48 moh.

Beskrivelse

Denne lokaliteten ligger omtrent 20 m sør for strandvollen ved lokalitet 4, på et område som er flatere og fuktigere enn strandvollen. Vegetasjonen består av småvekster som lyng og mose. Et 44 cm dypt snitt ble gravd (Figur 5.19).

- 0-4 cm: Moderne torv.
- 4-14 cm: Lysgrå sand med veldig høyt innhold av organisk materiale.
- 14-19 cm: Svart horisontalt lag som består av organisk materiale.
- 19-29 cm: Fin lysgrå homogen sand.
- 29-43 cm: En enhet med veldig kompakt sand med rødlig farge. Laget var så kompakt at det ikke gikk an å grave dypere.

Tolkning

Denne lokaliteten er blitt markert som eolisk avsetning i det kvartærgeologiske kartet. Snittet (Figur 5.19) består i likhet med snittet ved lokalitet 8 kun av eoliske avsetninger, med unntak av laget med organisk materiale. Flyvesand har også her blitt avsatt som et teppe over eldre sedimenter i et flatt området.



Figur 5.19: Viser snittet gravd ved lokalitet 9. Snittet har et klassisk podsolprofil med bleikjordssjikt og aurhelle under et lag med paleosol. Lagene er skilt fra hverandre med røde streker. Avsetningene er eoliske.

Lokalitet 10

UTM 33 W 0502551 E, 7539189 N. 6 moh.

Beskrivelse

Denne lokaliteten er tatt i bunnen av en forsenkning i landskapet rundt 200 m sør for dagens strand (Figur 5.20). I bunnen er det en flate som er omtrent 140 m nord-sør, og rundt 90 m vest-øst. Veggene rundt flaten varierer fra 1-3,5 m høye, og sanden er flere plasser blottlagt. Flaten i bunnen av forsenkningen er nesten heldekket med småvegetasjon bestående av forskjellige mose- og gressarter. I tillegg finnes det 3-4 trær spredt rund på flaten hvor det høyeste er 2 m høyt. Området rundt forsenkninger er småkupert med tett vegetasjon. Et snitt på 50 cm ble gravd i toppen av en 2,5 m høy sandvegg i den sørlige delen av flaten. (Figur 5.21). Hele snittet består av godt sortert lysegrå sand som inneholder en del organisk materiale. Relativt tett vegetasjon over snittet med einerbusker, gress og andre småvekster.



Figur 5.20: Viser fordypningen i lokalitet 10 som er et resultat av menneskelig uttak av sand. Til venstre og midt i bildet kan vi se rester etter etablerte dyner.

Tolkning

På grunnlag av formene rundt denne lokaliteten og materiale i snittet er dette området markert som en eolisk avsetning på det kvartærgeologiske kartet.

Den godt sorterte, fine sanden er typisk materiale som blir transportert og avsatt av vind.

Sandhaugene og det småkuperte terrenget i området med velutviklet vegetasjon tyder på at de eoliske avsetningene er relativt stabile og utviklet seg til stabile dyner (Figur 5.22). Vegetasjonen har fått tid til å utvikle seg på grunn av mangel av sandpålagring. En grunn til dette kan være at de dominerende dominerende

flyvesandstranporterende vindene har skiftet retning. I følge NIBIO sine gårdskart (NIBIO,

2018) er fordypningen et resultat av tidligere masseuttak av sand. Andre antropogene påvirkninger som kan ha vært med på å påvirke vegetasjonen og dermed stabiliteten til sanden er bruk av beitedyr og gjødsling.



Figur 5.21: Snitt gravd ved lokalitet 10. Avsetningene i snittet består av godt sortert finsand som er typisk materiale avsatt av vind.



Figur 5.22: Flyfotoet viser en oversikt over lokalitet 10 og området rundt. Snittet ved lokaliteten er markert med et oransje punkt. Øst for fordypningen i ved lokalitet 10 kan man se tydelig sport etter etablerte sanddyner som har tett og stabil vegetasjon.

Lokalitet 11

UTM 33W 0502870 E, 7539448 N. 20 moh.

Beskrivelse

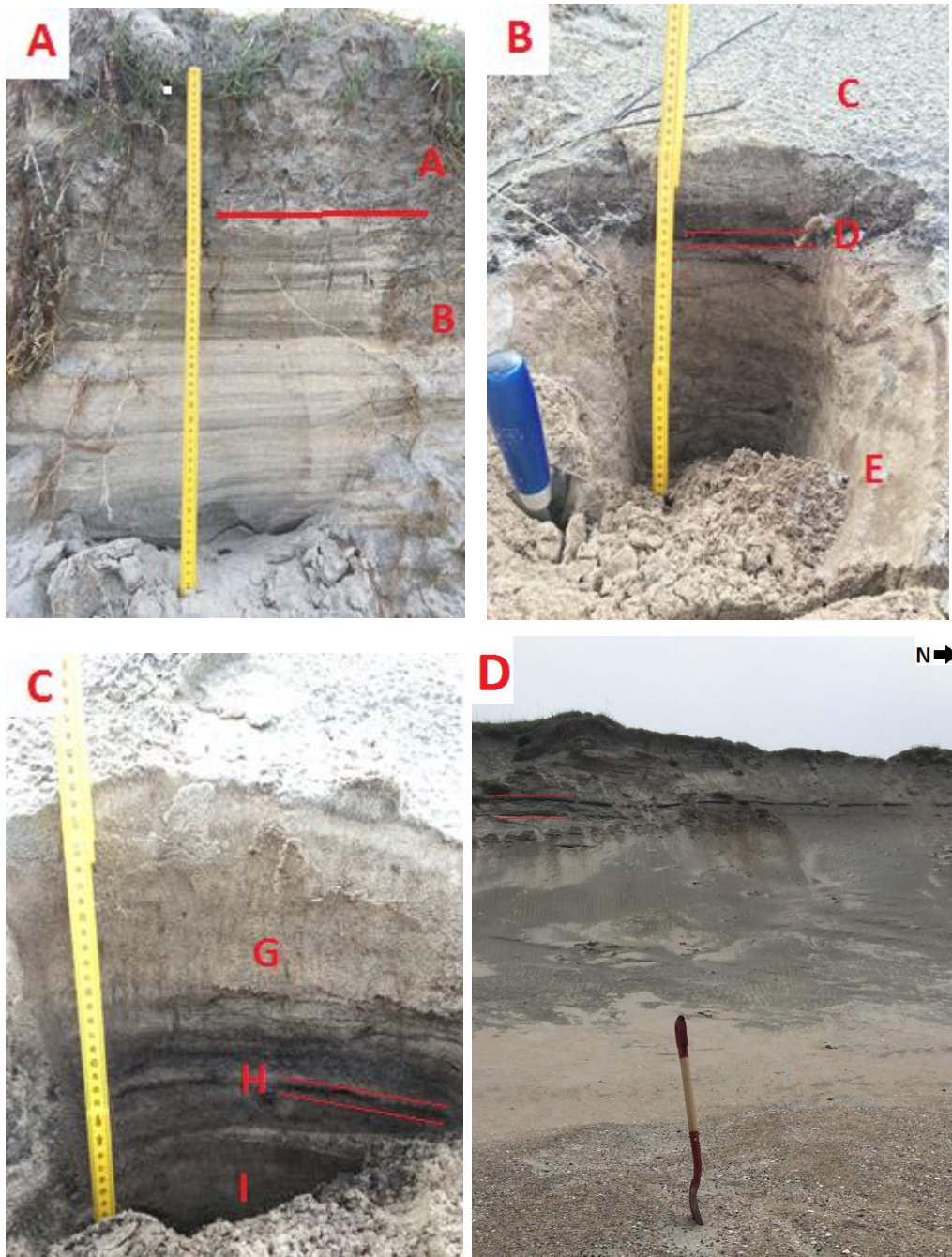
Denne lokaliteten er tatt på toppen av en stor sandhaug, hvor det er en relativt bratt skråning mot øst på omtrent 10 m (Figur 5.23). Det flate området i bunnen med blottlagt sand er minst 250 m vest-øst og omtrent 200 m nord-sør, og man se antydninger til små kuperinger som går parallelt med havet. Materiale i bunnen består av fin sand og grus, i tillegg er det mye skjellrester. Vegetasjonen er nærmest fraværende i området med blottlagt sand, men i kantsonen rundt er det mye småvekster som strandkveke og andre gressarter. Siden dette

området er et vernet naturområdet ble det ikke gravd like omfattende snitt som ved tidligere lokaliteter, men enkelte småsnitt ble gravd litt sporadisk (Figur 5.23 og 5.24).

De øverste 50 cm av snittet består av fin sand med lagdeling hvor fargene varierer fra lyse lag til litt mørkere grå lag. Sanden i snittet er lite kompakt og raser fort ut når den graves i (Figur 5.24 A). 2 m lengre ned i skråningen ble sanden mer homogen uten noen form for lagdeling (Figur 5.24 B og C). Det ble også observert tre svarte horisontale lag som består av organisk materiale. Disse ble funnet omtrent 2,4 m, 3 m og 3,3 m fra toppen av skråningen. De organiske lagene kunne lett observeres fra bunnen av skråningen (Figur 5.24D).



Figur 5.23: På bildet ser vi en stor blowout rett sør for Bøsanden på Engeløya. Denne blowouten strekker seg i en vest-øst retning, og er omtrent 250 m. På bildet ser man rett mot øst.

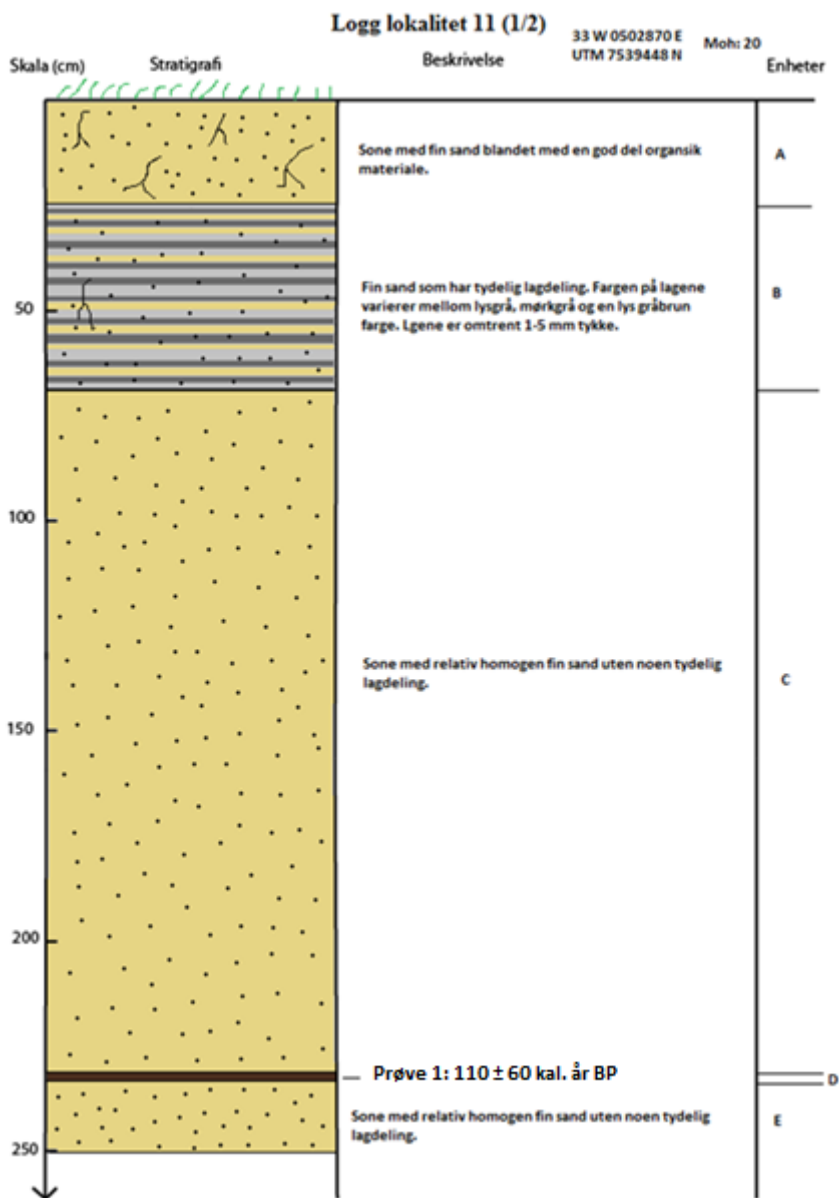


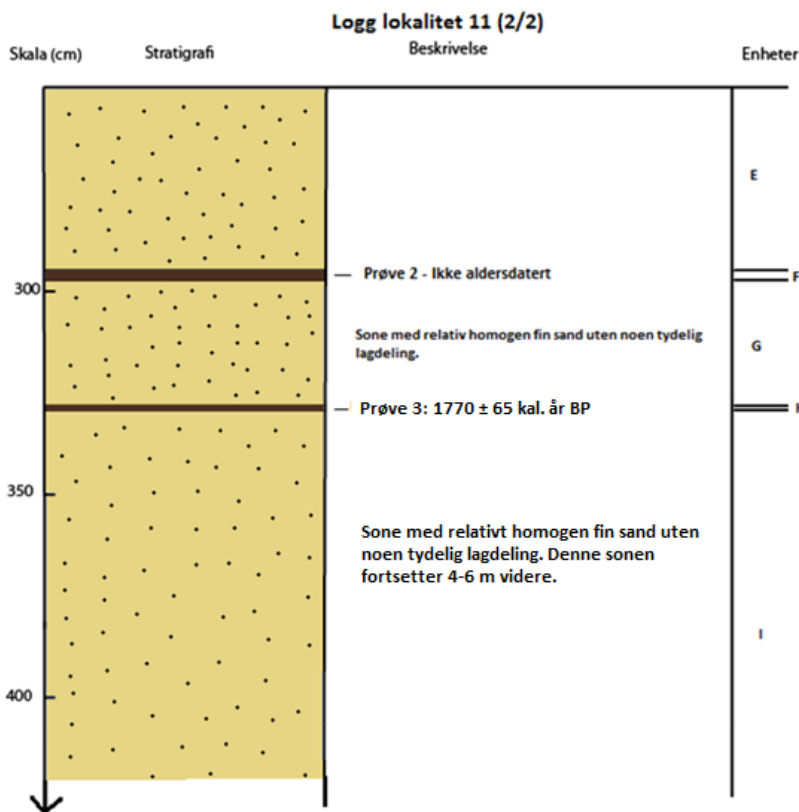
Figur 5.24: Bildene A-D viser snittene som ble gravd ved lokalitet 11. Skråningen består av eoliske avsetninger som har bygds seg opp til en stor sanddyne. De røde strekene markerer lag med paleosoler. På bilde D kan man se grus og skjellfragmenter rundt spaden.

Tolkning

Lokaliteten er tolket som en eolisk avsetning i det kvartærgeologiske kartet basert på sammensetningen av sedimenter og formen på avsetningen. Store mengder sand har blitt transportert med vind fra kildeområdet ved Bøsanden, og bygd seg opp til en stor sanddyne. Denne sanddynen har nok på et tidspunkt vært mye større, og sannsynligvis dekket mye av

området som er blottlagt for vegetasjon i (Figur 5.23). Men av ukjente grunner har sanden blitt transportert videre østover og blitt avsatt der. Dette har enten skjedd naturlig ved at gjentatte stormer fra vest fjernet vegetasjonen som stabiliserer stranddyner, eller så har antropogene påvirkninger som beiting eller uttak av sand begrenset vegetasjonen, og dermed vert med på å akselerere transporten av sand vekk fra området. Et utblåsingsområde som dette kalles en blowout (deflasjonsgrop på norsk), og er et resultat av at erosjonen er større enn pålagring av sand. Plasseringen og retning på skrentene kan indikere at det er vind og stormer fra vest som påvirker de eoliske avsetningene i denne delen av feltområdet. Fraværelsen av vegetasjon tyder på at området er relativt ustabil. Det ble tatt to dateringsprøver av de 3 lagene med paleosoler. Prøvene vil bli diskutert senere i kapitlet.





Figur 5.25: Logg av snittet ved lokalitet 11 (1/2 og 2/2). Heile snittet består av eoliske avsetninger. To lag med paleosoler ble aldersdatert (Prøve 1 og Prøve 2).

Lokalitet 12

UTM 33 W 0503647 E, 7539598 N. 28 moh.

Beskrivelse

Denne lokaliteten er tatt øst i feltområdet, ved en rygg som strekker seg rundt 100 meter i en sørvest-nordøstlig retning (Figur 5.26). Høyden på ryggen varierer mellom 1–3 m, og i skråningen mot sør er mye sand blottlagt. Sør for ryggen er det et flatt område med relativt tett vegetasjon med mye einerbusker og gressplanter. På denne flaten går det en linje med høyspentledning, som sammen med traktorspor og aktiv beiting tyder på stor antropogen påvirkning. På lokaliteten ble det gravd et 110 cm dypt snitt (Figur 5.27 og 5.28).

- 0-9 cm: Moderne torv
- 9-27 cm: Løs fin sand med stort innhold av organisk materiale.
- 27-28 cm: Svart lag bestående av organisk materiale.
- 28-76 cm: Løs fin sand med stort innhold av organisk materiale.
- 76-80 cm: Svart lag med organisk materiale.

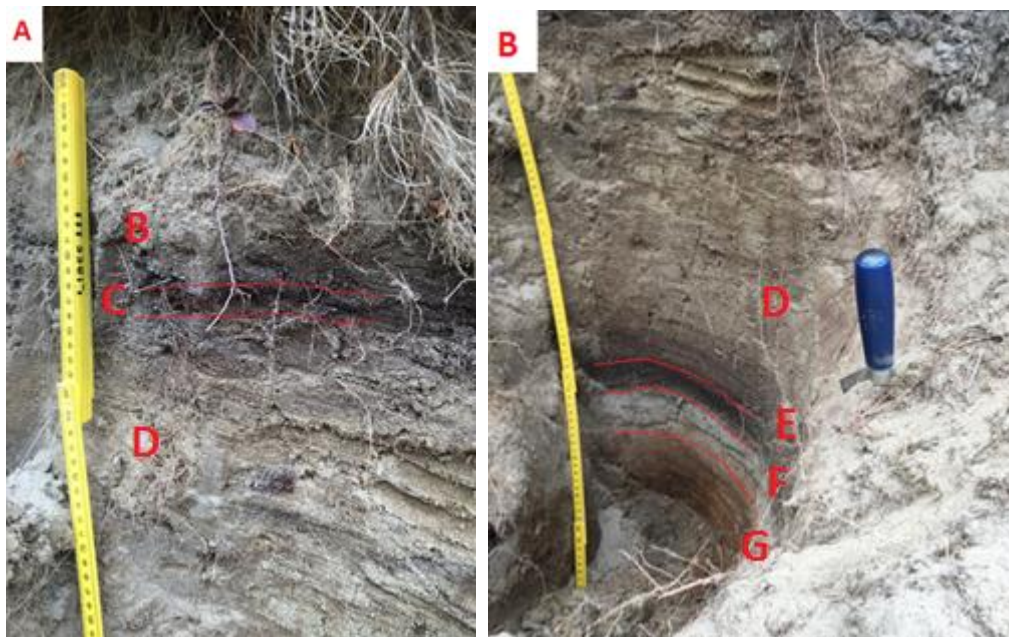
- 80-93 cm: Lag med homogen lysgrå sand.
- 93-110 cm: Lag med rødlig sand som var så hardt at det ikke var mulig å grave dypere.



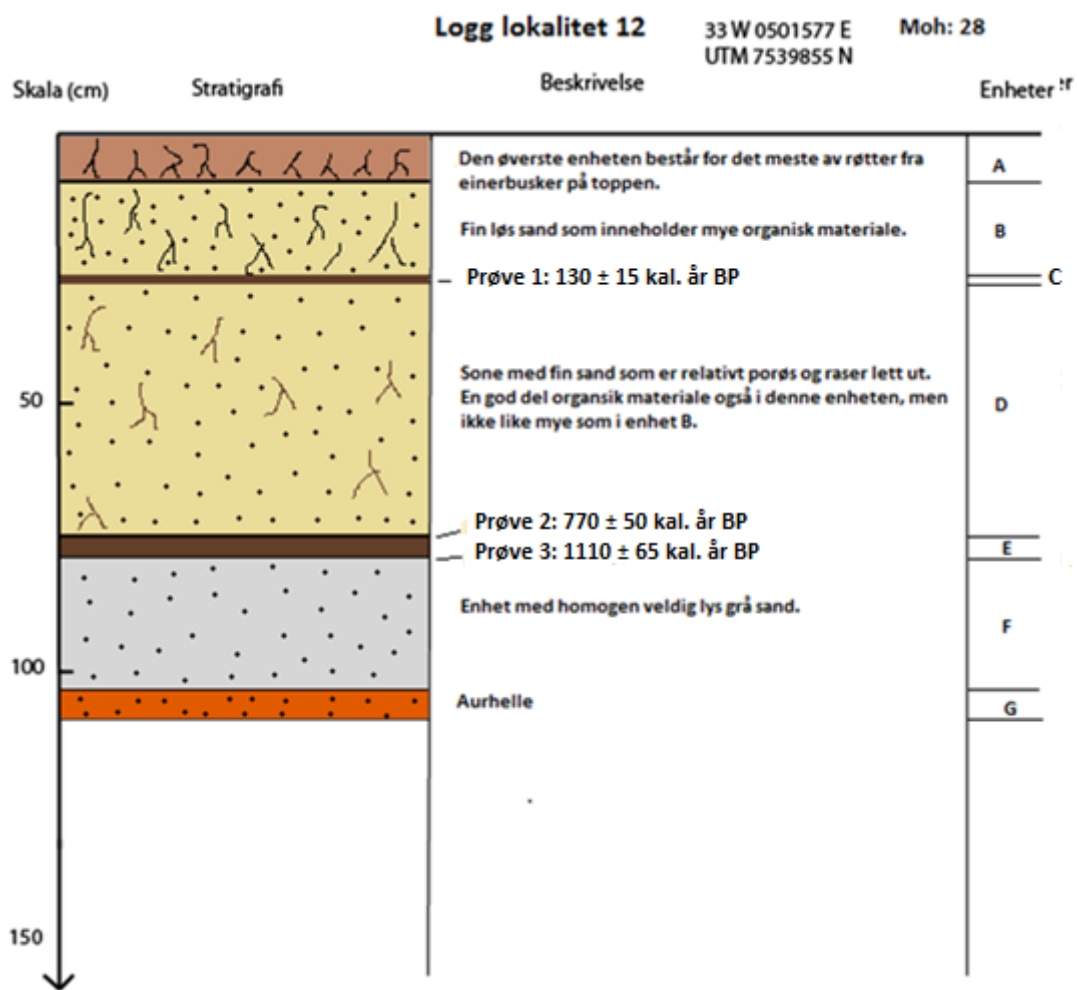
Figur 5.26: Viser ryggen som strekker seg i en sørvest-nordøst retning. Den røde pilen markerer hvor snittet i lokalitet 12 ble gravd.

Tolkning

Lokaliteten er tolket til å være en eolisk avsetning. Paleosolene gjenspeiler tidsperioder hvor avsetning av sand har stoppet opp, og et jordlag har utviklet seg. På grunn av stor antropogen påvirkning, spesielt med bygging av høyspentlinjer og fjerning av masse, er det stor sannsynlighet for at ryggen også har vært utbredt lengre sør. Det er tatt prøver til aldersdatering av paleosolene, og vil bli diskutert i kapittel 6.



Figur 5.27: Bilde A og B viser snittet ved lokalitet 12, og de røde strekene skiller de forskjellige lagene. Hele snittet foruten det svarte lagene med paleosoler består av eolisk sand.



Figur 5.28: Logg av snittet ved lokalitet 12. Det ble tatt 3 aldersdateringer av lag med paleosoler. Sedimentene i snittet er eoliske avsetninger

5.1.3 Morenemateriale

Morenemateriale er materiale som er avsatt direkte av en bre, og består av aller typer løsmasser fra leire til blokk. Morenemateriale er erodert enten ved plukking eller abrasjon av fjellgrunnen for så å bli transportert vekk av isbreer englasialt, subglasialt eller supraglasialt (Sulebak, 2007:198). Slike avsetninger er vanligvis dårlig sortert og uten lagdeling, og de enkelte steinene er ofte lite rundet (Bargel, 2003).

Lokalitet 13

UTM 33 W 0501397 E, 7537602 N. 37moh.

Beskrivelse

Ved foten av en liten fjellknaus, som er rundt 10 m høyere enn landskapet rundt, er det observert usortert materiale. Dette materiale kan ses i landskapet omtrent 50 m nord-sør og 20 m vest-øst. Materiale er som usortert, og består av fin sand til blokker på opptil 80 cm. Avsetningen er lite kompakt og fragmentene er kantete (Figur 29 A). På overflaten kan blokker ses gjennom et tynt vegetasjonsdekke (Figur 29B).



Figur 5.29: Bilde A viser usortert moreneavsetning som inneholder materiale fra sand til blokk. Bilde B viser toppen av moreneavsetningen hvor en kan se blokkene stikke gjennom et tynt vegetasjonsdekket.

Tolkning

I det kvartærgeologiske kartet er dette området tolket som morene på grunnlag av sammensetningen av sedimentene. Siden moreneavsetningen i denne lokaliteten er lite kompakt, kan man anta at materiale ikke er avsatt som bunnmorene.

5.1.4 Myr/torv

Myr er et økosystem der omdanningen av dødt organisk materiale, hovedsakelig gamle planterester, går så langsomt at det dannes lag av delvis nedbrutt materiale, torv. Myrer er karakterisert med å ha høyt grunnvann, som gir oksygenfattige miljø. Dette gjør det vanskelig for flere arter å leve i slike områder, utenom spesialiserte arter som kan leve nær overflaten (Moen, 1998:73). Myrer deles i to hovedgrupper etter tilgangen på næring. Ombrogen myr får all vanntilførsel fra regn, og er ofte næringsfattig på grunn av mangel på mineraler. Den andre hovedtypen er minerogen myr som i tillegg til nedbør får sigevann fra omgivelsene via grunnvannet eller minerogent vann som har vært i kontakt med berggrunnen (Moen, 1998:74)

I følge Moltu (1988) er det omtrent 1460 dekar med myr fordelt på Engeløya, fordelt på flere små felt. Dette er trolig blitt redusert noe som følge av drenering av myr til jordbruksareal i nyere tid. På det kvartærgeologiske kartet (Figur 5.1) kan man se flere områder hvor vannet har blitt drenert vekk for å kunne danne dyrket mark. Bømyran består av omtrent 600 dekar (tall fra 1988) fordelt på flere større og mindre parti. Det meste av myrarealet er gressmyr med lyngvekster, myrene er ganske grunne, omtrent 0,5-1m (Moltu, 1988). For at torv/myr skal markeres i det kvartærgeologiske kartet må torven være tykkere enn 30 cm.

Lokalitet 14

UTM: 33 W 0501439 E, 7537767 N. 30 moh.

Beskrivelse

Denne lokaliteten ble tatt på et flatt og relativt fuktig området med lite vegetasjon i nærheten (Figur 5.30). Den eneste vegetasjonen rundt er smålyng og ulike moser. En grøft som er rundt 100 m lang i en nord-sør retning er gravd for å drenere vekk vannet mer effektivt. I denne grøften ble det gravd et snitt på 105 cm (Figur 31).

- 0-5 cm: Moderne torv.
- 5-42 cm: Nedbrutt organisk materiale som inneholder enkelte sandkorn.
- 42-68 cm: Fin grus og organisk materiale. Finner flere større kantrunda klaster hvor de største er 2-3 cm i diameter.
- 68-88 cm: Grusig lag. Laget er dårlig sortert med flere større kantet til kantrundet klaster, hvor det største var <6 cm i diameter.

- 88-105 cm: Består for det meste av mørkegrå, grov sand. Finner også enkelte innsalg av grus.
- Helt i bunn av snittet finnes grovere, dårlig sortert materiale, med grus til store steiner. Her renner det også vann.



Figur5.30: Viser det flate området hvor lokalitet 14 ble beskrevet. Den røde pilen markerer hvor snittet ble gravd, og fra denne pilen kan man se en grøft som er gravd nordover.

Tolkning

Materialet i snittet består for det meste av usortert sedimenter med størrelse fra sand til stein. Materialet er kantet til kantrundet, og passer dermed godt til beskrivelsen av morenemateriale. Dette snittet ligger omtrent 150 m nord for lokalitet 13, og man kan dermed anta at disse sedimentene er av samme opphav som lokalitet 13. Forskjellen er at det ved denne lokaliteten eksisterer et >30 cm torvlag oppå morenematerialet. Avsetningen er dermed tolket som torv/myr.



Figur 5.31: Viser snittet ved lokalitet 14. Delen over den røde streken er den 28 cm med dekomponert organisk materiale. Under den røde streker er materiale med usortert materiale, tolket til morene materiale.

Lokalitet 15

UTM 33 W 0501617 E, 7537862 N. 28 moh.

Beskrivelse

Denne lokaliteten er tatt omtrent 200 m øst for lokalitet 14, og er også et relativt flatt område. Det er gravd en grøft som er 200–300 m lang, i en vest-øst retning. Grøften er laget for å drenere vekk vann fra området. I denne grøften ble det gravd et snitt på 108 cm (Figur 5.32 og 5.33)

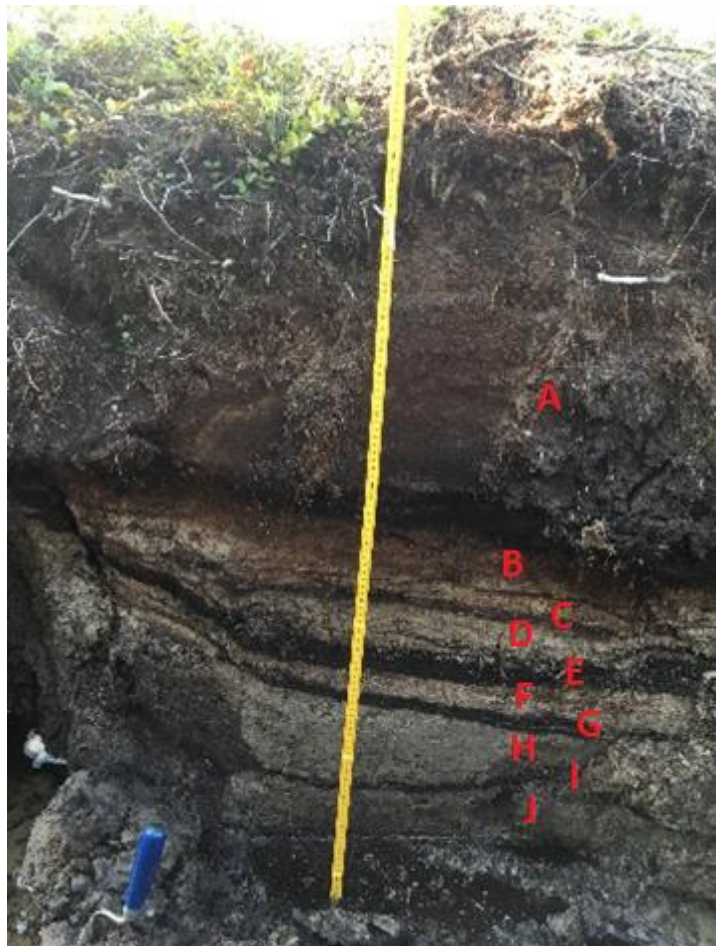
- 0-32 cm: Organisk materiale med en del spredte sandkorn.
- 32-45 cm: Fin sand med en brunlig farge som inneholder en del organisk materiale.
- 45-46 cm: Organisk materiale.
- 46-53 cm: Lag med fin sand uten lagdeling. Laget er litt forstyrret med en del små flekker med svart organisk materiale og sand med ulike fargenyanser.
- 53-57 cm: Tykt lag med mørk organisk materiale.
- 57-61 cm: Lag med sand og grus.
- 61-63 cm: Lag med organisk materiale.

- 63-76 cm: Fin lysgrå siltig sand. Finner også enkelte små svarte flekker med organisk materiale.
- 76-77 cm: Organisk materiale.
- 77-108 cm: Fin lysgrå homogen sand, med innslag av grov silt. Finner også enkelte små svarte flekker med organisk materiale.
- Helt i bunnen av grøften er det sand som har flere klaster i størrelse grus og stein.

Tolkning

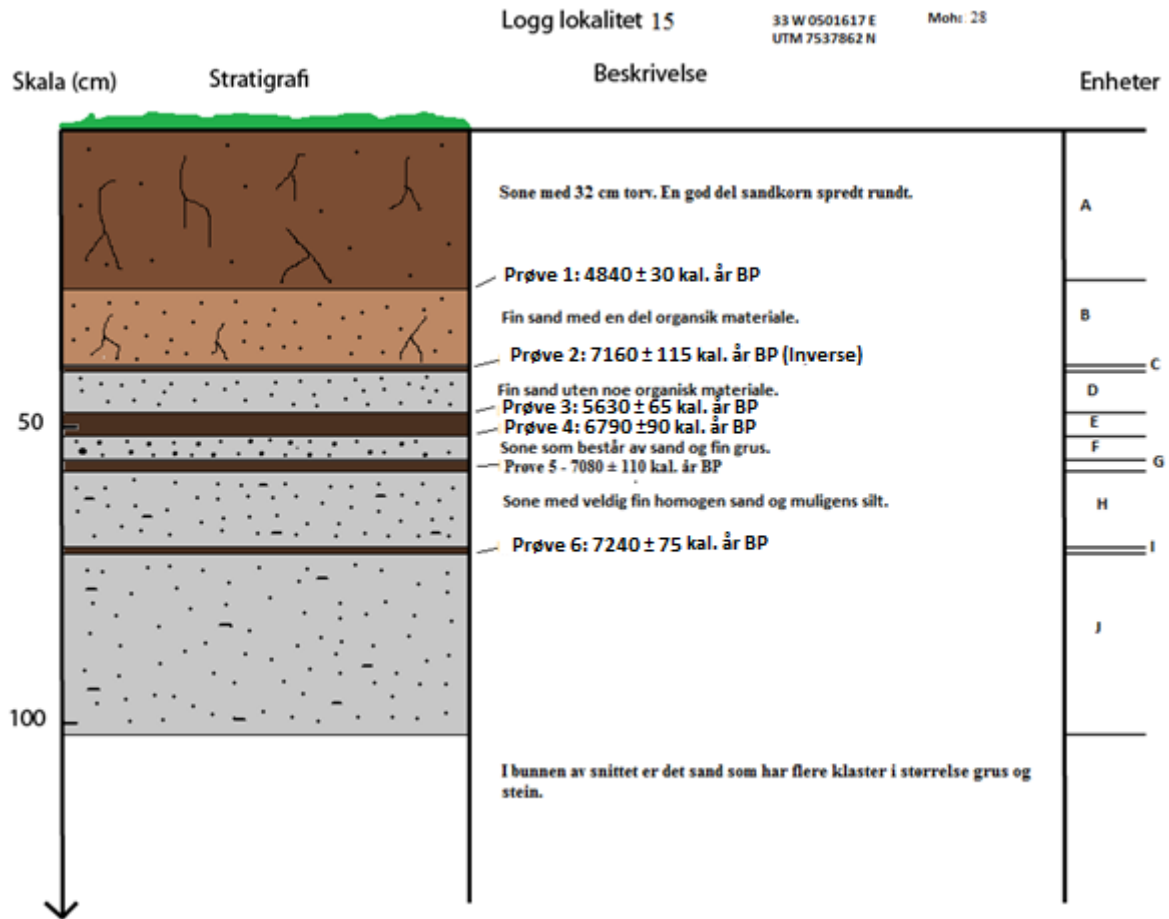
Denne lokaliteten er tolket til myr siden torven på toppen er tykkere enn 30 cm. De nederste lagene med er tolket til å være marine sedimenter. Disse lagene er sannsynlig blitt avsatt på bakstranden under perioder med kraftig bølgeaktivitet, som har blitt etterfulgt av en periode med mindre bølgeaktivitet slik at en paleosol har fått tid til å utvikle seg. Økt bølgeaktivitet er som regel et resultat av sterke vinder, dermed kan marine sedimenter avsatt på bakstranden være en prøxy for økt stormaktivitet på samme måte som eoliske avsetninger.

Laget med sand og fin grus har større fragmenter som vind vil ha problemer med å transportere og er utvilsomt en marin avsetning. Sannsynligvis har kraftige stormer og høyvann kombinert dannet stor bølgeaktivitet som har kunnet transportere større fragmenter innover land. Enn annen mulighet er at høyvann kombinert med kraftige bølger har gravd i morenemateriale som finnes rett sør for lokaliteten, og dermed dratt med seg grovere materiale i nedskyllet. De to øverste sedimentlagene ligner mer på flyvesandsandsedimenter som er observert ved tidligere



Figur 5.32: Snitt fra lokalitet 15. Enhetene A, C, E, G og I er lag med paleosoler, mens enhet B, D, H og J er tolket til lag av eolisk materiale. Enhet F er tolket til marin strandavsetning.

lokaliteter. Sedimentlagene i dette snittet vil bli diskutert sammen med aldersdateringene som er gjort i kapittel seks.J



Figur 5.33 Logg fra snittet ved lokalitet 15. Det ble her tatt 6 aldersdateringer, men prøve 2 var inverse. Lagene med sedimenter består av flyvesand, med den øverste delen er torv.

5.2 Radiokarbondatering

Det ble tatt ut til sammen 15 prøver til datering fordelt på flere lokaliteter (Tabell 5.1). Målet med å datere de organiske lagene var å kunne aldersbestemme klimatiske «stabile» perioder med organisk oppbygging, og dermed kunne si noe om når de eoliske avsetningene («ustabile perioder») mellom de organiske lagene ble avsatt.

Tabell 5.1 nedenfor viser resultatet fra radiokarbondateringene utført på organiske fragmenter i prøvene. Radiokarbonaldre er kalibrert ved hjelp av «Calib 7.10» (Stuiver et al., 2018) med kalibreringskurve «IntCal13» (Reimer et al., 2013), og er oppgitt i kalender (kal.) år før nåtid (BP). Tabellen viser alle mulige resultater for ett og to standaravvik (1σ og 2σ). Ved bruk av 1σ har man 68,2 % sjanse for å treffe rett alder, og ved 2σ er det 95,4 % sjanse for å beregne rett alder. Median av mest sannsynlig (2σ) kal. yr BP er brukt i den videre diskusjonen om når de ulike lagene er blitt avsatt.

Tabell 5.1: Resultater fra AMS-14C-radiokarbondatering av organiske ved forskjellige lokaliteter på Bø, Engeløya. 14C aldre er konvertert til kalender år med IntCal13 kalibreringskurve (Reimer et al., 2013)

Laboratorie nr.	Snitt/lokalitet	Dybde i snitt (cm)	Vekt (mg)	Materiale	¹⁴ C alder (BP)	Kalibrert alder		Median av mest sannsynlig (2σ) kal. yr BP	Bemerkelse
						BP (1σ)	BP (2σ)		
Poz-108992	Lok 7 prøve 1	95 - 97.5	109.1	Terrestriske makrofoss	115 ± 30	60 - 140	12 - 148	117 ± 70	
Poz-108666	Lok 7 prøve 2	101 - 102	9.8	Terrestriske makrofoss	1345 ± 30	1268 - 1299	1236 - 1309	1283 ± 35	
Poz-109213	Lok 3 prøve 1	10 - 15	12.9	Terrestriske makrofoss	102.11 ± 0.31 pMC	117 - 132	225 - 253	126 ± 15	Moderne
Poz-109214	Lok 3 prøve 2	22	49	Terrestriske makrofoss	310 ± 30	372 - 429	346 - 463	388 ± 60	
Poz-109207	Lok 15 prøve 1	27 - 8	19	Terrestriske makrofoss	4250 ± 35	4821 - 4859	4808 - 4868	4835 ± 30	
Poz-109208	Lok 15 prøve 2	40 - 41	11.1	Terrestriske makrofoss	6130 ± 40	6946 - 7028	6926 - 7160	7160 ± 115	Inverse
Poz-109209	Lok 15 prøve 3	48 - 49	7.2	Terrestriske makrofoss	4890 ± 40	5595 - 5646	5584 - 5716	5626 ± 65	0.5mgC
Poz-108599	Lok 15 prøve 4	51 - 52	26.7	Terrestriske makrofoss	5960 ± 40	6737 - 6805	6711 - 6890	6790 ± 90	
Poz-108600	Lok 15 prøve 5	56 - 58	28.8	Terrestriske makrofoss	6180 ± 40	7015 - 7127	6952 - 7176	7080 ± 110	
Poz-109210	Lok 15 prøve 6	71 - 72	21.1	Terrestriske makrofoss	6310 ± 40	7175 - 7222	7164 - 7316	7237 ± 75	
Poz-109211	Lok 11 prøve 1	230 - 233	51	Terrestriske makrofoss	85 ± 30	33 - 73	24 - 141	107 ± 60	
Poz-108991	Lok 11 prøve 3	330	22.1	Terrestriske makrofoss	1825 ± 30	1751 - 1812	1696 - 1828	1765 ± 65	117
Poz-109372	Lok 12 prøve 1	27	68.8	Terrestriske makrofoss	100.39 ± 0.31 pMC	118 - 131	222 - 253	126 ± 15	0.7mgC
Poz-108990	Lok 12 prøve 2	76	18.8	Terrestriske makrofoss	865 ± 30	732 - 793	697 - 802	770 ± 50	
Poz-109354	Lok 12 prøve 3	80	10	Terrestriske makrofoss	1175 ± 30	1104 - 1149	1048 - 1180	1108 ± 65	

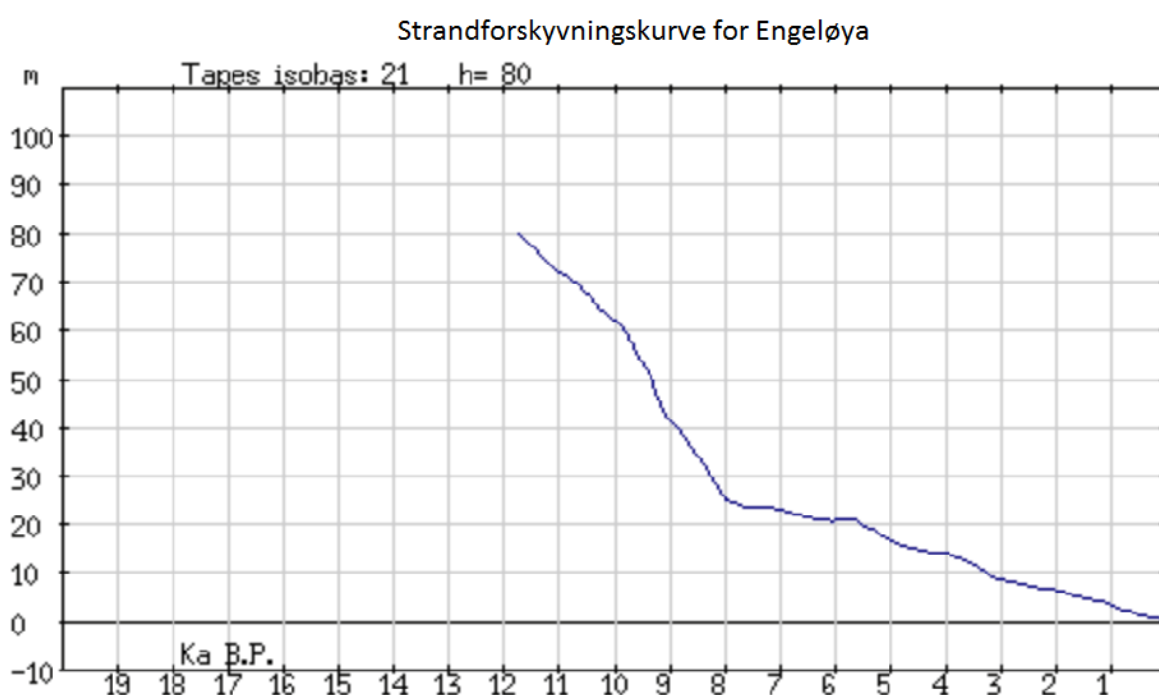
6 Diskusjon

På bakgrunn av datagrunnlaget presentert i kapittel 5, har marine strandavsetninger, eoliske avsetninger, myrområder og morenemateriale blitt gjenkjent i feltområdet ved Bø, Engeløya. Resonnementene for disse tolkningene er basert på beskrivelse av enkeltlokalitetenes sedimentologi, geomorfologi og utbredelse ut fra topografiske, klimatiske og geologiske faktorer. Tolkningene er imidlertid ikke bare basert på feltobservasjoner fra enkeltlokaliteter, men også ved å sette lokalitetene og de forskjellige avsetningsformene i en større kontekst. I kapittel 6.1 vil havnivåets utvikling i feltområde gjennom holosen gjøres rede for, og potensiell posisjon av Tapestransgresjonen presenteres. Eolisk aktivitet registret gjennom holosen, og mulig utløsende faktorer vil bli diskutert i kapittel 6.2. Her vil også de fleste dateringene fra tabell 5.1 bli diskutert. Flyvesandsaktivitet ved Bøsanden vil bli diskutert i kapittel 6.3.

6.1 Havnivå gjennom holosen og lokalisering av Tapestransgresjonen

Som nevnt i områdebeskrivelsen begynte havet å stige etter at innlandsisen begynte å smelte etter siste istid maksimum for omtrent 20 000 kalenderårsiden. Det oppstod en transgresjon som var på rundt 80 m i området rundt Steigen ifølge Møller & Holmeslet (2002), og dermed dekket havet hele feltområdet på et tidspunkt. Som vi kan se på det kvartærgeologiske kartet på figur 5.1 er det ganske stor marin strandavsetning helt sør i Vassdalen (lokalitet 7). Det finnes ingen nøyaktig datering på når disse lagunesedimentene ble avsatt, men ut fra strandforskyvningskurven på figur 6.1 lå havet 55-60 m over dagens havnivå for 9500-1000 ^{14}C år siden. Denne alderen tilsvarer slutten, eller overgangen fra yngre dryas (YD) til holosen. Yngre dryas er kjent som en periode med stagnasjon i havnivå, med rapportering om transgresjon noen steder (Høgaas et al, 2018). På grunn av dette er det observert større og mer markante strandvoller fra denne tidsperioden. Ifølge Andersen et al (1995) er YD-strandlinjen den mest markante strandlinjen i Nord-Norge. Den mest markante strandlinjen i feltområdet ligger på 45 moh. (lokalitet 4). Skal man følge strandforskyvningskurven til Møller & Holmeslet (2002) ble denne avsatt for omtrent 9000 ^{14}C år siden. Denne perioden heter preboreal, som er en ny kuldeperiode. Andersen et al. (1981) daterte Narvik-Bjerkvik-Finneid-Misvær-Hemnes-Mosjø morenen til 9550 ± 200 ^{14}C år før nåtid. Dette tyder på at det enten var et brefremstøt rundt denne tiden, eller at tilbaketrekningen stoppe opp i en periode, og dermed trolig var med på å bremse regresjonen.

Uten nøyaktige dateringer er det vanskelig å kunne si med sikkerhet hvilken tidsperiode de forskjellige strandvollene ble avsatt under. Skal man følge strandforskyvningskurven til Møller & Holmeslet (2002), er det naturlig og si at havnivå under yngre dryas stod ved lokalitet 7, omtrent 55 moh. Men på grunn av at strandvollen ved lokalitet 4 skiller seg selv veldig fra andre strandvoller i området med sin størrelse går antar jeg at den ble avsatt under yngre dryas, som vil bety at havnivået 12 900-11 600 kal. år før nåtid stod omtrent 45 moh..



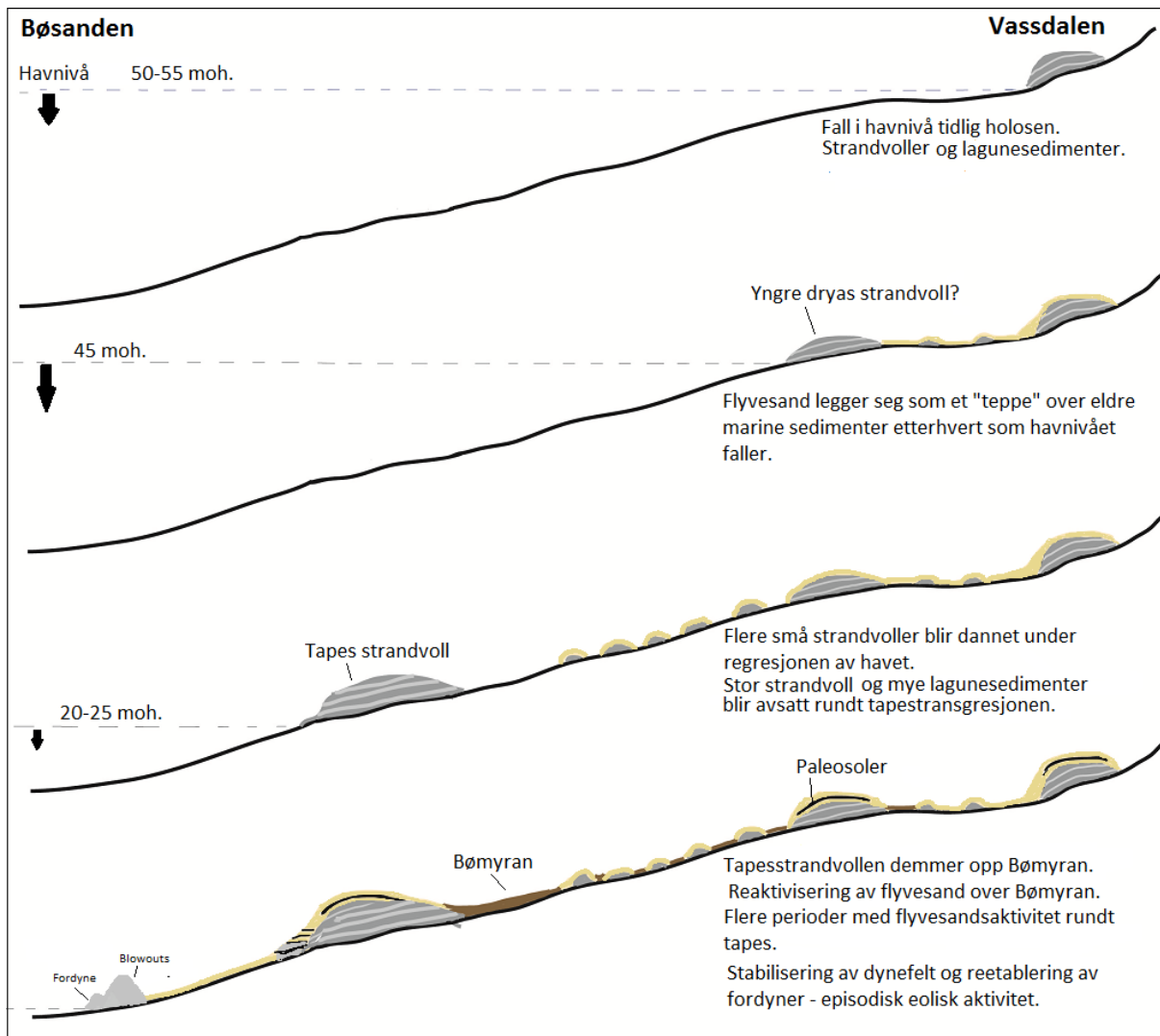
Figur 6.1: Strandforskyvningskurve for området rundt Engeløya i Steigen. Denne kurven modellerer med marin grense på 80 m og synker med ulik hastighet ned mot dagens havnivå. Den tydelige forsinkelsen i havnivå senkningen for rundt 6000 ¹⁴C er tolket å være et resultat av Tapestransgresjonen. Kilde: Møller og Holmeslet 2002.

Fra den store strandvollen ved lokalitet 4 sank havnivået jevnt, og det er avsatt flere mindre strandvoller som er markert på kartet i figur 5.1. Ved rundt 30 moh. er det observert en markant endring i landskapet, noe som er tolket til å være en strandvoll. Ved lokalitet 5 er det observert store mengder lagunesedimenter som har bygget seg opp fra ~25–30 moh. Dette tyder på at det var relativt stabilt havnivå over en viss periode under regresjonen. Ser man på strandforskyvningskurven i figur 6.1 ser man at regresjonen bremset opp fra 25 til 20 moh. før den igjen økte ned til dagens havnivå. I følge Møller & Holmeslet (2002) var denne

nedbremsingen av regresjonen i midt- holosen fra rundt 8000-5500 ^{14}C år før nåtid, som er kjent for sitt klimaoptimum, hvor Norge var på sitt varmeste gjennom holosen. Den høye temperaturen førte til at mye av isen på den nordlige halvkule smeltet slik at havet steg, og det oppstod en transgresjon flere plasser langs kysten av Norge. Mens andre plasser hvor landhevingen var større holdt havstigningen følge med landhevingen, og bremset dermed bare regresjonen. I følge Møller (1986) var Tapestransgresjonen maksimum for 6000 ^{14}C år før nåtid (6800 kal. år før nåtid), som er der grafen på figur 6.1 flater ut. Skal man følge modellen til Møller & Holmeslet (2002), var havnivå under Tapestransgresjonen < 21 moh.

Jørgensen et al. (1997, s. 232) mener at den mest markerte unge strandlinjen i Norge er Tapes-strandlinjen. De marine avsetningene ved lokalitet 5 er den mest markerte strandlinjen i feltområdet. Lokalitet 5 ligger på omtrent 25 moh., noe som er litt høyt i forhold til det som blir tolket til høyden på Tapes i figur 6.1. Det ble også funnet mye pimpstein rundt lokaliteten, noe som også er funnet flere andre steder langs kysten ved Tapes-nivået. Det er antatt at pimpsteinene stammer fra et utbrudd på Island (vulkanen Hekla) i Tapes tid (Jørgensen et al., 1997:232). Siden lagunesedimentene ved lokalitet 5 er avsatt på rundt 25 m har nok havnivået stått noen meter lavere når de ble avsatt. Ved dagens strand (lokalitet 1) er det omtrent 2 m høydeforskjell fra havet opp til dagens lagunesystem. Hvis systemet var noenlunde likt under Tapes som ved dagens strand, kan man gå ut ifra at havet lå en plass mellom 20–25 moh., noe som samsvarer godt med Møller og Holmeslet (2002) sine beregninger. Strandvollen som ble dannet under Tapes dannet en lagune på innsiden. Det er også antatt at Tapes-strandvollen dannet et høyt grunnvannsspeil som initierte oppbyggingen av Bømyrane.

Havet har gjennom hele holosen sunket med varierende hastighet til ulike tider. Det er vertfall registrert to markante stopp i havregresjonen. Den første er en strandvoll som ligger 45 moh. og stammer mest sannsynlig fra yngre dryas. Denne strandvollen strekker seg 700 m vest-øst, og er veldig tydelig både i felt og på kart. Den andre store strandvollen ligger på 25-30 moh. og stammer fra Tapestransgresjonen. Utenom de to nevnte strandvollene er det flere mindre strandvoller som har blitt dannet under mindre stopp i havregresjonen. Baser på diskusjonen ovenfor er laget en modell for havnivåendring, og påfølgende eolisk aktivitet gjennom holosen (Figur 6.2) Modellen er delt inn i fire perioder basert på hendelsen som har blitt diskutert i oppgaven.



Figur 6.1: En forenklet modell som viser rekkefølgen de marine og eoliske sedimentene avsettes i.

6.2 Eolisk aktivitet

6.2.1 Eoliske avsetninger over Tapes strandlinjen

Kystdynesystemer og eoliske avsetninger sin sammenheng med klima har de siste årene blitt undersøkt langs kysten av Vest-Europa (e.g Nielsen et al, 2016b; Nielsen et al, 2016c; Clemmensen et al, 2009; Clarke & Rendell, 2009). I disse studiene har perioder med høy transport av flyvesand blitt identifisert med perioder med mye stormaktivitet. Flyvesand kan dermed bli brukt som en proxy for tidligere stormaktivitet. Men som nevnt i kapittel 3 er det flere faktorer en vind som avgjør transporten av sand og sanddynedannelse, og dermed er det flere usikkerhetsmomenter med denne proxyen. Tilgangen på sand fra et kildeområde er en viktig faktor for eoliske transport. I det aktuelle feltområdet har det relative havnivået endret seg såpass mye gjennom holosen at kildeområdet hele tiden har flyttet seg lengre nordover, og

strandflaten blitt større. Dermed er det store lokale forskjeller på når flyvesanden har blitt avsatt ved de forskjellige lokalitetene.

Av lokalitetene det er tatt dateringer fra er det lokalitet 3 og lokalitet 7 som ligg lengst sør, og ligg lengst fra dagens kildeområdet. Sammenligner man loggene i figur 5.5 og 5.15 så kan man se at de to profilene har veldig lik sedimentasjon. Flyvesanden som er avsatt over de lagdelte lagunesedimentene er trolig avsatt direkte etter at havet stod nord for lokalitet 3 og 7, og at det dermed var kort avstand fra kildeområdet til sanden ble avsatt. Fra lokalitet 3 er paleosolene datert til 390 ± 60 og 130 ± 15 kal, år BP, mens ved lokalitet er paleosolene datert til 1280 ± 35 og 120 ± 70 kal, år BP (Tabell 5.1). Det betyr at flyvesanden som ligger over disse paleosolene er alt for unge til å opprinnelse fra kildeområdet ved dagens strand. Matthews & Seppälä (2014) skriver at reaktivisering av flyvesand ofte skjer på grunn av ulike forstyrrelser av vegetasjonen, ofte gjennom et samspill mellom skogbrann og klimatiske endringer. I følge Moltu (1988) sine pollenanalyser kan man allerede i tidlig jernalder (2500 ^{14}C år før nåtid) se tegn av høy jordbruksaktivitet med bruk av beitedyr. Som en del av jordbruket ble det også brukt ild til svirydding av krattskog og lyngheier. Det er nok slike hendelser som har fjernet vegetasjonen, og dermed reaktivisert flyvesanden rundt disse lokalitetene som har flyttet seg og blitt avsatt ved en ny lokalitet. Både ved lokalitet 3 og 7 er det en paleosol som er datert til rundt 120 kal, år BP, hvor det etterpå har vært stor flyvesandsaktivitet. En mulig forklaring kan være svibruk eller skoghogst, men det kan også være et resultat av veibygging. Det går en gammel traktorvei/kjerrevei ved begge disse lokalitetene, og det har kanskje blitt reaktivert mye sand under byggingen av denne veien.

Det øverste flyvesandlaget ved lokalitet 7 er relativt tykt på nesten 1 m. En grunn til dette kan være at nordavinden forsterkes når den når inn til den smalere delen av Vassdalen, og har dermed mer energi til å transportere materiale.

Ved lokalitet 3 er det et 20 cm tykt lag med flyvesand mellom paleosolene, og har blitt avsatt mellom 388 ± 60 kal. år BP og 126 ± 15 kal. år BP, noe som korrelerer godt med siste del av «den lille istid». Flere studier har registrert perioder med økt stormaktivitet i de nordøstlige delene av Atlanterhavet under denne perioden (e.g. Clemmensen et al, 2015; Clarke &

Rendell 2009, Nielsen et al, 2016b & Nielsen et al 2016c). Svibruk og trehogst kan ha bidratt til å skape ustabilitet i flyvesanden rundt lokalitet 3.

6.2.2 Eoliske avsetninger ved eller under Tapes strandlinjen

Ved lokalitet 15 er det tatt flest aldersdateringer av paleosoler, og det viser seg at disse paleosolene er betydelig eldre enn resten av dateringene som er tatt i feltområdet (Tabell 5.1). Lokaliteten ligger 28 moh., og er lokalisert noen meter over den tenkte Tapes strandlinjen som ble diskutert i kapittel 6.1. Seks dateringer ble tatt på fem paleosoler, som gav alder fra 7240 ± 75 kal, år BP til 4840 ± 30 kal, år BP. Paleosolene gjenspeiler stabile perioder hvor jordsmonnet får tid til å etablere seg, noe som vil si at periodene mellom paleosolene gjenspeiler ustabile perioder med høyere pålagring av sand.

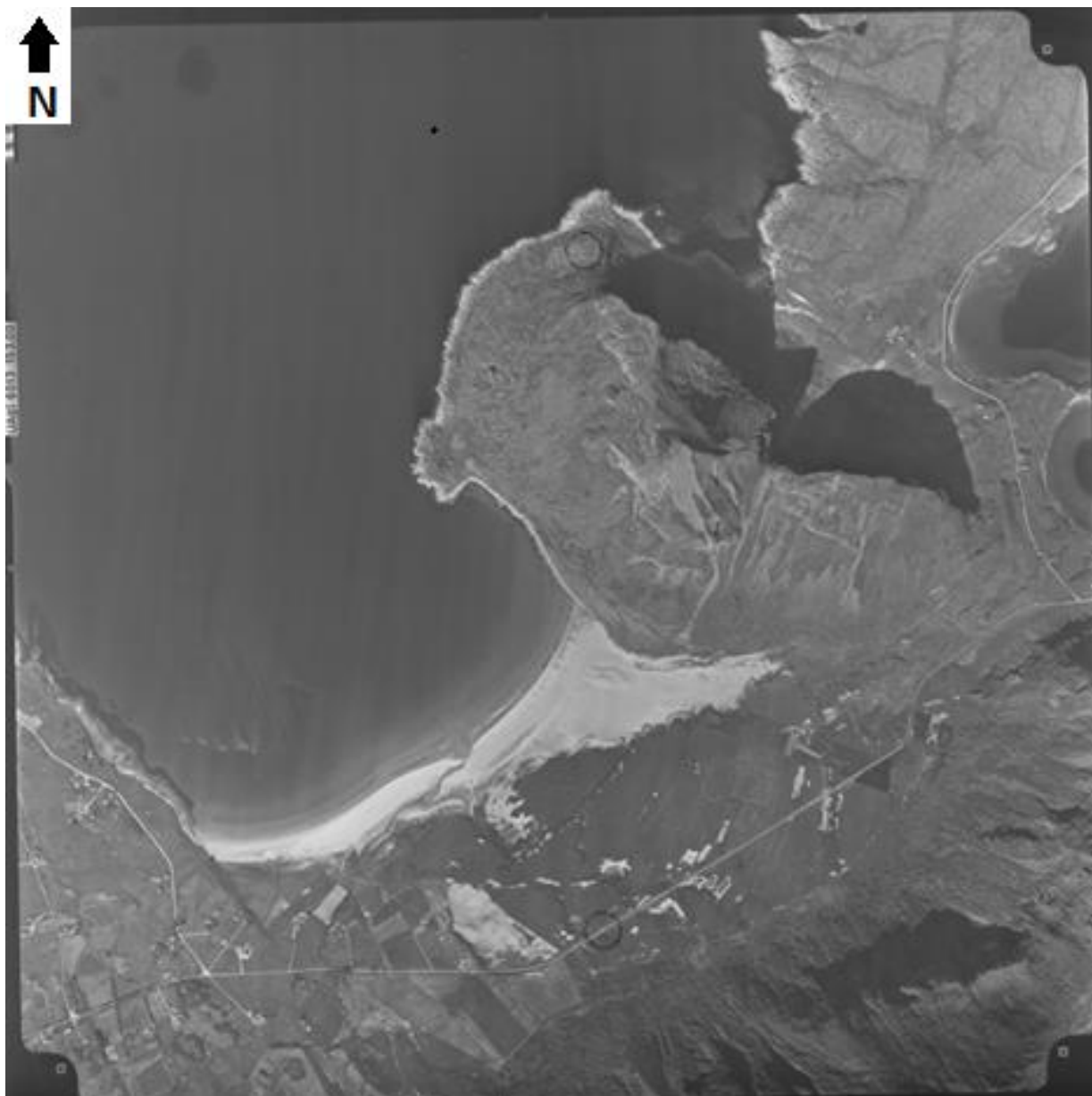
Enhetene H, J og F i figur 5.33 er tolket som marine avsetninger. Aldersdateringene viser at enhet J er avsatt før 7240 kal, år BP, enhet H mellom 7240 og 7080 kal. år BP, mens enhet F mellom 6790 og 5630 kal. år BP. Sand- og gruslaget mellom dateringsprøve 5 og 4 er avsatt rundt Tapes transgresjonen for ~6800 kal. år BP siden (Møller & Holmeslet, 2002). Det er tolket at laget er for grovt til å kunne transporteres av vind. Lokalitet 15 sin nærhet til datidens havnivå gjør at laget mest sannsynlig et resultat av havet sitt arbeid, enten ved at kraftige stormer kombinert med høyvann får energi nok til å transportere grovere materiale rundt Tapes maksimum, eller ved kraftige bølger som har erodert i morenemateriale som er lokalisert sør for lokalitet 15. I følge Tidevannstabeller (2019) er det beregnet høyvann på 287 cm med et 1000 års gjentaksintervall, og 264 cm med et gjentaksintervall på 100 år. Det betyr at hvis Tapes maksimum lå mellom 20 og 25 moh. for ~6800 kal, år BP er det en mulighet at havet under stormflo kombinert med kraftig vind har føtt til å slå innover lokalitet 15 og avsatt blandingslaget av grus og sand.

Etter 5630 kal. år BP og frem til 4830 består snitte av eoliske avsetninger. Sammenligning av disse aldersdateringene og strandforskyvningskurven i figur 6.1 viser at havnivået begynte synke igjen etter tapes maksimum. Dermed ble et større kildeområdet tilgjengelig for transport av flyvesand, som blant annet ble avsatt ved lokalitet 15. Økt flyvesandsaktivitet etter tapes er også observert ved Andøya (Nielsen et al; 2016b).

Lokalitet 12 ligger rundt 30 moh., og ligger dermed rett over Tapestrandlinjen. Dateringene viser at det ikke var noen flyvesandsaktivitet fra 1108±65 kal, år PB til 770±50 kal, år BP. Reaktivisering av flyvesandsaktivitet ved denne lokaliteten etter dette kan ha sammenheng med at det var rundt denne tiden den lille istid startet, som er kjent som en periode med økt stormaktivitet (Jackson et al, 2019). En annen grunn til pålagringen av flyvesand kan være som det er antatt ved lokalitet 3 og 7 at antropogene påvirkninger som svibruk og annen jordbruksvirksomhet har reaktivert flyvesandsområder. Sannsynligvis er dette laget med flyvesand et resultat av en kombinasjon de to nevnte årsakene.

6.3 Flyvesandsaktivitet ved dagens strand

Det er ved dagens strand, og hovedsakelig den østlige delen av stranden, at det er registrert flyvesandsaktivitet i dag. Her er det observert det som er tolket til å være en stor blowout, som er beskrevet i lokalitet 11. Sammenligner man flyfoto fra 1977 (Figur 6.1) med flyfoto fra samme område i 2015 (Figur 6.2) ser man at den østlige delen av Bøsanden også var den mest aktive i 1977. Men det kan også observeres at mellom tidspunktene disse bildene ble tatt har det etablert seg småvegetasjon i den østlige delen av den store blowouten ved lokalitet 11, og mellom forstranden og blowouten. Hesp (2002) skriver at noen faktorer som avgjør om vegetasjonen får utviklet seg er havnivåendring, stormaktivitet og tilgang på kildemateriale. Siden havnivået har vært relativt stabilt de siste tiårene, er det mulig å anta at stormaktiviteten eller tilgangen på materiale har avtatt noe. Men området i blowouten uten noe vegetasjon på figur 6.2 tyder på at det fortsatt er noe eolisk aktivitet i området. Ved de etablerte fordynene beskrevet i lokalitet 10 kan man se at vegetasjonen har blitt tettere med innslag av skog. Sør for Bøsanden kan vi se på flybilde fra 1977 at det er flere små og større sår i vegetasjonen som i dag har blitt flatet ut til å få jevne og flate områder med dyrket mark.



Figur 6.2: Flybilde av Bønsanden fra 1977. Kilde: (Kartverket 2018) serie: FW-5505



Figur 6.3: Flybilde av Bøysanden fra 2015. Kilde: Norge i bilder 2015

Ved lokalitet 11 er det datert to paleosoler som gir aldre på 1765 ± 65 kal, år BP og 126 ± 15 kal, år BP. Dette er en skråning på 5-7 m hvor de øverste 3,3 m er avsatt de siste 1750 årene. De siste 125 årene er det avsatt $\sim 2,5$ m, noe som gir en sedimentasjonsrate på ~ 2 cm per år. Den høye sedimentasjonsraten tyder på at det i siste del av holosen har vært stor pålagring av flyvesand ved denne lokaliteten. Samtidig har erosjonen vært større enn pålagringen av sand, siden området nå bare består av en stor blowout. Det kan ikke utelukkes at menneskelig aktivitet har vært med å forsterke denne erosjonen for eksempel ved ulovlig bruk av motorisert kjøretøy, dyretrekk eller fotturisme.

7 Konklusjon

Hovedformålet med denne oppgaven var å si noe om hvordan havnivå og eoliske aktivitet har endret seg gjennom holosen ved Bø på Engeløya. Det er benyttet både kvartærgeologisk kartlegging og karbondateringer av paleosoler i dette arbeidet. Resultatene fra metodene har videre blitt analysert, og danner grunnlag for følgende konklusjoner:

- Denne oppgaven viser at havnivået har hatt en relativt jevn regresjon gjennom hele holosen med et par unntak. Ved 45 moh. er det en stor strandvoll bygget opp av lagunesedimenter som er 700 m vest-øst, og er tolket til å være avsatt under yngre dryas (12 900-11 600 kal. år BP). Tolkningen er basert på sedimentologien observert i snitt, og flybilde tolkning. Det er også en stor strandvoll som ligger 25-30 moh., som består av lagunesedimenter. Denne strandvullen er tolket til å være strandvullen som ble avsatt under Tapestransgresjonen, når havet lå mellom 20 og 25 moh. Ved Tapesstrandvullen er det observert lag med marine avsetninger hvor det første er avsatt før 7240 kal. år BP, det andre mellom 7240 og 7080 kal. år BP og det tredje 6790 kal. år BP. Disse lagene er avsatt under ekstrem bølgeaktivitet, og kan være en proxy for stormaktivitet.
- Det er funnet eoliske avsetninger i hele feltområdet, hvor det meste har blitt avsatt som et teppe over eldre sedimenter etter hvert som havet har sunket. De eldste eoliske avsetningene som er datert i området ble avsatt rett etter Tapestransgresjonen, mellom 5630 og 4830 kal. år BP. Det er også flere eoliske avsetninger som er fordelt gjennom hele siste del av holosen uten et spesielt mønster i aldersdateringene. Et unntak er muligens kan være en prøve som er datert til 770 kal. år BP og en annen datert til 360 som kan representere økt flyvesands aktivitet under den lille istid. Mye av reaktivering av flyvesand er nok resultat av antropogen påvirkning.
- Dagens situasjon er slik at det mest aktive flyvesandsområdet ved Bø er ved den østlige delen av Bøsandene. Her er det en stor blowout uten noe vegetasjon i bunn, noe som tyder på at området fremdeles er aktivt. Formen på blowouten tyder på at den blir formet av vestlige vinder. Samtidig er det observert på flybilder at vegetasjonen har fått etablere seg i de østligste delene av blowouten de siste 40 årene, så flyvesandsaktiviteten er relativt liten. Det er lite flyvesandsaktivitet i resten av feltområde, utenom ved enkelte lokaliteter som er blitt forstyrret av menneskelig aktivitet

7.1 Forslag til videre arbeid

Skulle jeg gått videre med denne oppgaven ville en prioritet vert å få en eller annen form for aldersdateringer av lagunesedimentene i strandvollene lengst sør i feltområdet. Dette ville gitt en mye mer nøyaktig tidsserie over regresjonen til havnivået gjennom holosen. Jeg pille også aldersdatert paleosolene i lokalitet 5 for å se om de gir aldre opp mot Tapes.

Georadar kunne vert veldig nyttig å benytte i et slik type område for å få informasjon om hvor tykke de forskjellige sedimentlagene er, samtidig som strandvollene ville kommet tydelig frem. I de nærmeste årene vil nok LIDAR data også bli tilgjengelig for dette område. Dette er data som ville vert ypperlig til å få frem små høydeforskjeller på blant annet strandvoller.

Referanser

Ahrens, C.D. (2012): Essentials of Meteorology. An Invitation to the Atmosphere (Sixth Edition). Brooks/Cole, Cengage learning.

Andersen, B.G., Mangerud, J., Sørense, R., Reite, A., Sveian, H., Thoresen, M. & Bergström, B. (1995): YOUNGER DRYAS ICE-MARGINAL DEPOSITS IN NORWAY. Quaternary International, Vol. 28, pp. 147-169, 1995.

Andersen, B.G., Bøen, F., Nydal, R., Rasmussen, A. & Vallevik, P.N. (1981): Radiocarbon dates of marginal moraines in Nordland, North Norway. Geografiske Annaler. Series A, Physical Geography, Vol, No. 3/4 (1981), pp. 155-160.

Arnott, R. D. (2010): Introduction to Coastal Processes and Geomorphology. Cambridge University Press, New York.

Bargel, T.H. (2003): Quaternary geological mapping of Central Fennoscandia and Nordland: Deglaciation, deposition, stratigraphy and applications. Doktor Ingeniør Thesis. Department of Geolog

y and Mineral Resources Engineering, NTNU, 324 pp., 9 enclosures

Björck, S. & Clemmensen, L.B. (2004) Aeolian sediment in raised bog deposits, Halland, SW Sweden: A new proxy record of Holocene winter storminess variation in southern Scandinavia? The Holocene 14: 677–688.

Bondevik, S., Svendsen, J.I. & Mangerud, Jan. (1998): Distinction between the Storegga tsunami and the Holocene marine transgression in coastal basin deposits of western Norway. Journal of Quaternary Science (1998) 13 (6) 529-537

Bradley, R.S (1999): Paleoclimatology, Reconstructing Climates of the Quaternary. (second edition). 1999. University of Massachusetts: Elsevier academic press

Clarke, M.L. & Rendell, H.M. (2009) The impact of North Atlantic storminess on western European coasts: A review. Quaternary International 195: 31–41.

Clemmensen, L.B., Glad, A.C., Hansen, K.W., & Murray, A.S. (2015) Episodes of aeolian sand movement on a large spit system (Skagen Odde, Denmark) and North Atlantic storminess during the Little Ice Age. Bulletin of the Geological Society of Denmark 63: 17–28.

- Clemmensen, L.B., Murray, A., Heinemeier, J. & Jong, R.D.** (2009) The evolution of Holocene coastal dunefields, Jutland, Denmark: A record of climate change over the past 5000 years. *Geomorphology* 105: 303–313.
- Clemmensen, L.B., Murray, A., Heinemeier, J. & Jong, R.D.** (2008): The evolution of Holocene coastal dunefields, Jutland, Denmark: A record of climate change over the past 5000 years. *Geomorphology* 105 (2009) 303–313.
- Colvine, R., Alderton, D., Nichols, G., Elders, C., Rose, T., Bosence, D., Menzies, M. & Hall, R.** (2012-2013) *Fieldwork Techniques Handbook*. Royal Holloway University of London. Department of Earth Sciences.
- Dahl, S.O. & Nesje, A.** (1994) Holocene glacier fluctuations at Hardangerjøkulen, central-southern Norway: a high-resolution composite chronology from lacustrine and terrestrial deposits. *The Holocene*, 4(3), 269-277.
- Fredin, O., Lyså, A., Sveian, H. & Viola, R.** (2014) Kwartærgeologisk kartlegging ved NGU – Informasjon og instruks. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse, 2014:002.
- Fremstad, Eli.** (1997): Vegetasjonstyper i Norge. NINA Temahefte 12. 1-279.
- Ghrefat, H.A.** (2011): The Geology of Sand Dunes. Kapittel 4, s. 69-85 fra Galvin, C.D. (ed.) (2011): *Sand Dunes: Ecology, Geology and Conservation*. Nova Science Publishers, Incorporated, Hauppauge. Available from: ProQuest Ebook Central. [2 April 2019].
- Hesp, P.A. & Martinez, M.L.** (2007): Disturbance Processes and dynamics in Coastal Dunes: Johnson, E.A. & Miyanishi, K. 2007: *Plant disturbance ecology: the process and the response*, Amsterdam, Elsevier/AP.
- Hesp, P.** (2002): Foredunes and blowouts: initiation, geomorphology and dynamics. *Geomorphology* 48 (2002) 245–268
- Hurrell, J.W.** (1995) Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation. *Science* 269: 676–679.
- Høgaas, F., Olsen, L., Gislefoss, L., Longva, O., Ramundset, A. & Sveian, H.** (2018): Deglacial patterns and ice-sheet dynamics in the fjords of southern Nordland, Norway. *NORWEGIAN JOURNAL OF GEOLOGY* Vol 98 Nr. 4
- Høgaas, F., Hansen, L., Rinstad, B.I., Sveian, H. & Olsen, L.** (2012): Database for registrering av marin grense (MG) i Norge. Rapport nr.:2012.063. ISSN0800-3416. Norges geologiske undersøkelse.

- Jackson, D.W.T., Costas, S. & Guisado-Pintado** (2019): Large-scale transgressive coastal dune behaviour in Europe during the Little Ice Age. *Global and Planetary Change* 175 (2019) 82-91.
- Jansen, H.L., Simonsen, J.R., Dahl, S.O., Bakke, J. & Nilesen, P.R.** (2016): Holocene glacier and climate fluctuations of the maritime ice cap Høgtuvbreen, northern Norway. *The Holocene* 2016, Vol. 26(5) 736–755
- Jørgensen, P., Sørensen, R & Haldorsen, S.** (1997): *Kvartærgeologi*. Landbruksforlaget. ISBN 82-529-2107-8.
- Kjerfve, B.** (1994): *Coastal lagoon Processes*. Elsevier Oceanography Series, 60. University of South Carolina
- Lockwood, J.G.** (2005): Atmospheric processes. Kapittel 4, s. 77-116. I Holden, J. An introduction to Physical Geography and the Environment (Third edition 2012). Pearson Education Limited, Edinburgh Gate.
- Lowe, J. & Walker, M.** (1984) *Reconstructing Quaternary Environments*. (3. Third Edition). 2015. Routledge.
- Maun, M.A.** 2009. The biology of coastal sand dunes. Oxford Univ. Press, Oxford. s. 265.
- Moen, A.** (1998): *Nasjonalatlas for Norge: Vegetasjon*. Statens kartverk, Hønefoss
- Moltu, T.** (1988): *Engeløya I Steigen. Studiar over den førhistoriske busetnaden tufta på arkeologi og vegetasjonshistorie*. Avhandling til magistergraden i arkeologi. Universitetet i Tromsø 1988.
- Møller, J.J. & Holmeslet, B.** (2002) *Havets Historie I Fennoskandia Og NV Russland*. Available at: <http://geo.phys.uit.no/sealey/>.
- Møller, J.J.** (1986): Holocene transgression maximum about 6000 years BP at Ramså, Vesterålen, North Norway. *Norsk geografisk tidsskrift*. Vol. 40, 77-84. Oslo ISSN 0029-1951.
- Nesje, A., Jansen, E., Birks, H.J.B., Bjune, A.E., Bakke, J., Andersson, C., Dahl, S.O., Kristensen, D.K., Lauritzen, S., Lie, Ø., Risebrobakken, B., & Svendsen, J.** (2005) Holocene Climate Variability in the Northern North Atlantic Region: A Review of Terrestrial and Marine Evidence. *Geophysical Monograph*, 158, 289-322.
- Nesje, Atle. & Dahl, S.O.** (2002) The `The Little Ice Age` - Only Temperature? *The Holocene* 13,1 (2003) pp. 139–145.

- Nesje, A., Lie, Ø. & Dahl, S.O.** (2000) Is the North Atlantic Oscillation reflected in Scandinavian glacier mass balance records? *Journal of Quaternary Science*, 15(6), 587-601.
- Nielsen, P.R., Dahl, S.O., & Jansen, H.L.** (2016b): Mid- to late Holocene aeolian activity recorded in a coastal dunefield and lacustrine sediments on Andøya, northern Norway. *The Holocene* (2016), Vol. 26(9) 1486-1501.
- Nielsen, P.R., Dahl, S.O., Jansen, H.L., & Støren, E.N** (2016c): Holocene aeolian sedimentation and episodic mass-wasting event recorded in lacustrine sediments on Langøya in vesterålen, northern Norway. *Quaternary Science Reviews* 148 (2016) 146-12.
- Noer, G., Saetra, Ø., Lien, T., & Gusdal, Y.** (2011): A climatological study of polar lows in the Nordic Seas. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 137: 1762-1772, Oktober 2011 A.
- Nordgulen, Ø. & Andresen, A.** (2013): De eldste bergartene dannes. Kapittel 3, s. 62-120. I Ramberg, I. B., Bryhni, I., Nøttvedt, A. & Rangnes, K. (red.) *Landet blir til Norges geologi. 2.* Utgåve. Norsk geologisk forening, Trondheim.
- Nystuen, J.P.** (2013): Jorda skifter ansikt. Kapittel 2, s. 20-62 I: Ramberg, I. B., Bryhni, I., Nøttvedt, A. & Rangnes, K. (red.) *Landet blir til Norges geologi. 2.* Utgåve. Norsk geologisk forening, Trondheim.
- Orme, L.C., Charman, D.J., Reinhardt, L., Jones, R.T., Mitchell, F.J.G., Stefanini, B.S., Barkwith, A., Ellis, M.A. & Grosvenor, M.** (2017): Past changes in the North Atlantic storm track driven by insolation and sea-ice forcing. *Geology* (2017) 45 (4): 335-338.
- Orme, L.C., Reinhardt, L., Jones, R.T., Charman, D.J., Barkwith, A., & Ellis, M.A.** (2016): Aeolian sediment reconstructions from the Scottish Outer Hebrides: Late Holocene storminess and the role of the North Atlantic Oscillation. *Quaternary Science Reviews* 132 (2016) 15-25.
- Rasmussen, E.A. & Turner, J.** (2003): *Polar Lows Mesoscale Weather System in the Polar Regions.* Cambridge University Press 2003.
- Ross, H.I., Jørgensen, P., Reite, A.J., Rosenqvist, I.T. & Skjeseth, S.** (1974) Kwartærgeologisk kartlegging. *Norges offentlige utredninger (NOU 1974: 10).*
- Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Ramsey, C.B., Buck, C.E., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Haflidason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T.J., Hoffmann, D.L., Hogg, A.G., Hughen,**

K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., Manning, S.W., Niu, M., Reimer, R.W., Richards, D.A., Scott, E.M., Southon, J.R., Staff, R.A., Turney, C.S.M. & van der Plicht, J. (2013) IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years Cal BP. *Radiocarbon*, 55(4), 1869-1887.

Sigmond, E.M.O., Bryhni, Inge. & Jorde, Knut. (2013): Norsk geologisk ordbok. Akademika Forlag, Trondheim 2013.

Sjögren, P. (2009): Sand mass accumulation rate as a proxy for wind regimes in the SW Barents Sea during the past 3 ka. *The Holocene* 19: 591–598.

Sollid, J.L. & Kristiansen, K. (1983): Hedmark fylke: Kvartærgeologi og geomorfologi. Miljøverndepartementet, Rapport T-524.

Sulebak J.R. (2007) Landformer og prosesser: En innføring i naturgeografiske tema. (2. utg). 2014. Bergen: Fagbokforlaget.

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., Ingólfsson, Ó., Jakobsson, M., Kjær, K.H., Larsen, E., Lokrantz, H., Lunkka, J.P., Lyså, A., Mangerud, J., Mantioukhov, A., Murray, A., Möller, 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.

Vorren, T.O., Mangerud, J., Blikra, L., Nesje, A., & Sveian, H. (2006): Norge trer fram. Kapittel 16, s. 532-555. I Ramberg I.B., Bryhni, I., & Nøttvedt, A. Landet blir til: Norges geologi. Trondheim: Norsk Geologisk Forening. s. 532–555.

Wang, X.L., Wan, H., Zwiers, F.W., Swail, V.R., Compo, G.P., Allan, R.J., Vose, R.S., Jourdain, S. & Yin, X. (2011). Trends and low-frequency variability of storminess over western Europe, 1878e2007. *Clim. Dyn.* 37, 2355e2371.

Nettbaserte kart og tjenester

DNMI (2019): Data fra Det Norske Meteorologiske Institutt. Oslo. Tilgjengelig fra: <http://www.eklima.met.no> (Hentet: 07.05.2019)

Kartverket (2019): Norgeskart. Tilgjengelig fra: <https://www.norgeskart.no>

Kartverket (2018): Flyfoto fra 1977. Dekningsnummer FW-5505.

NGU (2019): Bergrunn: Nasjonal berggrunnsdatabase. Norges geologiske undersøkelse.

Tilgjengelig fra: <http://www.geo.ngu.no/kart/berggrunn/>

NIBIO (2018): Tilgjengelig fra: <https://gardskart.nibio.no> (Lest 02.05.2019)

Norge i bilder (2019): Norge i Bilder. Kartverket, NIBIO og Statens vegvesen. Tilgjengelig fra: <https://www.norgeibilder.no/>

Norge i bilder (2015): Flyfoto. Dekningsnummer TT-14187. Tilgjengelig fra:

<https://www.norgeibilder.no/>

Stuiver, M., Reimer, P. J. & Reimer, R. W. (2018) Calib7.1. Tilgjengelig fra:

<http://calib.org/calib/> (Benyttet: 14/4-2018).

Tidevannstabeller (2019): Tidevannstabeller for den norske kyst med Svalbard samt Dover, England 2019. Stavanger: Statens Kartverk, Sjøkartverket.