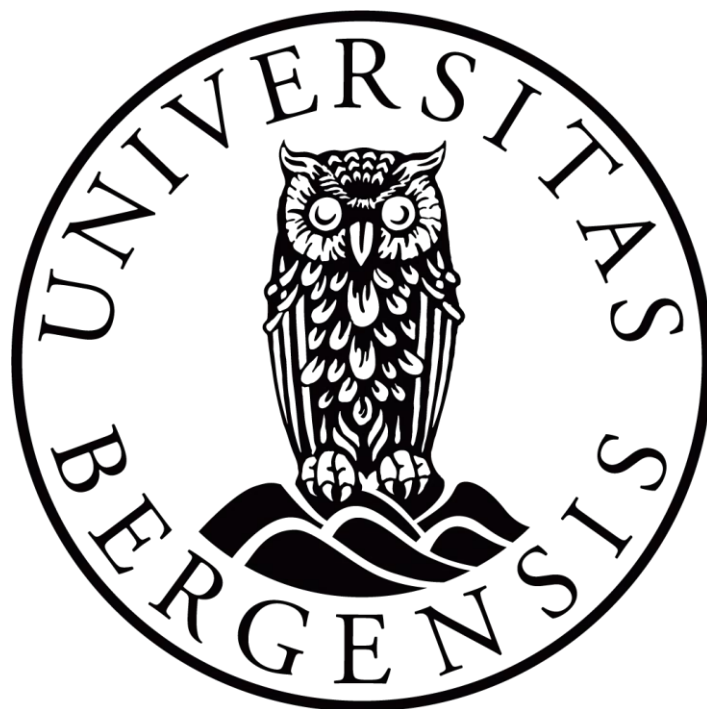


Erosjonsrater og landskapsutvikling på Andøya, Vesterålen

Mastergradsoppgave i geovitenskap

Kvartærgeologi og paleoklima



Mari Smågesjø Johnsen
Institutt for geovitenskap
Universitetet i Bergen

Oktober 2020

Sammendrag

Andøya antas å ha vært dekket av is flere ganger gjennom kvartærtiden. Området består av både storskala landformer, som strandflaten og platåområder, og mindre landformer som for eksempel morenerygger og smeltevannsgjel. Lakustrine sedimenter på den nordøstlige delen av Andøya er datert til ~26 kal. ka BP, og indikerer at dette området ble tidlig isfritt.

Formålet med dette masterprosjektet har vært å få økt forståelse av glasiasjonsutbredelsen og deglasiasjonen gjennom sen weichsel på Andøya ved å analysere erosjonsrater beregnet fra konsentrasjonen av *in situ* kosmogene nuklider (^{10}Be , ^{26}Al). Resultatene utarbeidet fra datasettet presentert i denne oppgaven gir (tilsynelatende) eksponeringsaldre mellom 15 ka til omtrent 84 ka, en spredning på omtrent 70 ka. Det indikerer at den glasiiale erosjonen har vært beskjeden flere steder, at flere av flatene har akkumulert *in situ* kosmogene nuklider gjennom flere isfrie episoder, og dermed at de har hatt komplekse eksponeringshistorier. Det kan anvendes til å skaffe informasjon om erosjon over lengre tidsrom.

På grunnlag av estimerte erosjonsrater, parert nuklidediagram og $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -verdier, kan det konkluderes med at erosjonsratene ikke avhenger av høyde. Basert på analyser av produksjonsforholdet fra det presenterte datasettet, synes datasettet å samsvare mer med det nye foreslåtte produksjonsforholdet på $7,3 \pm 0,3$ for arktiske områder, ettersom $7,3 \pm 0,3$ vil indikere lengre overdekningsvarighet for flere av flatene. Datering av flyttblokker antyder en betydelig nedarvet komponent i konsentrasjonen av kosmogene nuklider for flere av flatene.

Lokaliteten Alteret reflekterer ulike stadier av deglasiasjonen, der lateral smeltevannsdrenering har gravd ut gjel. Tre parallelle gjel gjenspeiler en gradvis minkende ismasse, og Kjølhaug- og Endletmorenen ble dannet samtidig som det best utviklede og høyestliggende gjelet ble eksponert. ^{10}Be -aldre fra Åseåsen ($20,2 \pm 1,7$ (188 m o.h.)), Nakken ($23,1 \pm 1,9$ ka (147 m o.h.)), smeltevannsgjelet/Alteret ($24,9 \pm 2,1$ ka (77 m o.h.) og $25,1 \pm 2,2$ ka (77 m o.h.)) og Kjølhaug- og Endletmorenen (hhv. $23,3 \pm 2,2$ ka (40 m o.h.) og $21,6 \pm 2,2$ ka (40 m o.h.)) kan indikere bremarginens fallende høyde mot nord, som gir en gradient på 5,3 m/km omkring siste istids maksimum.

Forord

Gjennomføringen av denne mastergradsoppgaven hadde ikke vært mulig uten hjelp fra ulike hold. Jeg vil starte med å takke min hovedveileder Henriette Linge, førsteamanuensis ved Institutt for geovitenskap, for engasjement, gode samtaler og en informativ uke i felt, selv med dårlig vær hele uka. En takk må også rettes til Tormod Henningsen for ville være med Henriette og meg selv i felt. Også takk til medveileder Atle Nesje, professor ved Institutt for geovitenskap, for å ta deg tid til å forklare de minste ting for en forvirret student.

Mye arbeid er gjennomført på lab, noe som ikke hadde vært mulig uten god veiledning og opplæring fra Lars Evje. Takk for tiltro og fleksibilitet i labarbeidet, og gode samtaler om metoden. Også takk til medstudent Susanne Fjæreide Fjellheim for god stemning og godt humør ved gjennomføring av deler av lab-arbeidet.

En stor takk for konstruktiv og hjelpsom retting til Ingvild Gabrielsen Andersen, Thea Krossøy og Lene Bukholm. Også en stor takk til resten av mine venner som har gjort lange dager med skriving levelig med gode lunsjpauser, en god latter, tacokvelder, fjellturer og ikke minst en kald øl i ny og ned. Jeg vil og takke min familie for støtten jeg har fått gjennom skriving av masteroppgaven, og spesielt takk til pappa Stein for motiverende ord og for å oppdage at telefonen også kan brukes til utgående anrop.

Bergen, oktober 2020

Mari Smågesjø Johnsen

Innhold

Sammendrag.....	II
Forord	IV
1 Introduksjon	1
1.1 Problemstilling	1
1.2 Områdebeskrivelse	2
2 Bakgrunn	6
2.1 Klima	6
2.2 Berggrunnsgeologi	10
2.3 Løsmasser og landformer	12
2.4 Weichsel	13
2.5 Tidligere arbeid på Andøya	15
2.6 Landheving og tidligere havnivå	20
2.7 Rekonstruksjon av deglasiasjonsforløpet.....	22
2.8 Deglasiasjonsforløpet/Glasiasjonshistorien på Andøya	23
2.9 Geologisk bakgrunn	30
2.9.1 Landskapsutvikling.....	30
2.9.2 Den paleiske flaten og strandflaten	33
2.9.3 Glasiale prosesser	34
2.10 Geomorfologi og landskapsutvikling.....	36
2.10.1 Nord-Sverige	36
2.10.2 Nordvest-Grønland	37
2.10.3 Rendalssølen, indre Østlandet	37
2.10.4 Utsira	38
2.10.5 Erosjonsrater fra andre studier.....	39
3 Data og metode.....	41
3.1 Eksponeringsdatering ved bruk av kosmogene nuklider.....	41
3.1.1 Erosjonsrater.....	43
3.1.2 $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$	44
3.1.3 Paret nuklidediagram / «Bananplott»	45
3.2 Feltarbeid.....	48
3.2.1 Strategi for prøvetaking	48

3.2.2	Feltobservasjoner	49
3.3	Laboratorie-prosedyre	50
4	Resultat	54
4.1	Lokalitet- og prøvebeskrivelse	54
4.2	Eksponeringsaldre.....	57
4.2.1	Kjølhaugmorenen og Endletmorenen.....	61
4.2.2	Kjernetetthet estimat	62
4.3	Relevante parametere	65
4.3.1	Erosjonsrater.....	65
4.3.2	$^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$	69
4.3.3	Valg av produksjonsrate.....	69
4.4	Paret nuklidediagram / «Bananplott»	70
5	Diskusjon	75
5.1	Tolkning av aldre fra <i>in situ</i> kosmogene nuklider.....	75
5.2	Erosjonsrater og $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$	80
5.2.1	Andre studier	83
5.3	Paret nuklidediagram / «bananplott»	84
6	Konklusjon	87
7	Forslag til videre arbeid	89
8	Referanseliste	91
	Vedlegg 1	99
	Vedlegg 2	118

1 Introduksjon

Andøya har tiltrukket seg oppmerksomhet fra mange geologer og andre interesserte i over et århundre. Øya er lokalisert med umiddelbar nærhet til eggkanten, ytterkanten av innlandsisens siste maksimale utbredelse. Andøya ble tidlig isfritt etter siste istids maksimum, på engelsk referert til som 'Last Glacial Maximum' (LGM), hvor det kan ha vært et regionalt siste istids maksimum, på engelsk referert til som 'Local Last Glacial Maximum' (LLGM), før LGM. Lakustrine sedimenter er på den nordøstlige delen av Andøya datert til ~26 kal. ka BP (Alm, 1993; Alsos mfl., 2020). Øyas beliggenhet i vestavindsbeltet og påvirkning fra den nordatlantiske strømmen påvirker klimaet der i dag. Det er registrert variasjoner fra høyarktiske perioder til varmeperioder siden siste istids maksimum. Tidligere er det gjort mye arbeid i sammenheng med innlandsisens utbredelse, som for eksempel undersøkelser av innsjøsedimenter, konstruksjon av strandlinjediagrammer, eksponeringsdatering, klimarekonstruksjoner og kvartærgeologisk kartlegging (kapittel 2.5). Hovedformålet med denne oppgaven er å bidra til kvantifisering av områdets landskapsutvikling. Eksponeringsdatering ved bruk av parede kosmogene nuklider er gjennomført på prøver samlet inn av Henriette Linge, og prøver hentet i forbindelse med feltarbeid 2019. AMS (akselerator massespektrometri)-analyse ble gjennomført ved AMS-laben ved Aarhus AMS Centre ved Aarhus universitet.

1.1 Problemstilling

Hovedproblemstilling:

- Andøyas topografi i dag antas å være et resultat av eksogene prosesser over korte og lange tidsrom, med berggrunns- og strukturgeologien som grunnlag. Gjenspeiler konsentrasjonen av kosmogene nuklider i berggrunnsflater fra strandflaten, fjellsidene og platåene ulike erosjonsrater?

Underproblemstillinger:

- Vil nye dateringer av flater gi en økt forståelse for glasieringsutbredelsen og deglasieringen gjennom sen weichsel på Andøya?

- Produksjonsforholdet mellom ^{26}Al og ^{10}Be har i lang tid vært antatt å være $6,75 \pm 0,5$, men de seneste årene har flere kilder foreslått en ny verdi på $7,3 \pm 0,3$. Hvilke utslag vil en endring på produksjonsforholdet gi for datasettet presentert i denne oppgaven?

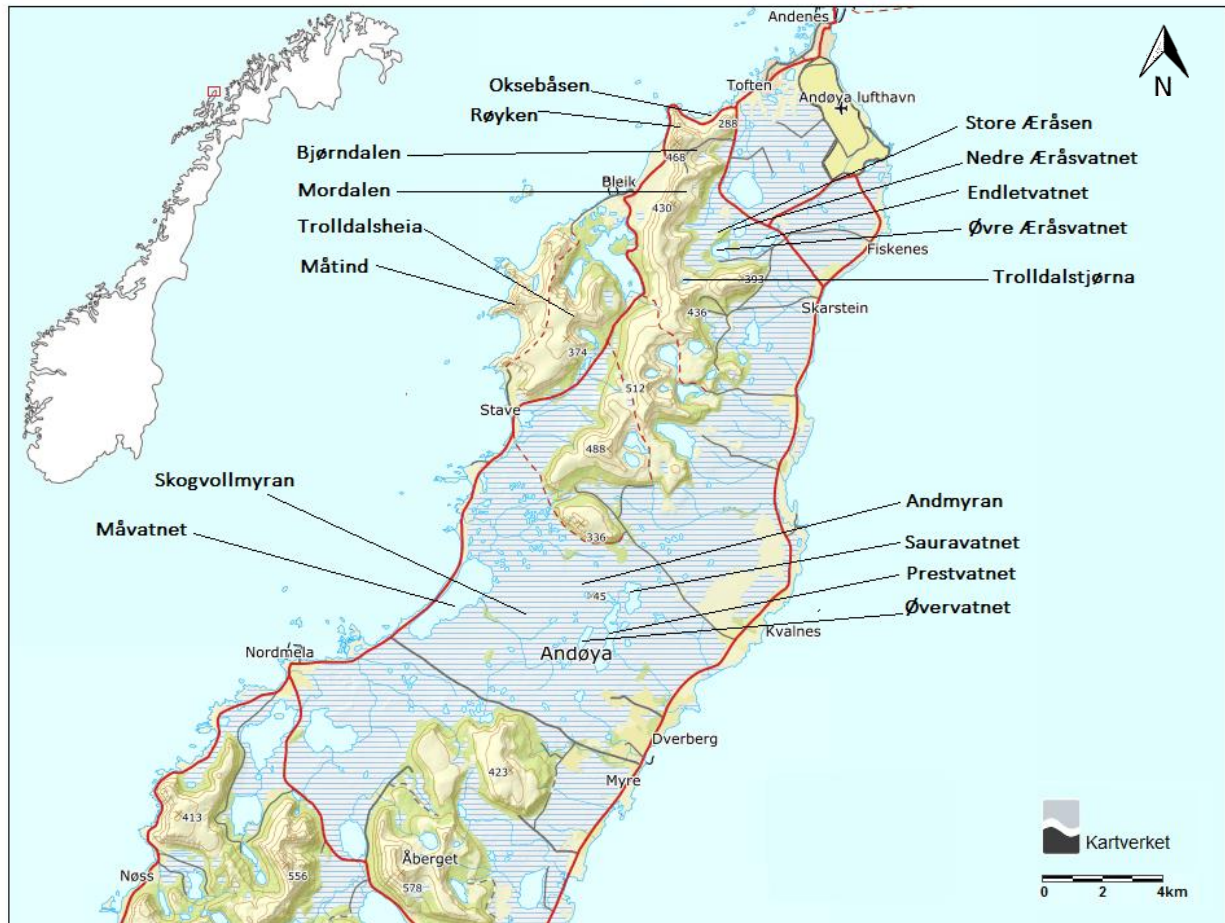
For å besvare problemstillingene er det gjennomført eksponeringsdatering av 25 ulike flater på Andøya der resultatene skal sammenlignes med tidligere arbeid på Andøya. De kosmogene nuklidene ^{10}Be og ^{26}Al er benyttet, ettersom deres halveringstid passer for å rekonstruere glasierings- og deglasieringsforløpet i kvartær. Datasettet blir presentert på ulike måter for best analyse. Først vil området og tidligere relevante forskningsresultater fra regionen presenteres, inkludert tidligere rekonstruert deglasieringshistorie. Metoden presenteres i kapittel 3, og resultater presenteres i kapittel 4. Resultatene vil først analytisk vurderes og diskuteres, før de nye resultatene diskuteres mot eksisterende resultater, som også inkluderer implikasjoner av de nye resultatene.

1.2 Områdebeskrivelse

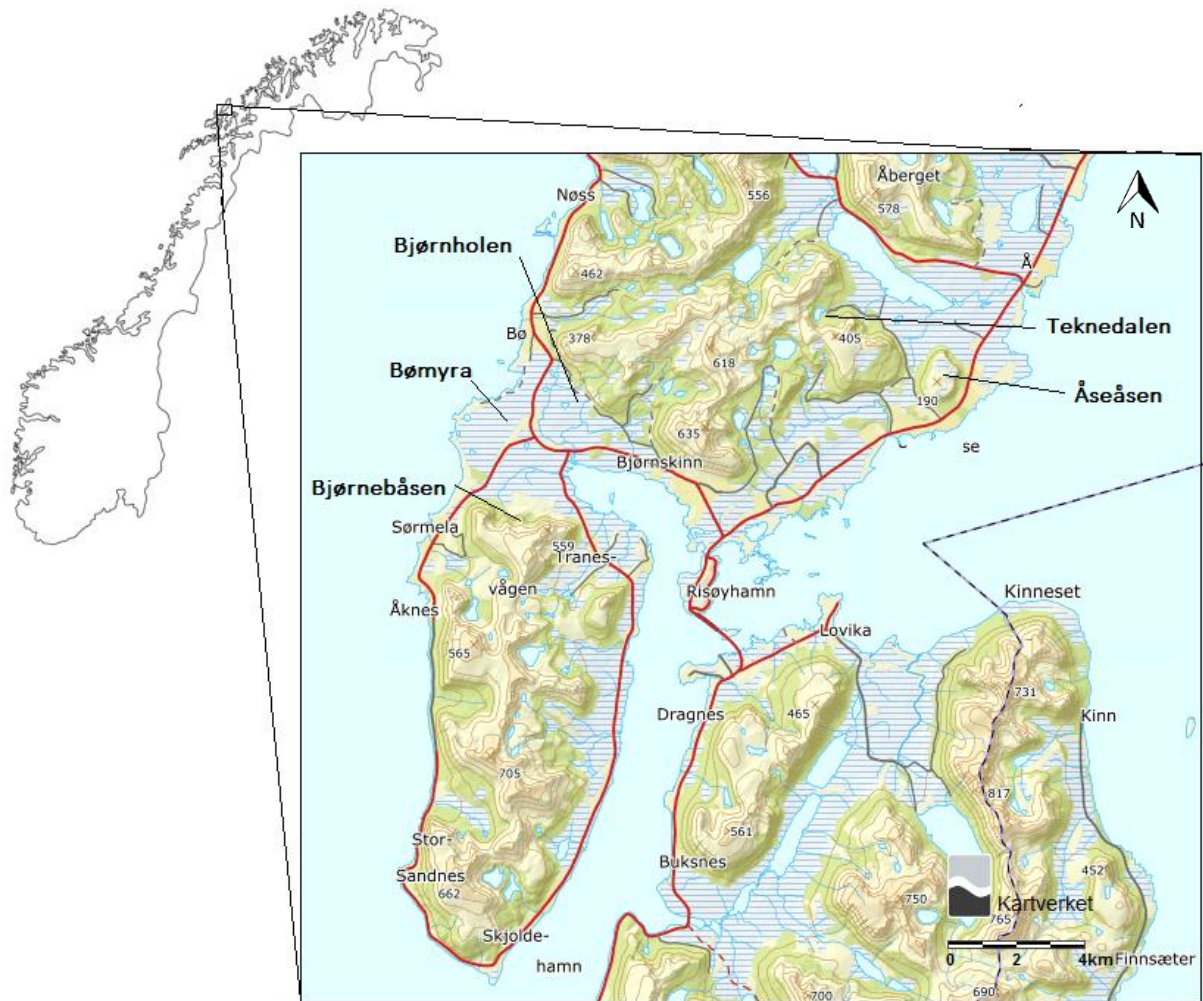
Studieområdet er Andøya, og øya er lokalisert i øygruppen Vesterålen, i Nordland fylke (figur 1.1 og figur 1.2). Andøya dekker et areal på 489 km^2 og avgrenses av Andfjorden i øst, Gavlfjorden i vest/sør-vest, Hinnøya i sør-øst og Norskehavet i nord/vest. Andøya skiller seg fra de andre øyene i området ved funn av morenerygger på strandflaten (Vorren mfl., 2015). Lengdeorienteringen til Andøya er nord-øst/sør-vest, og ved nordenden på Andøya er kontinentsokkelen på sitt smaleste med en avstand på omtrent $8,5 \text{ km}$ til eggakanten (Mareano, 2020). Den høyeste toppen på Andøya ligger på 705 m o.h.

Andøya består av ulike landformer, alt fra alpine tinder og platåer med bratte dalsider til lavtliggende områder med lavt relieff. Øya bærer preg av mye løsmasser som myr, torv, sand og skredmateriale. Mindre landformer på Andøya er blant annet morenerygger, strandvoller, botner, steinbreer og terrasser. Den storskala erosjonsformen strandflaten er en av hovedkarakteristikkene til Andøya. Strandflaten omringer nordlige og sentrale deler av øya, og krysser øya to steder (figur 1.3 og figur 1.4) (Fjalstad, 1997). Bredden på strandflaten varierer fra 2 til 10 km (Fjalstad, 1997). De store platåene er å finne i hele Lofoten-Vesterålen området, men på Andøya er den mest fremtredende på den nordlige delen av øya. Platået er antatt å være den paleiske flaten, en pre-kvartær erosjonsflate (Reusch, 1901; Møller og Sollid, 1973; Vorren mfl.,

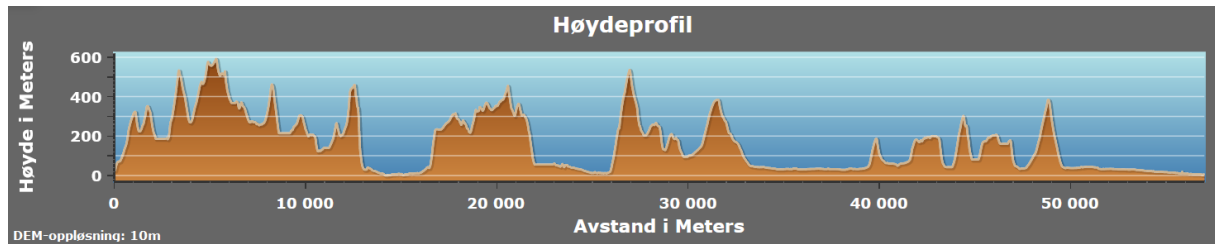
2013a; Pedersen mfl., 2016; Pedersen mfl., 2018). Mange av platåene har mye forvitningsmateriale på toppen, som for eksempel blokkhav. Sørlige Andøya karakteriseres ved alpine topper med bratte sider og botner, noe som gjenspeiles i bergartene.



Figur 1.1: Oversikt over nordlige halvdel av Andøya. Modifisert fra høydedata.no.



Figur 1.2: Oversikt over sørlige halvdelen av Andøya. Modifisert fra høydedata.no.



Figur 1.3: Høydeprofil av terrenget på Andøya. Strandflaten krysser Andøya to plasser, mellom 10,000 og 20,000 meter i profilet, og mellom 30,000 og 40,000 meter i profilet. Oversikt over strekningen for høydeprofilet vises ved figur 1.4. Hentet fra hoydedata.no.



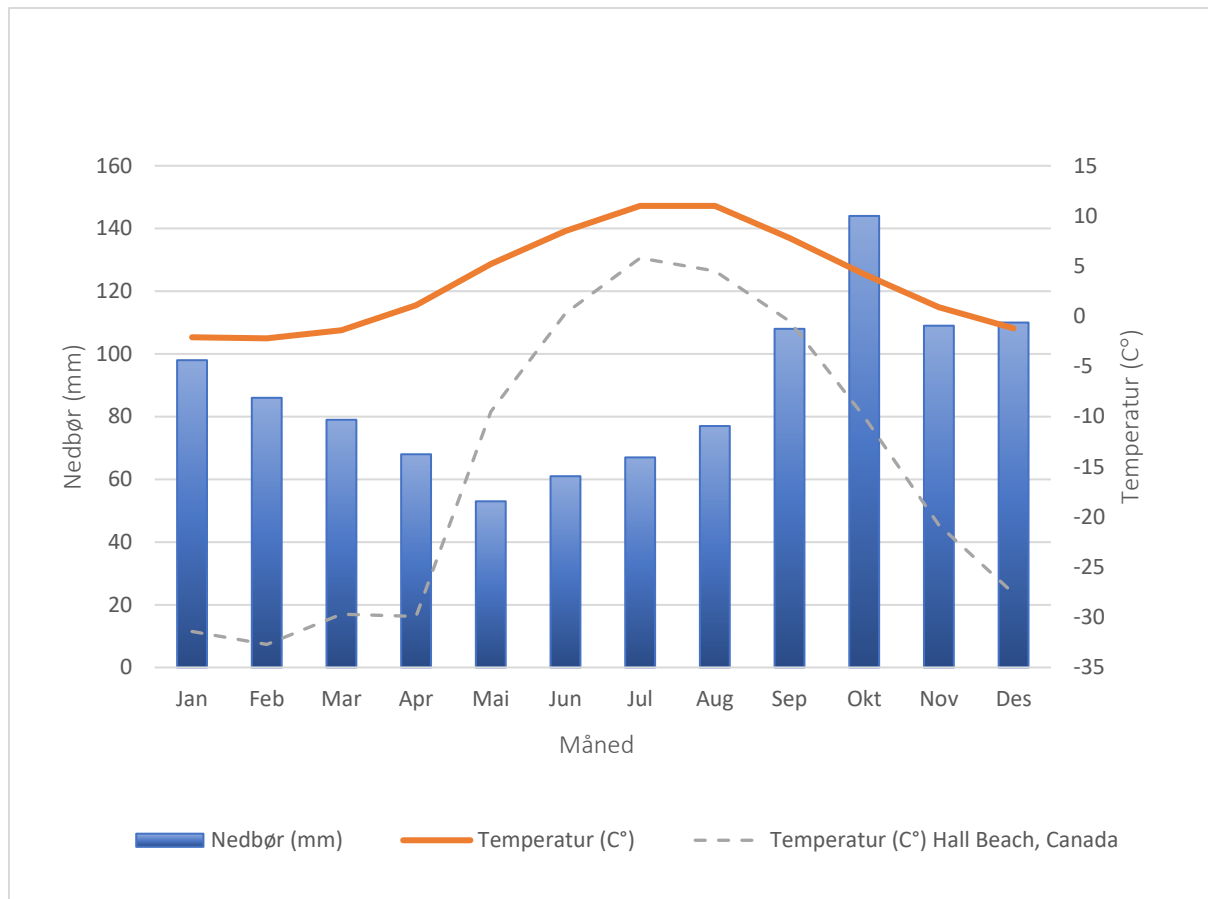
Figur 1.4: Høydeprofilets strekning er langs Andøya. Hentet fra hoydedata.no.

2 Bakgrunn

Formålet med dette kapittelet er å presentere relevante tema, områdets geografi, berggrunnsgeologi og glisiasjonshistorie. Det vil gi et helhetlig bilde over område og geomorfologien i området.

2.1 Klima

Andøya befinner seg ved 69 °N og preges av kystklima, hvilket innebærer høy luftfuktighet, kalde somre, milde vintrer og mye nedbør. Andøyas plassering i vestavindsbeltet resulterer i fuktig havluft som drives inn mot land. Den årlige gjennomsnittstemperaturen på Andøya er 3,6 °C basert på normalperioden 1961–1990 (Aune, 1993). Den laveste temperaturen i normalperioden er registrert ved månedsskiftet januar/februar med -2,2 °C. Den høyeste temperaturen er registrert ved månedsskiftet juli/august med 11 °C. Den totale årsnedbøren på Andøya er på 1060 mm ifølge data fra normalperioden 1961–1990 (Førland, 1993). Det er mest nedbør på høsten og minst nedbør ved vår/sommer (figur 2.1).

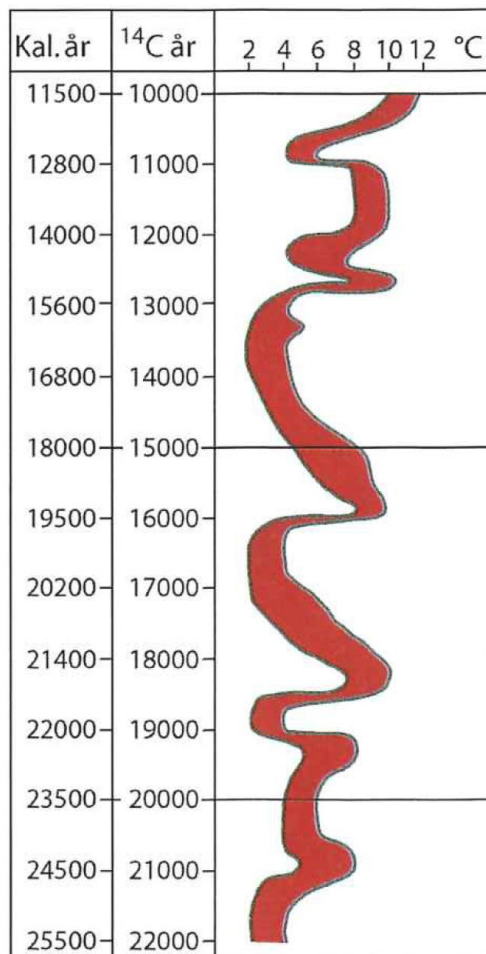


Figur 2.1: Nedbør og temperatur i normalperioden 1961–1990 for Andøya, hentet fra målestasjon 8711 (Andøya). For sammenligning av temperatur er data fra Hall Beach, Canada, tatt med. Data hentet fra Aune (1993), Førland (1993) og Meteorologisk Institutt/NRK (n.d.).

Sammenlignet med andre steder, som ligger på samme breddegrad, er klimaet varmere på Andøya. Ved Hall Beach i Canada er temperaturen ved normalperioden 1961–1990 kaldest i februar med $-32,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ og varmeste i juli med $5,8\text{ }^{\circ}\text{C}$ (figur 2.1) (Meteorologisk Institutt/NRK, n.d.). Temperaturforskjellene skyldes blant annet faktorer som atmosfærisk adveksjon og sesongbasert lagring av varme i havet (Seager mfl., 2002). Vinder bringer med seg varme luftmasser fra lavere breddegrader, mens havets varmekapasitet vil frigi varme og bidra til en høyere temperatur. Årsaken til det varme havvannet er den nordatlantiske strømmen, en forlengelse av Golfstrømmen. Den bringer med seg varme havmasser fra lave breddegrader til høyere breddegrader, og varmer opp klimaet i Norge og Europa generelt.

En temperaturkurve er utarbeidet av data om pollen og informasjon om paleoklima, og viser den gjennomsnittlige julitemperaturen mellom $22,0\text{ }^{14}\text{C}$ ka BP og $10,0\text{ }^{14}\text{C}$ ka BP basert på Nedre Æråsvatn og Endletvatn (figur 2.2). Det er to perioder med et høyarktisk klima, $18,0\text{--}16,0\text{ }^{14}\text{C}$

ka BP og 13,7–12,8 ¹⁴C ka BP. Ved å sammenligne temperaturene i de kalde periodene med dagens temperaturdata, viser det til en julitemperatur nær +2°C i de høyarktiske periodene (Vorren mfl., 1988). I tillegg er det registrert tre perioder med varmere klima, der Vorren mfl. (1988) argumenterer for at havet var sesongåpent i disse periodene, basert på bevis for maritimt klima. Aarnes mfl. (2012) og Birks mfl. (2014) konkluderer med at havisen har hatt en påvirkning for klima fra yngre dryas (YD), og muligens før dette. Videre har Aarnes mfl. (2012) og Birks mfl. (2014) rekonstruert julitemperaturer på 4 °C fra 15,0 kal. ka BP, med varmere temperaturer mot YD og en temperaturtopp på 7–8 °C. Alsos mfl. (2020) fant bevis for en mulig julitemperatur på 8–9 °C og 10–12 °C i perioden 24–14,2 kal. ka BP, som kan korreleres med de nevnte varmeperiodene. Om havstrømmene påvirker dannelsen av havis er usikkert, ettersom dateringene er for upresise og paleo-arkivene ikke har tilstrekkelig tidsoppløsning til å definere om den nordatlantiske strømmen begrenset dannelsen av havis. Aarnes mfl. (2012) og Birks mfl. (2014) påpeker at innstrømningen av arktisk havvann inn i de nordiske havene har påvirket klimaet. Klimaet ble generelt varmere fra 25,0 ka BP siden og frem til istiden endte rundt 11,7 ka siden (Vorren og Mangerud, 2013).

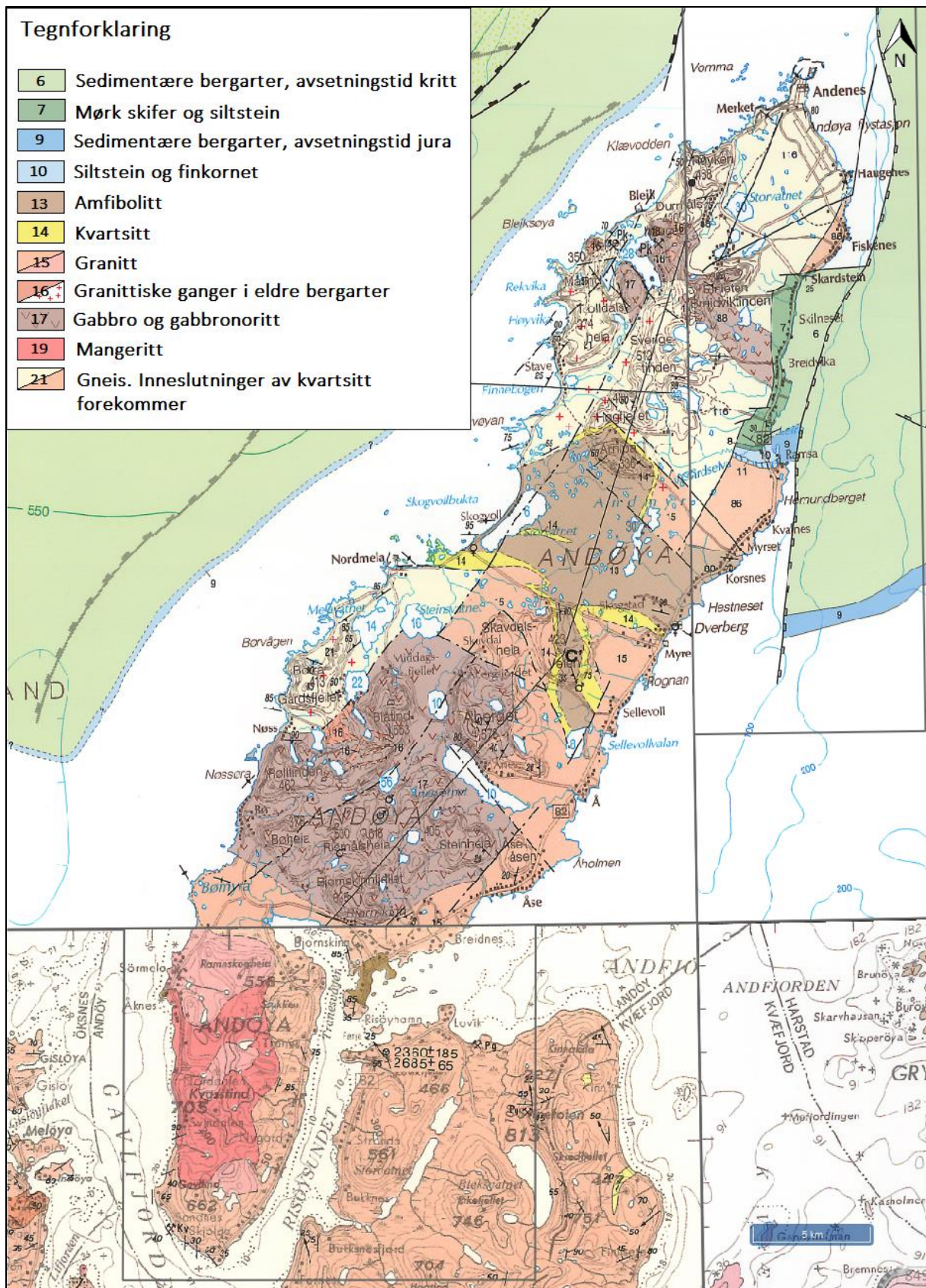


Figur 2.2: Gjennomsnittlige sommertemperaturer på Andøya, fra siste istids maksimum til begynnelsen på holocen. Oppvarmingen har vært brutt av noen kalde perioder. De kalibrerte aldrene har en usikkerhet opp mot 1000 år, der usikkerheten øker ved eldre aldre (Vorren og Mangerud, 2013). Temperaturkurven er basert på data fra Alm (1993), og består av analyser av fossile planterester og pollen i innsjøsedimenter nord på Andøya. Figuren er modifisert av Vorren og Mangerud (2013), hentet fra Alm (1993).

2.2 Berggrunnsgeologi

Berggrunnen på Andøya består av bergarter fra ulike geologiske perioder (figur 2.3), og er kartlagt av Henningsen og Tveten (1998). Til havs består berggrunnen av mesozoiske og paleogene/neogene sedimentære bergarter. Ved kysten og på land er det eldre krystalline bergarter. Det er hovedsakelig prekambrisk gneis og migmatittisk gneis, men også mangeritt, gabbro, Andøyagranitt og granittiske ganger fra tidlig proterozoisk tid. Ett unntak er ved Ramså, der berggrunnen består av sedimentære bergarter, de samme bergartene som ute til havs. Det nederste delen i Ramsåfeltet består av bergarter fra mesozoikum, og representerer overgangen mellom jura og kritt. Det er den eneste plassen jura-bergarter er å finne på fastlands-Norge. Disse sedimentære bergartene er godt bevart på grunn av en forkastning (Henningsen og Tveten, 1998). Berggrunnen ligger på en blokk som har sunket i forhold til berget rundt, og på den måten unngått erosjon og blitt bevart.

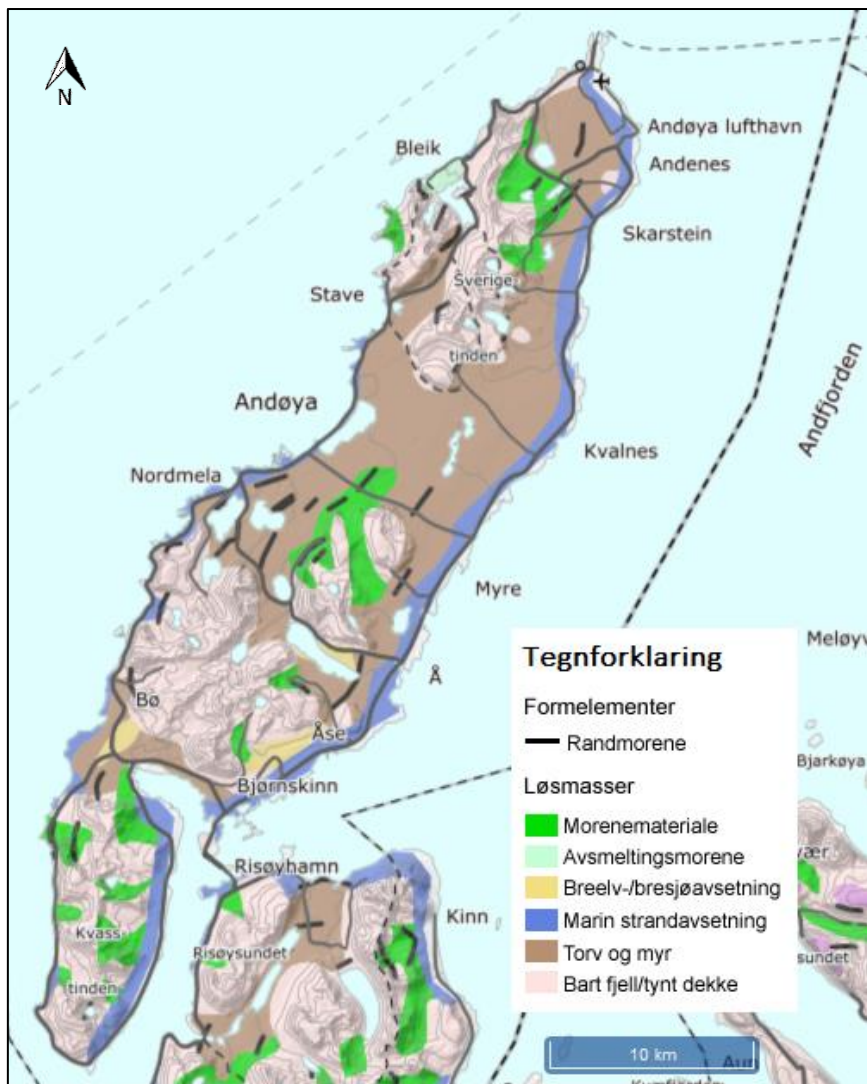
På Andøya kan man finne Andøyagranitten, underlagt Lofoten-Vesterålskomplekset. I Andøyagranitten er det tallrike ganger av rødlig granitt, som kan ha intrudert bergartene i Lofoten-Vesterålskomplekset (Henningsen og Tveten, 1998). Ut ifra tilgjengelig data er den mest sannsynlige oppbygningen av berggrunnen at Skogvollgruppen er avsatt på Andøyagranitten før Lofoten-Vesterålskomplekset ble skjøvet over Andøyagranitten.



Figur 2.3: Berggrunnskart over Andøya. Inndelingen er sammensatt av to kartblad, dermed er andre farger brukt ved sørlige Andøya enn resten av Andøya. Modifisert fra Henningsen og Tveten (1998).

2.3 Løsmasser og landformer

Store områder i nordlige Nordland er stekt påvirket av den kaledonske fjellkjedefoldningen, men Andøya preges av grunnfjell og strandflate med løsmasser fra siste istid (figur 2.4). Andøya har store strandflateområder som hovedsakelig dekkes av torv og myr, der berggrunnen stikker opp noen få plasser. Ved tilstedeværelse av et isdekke eroderes berggrunnen og det blir avsatt ulike løsmasser, samt dannet ulike landformer. Det vil for eksempel være morenemateriale, randmorener og terrasser. Figur 2.4 viser randmorener oftest i nord og midt på øya, mens morenematerialet ofte er overlatt annet materiale, som torv og myr. Morenemateriale som ikke er overlatt annet materiale er oftest å finne ved foten av fjellpartier. Ved foten av fjellpartiene på den sørlige delen av øya er det noen områder med breelv-/bresjøavsetninger. Etter isens tilbaketrekning har det vært endringer i havnivå og landheving. Dette har resultert i marine avsetninger ved kysten, som for eksempel strandvoller. Andre landformer i området er botner og relikte steinbreer. Botner er en storskala erosjonsform, der dannelsen normalt starter ved nivasjonsprosesser under snøfonner (Nesje, 2015). De dannes ofte ved gjentatte glasieringer i området. På Andøya har flertallet av botnene en orientering fra nord til sør-øst (Bergström, 1973). En relikte steinbre er bergartsfragmenter, der rommene mellom fragmentene er fylt med is, som holdes sammen og beveger seg sakte ned en helning. Et kriterium for dannelse av steinbreer er tilstedeværelse av permafrost i området, og steinbreer kan dermed benyttes som en indikator for tidligere periglasialt miljø og tidligere sjøisdekke (Lilleøren mfl., 2013). Steinbreer på Andøya ble kartlagt av Josefsen (2010), der hun konkluderte med at steinbreene var aktive mellom 19–14 ka.

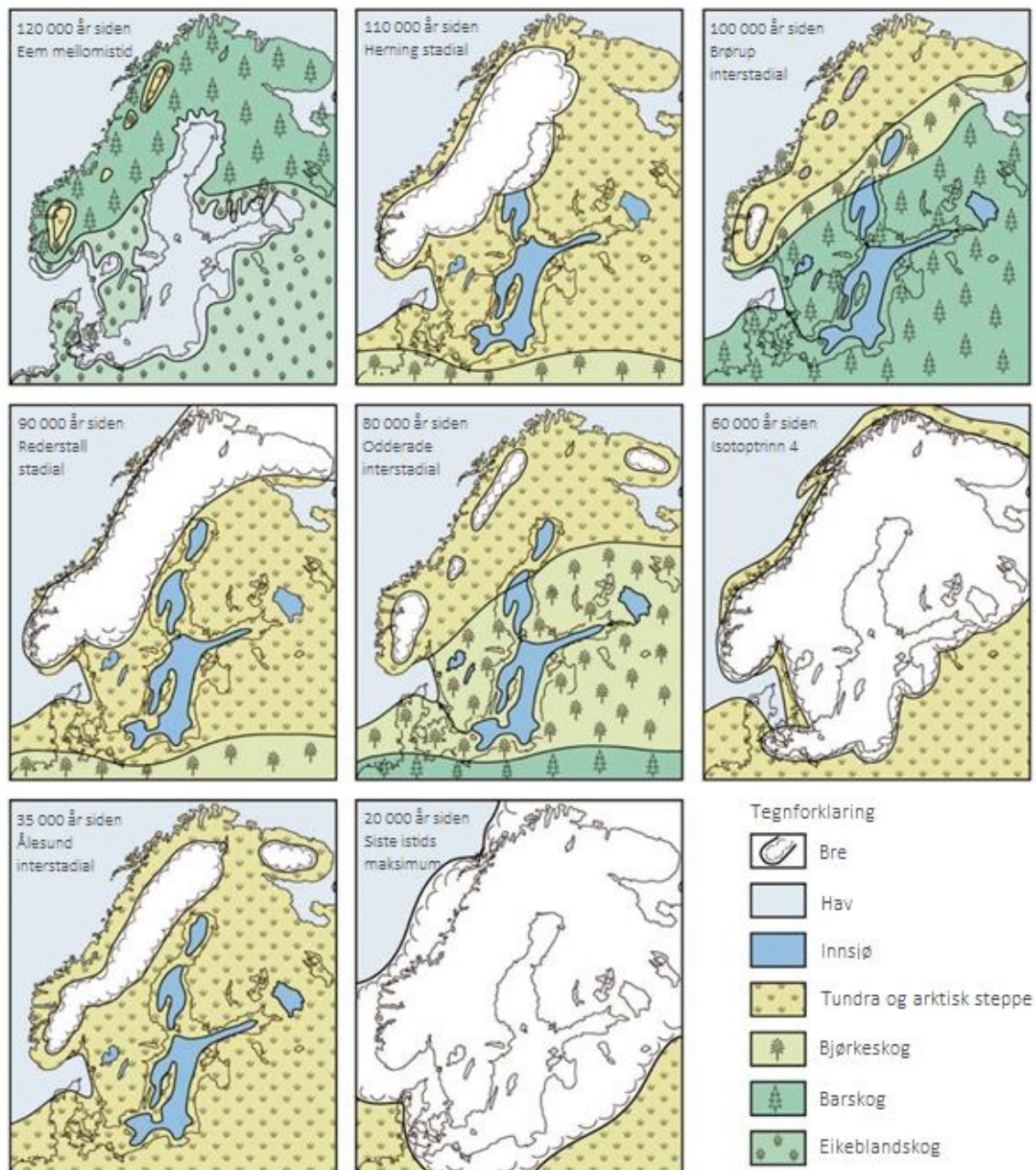


Figur 2.4: Løsmassekart over Andøya, hvor det øverste laget med løsmasser er representert. Ofte er det underliggende morenemateriale ved de laveste plassene i terrenget. Modifisert fra http://geo.ngu.no/kart/losmasse_mobil/.

2.4 Weichsel

Weichsel er navnet på den siste istiden i Skandinavia og Nord-Europa, som startet etter den interglasiale perioden omtrent for omkring 115,0 ka siden. Det Skandinaviske isdekket gjennomgikk flere fluktasjoner i utbredelse (figur 2.5), der en klimaforverring ved 33,0 ka siden førte til vekst av isdekkene til deres maksimale utbredelse (Clark mfl., 2009). Globalt sett hadde nesten alle isdekkene sin maksimale utbredelse mellom 26,5 ka siden til omtrent 20,0 ka siden. Under LGM hadde den skandinaviske innlandsisen en utbredelse som dekket deler av Danmark, Tyskland, Polen og Hviterussland i sør, og mot øst dekket den Sverige, Finland og østlige deler

av Russland (Hughes mfl., 2016) (figur 2.6). Ved 20 ka inntraff en økt innstråling som resulterte i en klimaforbedring. Det førte videre til smelting av breene, og et raskt økende havnivå (Clark mfl., 2009). Starten på den siste deglasiasjonen var ved 14,6 ¹⁴C ka BP (Vorren og Plassen, 2002), tilsvarende 18,0 kal. ka BP (Nesje mfl., 2007). Weichsel endte etter en siste glacial ekspansjon av isdekket mellom 12,8–11,7 ka kalt yngre dryas (YD) (Vorren og Mangerud, 2013, s. 530). Etter YD ble klimaet mildere, og innlandsisen smeltet kjapt bort.



Figur 2.5: Rekonstruksjon av naturforholdene og isutbredelsen i Norden i siste mellomistid, eem, og gjennom siste istid, weichsel. Hentet fra Vorren og Mangerud (2013).



Figur 2.6: Utbredelsen av det skandinaviske isdekket under siste istids maksimum. Utbredelsen vises av hvite linjer, mens de stripete linjene skiller de ulike isdekkene (Svalbard-Barents-Kara isdekket (SBKIS), Britisk-Irske isdekket (BIIIS) og det skandinaviske isdekket (SIS)). De oransje områdene er skredvifter ved kontinentsokkelen. Hentet fra Hughes mfl. (2016).

2.5 Tidligere arbeid på Andøya

Det er gjennomført mange ulike undersøkelser på Andøya og omkringliggende områder i Vesterålen gjennom ett århundre, blant annet ved undersøkelser av sedimentkjerner og kvartærgeologisk kartlegging. Flere studier har tatt for seg på kvartærgeologien (Ahlmann, 1919; Undås, 1938; Marthinussen, 1962; Møller og Sollid, 1972; Bergström, 1973; Møller og Sollid, 1973; Vorren, 1978; Vorren mfl., 1983; Rasmussen, 1984; Møller, 1986; Vorren og Moe,

1986; Vorren mfl., 1988; Møller mfl., 1992; Alm, 1993; Vorren og Plassen, 2002; Nesje mfl., 2007; Aarnes mfl., 2012; Rydningen mfl., 2013; Brendryen mfl., 2015; Vorren mfl., 2015), og paleoklima (Vorren, 1978; Vorren og Moe, 1986; Vorren mfl., 2013b; Alsos mfl., 2020).

En tidlig beskrivelse av topografien på Andøya og omkringliggende områder ble gjort av Ahlmann (1919, s. 178–179). Ahlmann (1919) observerte landformer i Lofoten og Vesterålen som ikke var påvirket i nevneverdig grad av erosjon fra de lokale breene. Den paleiske flaten bekreftet dette ifølge Ahlmann (1919). Flaten danner en skarp kontrast mot glasiale former og som fungerer som et tak for bratte vegger for botner og fjorder. På Andøya er disse formene fremtredende i mindre skala. På Andøya fant Ahlmann (1919) *in situ* steinfragmenter på fjelltoppene, og konkluderte med at noen områder på Andøya ikke er påvirket av glasiering, og innlandsisen kan dermed ikke ha dekket hele Andøya. Vorren mfl. (1988) observerte også dypforvitret berggrunn ved Måtind, noe som tyder på en lang periode med isfrie forhold eller lettoppløselig berggrunn. Nesje mfl. (2007) utarbeidet en gjennomsnittsgradient av overflaten på innlandsisen til 9,5 m/km fra Skånland til Andøya, noe som støtter opp teorien om isfrie fjell nordvest på Andøya under LGM.

Bergström (1973) kartla flyttblokker i Lofoten og Vesterålen. Han fant flyttblokker på flertallet av Andøyas høyeste fjelltopper, der noen er avsatt på andre mindre steiner. Ifølge Bergström (1973) vil funnet ekskluderer muligheten for at blokkene har blitt transportert av noe annet enn en innlandsis. Videre tydet han at breen måtte, eventuelt med unntak av de høyeste fjelltoppene, ha dekket hele Lofoten og Vesterålen. Det er ikke mulig å vite om blokkene ble avsatt under weichsel eller av en eldre innlandsis.

Det er vanlig å definere LGM med marine grenser, noe som vil reflektere regionale endringer i isdekket (Clark mfl., 2009). Undås (1938) fremstilte marin grense for Vest-Finnmark og Vesterålen, inkludert hele Andøya. I et strandlinjediagram kom Undås (1938) frem til at tapesstrandlinjen, linjen som representerer tapes-transgresjonen, stiger fra nord til sør. Linjen reflekterer landhevingen i området, med størst landheving i nord. Isavsmeltingen startet dermed først i nord ifølge Undås (1938). Undås (1938) fant i tillegg bevis for lokalbreer på Andøya etter at innlandsisen hadde trukket seg tilbake fra øya.

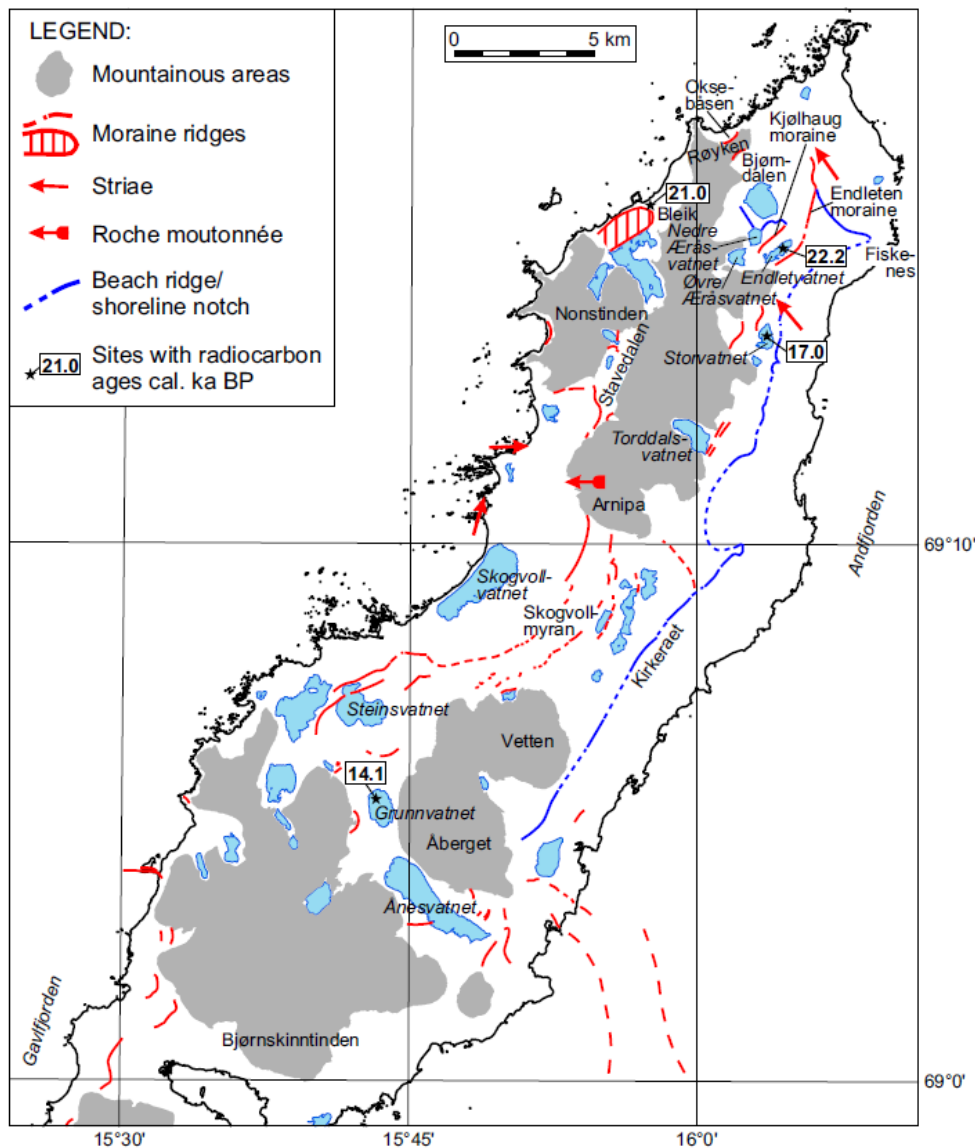
Nordlige Andøya er vendt mot Norskehavet, med Senja mot nordøst. Den marine grensen er lavere enn 44 m o.h. ved Øvre Æråsvatn (Alm, 1993), og går til 32 m o.h. mellom Andhue og

Fiskenes, og videre til 28–30 m o.h. ved Bleik (Undås, 1938). Den høyeste marine grensen var 36–38 m o.h. ved den siste deglasiasjonen (Vorren mfl., 2015). Ovenfor Øvre Æråsvatnet er det en velutviklet botn (Trolldalstjørna, 111 m o.h.) som ikke har bevis for tilstedeværelse av en lokal bre under sen weichsel, noe som gjelder flere botner på nordlige Andøya (Alm, 1993). Dermed er det stor sannsynlighet for at alle botner derfor er av eldre alder. Thorkildsen (2010) observerte flere randmorener i forkant av Trolldalstjørna, noe som beviser at det har vært glasieringer innerst i dalen, uavhengig fra innlandsisen. På Røyken er det funnet isskuringsstriper som bekrefter tilstedeværelse av et isdekket, og ved Oksebåsen er det morenemateriale som tyder på at isen har beveget seg i en nordlig retning (Vorren mfl., 2015). I Andfjorden kan storskala lineasjoner sees, spor etter en hurtig-strømmende isstrøm (Ottesen mfl., 2005).

Nordvest på Andøya er tettstedet Bleik, der man finner Bleiksmorenen med dødislandskapet lokalisert helt ut til kysten. I Stavedalen finner man Trolldalsvatnet demmet opp av en morenerygg dannet i samme periode som Bleiksmorenen. En eldre subfossil tre-rest i Trolldalsvatnet gir en alder på $16,9 \pm 0,17$ ^{14}C år BP (Kullman, 2006). Denne alderen stemmer overens med pollenarkiv som indikerer isfrie forhold på denne tiden (Alm, 1993).

Ved Andmyran var marin grense opp mot 30 m o.h. både øst og nordvest for myra. Undersøkelser av innsjøene Øvervatnet, Sauravatnet og Prestevatn på 25 m o.h. ved Andmyran viser at havet aldri nådde opp til dem. Det indikerer at noe sperret for havvannet. Dreneringen fra disse vannene ville naturlig falt mot vest, men tidligere drenering faller til øst. Bakgrunnen for dette er tidligere isbevegelse. Morenerygger på begge sider av Andmyran har en konveks form mot øst, noe som tilsvarer at de ble avsatt av en bre i vest (Vorren mfl., 2015). Denne breen vil dermed ha omdirigert dreneringen av vannene til øst.

Kirkeræet er en landform som strekker seg langs østsiden av Andøya, mellom Myre og Kvalnes stopper rett nord for Åberget. Den ble tidligere tolket å være en endemorene etter en lokal bre av Undås (1938), men på grunn av dens form og konstante høyde over havet (~30 m) tolket Vorren mfl. (2015) den til å være en strandvoll (figur 2.7). Kirkeræet representerer mest sannsynlig en marin transgresjonsgrense, og den avsluttes ved Endletmorenen (Vorren mfl., 2015).

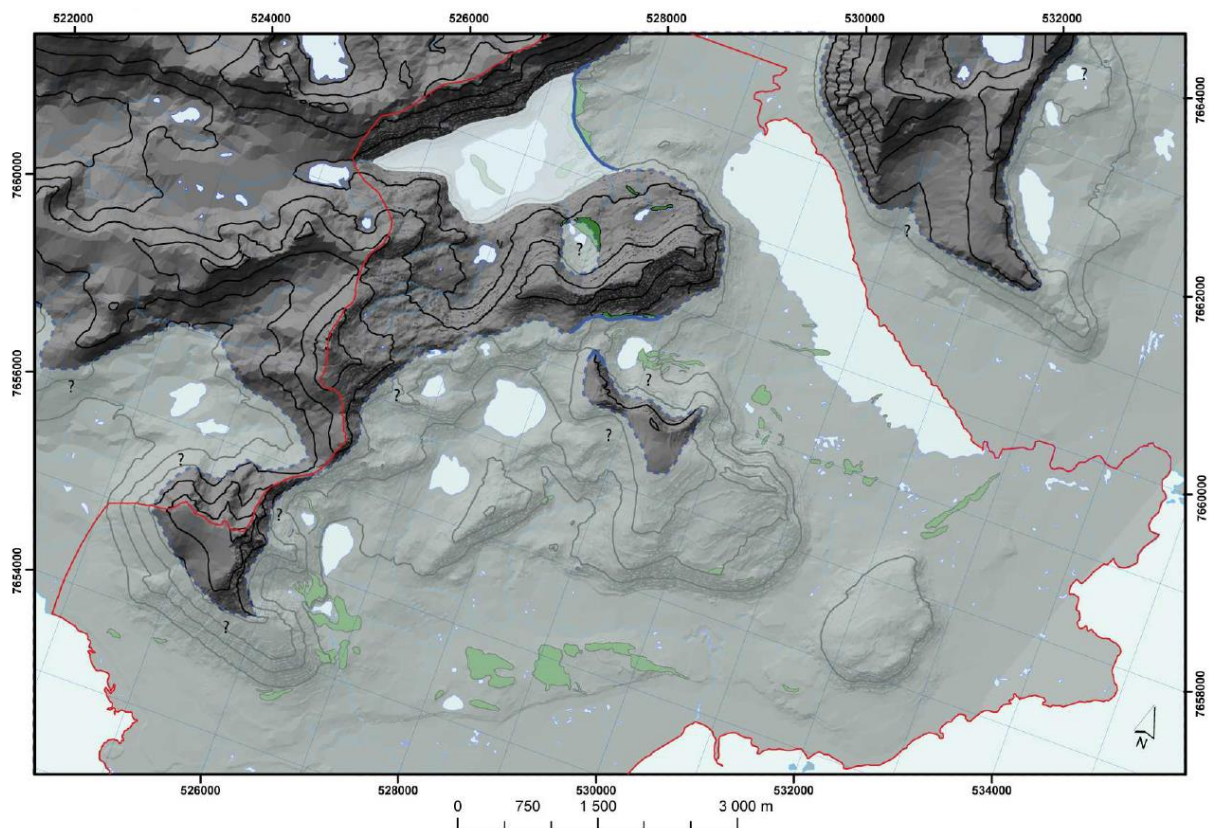


Figur 2.7: Midtre- og nordlige Andøya viser morenerygger fra innlandsisen (morener fra lokale breer er ikke inkludert (Vorren mfl., 2015)) og strandvoller på østsiden av øya. Utvalgt kalibrerte radiokarbondateringer viser minimums deglasiasjonsaldrer; Grunnvatnet og Storvatnet er hentet fra Fjalstad og Møller (1997), Bleik etter Møller (1992) og Endletvatn etter Vorren mfl. (2013b). Hentet fra Vorren mfl. (2015).

Noe av det nyeste arbeidet gjort på Andøya (Alsos mfl., 2020) presenterte totalt 23 nye dateringer og dybdeprofil-modellering ved Øvre Æråsvatn, sammen med tidligere arbeid. Dateringene indikerer at innsjøen har vært isfri siden 23,4 kal. ka BP, også muligens siden 26,7 kal. ka BP. Det bekrefter LLGM som tidligere foreslått av Alm (1993). Alsos mfl. (2020) finner i tillegg bevis for vegetasjon rundt Øvre Æråsvatn, noe som motbeviser forslaget til Vorren mfl. (2013b) og Nesje mfl. (2007) om kaldbaserte isdekker i området etter LGM. Den innsamlede dataen begrenser isdekket under den regionale siste istids maksimum, på engelsk referert som

Local Last Glacial Maximum (LLGM), til den nordlige tuppen rett etter Ålesund interstadial (38–35 kal. ka BP) til 26 kal. ka BP.

Jansen (2009) rekonstruerte glasiasjons- og deglasiasjonsforløpet i midt- og sen-weichsel. Der fant han randavsetninger som kan vise brefrontens maksimumsposisjon i studieområdet under regionale brefremrykk i LGM og rundt 15 ka. Det ga også minimumsposisjonen mellom 18,5 og 15 ka før nåtid (Jansen, 2009). En sidemorene i Teknedalen knyttes til brefremstøtet etter 15,3 ka, og breoverflaten var trolig rundt 300–320 m o.h. ved et passpunkt mot Teknedalen.



Figur 2.8: Teknedalen er nord for den enslige nunataken midt i figuren. Rød linje er studieområdet til Jansen (2009), grønne felt er randavsetninger og hvitt gjennomsiktig felt er isbre. Blå linje markerer brefronten ved kartlagte randavsetninger, mens stripet linje er antatt rand.

Omtrent 100 flyttblokker på Andøya er datert med *in situ* ^{10}Be (Linge, upublisert data), og en håndfull blokker fra relevante lokaliteter brukes i dette arbeidet (tabell 2.1). Flyttblokker dateres i hovedsak for å tidfeste når et område ble isfritt, enten om det var innlandsisen eller en lokal bre. Flyttblokker transporteres av breen, og kan bestå av en annen bergart enn berggrunnen i området.

Tabell 2.1: ^{10}Be -eksponeringsaldrer fra flyttblokker prøvetatt på Andøya i 2018. Utregnet ved bruk av iceTEA-kalkulatoren (IceTEA, n.d.), med den globale produksjonsraten (Borchers mfl., 2016) og LSDn-skalering (Lifton mfl., 2014). Aldrene er oppgitt med 1-sigma usikkerhet. Upublisert data av Henriette Linge.

Prøvenavn	Lokalitet	Høyde (m o.h.)	^{10}Be -eksponeringsalder \pm total usikkerhet (ka)
AND 1804	Nakken	144	$30,0 \pm 2,5$
AND 1806	Nakken	147	$23,1 \pm 1,9$
AND 1808	Åseåsen	188	$20,2 \pm 1,7$
AND 1809	Åseåsen	184	$77,1 \pm 6,3$
AND 1815	Røysetdalen/Sortebekkheia	228	$45,7 \pm 3,7$
AND 1817	Røysetdalen/Sortebekkheia	226	$36,2 \pm 3,0$

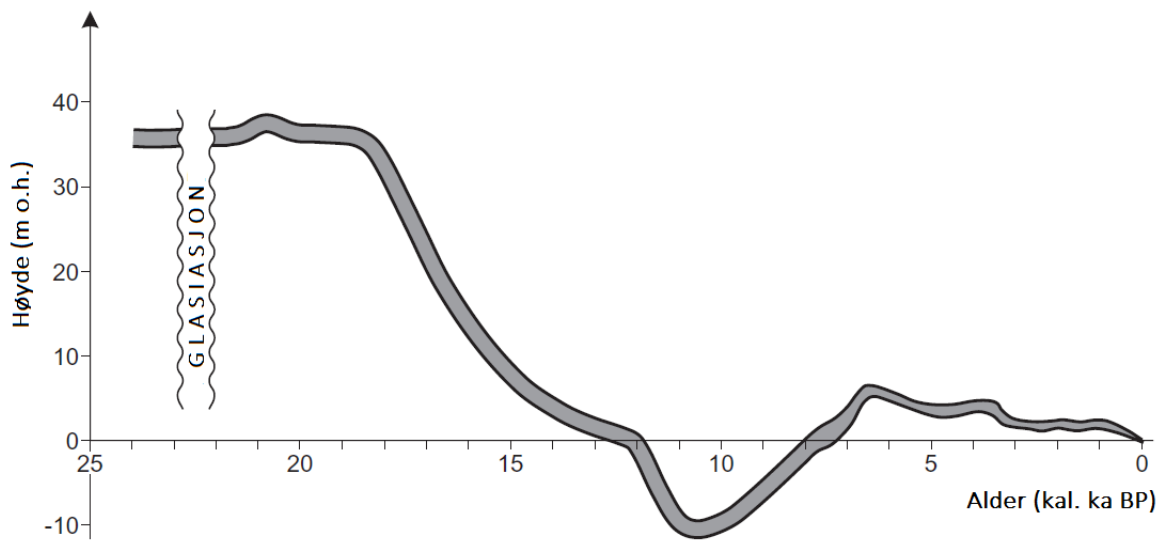
2.6 Landheving og tidligere havnivå

Ved dannelse av isdekker lagres store mengder vann på land, og vekten resulterer i en glasiostatisk nedpressing. Ved LGM var det eustatiske (globale) havnivået omtrent 125 m lavere enn i dag (Lambeck mfl., 2014), men på grunn av den glasiostatiske nedpressingen økte det relative havnivået globalt. Når isen smeltet steg havnivået igjen, men ettersom det relative havnivået påvirkes sterkt av den regionale isostatiske landhevingen, overgikk landhevingen økningen i eustatisk havnivå. Det resulterte i et relativt fall i havnivå. Graden av isostatisk landheving avhenger av høyden på den overliggende isen og varierer dermed regionalt (Lambeck mfl., 2014). Dermed vil havnivåhistorien være forskjellig fra område til område.

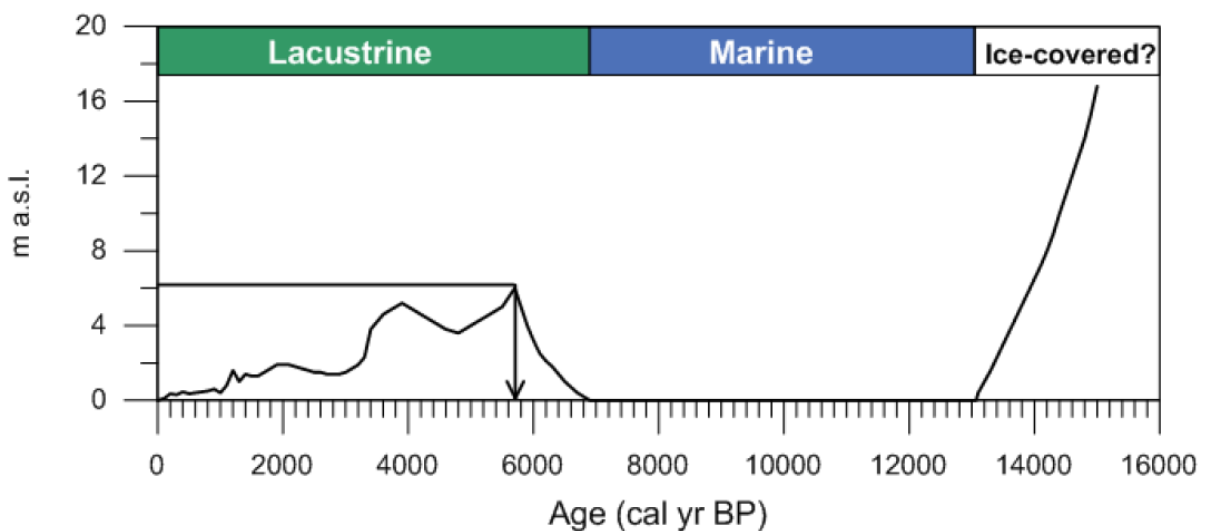
Havnivået på Andøya ble rekonstruert ved bruk av kjerner fra flere isolasjonsbasseng, som er innsjøer som har hatt periodevis kontakt med havet (Vorren mfl., 2013b). Kjernerdata er hentet fra Endletvatnet, Nedre Æråsvatnet og Øvre Æråsvatnet, og gir grunnlaget for strandforskyvningskurven for nordlige Andøya (figur 2.9). Havnivået hadde en jevn senkning etter LGM, der isostasien oversteg den eustatiske hevingen. YD var en kuldeperiode der isdekket gjorde et fremrykk, men havnivåkurven fra Andøya viser ingen transgresjon som forventet om isdekket gjorde et fremrykk over øya. Det tyder på at YD fremrykket aldri nådde frem til Andøya eller påvirket den regionale landhevingen, og havnivået fortsatte å synke til under dagens havnivå (figur 2.9). Det resulterte i torv begravd av sand og grus avsatt under tapestransgresjonen (Vorren og Moe, 1986). Rundt 11,0 ka tok den eustatiske hevingen igjen landhevingen.

På Andøya ble hovedstrandlinjen på 7–8 m utformet under YD (Andersen, 1968). Data uthentet ved Petvik i Lofoten, og tilleggsdata fra Ramså, indikerer at 7–8 m strandlinjeisobasen sank

under dagens havnivå rundt 9,9 ¹⁴C ka BP med minst -2,85 m under maksimal regresjon (9,0–8,0 ¹⁴C ka BP). Tapestransgresjonen passerte dagens havnivå rundt 7,6 ¹⁴C ka BP (Vorren og Moe, 1986). Ved Måvatnet (6 m o.h.) nord på Andøya reflekteres tapestransgresjonen ved et skjellbærende lag (Vorren og Moe, 1986), med et aldersestimat på cirka 6,1 kal. ka BP (figur 2.10) (Gjerde og Bakke, 2016).



Figur 2.9: Strandforyskyvningskurve for nordlige Andøya basert på data fra Vorren mfl. (1988), Fjalstad og Møller (1994) og Vorren mfl. (2013). Modifisert fra Vorren mfl. (2013).



Figur 2.10: Strandforyskyvningskurve fra Måvatnet, der tapestransgresjonen er datert til omtrent 6,1 kal. ka BP. Hentet fra Gjerde og Bakke (2016).

Rekonstruksjonen av havnivå for Andøya ble gjort ved å sammenligne marine sedimenter fra Nedre Æråsvatn med sedimenter i Endletvatnet. Nedre Æråsvatn inneholder marine sedimenter datert til 22,2–18,7 kal. ka BP. Ved å sammenligne lagene fra Nedre Æråsvatn med Endletvatn faller konklusjonen på at det høyeste relative havnivå etter deglasiasjonen fant sted mellom 21,0 kal. ka BP og 20,3 kal. ka BP (Vorren mfl., 2013b). Tidligere havnivå og marin grense bestemmes til å være mellom 37–38 m o.h., som følge av at vannet fra Endletvatnet må ha drenert over et passpunkt på 38 m o.h. Etter 18,5 kal. ka BP sank havnivået til rundt 15 m o.h. på grunn av en isostatisk landheving ved 16,2 kal. ka BP (Vorren mfl. 1988 sitert i Vorren mfl., 2015). Det indikerer at relativt havnivå ikke var den drivende mekanismen bak tilbaketrekningen av breen i området.

2.7 Rekonstruksjon av deglasiasjonsforløpet

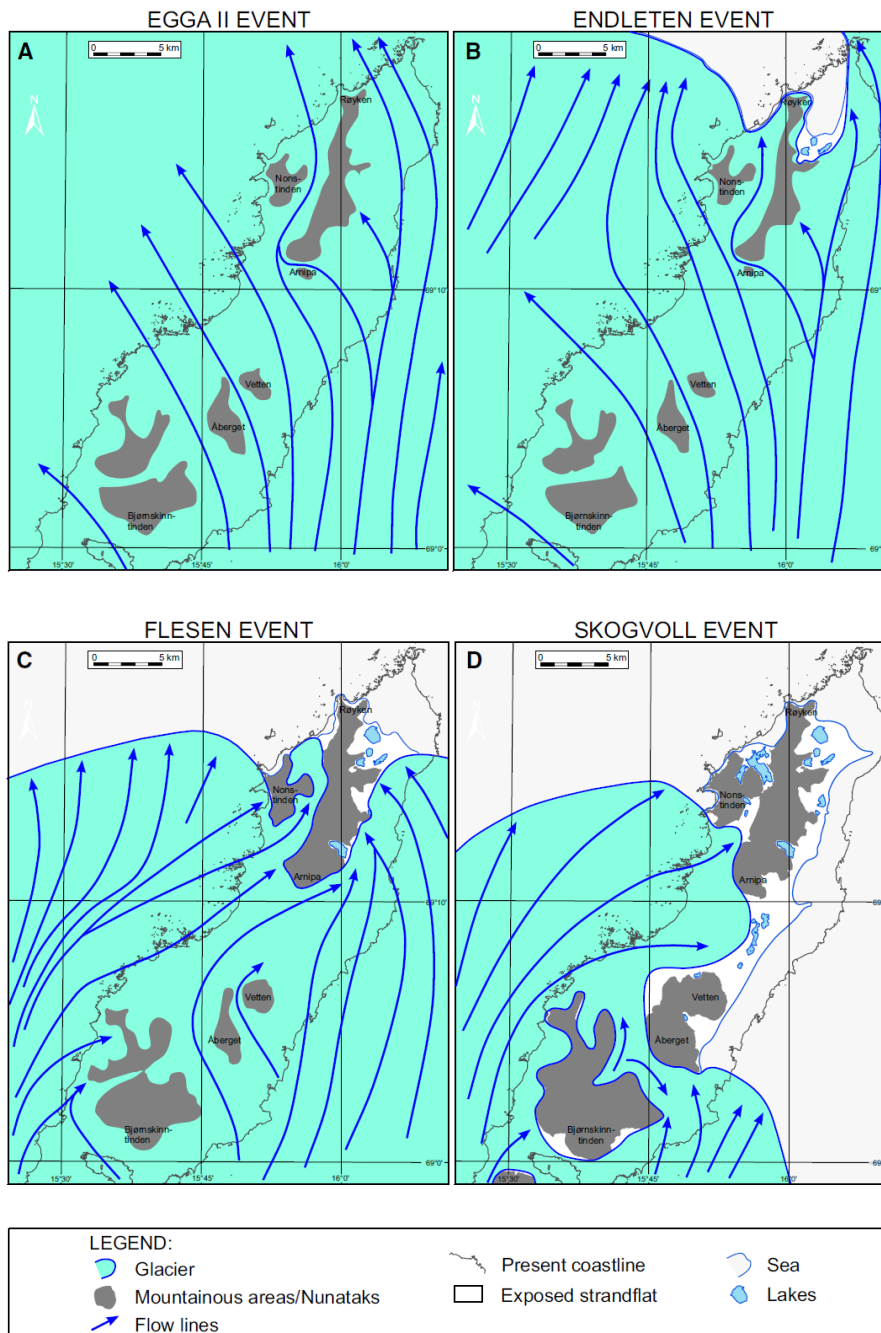
For å rekonstruere deglasiasjonsforløpet på Andøya presenteres det eksponeringsdateringer av ^{26}Al og ^{10}Be , i tillegg til at det brukes tidligere arbeid i Vesterålen.

I løpet av de siste tre tiårene har eksponeringsdatering ved bruk av kosmogene nuklider gjennomgått en stor utvikling og blitt et viktig verktøy i kvartær geokronologi og i studier av landskapsutvikling (Gosse og Phillips, 2001; Ivy-Ochs og Kober, 2008). Når konsentrasjonen av kosmogene nuklider bygger seg opp i mineraler kan de brukes til å bestemme varigheten av subaerisk eksponering (Lal, 1991; Gosse og Phillips, 2001). Ved sammenligning av to radioaktive kosmogene nuklider fra en flate kan det gi et mål på flatens erosjonsrate, ettersom de har ulik halveringstid (Gosse og Phillips, 2001; Dunai, 2010; Darvill, 2013). Forholdet mellom ^{10}Be og ^{26}Al gjenspeiler bergoverflatens komplekse eksponeringshistorie ved skjerming (Dunai, 2010). Muligheten til å rutinemessig måle lave konsentrasjoner av kosmogene nuklider har ført til nye metoder for å undersøke geologiske problemstillinger (Gosse og Phillips, 2001). Valget av kosmogen nuklide bestemmes etter den tidsskalaen som relevant for forskningen, og hvilke mineral som er tilgjengelig i området. Dateringsrekkevidden baseres på halveringstiden til nukliden, og ^{10}Be har en halveringstid på 1,38 Ma og ^{26}Al har en halveringstid på 0,7 Ma (Darvill, 2013). Eksponeringsdatering kan dermed datere flater mellom noen hundre år til flere millioner år (Ivy-Ochs og Kober, 2008; Darvill, 2013). En stor fordel med denne metoden er å direkte kunne estimere tidspunktet blokker og overflater ble isfri (Ivy-Ochs og Kober, 2008).

En viktig del ved rekonstruksjon av deglasiasjonsforløpet på Andøya er å sammenligne egne resultater med tidligere arbeid gjennomført på Andøya og langs Andfjorden. For eksempel vil eksponeringsdateringer fra denne studien sammenlignes med aldre fra samme område for å estimere isbreens utbredelse.

2.8 Deglasiasjonsforløpet/Glasiasjonshistorien på Andøya

Deglasiasjonen kan spores ved ulike deglasiasjonstrinn, både på havbunnen og på land. Endemorener avsettes ved fremrykk av isbreen. Isbreen overkjører og fjerner spor etter tidligere isbreer i området, og endemorenene ligger dermed i kronologisk rekkefølge, med den eldste ytterst på kontinentsokkelen. En oversikt over de ulike deglasiasjonstrinn som er å finne på Andøya er gjengitt av Vorren mfl. (2015) (figur 2.11).



Figur 2.11: Rekonstruksjon av brebevegelsen til det skandinaviske isdekket og havnivået under det lokale siste istids maksimum av Vorren mfl. (2015). A. Egga II (23–22.2 kal. ka BP). B. Endleten-hendelsen (22.2–18 kal. ka BP). C. Flesen-hendelsen (18–17.5 kal. ka BP). D. Skogvoll-hendelsen/D-hendelsen (16.9–16.3 kal. ka BP). Legg merke til isbevegelsen øst over Andøya under Flesen-hendelsen og Skogvoll-hendelsen.

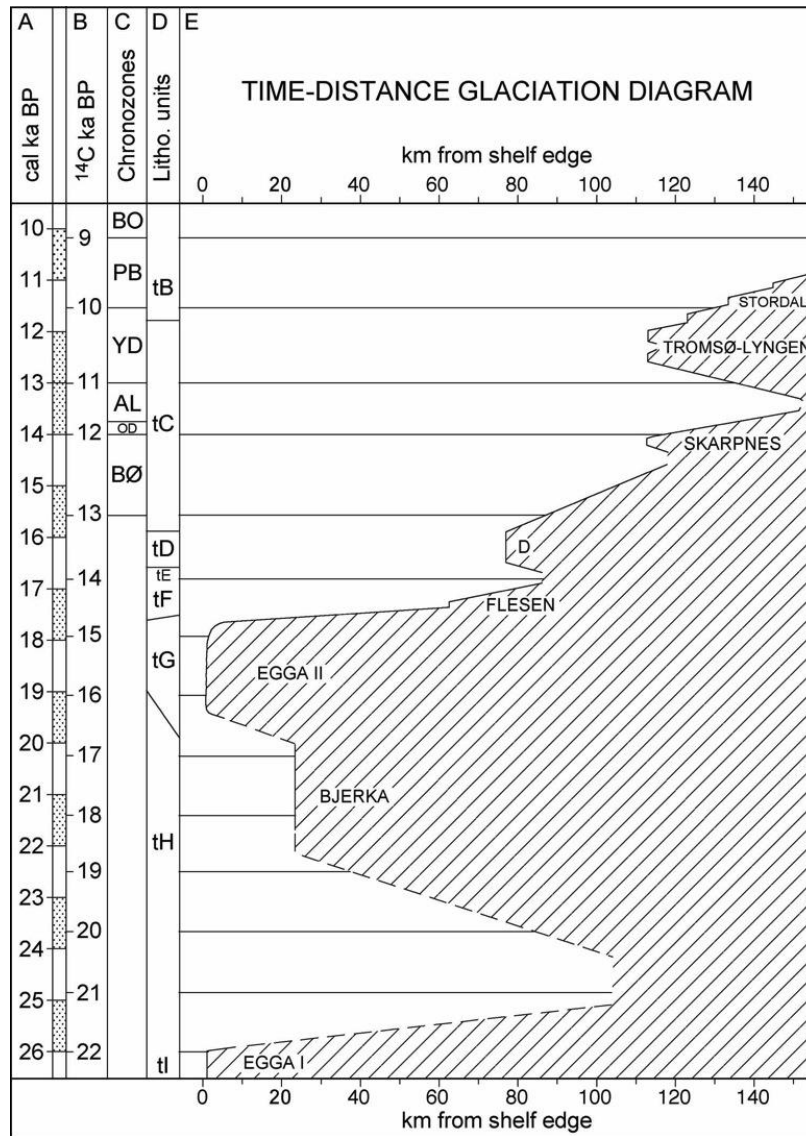
Da innlandsisen smeltet tilbake, trakk den seg etter hvert innover i daler og fjorder, slik som Andfjorden. For å rekonstruere deglasiasjonen laget Møller og Sollid (1972) et isobasesystem og ekvidistant strandlinjediagram for Lofoten, Vesterålen og Ofoten. Det viste at de høyeste fjelltoppene var nunataker under LLGM. Kortvarige klimaforverringene resulterte i fremrykk over

tidligere isfrie områder og under tilbaketrekningen ble deglasiasjonstrinnene avsatt. Innlandsisen rykket frem til eggakanten ved flere anledninger, og i tillegg rykket innlandsisen ut på sokkelen i kalde perioder med mindre tilstrømning av atlantisk vann til Norskehavet. Innlandsisen trakk seg tilbake til kysten i intervaller med høyere temperaturer og høyere tilstrømning av varmt atlantisk vann (Brendryen mfl., 2015). Brendryen mfl. (2015) daterte fremrykkene til omtrent 25,5 ¹⁴C ka BP (Heinrich stadial 3), mellom 21,1 og 21,7 ¹⁴C ka BP, rundt 19,5 ¹⁴C ka BP, 15,6 ¹⁴C ka BP og 14,4 ¹⁴C ka BP.

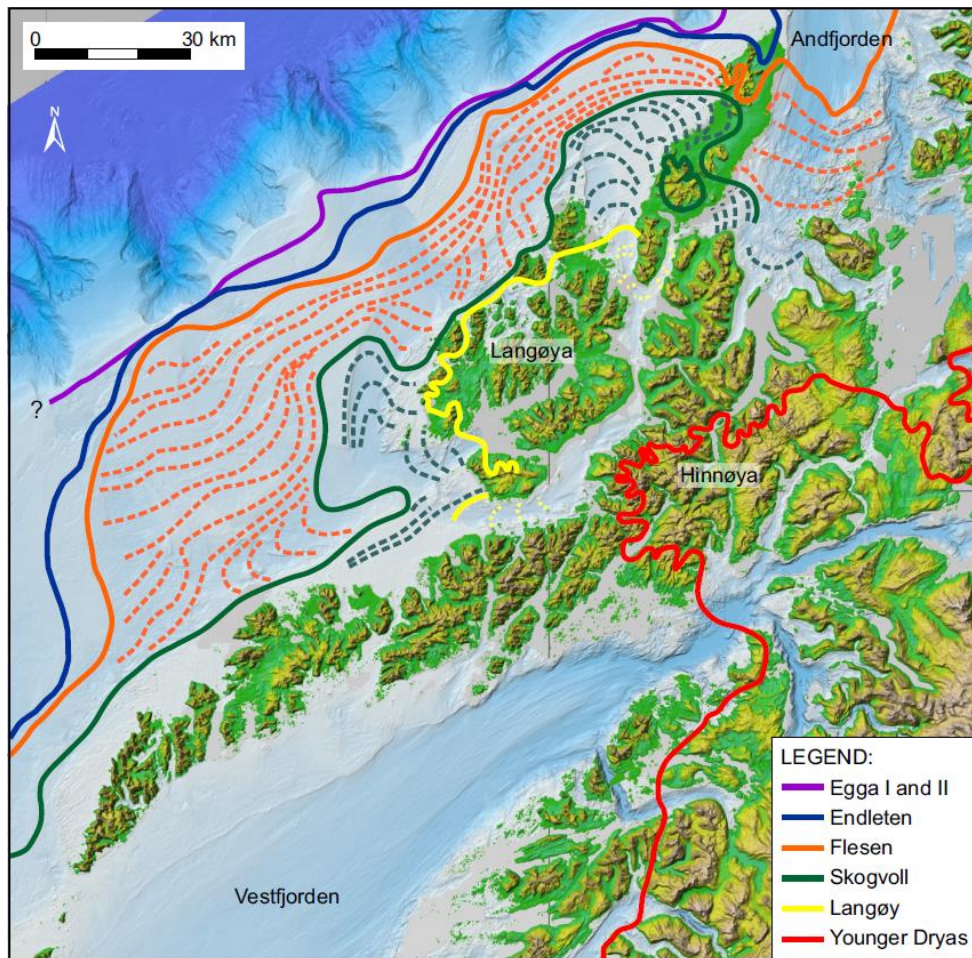
Ved 26–27 ¹⁴C ka BP viser sedimenter fra Vøringplatået økt innhold av 'Ice Rafted Debris' (IRD), som kan representere et fremrykk av isdekket ut i fjordene. Ved 22 ¹⁴C ka, tilsvarende omtrent 25 ± 0,5 kal. ka BP (Vorren mfl., 2015), er det i samme område en stor økning i sedimentasjonsraten og IRD, som indikerer starten på LLGM (Dahlgren og Vorren, 2003). Det bekreftes av radiokarbondateringer fra deglasiasjonen av Øvre Æråsvatn på 22,0 ¹⁴C ka BP som indikerer en minimumsalder for de ytre endemorenene på Andøya (Møller mfl., 1992). Avsetningene datert til 22 ¹⁴C ka BP er mest sannsynlig etter et fremrykk av en isbre som opptrådte før 22,0 ¹⁴C ka BP. Manglede eldre sedimenter kan indikere en maksimal glasial utbredelse under starten av sen weichsel. Øvre Æråsvatn inneholder lakustrine sedimenter med en alder på 22,0–21,0 ¹⁴C ka BP (Alm, 1993). Alsos mfl. (2020) bekrefter dateringene av Alm (1993), og Øvre Æråsvatn har vært isfri siden 23,4 kal. ka BP, også muligens siden 26,7 kal. ka BP.

Møller og Sollid (1972) viser til sju deglasiasjonstrinn. De sammenfaller med henholdsvis LLGM og en varmeperiode (16,0–13,7 ¹⁴C ka BP) definert av Vorren mfl. (1988). Vorren og Plassen (2002) analyserte deglasiasjonshistorien og paleoklima mellom 22,0–9,5 ¹⁴C ka BP i Andfjorden-Vågsfjorden området, der de satte resultater fra analyser av egne kjerner og seismikk sammen med tidligere arbeid (figur 2.12). Vorren og Plassen (2002) fant også sju deglasiasjonstrinn; Egga-I, Bjerka, Egga-II, Flesen, D-hendelsen, Skarpnes, Tromsø-Lyngen og Stordalen. I figur 2.13 har Vorren mfl. (2015) gjengitt noen av trinnene, der tre av dem er å finne på Andøya. Rydningen mfl. (2013) kartla to nye deglasiasjonstrinn, Torsken-1 og Torsken-2, plassert etter Bjerka-hendelsen og før Flesen-hendelsen. Tidlige undersøkelser i fjorden ble gjennomført av Vorren mfl. (1983) for å belyse deglasiasjonshistorien i sørlige Troms, der forfatterne kom fram til fire glasiale hendelser. Studien til Vorren mfl. (1988) gir en bedre forståelse for kartleggingen

gjennomført av Vorren mfl. (1983), der forfatterne konkluderer med at innlandsisen hadde et midlertidig stopp og dannet Endletmorenen.



Figur 2.12: Tid-distanse diagram for Andfjord-Vågsfjord området. Radiokarbonaldrene er korrigert for 440 år reservoaralder, og de kalibrerte ¹⁴C-aldrene er ifølge Stuiver mfl. (1998). Hentet fra Vorren og Plassen (2002).



Figur 2.13: Rekonstruksjon av deglasiasjonsmønsteret i Lofoten-Vesterålen av Vorren mfl. (2015). Gul linje etter Rasmussen (1984), rød linje etter Andersen (1975), Rasmussen (1984) og Bergstrøm mfl. (2005).

Sedimentkjerner hentet fra de tre innsjøene Øvre Æråsvatn, Nedre Æråsvatn og Endletvatn viser en alder på 18,5–22,0 ^{14}C ka BP for området, tilsvarende 22–26 kal. ka BP (Nesje mfl., 2007). Stratigrafien i Nedre Æråsvatn indikerer at isdekket under Egga II-hendelsen gjorde et fremrykk over Nedre Æråsvatnet og Endletvatnet mellom 23,5 og 22,2 kal. ka. BP (Vorren mfl., 1988; Vorren og Plassen, 2002; Vorren mfl., 2013b; Vorren mfl., 2015). Det bekreftes av Alms (1993) temperaturkurve (figur 2.2) som viser kaldere klima i samme tidsperiode. Fremrykket var tidligere trodd å være weichsel maksimale utbredelse, men manglende marine sedimenter i Øvre Æråsvatn tyder på at det var et begrenset fremrykk som bare dekket over Nedre Æråsvatn og Endletvatn (Alm, 1993). En terrasse i Bjørndalen omkring 90 m o.h., sammen med en morenerygg vest for Røyken, er en mulig yttergrense til LLGM (Vorren mfl., 1988; Vorren mfl., 2013b; Vorren mfl., 2015). Ved Mordalen (200–260 m o.h.) er det er få/ingen bevis for at blokker er påvirket av isen, noe som indikerer at ismarginen stod lavere enn 200 m o.h. Isdekket

ble dermed ikke matet av lokale breer, men presset seg inn i de østvendte dalene, inkludert Bjørndalen (Nesje mfl., 2007). Det er i motsetning til datering av Alm (1993) som viste en alder på 26,1–25,8 kal. ka BP i Øvre Æråsvatn (kalibrert av Vorren mfl., 2015), men konklusjonen stemmer overens med eksponeringaldrene fra Store Æråsen av Nesje mfl. (2007) som tilsier et isfritt område etter 45 ± 4 – 37 ± 5 kal. ka (Vorren mfl., 2015). Som tidligere nevnt, bekrefter Alsos mfl. (2020) dateringene av Alm (1993). Den siste deglasiasjonen i området av Nedre Æråsvatn og Endletvatn opptrådte mellom 18,5–18,0 ^{14}C ka BP (Vorren mfl., 1988). Det beviser at området må ha vært isfritt før dette, og Alsos mfl. (2020) fant bevis for smeltevann før 16 kal. ka BP i Øvre Æråsvatn.

Endleten-hendelsen startet ved et stopp av isdekket som dannet Kjølhaugmorenen ved $22,1 \pm 2,2$ ka. Like etter trakk breen seg tilbake sørøst for Endletvatnet ved $20,0 \pm 2,1$ ka, og ble der stillestående frem til omtrent 18,0 kal. ka BP (Vorren mfl., 2013b). Det førte til dannelsen av Endletmorenen. Øvre Æråsvatnet viser i perioden 18,3–15,0 ^{14}C ka BP en økt sedimentasjonsrate. Det sammenfaller med et høyt havnivå, ettersom Nedre Æråsvatn ikke ble isolert fra havet før 15,5 ^{14}C ka BP (Alm, 1993). Endletmorenen kan følges 3 km nordover (figur 2.7), og avgrenser et strandlinjefall fra 36/37 m o.h. til 28/30 m o.h. (Vorren mfl., 2015). Ved Endleten-hendelsen startet i tillegg dannelsen av Bleikmorenen. Møller mfl. (1992) daterte skjellfragmenter til 21,0 kal. ka BP, som indikerer at Bleik var deglasiert ved dette tidspunktet (Vorren mfl., 2013b). Det bekreftes av ^{10}Be aldre av en strandvoll på omtrent 20 m o.h. på 20–19 ka, datert av Linge mfl. (2007) og Dahl mfl. (2010), sitert av Vorren mfl. (2015). Ifølge Vorren mfl. (2015) er de yngre delene av Bleiksmorenen avsatt fra innlandsisen som beveget seg opp Stavedalen under Flesen-hendelsen (18–17,5 kal. ka BP).

Den siste fasen av deglasiasjonen av Andfjorden startet rundt 14,6 ^{14}C ka BP etter Egga II-hendelsen (figur 2.12) (Vorren og Plassen, 2002), tilsvarende 18,0 kal. ka BP (Nesje mfl., 2007). Et varmere klima mellom 19,0–18,0 ka BP (figur 2.2) kan ha ført til en økning i kalvingen av breen på grunn av tynnere isstrømmer (Vorren mfl., 2015). I Andfjorden er det flere morener, der Egga II-morenen korreleres med Endletmorenen på land, og Bjerka-morenen korreleres med Kjølhaugenmorenen (Vorren og Plassen, 2002). I Andfjorden er Flesen-hendelsen representert av en morenerygg 50 km fra eggakanten, med en foreslått alder på 16,0–15,0 ^{14}C ka BP. Rundt 13,2 ^{14}C (15,8 kal. ka BP) var det innstrømning av atlantisk vann til området, og en periode med atmosfærisk oppvarming startet 12,9–12,8 ^{14}C (Vorren og Plassen, 2002),

tilsvarende 15,1–15,0 kal. ka BP (Nesje mfl., 2007). I allerød trakk breene seg tilbake til fjordterskelen eller lengre innenlands. Den atmosfæriske oppvarmingen ble avbrutt av et nytt fremrykk under kuldeperiode YD, der innlandsisen beveget seg lokalt mer enn 40 km, og nådde maks utbredelse etter 10,7 ¹⁴C ka BP, og trakk seg tilbake før 10,3 ¹⁴C ka BP (Vorren plassen 2002).

Bømyra var isfri i perioden ~45,7–43,9 kal. ka BP, men isdekt i sen weichsel (Lysne, 2016). I Gavlfjorden beveget isstrømmen seg fra sør til nord. Ismassene ved Bømyra beveget seg fra øst til vest, og konvergente med isstrømmen fra innlandsisen i Gavlfjorden (Lysne, 2016). Høiseth (2016) rekonstruerte isbevegelsen i en dal ved Sørmela som ble påvirket av en bretunge fra isdekket liggende i Gavlfjorden. Høiseth (2016) konkluderer at utbredelsen til breen under Egga II-hendelsen nådde Bømyra, mens morenesystemet vest for Bjørnholen ble dannet rundt 18,4 ka BP og korreleres med Flesen-hendelsen nord på øya. Det antyder at innlandsisen ikke gikk lengre inn i dalen. Lokale breer var tilstede samtidig som innlandsisen, men etter bølling var det bare lokalglasiasjon på Andøya. Morenesystemene ved Åknes korreleres med et fremrykk etter 15,3 ka (Jansen, 2009), som igjen korreleres med D-hendelsen/Skogvoll-hendelsen.

Under Skogvoll-hendelsen ble strandvollen Kirkeræet dannet, og representerer grensen for marin transgresjon (Vorren mfl., 2015). Det er ikke en tilsvarende voll på vestsiden av øya, som tyder på at isen fortsatt dekket vestsiden. Moreneryggene som er funnet på Skogvollmyran har en konveks form mot øst. Det kan bety at en is fra vest har avsatt disse morenen. Vorren mfl. (2015) argumenterer for at isen i øst trakk seg raskere tilbake, og dermed beveget isstrømmen seg over Skogvollmyran, og moreneryggene ble avsatt av en bre i vest som beveget seg fra kontinentsokkelen og inn mot fastlandet. Tidligere tolkninger av morenene er en lokalbre som stod ned til havet i vest (Undås, 1938).

2.9 Geologisk bakgrunn

Dette delkapittelet gir en introduksjon til landskapsutviklingen i Norge, og er derfor delt opp i undertemaene: landskapsutvikling, den paleiske flaten og strandflaten, og glasielle prosesser.

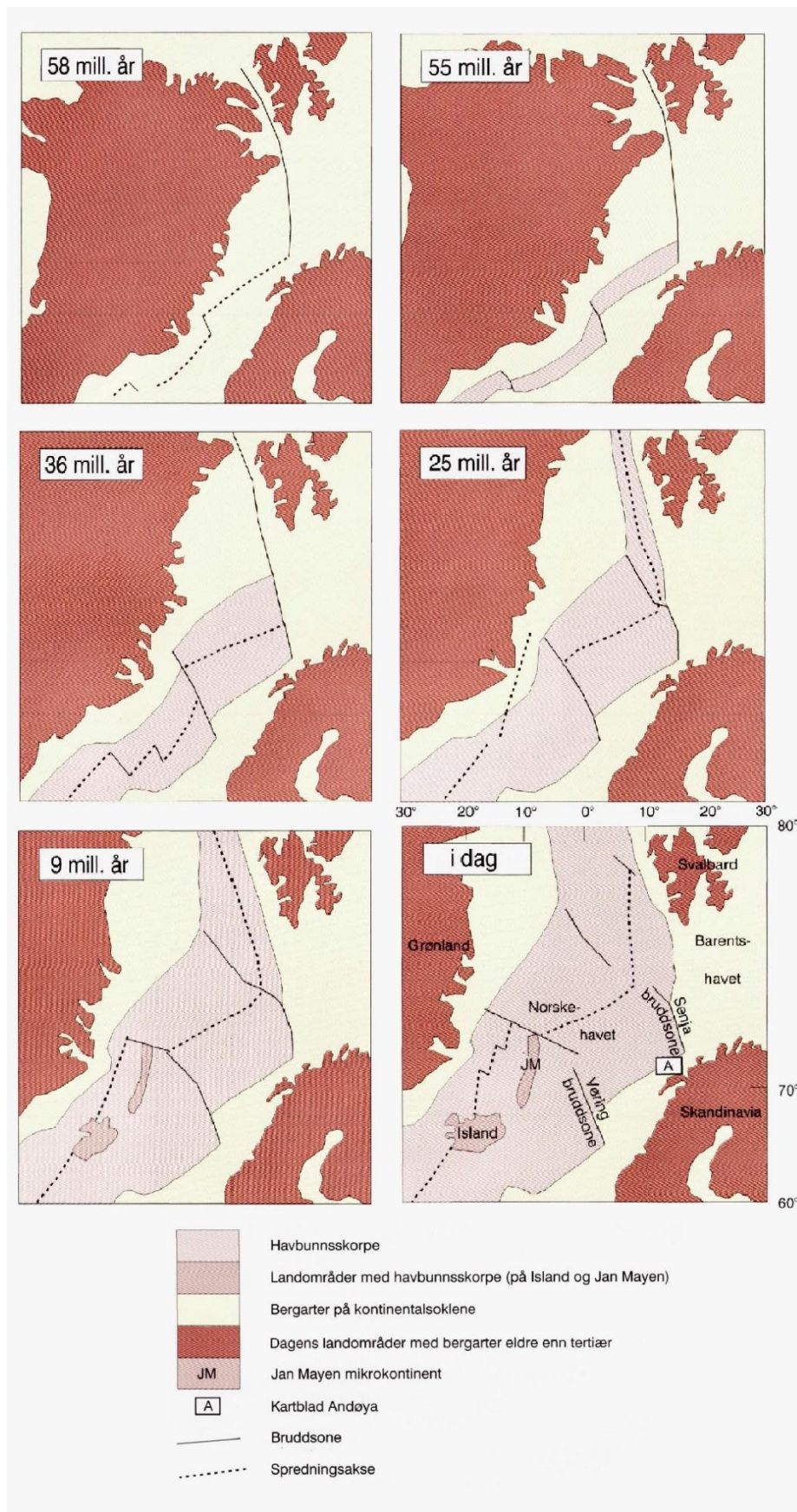
2.9.1 Landskapsutvikling

Studier av landskapsutvikling i Norge over et lengre tidsrom er i hovedsak forbundet med undersøkelse av grad av glasiell erosjon og tidsrommet den har pågått. Landskapet i Norden og Nord-Europa skiller seg fra områder lengre sør, der landskapet i Norden er betydelig modifisert, utformet og endret av isbreer gjennom gjentatte glasiasjoner de siste 2–3 Ma (Vorren og Mangerud, 2013; Nesje, 2015). Før istidene formet landskapet var det andre prosesser som styrte utviklingen, for eksempel den kaledonske fjellkjedefoldningen og åpningen av Atlanterhavet.

Alpint landskap i Norge er hovedsakelig forkastnings-kontrollert (Osmundsen mfl., 2010). Det startet i kambrium da Lapetushavet lukket seg når kontinentalplatene Baltika og Laurentia kolliderte. Det resulterte i den kaledonske fjellkjedefoldningen i devon. Når platene kolliderte ble bergarter fra Laurentia skjøvet over på Baltika. Lofoten-Vesterålskomplekset var en del av det baltiske tektonikkplaten under den kaledonske fjellkjedefoldningen, men unngikk deformasjon som følge av dets plassering på et høyere tektonisk nivå (Griffin mfl., 1978). Kollisjonen førte til deformasjon, mye sprekke dannelse og forkastninger, som kan sees i berggrunnen i dag.

Etter den kaledonske fjellkjedefoldningen sprakk kontinentene opp og begynte å drive fra hverandre, og deretter startet åpningen av Atlanterhavet (figur 2.14). Spredningen av kontinentene er i dag en aktiv prosess, der de to platene Baltika og Laurentia driver fra hverandre. Åpningen av Atlanterhavet skjedde ifølge Faleide mfl. (1988) og Nøttvedt mfl. (1988) i tre faser: (1) først ved en sprekkesone sør for Senja ved 60 Ma, der strukturer i skorpen ser ut til å reflekteres i eldre flater med lavt relieff og moderne topografi (Schermer mfl., 2017). (2) Videre bevegelse opptrådte mellom Hornsund forkastningssone og Senja sprekkesone ved 48 Ma. Siste steg (3) var ovenfor Hornsund forkastningssone ved 37 Ma, der regionalt skjær opptrådte langs et system av nord-nordvest-forkastninger (Faleide mfl., 1988; Nøttvedt mfl., 1988; Bergh mfl., 2007). Dette førte senere til stor-skala bevegelse og rifting i berggrunnen (Faleide mfl., 1988; Nøttvedt mfl., 1988). På land i Lofoten er det ifølge Bergh mfl. (2007) tre

andre faser med rift-bevegelse, som startet i perm-jura. Forkastninger opptrådte i tydelige rifthendelser som begynte i (1) perm-jura (proto-rift), som førte til vest-nordvest–øst-sørøst rifter. (2) Det fortsatte gjennom kritt (syn-rift) med en nord-nordvest–sør-sørøst ekstensjon, og med reaktivering av steg (1). Siste fase (3) var i paleogen (post-rift) der det fortsatte med en nord-nordvest–sør-sørøst ekstensjon med lokale roteringer. Ifølge Henningsen og Tveten (1998) er det på Andøya flere antatte forkastninger som ikke er blottet. De har i hovedsak to retninger: 30° nordøst (langs øya) og 40° nordvest (på tvers av øya).



Figur 2.14: Seks illustrasjonskart av åpningen av Atlanterhavet ved ulike tidspunkt fra 58 Ma til i dag. Hentet fra Henningsen og Tveten (1998).

Forkastninger oppstår gjerne i bløte og lett eroderbare bergarter, og disse strukturene i berggrunnen er med på å kontrollere endringer og påvirkning ved glasial erosjon (Evans, 1994). Det samme gjelder fluvial erosjon, ettersom vann eroderer og danner forsenkninger i berggrunnen. Da glasieringer begynte å opptre i større grad for omtrent 2,6 Ma siden (Vorren og Mangerud, 2013, s. 496), eroderte breene lettere i mykere bergarter med svakhetssoner og i fluviale forsenkninger, og dermed ble det ofte dannet et søkk i terrenget (Henningsen og Tveten, 1998). De mest motstandsdyktige bergartene blir å finne høyere i terrenget, der breene eroderte minst.

Breene vil erodere mer enn de avsetter, og disse avsetningene blir transportert bort av smeltevannselver. Ved glasier og interglasiale overganger ville det vært en stor overføring av vann mellom de to største reservoarene på jorden – isdekkene og havet (Lambeck mfl., 2002). Ved transaksjon mellom disse reservoarene vil blant annet smeltevannet fra breene fungere som et transportbånd. Transportbåndet flytter de eroderte avsetningene fra land og ut på kontinentsokkelen. Dette førte til en avlastning av fjellmassivet kaledonidene og er en mulig årsak til at landet hevet seg, og fortsatt hever seg (Vorren og Mangerud, 2013, s. 502). Glasial erosjon og landhevingen dannet ulike landformer, der en av de største vil være den paleiske overflaten som er å finne på blant annet Andøya. Når landet hevet seg førte det i tillegg til en isostatisk nedpressing ved økende størrelse på breer i kvartær, se kapittel 2.6.

2.9.2 Den paleiske flaten og strandflaten

På Andøya er det to store erosjonsformer som er fremtredende: den paleiske flaten og strandflaten. Dannelsen av den paleiske flaten er omdiskutert, men det er to teorier som stilles mot hverandre. (i) Den klassiske dannelsesmodellen forklares av Reusch (1901), der det aktuelle området, som tidligere lå ved lavere breddegrader, hadde gjennomgått dypforvitring. Vekslande klima mellom varmt og fuktig mot varmt og tørt i mesozoikum førte til økt forvitring og nedbrytning. Dypforvitring resulterte i et peneplan som hadde lavt relieff og lå nær havnivået. Deretter har hurtig tektonisk landheving løftet landskapet opp til der det er i dag (Pedersen mfl., 2018). Grunnlaget for den klassiske modellen er observasjoner av geologiske forhold på land, som fjellvidder, dalganger og gamle fjellvidder, og observasjoner utenfor kysten, som den kenozoiske sedimentære lagrekken (Vorren mfl., 2013a).

(ii) Ved senere tid er den klassiske modellen utfordret av ICE-modellen (Vorren mfl., 2013a; Pedersen mfl., 2018). ICE står for den samlede effekten av isostasi (I), klima (C) og erosjon (E). Ifølge ICE-modellen skjedde det ikke landheving i kenozoikum, men heller en kontinuerlig nedbrytning av kaledonidene. Deretter fulgte en gradvis landheving av jordskorpen, som prøver å oppnå isostatisk likevekt (Pedersen mfl., 2018). Det karakteristiske viddelandskapet er dermed rester etter den kaledonske fjellkjeden, som er videre etterfulgt av glacial erosjon og forvitring. Pedersen mfl. (2016) og Pedersen mfl. (2018) støtter denne modellen. Ifølge Pedersen mfl. (2018) støttet ikke et modellert pre-glasialt landskap scenarioer med tektonisk oppløft (i), ettersom sediment-arkivet fra havet ikke passet mengden sediment som kommer av erosjon og oppløft av landskap med lavt relieff i nyere tid (Pedersen mfl., 2018).

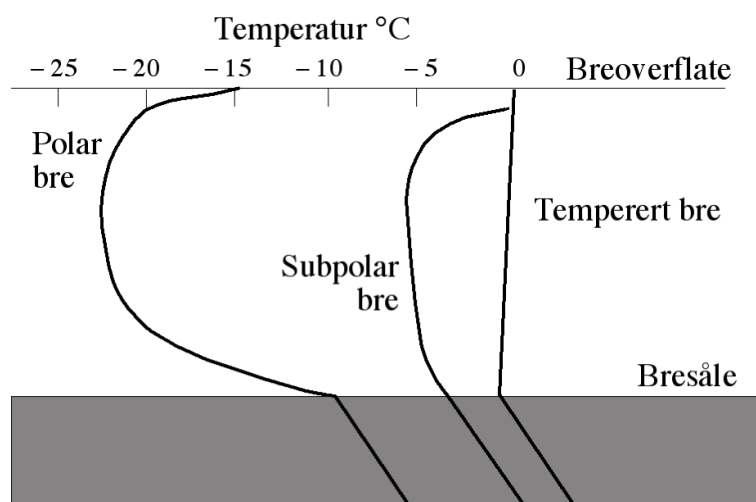
Strandflaten er en storskala erosjonsform, som strekker seg på vestsiden av Norge fra Ryfylke i sør til Nordkapp i nord (Aarseth, 2013). Flaten er mest sannsynlig formet i pliocen, gjennom de siste 2,57 Ma (Holtedah, 1998). Strandflaten karakteriseres av en nesten horisontal flate med lite relieff ved havnivå, med en skarp overgang til bratte fjellsider. Flaten har en undulerende overflate som kan sees ved øyer, små fjell og skjær. Ifølge Nansen (1922) er hovedprosessene ved dannelsen av landformen en kombinasjon mellom frostforvitring og sjøisprosesser. Frostforvitringen løsnet på blokker, mens sjøisprosesser eroderte ned flaten. Det var dermed to prosesser som virket, (i) horisontal erosjon ved frost og bølger, og (ii) vertikal bølgeerosjon ved den undersjøiske delen av flaten. Prosessene pågikk samtidig og eroderte seg gradvis inn i fjellet. Isen strekte seg over kontinentshyllen, og fraktet løsmasser etter erosjon og frostforvitring lengre ute på kontinentskråningen. Det foregikk ved gjentatte fryse og tineprosesser, der løsmateriale ble fraktet bort med sjøisen. I kvartær ble det kaldere, og frostforvitring ble mer fremtredende.

2.9.3 Glasiale prosesser

For å kunne forstå påvirkningen av isdekker på bergoverflater, er det viktig å vite hvordan breene eroderer. De primære erosjonsprosessene for en isbre er abrasjon og plukking (Benn og Evans, 2010; Nesje, 2015). Spor etter abrasjon kan være blant annet isskuringsstriper, sigdbrudd og parabelriss (Nesje, 2015). Ved tilstedeværelse av breer vil det i tillegg være mye smeltevann i omløp, som også vil bidra til erodering av landskapet. Smeltevann kan enten renne over, under (sub-glasialt) eller gjennom breer, og vil på berggrunnen erodere og kunne danne

v-kanaler. En prosess som ikke inngår innen de primære erosjonsprosessene abrasjon eller plukking, men som kan ligne på prosessene, er løsriving. Det skjer ved trykk fra breen i sprekker, som dermed utvider sprekken og tilslutt separerer en del fra bergarten (Benn og Evans, 2010).

Temperaturen synker vanligvis med stigende høyde og økende breddegrad, noe som også gjelder for breer (Nesje, 2015). En bre kan deles inn i tre ulike temperaturregimer; polar/kaldbasert bre, subpolar/polytermal bre og temperert/varmbasert bre (figur 2.15). Det er tre faktorer som styrer temperaturregimene i breer: varmeutveksling med atmosfæren, geotermal varme under breen og omvandlingen av mekanisk energi (Benn og Evans, 2010). Trykksmeltepunktet er den temperaturen is smelter ved, og is smelter vanligvis på 0°C. Endringer i tykkelsen av breen eller møtende hindringer er eksempler på faktorer som kan endre trykksmeltepunktet i en bre. Polare breer er under trykksmeltepunktet gjennom hele isdekket, subpolare breer er på trykksmeltepunktet i deler av breen, og ved tempererte breer er store deler av breen på trykksmeltepunktet. Endringer i trykksmeltepunktet vil dermed kunne gjøre en kaldbasert bre varmbasert i bresålen (Benn og Evans, 2010). Plukking skjer oftest i subpolare og tempererte breer, ettersom det trenger tilstedeværelse av smeltevann (for eksempel ved regelasjon). Ved kaldbaserte skjer det løsrivelse og skyving ved intern deformasjon (Benn og Evans, 2010). Erosiv is er ofte å finne lavere i terrenget, mens en lav-erosiv is ofte er tynn og fastfrosset til underlaget.



Figur 2.15: De ulike temperaturprofilene til breer som enten er polar, subpolar eller temperert. Hentet fra (Nesje, 2015).

2.10 Geomorfologi og landskapsutvikling

I dette delkapittelet presenteres andre studier som har brukt parede nuklider til å datere berggrunnsflater. Målet er å se hvordan andre studier håndterer eksponeringsdatering med parede kosmogene nuklider, erosjonsrateestimat og varighet av eksponering/overdekning. For informasjon om bruken av kosmogene nuklider i overflatedatering, se kapittel 3.1.

2.10.1 Nord-Sverige

I Nord-Sverige har Fabel mfl. (2002) datert berggrunnsflater og flyttblokker ved overflatedatering med kosmogene nuklider. Hensikten er å skille områder som er bevart under isen, mot de områdene som er erodert. De prøvetatte flatene befinner seg omkring 150–250 km sørøst for Andøya. De prøvetatte overflatene har en alder på omkring 35–61 ka, mens flyttblokker datert i samme område har en alder på 8–13 ka. Det indikerer at flatens tilsynelatende aldre ikke representerer den faktiske tiden som er gått siden området ble isfritt, og at bergflatene dermed ikke har blitt erodert tilstrekkelig til å fjerne tidligere akkumulerte kosmogene nuklider. Flyttblokkene er antatt avsatt når innlandsisen trakk seg tilbake, og representerer dermed en sammenhengende deglasiasjonsalder, og bekrefter at området var fullstendig isdekket og ikke en nunatak (Fabel mfl., 2002). Landformene i området har dermed vært bevart under lav-erosiv is.

Eksponeringsdateringene fra de kosmogene nuklidene indikerer at gjennom to eller flere glasiale sykluser har det vært områder med mye erosjon, sammenstilt med områder med landskapsbevaring (Fabel mfl., 2002). Dermed har det skjedd utilstrekkelig erosjon noen plasser, mens andre steder tyder det på ingen forekomst av erosjon. Det er ikke mulig å tolke regimer av skuring fra landformer, ettersom regionale erosjonsmønstre kan forekomme som følge av flere glasiale sykluser med erosjon, der hver syklus eroderte begrensede områder.

Et annet studium i Nord-Sverige av Stroeven mfl. (2006) argumenterer for at det geomorfologiske og kosmogene nuklide-beviset fra fjellene og lavlandene i Nord-Sverige støtter teorien om delvis og langsom landskapsevolusjon som et resultat av gjentatte glasieringer i området. Selv om dette ikke gjelder alle isdekker, er det noe som bør utforskes ved andre områder med gjentatte glasieringer.

2.10.2 Nordvest-Grønland

Ved Nordvest-Grønland har blant annet Corbett mfl. (2013) sett på parede kosmogene nuklider. Grønland, arktiske Canada og Skandinavia har vært periodisk dekket av kaldbaserte isdekker og snøfonner, som gir et grunnlag for sammenlignbare forhold mellom områdene. Det vil si at alle de nevnte områdene har landskap høytliggende i terrenget som kan være bevarte overflater formet for hundretusener av år siden.

Berggrunnsflatene i Nordvest-Grønland har alder som estimerer en eksponeringstid på minst flere hundretusener av år med overdekning etter første eksponering. Disse overflatene, som har utpregede forvitningsformer, har sannsynligvis blitt bevart under lav-erosiv, kaldbasert is eller flerårige snøfonner i løpet av mange glasiale sykluser. På grunn av de høye konsentrasjonene av nedarvede nuklider, ser det ut til at bare de seks yngste blokkprøvene registrerer tidspunktet for den siste deglasiasjonen.

De fleste av $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -verdiene fra Nordvest-Grønland er lavere enn produksjonsforholdet på $6,75 \pm 0,5$ (f. eks. Corbett mfl., 2017). Det er ikke mulig å estimere om kaldbasert is har bevart landformene eller erodert bort noe av topplaget. Det er generelt akseptert at episoder av overdekning forårsaket av kaldbasert is ikke er i stand til å fjerne nok materiale for å eksponere en fersk bergflate (uten arv) etter en glasiering (Corbett mfl., 2013). Eksistensen av disse gamle overflatene antyder at til tross for gjentatte nedisninger, har enkelte landskap ved høye breddegrader vært tilnærmet uendret i hundretusener eller til og med millioner av år. I områder hvor isdekket ikke har erodert bort eksisterende eksponeringshistorie, så kan analyse av ^{10}Be og ^{26}Al data brukes til en estimert konklusjon angående landskapsalder, varigheten av eksponering og overdekning, og effekten av subglasial erosjon. Tilstedeværelsen av nedarvede kosmogene nuklider indikerer at den subglasiale erosjonsraten var lav. Lavere i terrenget viser aldrene en yngre estimert eksponeringstid, men også bevis for overdekning. Det vil si at breen har erodert ulikt ved ulike steder. Goehring mfl. (2008) kom fram til det samme, hvor glasial erosjon kan vise en tydelig høydesonering og kobling til høyden av isoverflaten.

2.10.3 Rendalssølen, indre Østlandet

Hitland (2019) jobbet i området Rendalssølen, som lå nær isskillet under LGM. Han simulerte mulige landskapshistorier til prøvetatte flater ved Rendalssølen ved bruk av parede nuklider

(^{26}Al og ^{10}Be) i en modifisert kode (Hitland-koden) av Monte Carlo-koden (Knudsen mfl., 2015; Margreth, 2015; Andersen mfl., 2018b; Jansen mfl., 2019). Denne koden inkluderer parametere som $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdier, og totale komplekse historier og subaerile erosjonsrater. Ved å bruke ulike $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdier kombinert med ulike varigheter av isoverdekning ga simuleringene kvantitative mål på den totale komplekse historien. Koden gir muligheten til å modellere landskapshistorier og estimerte erosjonsrater for områder med lav-erosive isdekker. Hovedmålet var å kvantifisere langtidserosjonsrater for fjellmassivet.

Flatenes simulerte historie ga en modellert total kompleks alder på 0,13–3 Ma, mens den komplekse historien er estimert til å være mellom 1 og 1,6 Ma lang. Den yngste komplekse alderen skal trolig ha vært eldre. Hitland (2019) tolket videre at den komplekse historien til landoverflaten ved Rendalssølen reflekterte hvor lenge kaldbaserte isdekker dominerte i området. Den maksimale langtidserosjonsraten ble estimert til å være $<0,0052$ mm/ka, noe som tydet på at fjellmassivet har vært stabilt i mer enn 1 Ma. Den episodiske erosjonsraten for fjellmassivet ble estimert til å være mellom 0,2 og 6 mm/ka ved overdekning av kaldbasert is (Hitland, 2019).

2.10.4 Utsira

Utsira er en øy lokalisert 16 km vest for Karmøy i Rogaland fylke, på landsiden av Norskerenna. Berggrunnen består av glasialt plukket og slipt grunnfjell med flyttblokker, og det er dermed antatt at isstrømmen ned Norskerenna overkjørte Utsira rett før den siste deglasiasjonen (Briner mfl., 2016). På mange måter er settingen ved Utsira veldig lik Andøya, ettersom det er det andre stedet i Norge, i tillegg til Andøya, som ble isfritt tidlig (Hughes mfl., 2016).

Briner mfl. (2016) analyserte de rapporterte eksponeringsaldre av Svendsen mfl. (2015), hvor formålet med dateringene var å fastsette deglasiasjonen ved Utsira rundt 20,0 ka. Datering av blokker og en berggrunnsflate ga store forskjeller i alder, og det begrunner Briner mfl. (2016) ved myon-produsert ^{10}Be gjennom lang eksponeringstid. Utilstrekkelig erosjon resulterer i gjenværende spallasjon-indusert ^{10}Be , og sammen med målbare mengder av myon-produsert ^{10}Be vil det gi en eldre alder. Myon-produsert ^{10}Be trenger lengre ned i bergarten, og ved lang nok eksponering vil det resultere i signifikant (målbar) akkumulasjon av ^{10}Be .

Utsira har opplevd lange perioder med eksponering mellom kortvarige is fremrykk. Det kan sannsynligvis være tilfelle for nesten alle perifere områder av tidligere isdekker, også Andøya. En forskjell mellom Andøya og Utsira er Norskerenna som har styrt is overdekningen av Utsira, mens isstrømmen i Andfjorden ikke har styrt deglasiasjonen/glasiasjonen i samme grad. I tillegg vil andelen myon-produisert ^{10}Be være mindre på Andøya. Det er på grunn av hvordan spallasjon-produisert ^{10}Be øker med høyden, og alle prøvene på Andøya er hentet høyere i terrenget.

Ved Karmøy har Vasskog mfl. (2019) datert sedimenter fra to kjerner fra to ulike isolasjonsbasseng, som gir en alder på rundt 18 ka. Videre konkluderes det at Utsira, 20 km nord for Karmøy, ble isfritt rundt 18,5–18 ka. Dateringene presentert av Svendsen mfl. (2015) på flyttblokker antas dermed å være overestimerte, og er sannsynligvis resultatet av nedarvet myon-produisert ^{10}Be i blokkene (Briner mfl., 2016).

2.10.5 Erosjonsrater fra andre studier

Andersen mfl. (2018a) kom fram til to erosjonsrater i Reinheimen, Innlandet. For flater med blokkhav var erosjonsraten 4–6 mm/ka, og for glasialt skurede flater var det 2–93 mm/ka. Andersen mfl. (2018a) fant en trend der erosjonsratene så ut til å øke lavere i terrenget, noe som indikerte et geomorfologisk aktivt platålandskap. Jansen mfl. (2019) fant også er erosjonseffektivitet som avtok høyere i terrenget, etter å ha sett estimert erosjonsrater under hele det skandinaviske isdekket. Erosjonsratene varierte, der glasialt skuret terreng hadde en erosjonsrate på ~1 til > 100 mm/ka, blokkhav hadde en erosjonsrate på 0,8–16 mm/ka, og torer hadde en erosjonsrate på 0,8–7,7 mm/ka (Jansen mfl., 2019). Ved estimering av erosjonsratene er det også bruk interpolering, som har større usikkerheter enn direkte målinger. Videre mener Jansen mfl. (2019) at distribusjonen av ^{10}Be arv hovedsakelig er en funksjon av effektiviteten av erosjonen under det siste isdekket.

I Sognefjorden estimerte Nesje og Sulebak (2008) en glisial erosjonsrate på 400 mm/ka for et dreneringsbasseng. Det er en meget høy erosjonsrate, og er basert på en aktiv periode på 1 Ma.

Basert på sedimentlag fra sørøst-Nordsjøens kontinentalskråning måler Hjelstuen mfl. (2012) en gjennomsnittlig glisial erosjonsrate på 150 mm/ka den siste 1 Ma. Den var mest aktiv de

siste 0,5 Ma. En annen erosjonsrate utarbeidet fra sedimentasjonsraten er ved Kråkenes. Erosjonsrateen er estimert til å være 500,0 til 600,0 mm/ka og er kalkulert fra volumet av sediment avsatt i glasifluvialt vann, som estimerer et volum erodert berggrunn (Larsen og Mangerud, 1981).

3 Data og metode

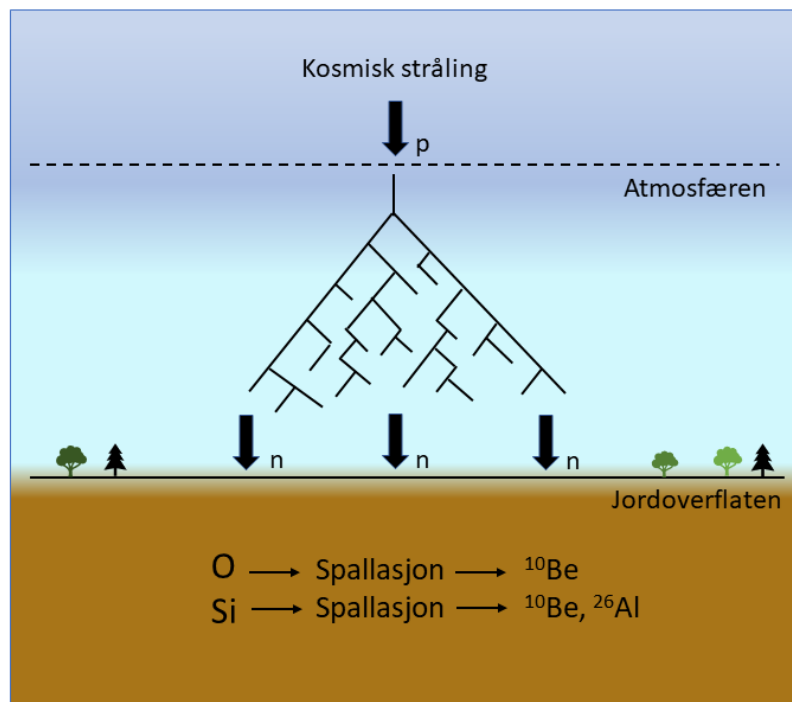
I følgende kapittel introduseres eksponeringsdatering ved bruk av kosmogene nuklider. For å visualisere konsentrasjonen til nuklidene er det brukt parede nuklidediagram. Videre presenteres uthenting av materiale i felt og laboratoriearbeid.

3.1 Eksponeringsdatering ved bruk av kosmogene nuklider

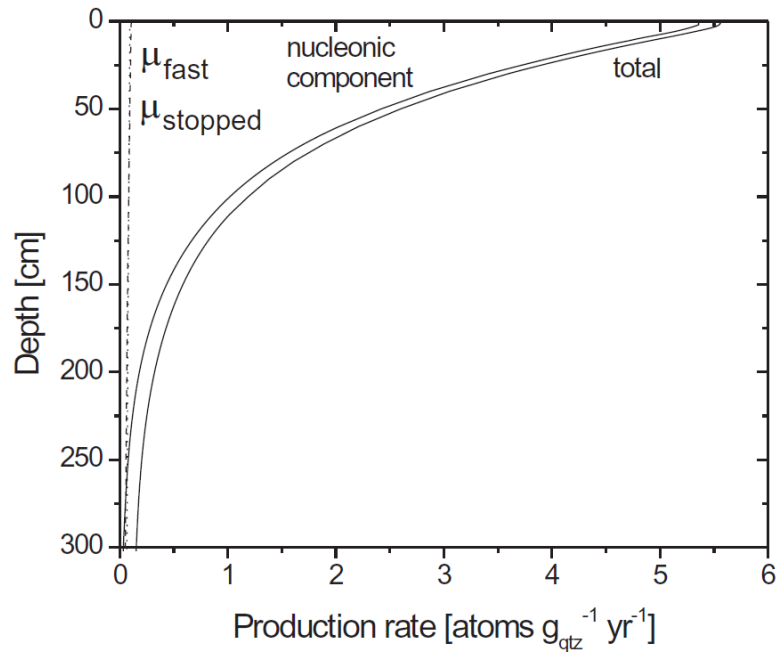
Jorden blir konstant bombardert av kosmisk stråling der høyenergetisk stråling, hovedsakelig bestående av protoner (p), trenger gjennom atmosfæren. I atmosfæren dannes det meteorisk kosmogene nuklider gjennom kollisjon mellom atomer og primærpartikler eller sekundærpartikler. Sekundærpartiklene, fortrinnsvis nøytroner (n), dannes ved kollisjon med atomer. En av prosessene som danner nuklidene er spallasjon (Gosse og Phillips, 2001; Ivy-Ochs og Kober, 2008). Noe av fluksen fra den atmosfæriske kaskaden, bestående av sekundære partikler, overlever alle kollisjonene og når etter hvert jordens overflate. I mineraler vil det over tid konsentreres målbare kvantiteter av *in situ* kosmogene nuklider, som for eksempel ^{10}Be (beryllium) og ^{26}Al (aluminium), ved prosesser mellom de sekundære partiklene og atomene. Prosessene er ulike produksjonsveier for kosmogene nuklider, ved spallasjon eller myoner. Videre vil *in situ* kosmogene nuklider kunne brukes for å bestemme varigheten av subaerisk eksponering (Lal, 1991; Gosse og Phillips, 2001).

Sammenligning av to radioaktive kosmogene nuklider, eksempelvis ^{10}Be og ^{26}Al , vil kunne gi et mål på en erosjonsrate ettersom de har ulik nedbrytningskonstant (Gosse og Phillips, 2001; Lowe og Walker, 2015). ^{10}Be dannes i kvarts gjennom 96,4 % spallasjon og 3,6 % myoner, mens ^{26}Al dannes gjennom 95,4 % spallasjon og 4,6 % myoner (Darvill, 2013). Dannelsen ved spallasjon i kvarts skjer ved at nøytroner kolliderer med oksygen- og silisiumatomer (figur 3.1). Produksjonsraten fra myoner er kjent og kan dermed isoleres ved kalkulasjon (Lal, 1991). De isoleres ut ettersom ^{10}Be bare dannes av en kjernefysisk prosess, spallasjon (Gosse og Phillips, 2001). Fordelen ved å bruke kvarts er at mineralet er resistent mot erosjon og forvitring, og finnes 'overalt' (Gosse og Phillips, 2001). Ved havnivå og 60 breddegrader har de to nuklidene ^{10}Be og ^{26}Al har ulik produksjonsrate, på henholdsvis 4–5 atomer/g år⁻¹ og 35 atomer/g år⁻¹ (Von Blanckenburg og Willenbring, 2014; Lowe og Walker, 2015). Ved produksjon av nuklidene har

noen nuklider tre produksjonsveier (figur 3.2). Selve produktmassedistribusjonen er bimodal og favoriserer produktmasser som enten er litt mindre enn målmassen eller mye lettere partikler som protoner og nøytroner. For eksempel når målatomet er ^{28}Si , er det mer sannsynlig med dannelse av nuklider med masser på 26–27 eller 1–3. Dermed resulterer det i ulik produksjonsrate hos de ulike nuklidene (Gosse og Phillips, 2001).



Figur 3.1: Kosmisk stråling, hovedsakelig bestående av protoner (p^+), entrer den øvre atmosfæren. Der vil protonene kollidere med atomer og danne sekundære partikler eller kosmogene nuklider. Kollisjonen som resulterer i en fluks av sekundære partikler, i all hovedsak nøytroner (n), vil skape produksjon kosmogene nuklider gjennom prosessen spallasjon. De nevnte reaksjonene vil i atmosfæren produsere meteoriske kosmogene nuklider, mens fluksen av sekundære partikler som når jordoverflaten danner *in situ* kosmogene nuklider i de øverste meterne av jordoverflaten. Typen kosmogen nuklide som dannes avhenger av mål-mineralet.



Figur 3.2: Den totale produksjonsraten for ^{10}Be i kvarts som en funksjon av dybde ved havnivå og høy breddegrad ($>60^\circ$). Den totale produksjonen er sammensatt av dannelse via spallasjon, raske myoner (μ -fast) og bremsende myoner (μ -stopped). Hentet fra Ivy-Ochs og Kober (2008).

3.1.1 Erosjonsrater

Erosjon av et landskap bringer kontinuerlig nytt materiale til overflaten. Mineralkorn i bergarten som kommer fra en skjermet posisjon i berggrunnen til den eksponerte posisjonen i overflaten vil akkumulere kosmogene nuklider proporsjonalt med tiden det tok å få mineralet til overflaten, det vil si proporsjonalt med erosjonshastigheten (Dunai, 2010). Kosmogene nuklider er og sensitive for denudasjonsraten (Dunai, 2010), som er summen av erosjon, forvitring og massebevegelse (Sigmond mfl., 2013). En erosjonsrate er dermed et gjennomsnitt av hvor mye som er erodert i det tidsrommet flaten har eksistert. Ratene kan oppgis som for eksempel mm/år, m/Ma og mm/ka. Ved å estimere erosjonsrater for prøvetatte flater i et tidligere glasiert område vil man få en indikasjon på effektiviteten av sub-glasiert erosjon. Erosiv is er ofte å finne lavere i terrenget, mens en lav-erosiv is ofte er tynn og fastfrosset til underlaget (kapittel 2.9.3). Både den erosive isen og lav-erosive isen er med på å forme landskapet, enten gjennom dannelsen av fjorder, økt relieff og botner, eller landskapsbevarende ved å beskytte mot glasiert erosjon.

Relative erosjonsrater kan måles i felt, bla bla (REF). Erosjonsrater kan også estimeres utfra hvor mye som er avsatt i et basseng med kjent kildeområde (Larsen og Mangerud, 1981). Erosjonsrater kan kvantifiseres for flater og dreneringsområder ved bruk av parede kosmogene nuklider (f. eks. Jansen mfl., 2019). En måte å estimere erosjonsrater er ved bruk av versjon 3 av den nettbaserte kalkulatoren, tidligere kjent som CRONUS-Earth nettbasert kalkulator (<http://hess.ess.washington.edu/>). Den vil videre bli referert til som Balculatoren. Et av prinsippene for bruk av kalkulatoren er at flatene må ha nådd sekulær likevekt, der det er et konstant forhold mellom produksjon og nedbrytning. Kalkulatoren baserer seg på direkte observasjoner (Balco mfl., 2008), og bruker en nuklide til å estimere erosjonsraten. Ved bruk av en nuklide må kalkulatoren anta at flaten har nådd sekulær likevekt, og at konsentrasjonen av kosmogene nuklider er fra en kontinuerlig eksponeringsperiode. Dermed tar den ikke hensyn til nedarvede kosmogene nuklider, noe det kunne tatt hensyn til om den brukte begge nuklidene som Monte Carlo-simuleringer gjør (f. eks. Margreth mfl., 2016).

For overflater som eroderer sakte, vil radioaktive kosmogene nuklider produsert på stor dybde gjennom myoninteraksjon ha blitt nedbrutt før de når overflaten (det vil si erosjonshastigheter < 10 m/Ma for ^{10}Be) (Dunai, 2010).

3.1.2 $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$

^{26}Al og ^{10}Be kan brukes til å kvantifisere flaters tidligere eksponering-/overdekningshistorier, basert på nuklidenes ulike halveringstid og produksjonsrate. Produksjonsforholdet, forholdet mellom $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$, ligger vanligvis på verdien på $\sim 6,75 \pm 0,5$ (f. eks. Corbett mfl., 2017).

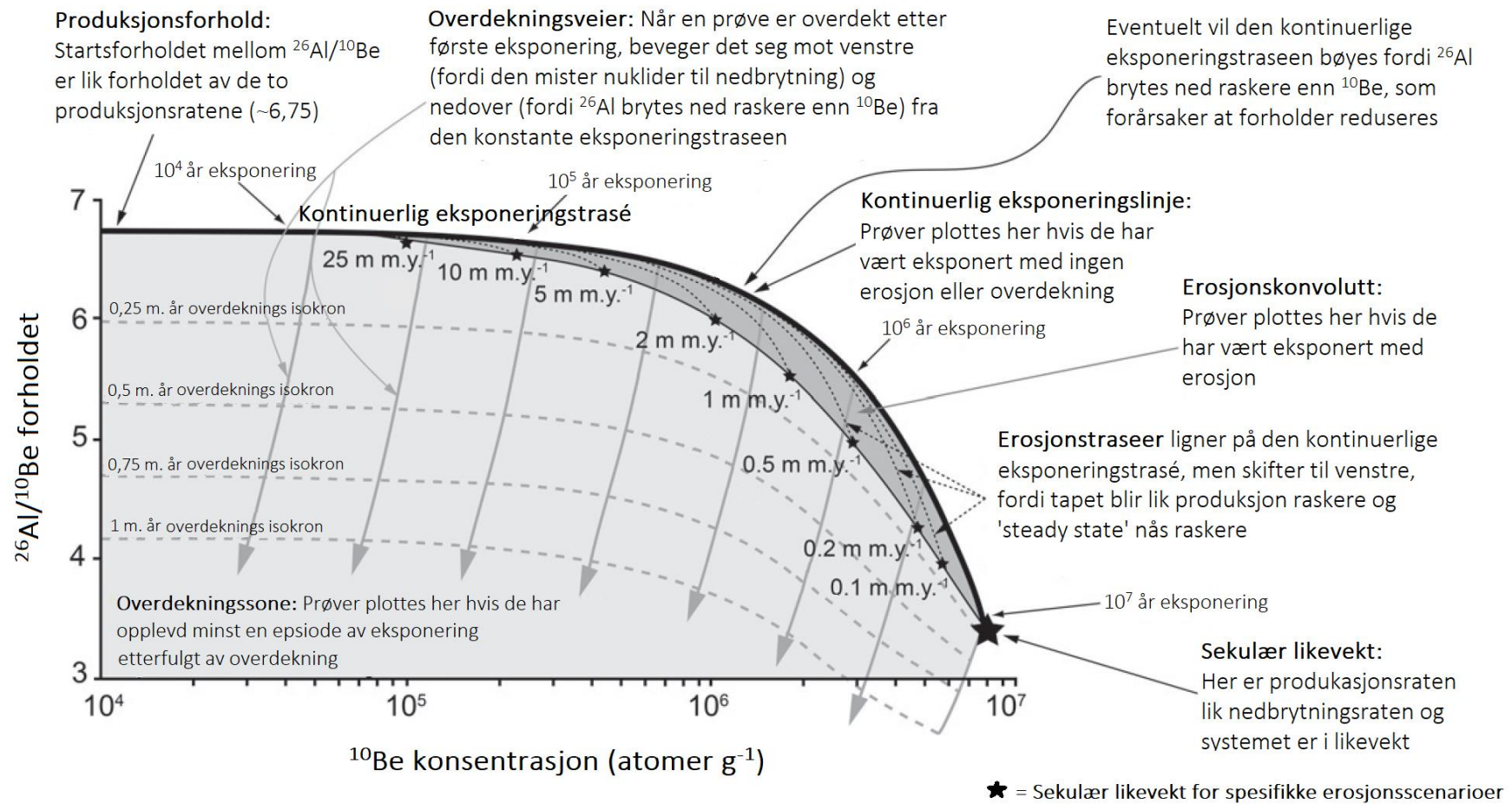
$^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -verdier høyere enn produksjonsforholdet indikere vanligvis begrenset eller ingen isoverdekning. De høye $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -verdiene kan i tillegg reflektere omfattende overdekning av is. En antagelse er da at overdekning under erosiv is endres til overdekning under lav-erosiv is på et eller annet tidspunkt i midten av pleistocen (Knudsen og Egholm, 2018). Knudsen og Egholm (2018) indikerer videre hvordan lave $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -forhold ikke bare er assosiert med langvarig isoverdekning. Det kan like godt gjenspeile isdekker som var begrenset til den kaldeste delen av sen-pleistocen, kombinert med nylig eksponering av prøven. Det kan for eksempel skyldes plukking i løpet av den siste istiden.

Senere studier foreslår at produksjonsforholdet kan være høyere (Argento mfl., 2013; Corbett mfl., 2017). Studien av Corbett mfl. (2017) ser på produksjonsforholdet av $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ i bergoverflater og blokker, og $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -verdien som passer deres data er $7,3 \pm 0,3$ (1σ). Det indikerer at $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ overstiger den verdien som vanligvis brukes på $6,75 \pm 0,5$, i det minste i Arktis (Corbett mfl., 2017). Denne verdien er omtrent 8 % høyere enn den nåværende aksepterte verdien på $6,75 \pm 0,5$, og den inkluderer både spallasjon og myon-interaksjoner. En høyere $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -verdi kan ha problemer for kosmogene multinuklide studier ettersom det resulterer i en lengre modellert overdekning og høyere erosjonsrater (Corbett mfl., 2017).

3.1.3 Paret nuklidediagram / «Bananplott»

Eksponeringsdatering ved bruk av paret nuklider kan presenteres i et paret nuklidediagram, også kalt et bananplott. Fra nå blir paret nuklidediagram omtalt som et bananplott (figur 3.3). Bananplott er et diagram som fremstiller forholdet mellom to nuklider, og i denne studien er de to nuklidene ^{26}Al og ^{10}Be benyttet. Diagrammet fremstiller ^{10}Be -konsentrasjonen på x-aksen og $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -forholdet på y-aksen. Diagrammet bruker nuklidenes kjente produksjonshastighet og halveringstid. Produksjonshastigheten er forskjellig ved ulik høyde, lengde- og breddegrad (Knudsen og Egholm, 2018). Konsentrasjonen av nuklidene endres i bergarten over tid basert på halveringstiden, uansett overdekning eller eksponering. Diagrammet visualiserer forholdet mellom nuklidene, mot en sannsynlig eksponeringshistorie. Ved å bruke flere prøver i samme bananplott kan konsentrasjonen og de komplekse historiene til landformer sammenlignes. Produksjonsraten endrer seg med høyden, og bare flater fra samme høyde bør brukes sammen for bruk av riktig produksjonsrate. Bruk av bananplottet vil besvare spørsmål om eksponeringshistorien til ulike landformer. For å generere et bananplott er det i denne oppgaven brukt den nettbaserte kalkulatoren iceTEA (IceTEA, n.d.). Input-paramterne som velges for hver prøve er; prøvenavn, lengdegrad, breddegrad, høyde (m o.h.), prøvetykkelse, skjermingsfaktor, ^{10}Be -konsentrasjon med usikkerhet, ^{26}Al -konsentrasjon med usikkerhet, prøvetatt år, vekt på prøven og mineralvekt. I et generert bananplott vil $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -forholdet på y-aksen være normalisert til produksjonsforholdet på $6,75 \pm 0,5$ (f. eks. Corbett mfl., 2017), og alt som avviker fra produksjonsforholdet vil være over eller under 1.

I et bananplott (figur 3.3) er den kontinuerlige erosjonstraseen også kjent som null-erosjonslinjen. Det som plottes på denne linjen viser kontinuerlig eksponering uten erosjon, altså det maksimale forholdet mellom $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$. Det som plotter over denne linjen er fysisk umulige kosmogene nuklide verdier, og er mest sannsynlig en analytisk feil. Den nedre linjen er linjen for jevn subaerisk erosjon. Det indikerer det samme som den kontinuerlige erosjonslinjen, men med varierende erosjonsrater (Margreth mfl., 2016). Det som plottes under linjen for jevn subaerisk erosjon, under selve 'bananen', er innenfor området for komplekse eksponeringshistorier, som vil bety minst en overdekningshendelse. En kompleks eksponeringshistorie kan involverer eksponering, subaerisk erosjon, overdekning eller plukking. De vertikale isokronene under linjen for jevn subaerisk erosjon angir varigheten av eksponering. De horisontale isokronene indikerer varigheten av overdekning.



Figur 3.3: Et bananplott med forklaringer. Den kontinuerlige eksponeringstrasé representerer nedbrytningen av kosmogene nuklider uten overdekning. Ved overdekning vil punktet bevege seg ned og til venstre, der estimert overdekning og eksponering kan leses av. En kompleks eksponeringshistorie kan involverer eksponering, subaerisk erosjon, overdekning eller plukking. De vertikale isokronene representerer eksponeringsvarighet, mens de horisontale isokronene representerer overdekningsvarighet. Modifisert fra Corbett mfl. (2013).

3.2 Feltarbeid

Feltarbeid ble gjennomført sommeren 2019, 24. juni til 30. juni. Hovedformålet med feltarbeidet var å bli kjent med området, skape bedre forståelse for litteraturarbeid gjort i området, og få erfaring med prøvetaking. Hoveddelen av data ble hentet ved tidligere feltarbeid av Henriette Linge ved Universitetet i Bergen.

3.2.1 Strategi for prøvetaking

Ved valg av lokalitet er det flere kriterier som må oppfylles (Gosse og Phillips, 2001). En oppsummering av kriteriene er gitt av Ivy-Ochs og Kober (2008), der det er krav om at flaten i) ikke har arv fra tidligere eksponering, ii) har vært kontinuerlig eksponert, iii) ikke har vært overdekt, og iv) har gjennomgått minimalt med erosjon eller forvitring. Basert på de nevnte kriteriene er det dermed viktig å velge en lokalitet for prøvetaking der det er mulig å kvantifisere for skjerming av sediment, vegetasjon, is eller snø. For å prøveta egnet materiale til eksponeringsdatering ved bruk av kosmogene nuklider, som ^{10}Be og ^{26}Al , er det behov for en bergart som inneholder kvarts. Bergartsprøver til denne oppgaven er hentet fra glisiale eroderte flater.

Områdene ble valgt på grunn av usikkerhet tilknyttet eksponeringstidspunktet for lokalitetene. Ved usikkerhet rundt marin grense i området er det viktig å ta prøver fra ulike høyder over havet for å forsikre seg at det er det ikke er eksponeringen etter havnivåendringer som dateres, når målet er å datere eksponering etter isbre (Heyman mfl., 2011).

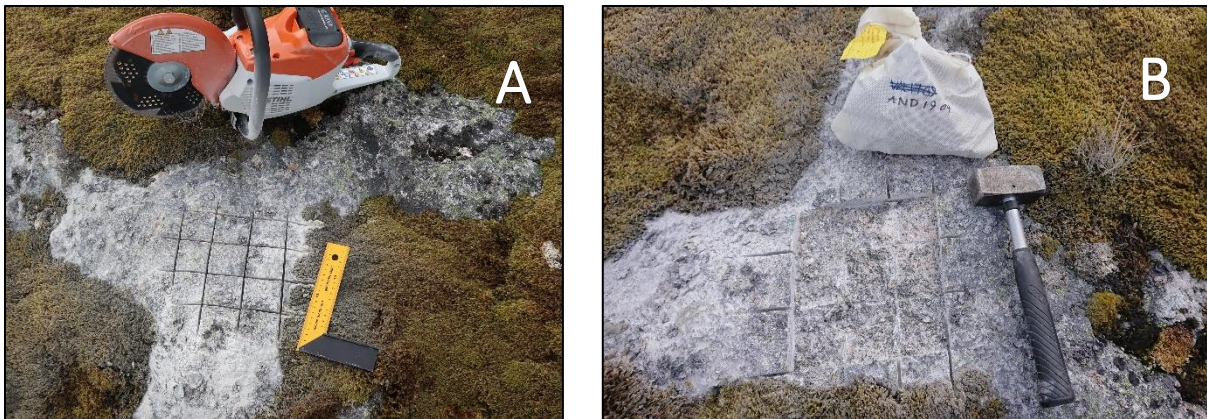
Områder som er overdekket av mindre vegetasjon eller i nærhet til større vegetasjon/objekter ble unngått for å forhindre skjerming (Gosse og Phillips, 2001; Ivy-Ochs og Kober, 2008; Heyman mfl., 2011), ettersom skjerming vil minske produksjonsraten av kosmogene nuklider i bergoverflaten (Ivy-Ochs og Kober, 2008). I tillegg ble glisial erosjon i form av skuringsstriper på mikroskala identifisert på overflaten, noe som bekrefter minimal erosjon etter siste deglasiasjon. Ved bruk av kosmogene nuklider vil erosjon av flaten gi en alder som er for ung, ettersom nuklider i topplaget er erodert bort (Lal, 1991). Mesteparten av produksjonen av kosmogene nuklider er i toppen av profilet (figur 3.2). Under tre meters dybde er det lav konsentrasjon og produksjon av kosmogenen nuklider, ettersom reaksjoner gjennom spallasjon avtar. Myoner har en lavere masse enn nøytroner, og kan dermed penetrere dypere i

bergarten (Darvill, 2013). Ettersom myoner står for omtrent 3,6 – 4,6 % av dannelsena av kosmogene nuklider (^{10}Be og ^{26}Al) i de tre øverste meterne, står de for 100 % under tre meter. Den konsentrasjonen er såpass liten at den er vanskelig å måle, og den er mer relevant for lavere breddegraden der det allerede er mindre innstråling.

3.2.2 Feltobservasjoner

Etter identifisering av brukbare lokaliteter ble ulike observasjoner og målinger gjennomført for senere beregning og korreksjon. Det inkluderte breddegrad, høyde over havet, topografisk skjerming for å kunne beregne produksjonsrate og observasjon av skuringsstriper. Til kvantifisering av topografisk skjerming ble det brukt et klinometer og lest av vinkelen til horisonten for hver 20° rundt kompass-skiven. Skjermingsfaktorer ble dermed regnet ut av Henriette Linge ved bruk av Balculatoren. For hver lokalitet ble UTM koordinater og m o.h. målt. Koordinatene ble målt ved bruk av en håndholdt GPS. M o.h. ble målt ved hjelp av «Norgeskart friluftsliv»-appen, og ble dobbeltsjekket opp mot GPS og topografiske kart (Uglaan IT Group og Den Norske Turistforening, 2008).

Ved innsamling av bergartsprøvene ble det brukt hammer, meisel og sag. Sagen gjør det enklere å hente prøver fra horisontale flater (figur 3.4A), og man kan hente prøver ved nesten alle lokaliteter og alle bergflater. Ulempene ved å bruke en bærbar sag er at den er tung å bære langt ute i felt, og den er avhengig av drivstoff. Sagen, bestående av diamantblad, ble brukt på de flertallet av prøvene til å kutte ett par cm ned i bergarten. Videre ble det brukt hammer og meisel på snittene i bergarten. Hvor mye prøvemateriale som trengs avhenger av lokalitetens geografisk og topografisk plassering (med tanke på den lokale produksjonsraten), antatt eksponeringalder og mineralogien i berggrunnen (Ivy-Ochs og Kober, 2008). Prøvene hentet i 2019 veide 700 – 2400 g, der materialmengden avhenger av litologien. Hver prøvetatt flate ble lagt i en prøvepose, og deretter fotografert med lokalitetsnavn, med linjal eller hammer som målestokk (figur 3.4B).

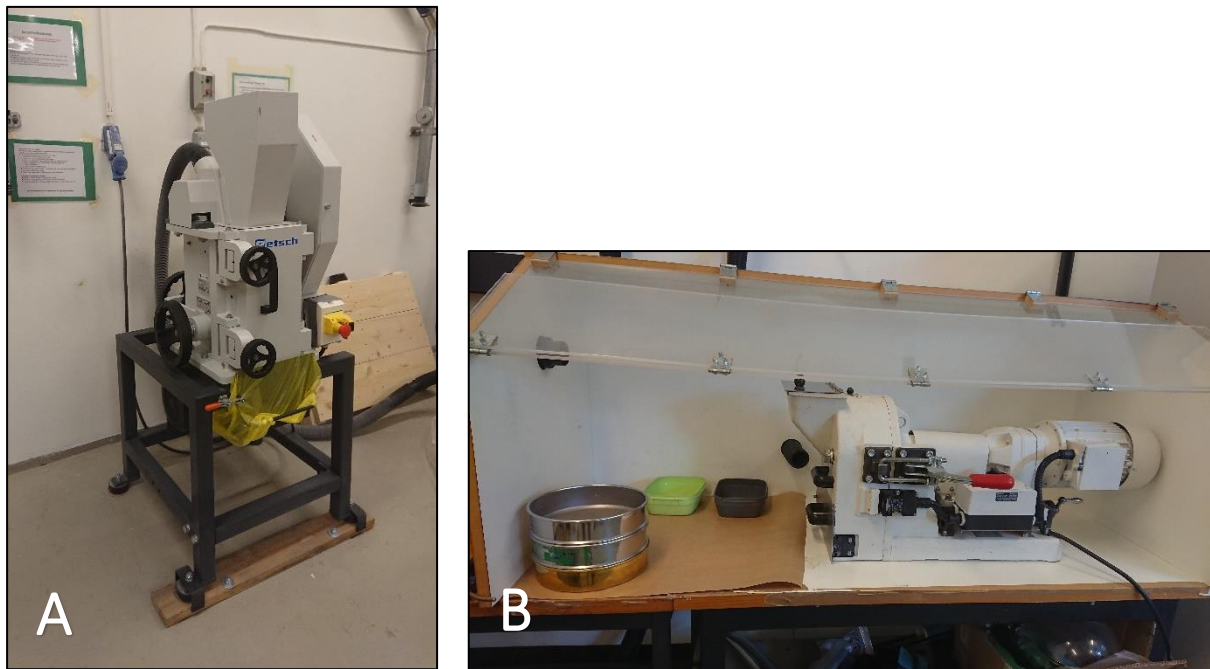


Figur 3.4: a) Ved innsamling av materiale på en horisontal flate brukes sagen for å gjøre innsamlingen enklere. B) Etter innsamling av materialet ved bruk av hammer og meisel vil det sette spor i flaten.

3.3 Laboratorie-prosedyre

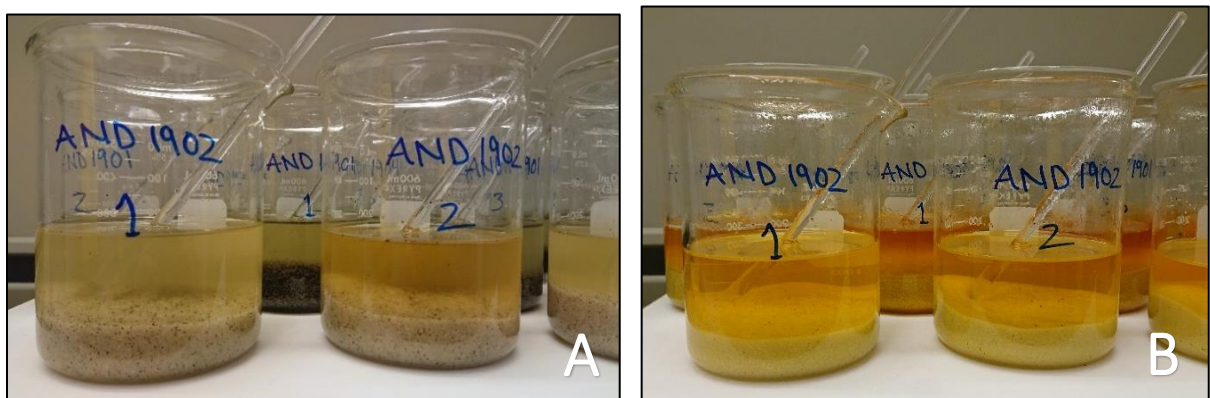
Ved datering av flater som inneholder kosmogene nuklider må uthentet materiale rengjøres på forhånd gjennom ulike fysiske og kjemiske steg. Mineralseparasjon, ekstraksjon og pressing av katoder ble gjennomført på UiBs prepareringsfasilitet for kosmogene nuklider. Etterfølgende AMS-analyse ble gjort ved Institut for geoscience, Aarhus universitet.

Det innsamlede prøvematerialet blir først kappet, knust og pulverisert, der formålet med prosessen er å få et homogent materiale hvor hvert korn består av enkeltmineraller. Fragmenter som overskrider 5 cm sages med diamantsagblad (BROT Technologies) med en diameter på 35 cm. Materiale som er større enn 2 cm går gjennom kjeftekuseren (figur 3.5A, modell BB 250 fra Retsch). Kjeftevidden er 120 x 90 mm, og spalteåpningen er stilt inn på 3 mm. Materialet knuses ned til mindre fragmenter (medium til grov grus (<2 cm)). Knust materiale går videre til oppmaling ved skivemølle (Disk Mill Pulverisette 13 classic line fra Fritsch) (figur 3.5B). Skivemøllen har to slipeskiver som maler materialet ved hjelp av skjærpåvirkning og trykk. Materialet siktes etterpå og fordeles i tre fraksjoner, >500 μm , 500–250 μm og <250 μm . Prosessen repeteres med minskende spaltebredde til alt materiale er malt opp til ønsket kornstørrelse (250–500 μm). 250–500 μm fraksjonen skylles med springvann for å fjerne støv, før den tørkes i tørkeskap. Denne fraksjonen går videre til mineralseparasjon.



Figur 3.5: Ulike prepareringsapparater som brukes til å knuse prøvemateriale til en finere fraksjon. (a) kjefteknuseren knuser materialet til grus før det videre behandles i (b) skivemøllen, der materialet knuses slik at hvert enkelt korn består av ett mineral.

Neste steg i mineralseparasjonen er etsing ved bruk av kongevann (HCl/HNO_3 , 1:3) (figur 3.6). Formålet er å fjerne uønsket materiale fra prøven, som blant annet jernoksid. Kongevann (AqR) tilsettes vann for å lage en 25 % løsning. 150 g prøvemateriale veies opp i et begerglass, og deretter tilsettes 200 mL av 25 %-løsningen. Prøven settes på varmeplaten på omtrent 75° i 12-24 timer. Prøven skylles deretter gjentatte ganger i springvann til all syren er vasket ut, og tørkes i tørkeskap.



Figur 3.6: (a) Prøvene etter 1 time på varmeplaten, der vannet er grumsete og volumet på prøven har økt. (b) Prøvene etter mer enn 12 timer, der løsningen er gulere på grunn av blant annet oppløsning av jernoksider.

Neste steg er flotasjon der omtrent 80 g prøvemateriale veies opp i HDPE-flasker (polyetylenplast med høy tetthet), og 750 mL springvann og 7,5 mL 40 % flussyre tilsettes. Blandingen varmes i omtrent 1 time på en flaskeruller. Væsken dekanteres i en avfallsdunk og prøvematerialet helles over i en stålbolle. Ved tilsetning av noen dråper eukalyptusolje og kullsyrevann, vil feltspat flyte til overflaten, og kan helles over i annen beholder. Kullsyrevannet lages når CO₂ tilsettes en blanding av 1 g dodecylamin og 1 mL eddiksyre i 10 L vann. Tilsetning av kullsyrevannet gjentas til kvartsfraksjonen virker homogent. Materialet overføres til glassbeger og tørkes. Dersom det er mindre enn 45 g materiale i kvartsfraksjonen må prosessen gjentas for å få nok materiale til videre isolasjon og rensing av kvarts.

En tilnærmet homogen kvartsprøve vil ved magnetseparasjon kjøres gjennom ved 1,0 A og med en inklinasjon på 15° på siden og 20° bak (Frantz modell LB-1). Magneten tiltrekker seg magnetiske komponenter som for eksempel jern som er å finne i biotitt. Prøvematerialet innsamlet i 2019 er hovedsakelig kvarts, og lite magnetisk materiale ble separert ut.

Siste ledd i rengjøring av kvartsfraksjonen er etsing i ultralydbad. Omtrent 40 g prøvemateriale ble tilsatt i en 500 mL polypropylen-flaske sammen med omtrent 400 mL MilliQ-vann og 10 mL konsentrert HF og 10 mL konsentrert HNO₃, som gir omtrentlig 2,3 %-HF/HNO₃-løsning. Ultralydbadet ble satt på tre ganger av 99 minutter i løpet av en dag, tre dager på rad. Væsken ble deretter dekantert og materialet ble skylt med rent vann (18,2 megaohm) for å fjerne oppløst finstoff i væsken. Meteorisk ¹⁰Be kan absorberes på utsiden av og i sprekker i mineralkornene (Gosse og Phillips, 2001), men gjentatt behandling i ultrabad fjerner 30 % av kvartsen (Kohl og Nishiizumi, 1992) og etser bort eventuell meteorisk ¹⁰Be. Ifølge Kohl og Nishiizumi (1992) gjelder det kornstørrelsesfraksjonen ≤700 μm. I tillegg vil etsningen fjerne meteorisk ²⁶Al og minske konsentrasjonen av ²⁷Al, hvilket gjør det enklere å måle aluminiumkonsentrasjonen (Kohl og Nishiizumi, 1992). Prosedyren ble gjentatt tre ganger til, før det ble vurdert om etsingen har rensset materialet godt nok. Det ble gjort ved vurdering av vekt tap og visuell inspeksjon av materialet. Det vil normalt forsvinne omtrent 4–5 g av prøven, noe som var tilfellet i dette prosjektet. Dersom det forsvinner mer enn 5 g er det vanligvis en indikasjon på innhold av feltspat, og prøven må etses på nytt. Etter fire runder med etsing, ble renheten til prøvene sjekket ved bruk av ICP-AES (induktivt koplet plasma atomemisjonspektrometri). Renhetstesten innebærer en elementanalyse for å teste om

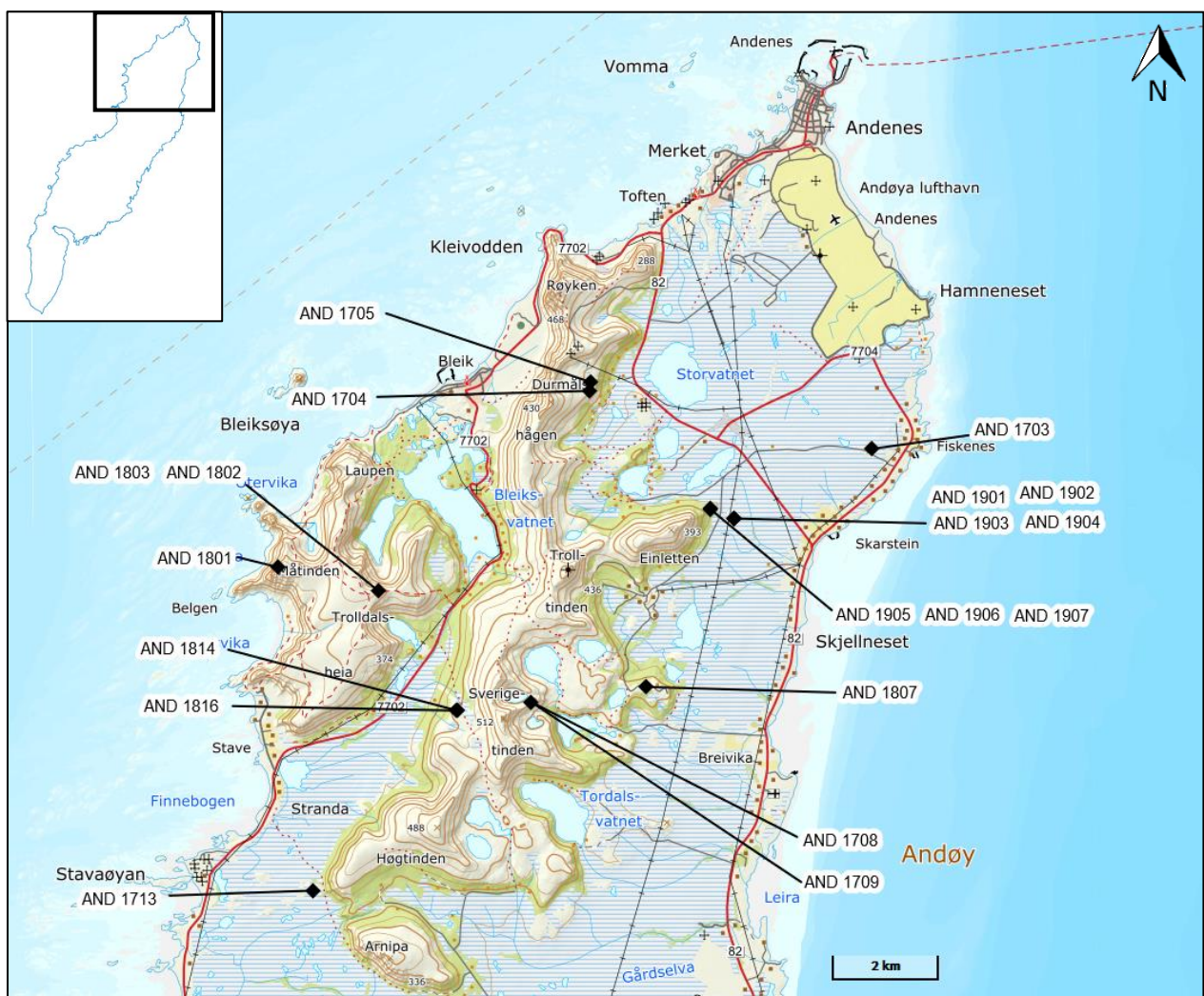
kvartsen er ren nok til å kunne starte preparering for Be/Al-analyse. Renhetstest ble utført av Lars Evje, overingeniør ved Universitetet i Bergen.

Prøvene ble videre preparert for utfelling. Kvartsprøvene ble veid inn, tilsatt en kjent mengde av en intern standard og løst opp. Ved bruk av ionebyttekromatografi ble uønskede grunnstoffer som jern og titan fjernet, og beryllium og aluminium ble separert. Videre ble beryllium felt ut som $\text{Be}(\text{OH})_2$, tørket til BeO og blandet med niob (1:4), og deretter presset i en kobberkatode. Aluminium ble felt ut som $\text{Al}(\text{OH})_3$, tørket til Al_2O_3 og blandet med sølv (1:2), og deretter presset i en kobberkatode. Arbeidet med beryllium ble utført av Lars Evje, mens utfelling, blanding og pressing av aluminium ble utført av meg selv. Prøvene ble videre sendt til Aarhus universitet for AMS-analyse.

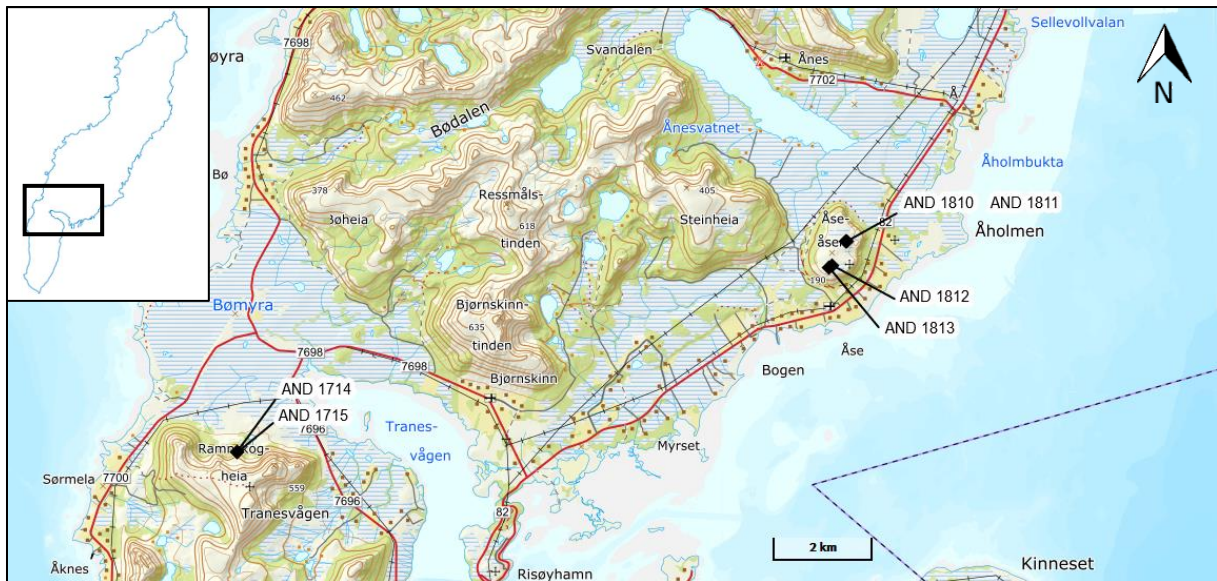
4 Resultat

4.1 Lokalitet- og prøvebeskrivelse

Det er totalt 25 flater, der 25 bergflater er analysert med hensyn til konsentrasjon av ^{10}Be , og 22 flater med hensyn til ^{26}Al . Flatene er utviklet i granittisk gneis og granitt. Lokaliseringen av de prøvetatte flatene på Andøya er vist i figur 4.1 og figur 4.2, og alle felldata er oppført i tabell 4.1. Bilder av alle de prøvetatte flatene er vedlagt i vedlegg 1.



Figur 4.1: Lokalitetskart for nordlige Andøya. Kartet er modifisert fra norgeskart.no.



Figur 4.2: Lokalitetskart for midtre/sørlige Andøya. Kartet er modifisert fra norgeskart.no.

Tabell 4.1: Feltdata for hver prøvetatte flate. Topografisk skjerming er beregnet av Henriette Linge. Lokal glasiering indikerer botn.

Prøve	Navn	Litologi	Flate	Høyde (m o.h.)	Breddegrad (°N)	Lengdegrad (°Ø)	Topografisk skjerming	Prøve- tykkelse (cm)	Prøve- tatt (år)
AND 1703	Gårdsraet	Granittisk gneis	Bre-erodert overflate	37	69,260838	16,147530	1,0000	4,0	2009
AND 1704	Mordalen	Kvarts	Utenfor lokal glasiering	208	69,271458	16,014151	0,9976	1,5	2006
AND 1705	Mordalen	Kvarts	Utenfor lokal glasiering	200	69,272951	16,014829	0,9964	2,0	2009
AND 1708	Øvre Tindvatnet	Granittisk gneis	Utenfor lokal glasiering	306	69,219320	15,984250	0,9962	3,0	2009
AND 1709	Øvre Tindvatnet	Granittisk gneis	Utenfor lokal glasiering	306	69,219320	15,984250	0,9962	5,0	2009
AND 1713	Hagebakken	Kvarts i kvartsitt	Nær marin grense, glasialt erodert	36	69,188160	15,879900	0,9962	5,0	2011
AND 1714	Bjørneåsen	Granittisk gneis	Utenfor lokal glasiering	184	68,990899	15,506593	0,9749	6,0	2012
AND 1715	Bjørneåsen	Granittisk gneis	Utenfor lokal glasiering	179	68,991069	15,506472	0,9749	3,0	2012
AND 1801	Måtind	Granittisk gneis	Bart fjell	408	69,242615	15,865545	1,0000	4,3	2018
AND 1802	Trolldalsheia	Granittisk gneis	Forvitret berggrunn	358	69,238371	15,912927	1,0000	3,5	2018
AND 1803	Trolldalsheia	Kvartslinser i granittisk gneis	Forvitret berggrunn	357	69,238370	15,912953	1,0000	2,5	2018
AND 1807	Nakken	Granittisk gneis i gabbro	Bart fjell m/flyttblokker	149	69,221517	16,038473	0,9998	2,5	2018
AND 1810	Åseåsen, N	Granitt	Bart fjell	163	69,027766	15,814139	0,9998	1,5	2018
AND 1811	Åseåsen, N	Granitt	Forvitret berggrunn	173	69,027724	15,813687	1,0000	2,5	2018
AND 1812	Åseåsen	Granittisk gneis		186	69,023443	15,806595	1,0000	2,5	2018
AND 1813	Åseåsen	Granitt		188	69,023147	15,804756	1,0000	2,3	2018
AND 1814	Røysetdalen /Sortebekkheia	Kvartslinser i gneis	Bart fjell m/flyttblokker	228	69,218057	15,949354	0,9948	3,5	2018
AND 1816	Røysetdalen /Sortebekkheia	Gneis	Bart fjell m/flyttblokker	226	69,218077	15,94895	0,9953	1,5	2018
AND 1901	Klubban	Granittisk gneis	Nær marin grense	38,7	69,249802	16,082926	0,9988	2,0	2019
AND 1902	Klubban	Kvarts i granitt	Nær marin grense	36,8	69,249530	16,081952	0,9986	2,5	2019
AND 1903	Klubban	Kvarts i granitt	Nær marin grense	36,8	69,249584	16,082005	0,9986	1,5	2019
AND 1904	Klubban	Granittisk gneis	Nær marin grense	36,8	69,249584	16,082005	0,9986	2,5	2019
AND 1905	Alteret	Granittisk gneis	Kanten av glasifluvialt gjel	75	69,251205	16,070804	0,9967	3,0	2019
AND 1906	Alteret	Granittisk gneis	Kanten av glasifluvialt gjel	75	69,251303	16,070834	0,9967	3,0	2019
AND 1907	Alteret	Granittisk gneis	Gjel	75	69,251331	16,070810	0,9967	2,5	2019

4.2 Eksponeringsaldre

For å beregne flatenes eksponeringsaldre er det brukt en modifisert versjon av CRONUS-kalkulatoren (Marrero mfl., 2016) kalt iceTEA (IceTEA, n.d.). Det er brukt LSDn-skalering (Lifton mfl., 2014) og de globale kalibreringsdatasettene for ^{26}Al - og ^{10}Be -produksjon av Borchers mfl. (2016). Ved utregning av $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -verdier er det brukt versjon 2 av den nettbaserte kalkulatoren til Balco mfl. (2008), tilgjengelig fra <http://hess.ess.washington.edu/>. Laboratoriedata og ^{10}Be -aldre beregnet med den globale produksjonsraten er presentert i tabell 4.2. De resulterende ^{10}Be aldrene er fordelt over et tidsrom på omtrent 15–84 ka (figur 4.3). Datasettet er i flere sammenhenger, i denne oppgaven, presentert ved inndeling i tre kategorier basert på høyden over havet; strandflaten (<60 m), fjellside (60–300 m) og platå (>300 m).

^{10}Be -aldrene er vanligvis eldre enn ^{26}Al -aldrene, unntaket er prøvelokalitet AND 1807 (tabell 4.2). Basert på halveringstidene til nuklidene er det høyst usannsynlig at ^{26}Al -aldere skal være eldre, og kan dermed skyldes en teknisk/menneskelig feil. Ved lab-arbeidet ble Al tilsatt sent for AND 19xx-prøvene, og førte til en analytisk feil (økt usikkerhet).

Hvis en bre er erosiv så fjernes berggrunn med kosmogene nuklider under en glasiasjon, også nedarvede kosmogene nuklider. Den iseroderte flaten vil ha konsentrasjoner av ^{10}Be og ^{26}Al som gir samme eksponeringalder. Hvis en bre er kald-basert vil ikke nuklidenes konsentrasjon stemme overens, og nukliden med lengst halveringstid vil ha en høyere konsentrasjon (Reiners mfl., 2018). Det resulterer i en lavere $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -verdi (kapittel 4.3.2).

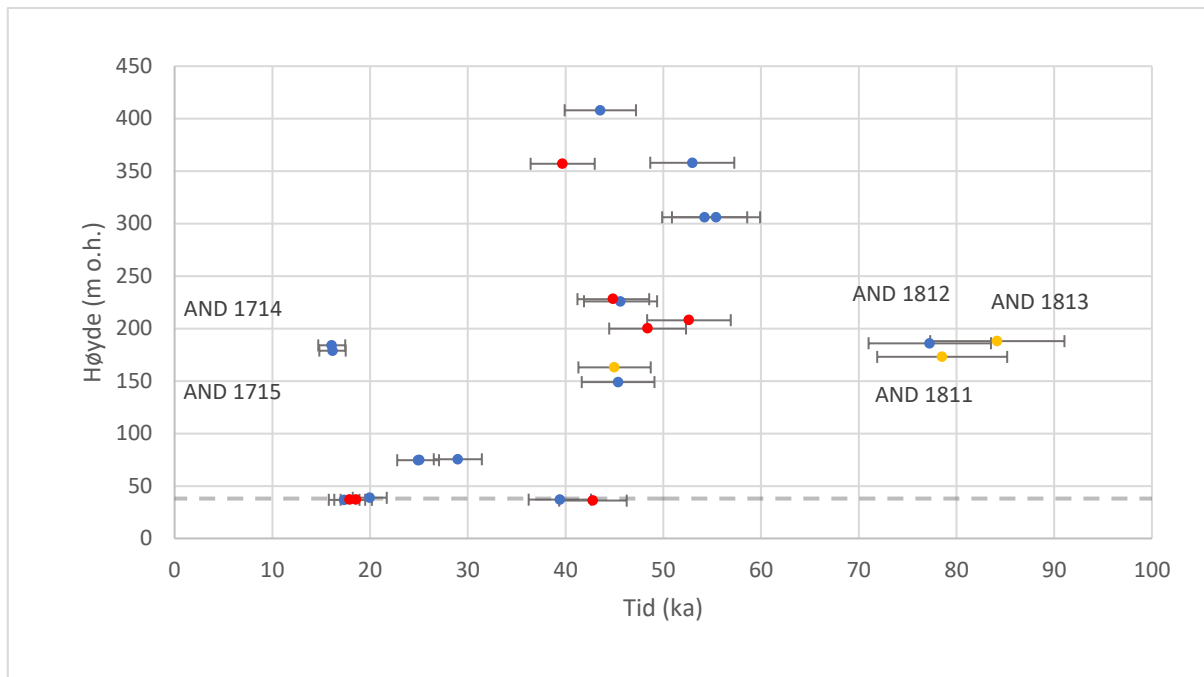
Tabell 4.2: Laboratorie-data og alder for de ulike prøvetatte flatene. Aldrene er regnet ut ved bruk av den nettbaserte iceTEA-kalkulatoren (IceTEA, n.d.). Skaleringsmodellen som er brukt er LSDn fra Lifton mfl. (2014), og det er brukt den globale produksjonsraten fra Marrero mfl. (2016). $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ forholdet er hentet fra versjon 2 av den nettbaserte kalkulatoren fra <http://hess.ess.washington.edu/>. Ved lab-arbeidet ble Al tilsatt sent for AND 19xx-prøvene, og førte til en analytisk feil (økt usikkerhet).

Prøve	Navn	Høyde (m o.h.)	Nuklide	^{10}Be konsentrasjon (atom/g $\times 10^4$)	Eksponerings-alder (ka)	Usikkerhet (1 sigma) (ka)	Total usikkerhet (1 sigma) (ka)	$^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -forhold
AND 1703	Gårdsraet	37	10-Be	$17,5 \pm 0,4$	39,420	0,920	3,190	$6,84 \pm 0,24$
			26-Al	$119,9 \pm 3,1$	37,230	1,010	4,140	
AND 1704	Mordalen	208	10-Be	$28,0 \pm 0,5$	52,630	1,070	4,280	$7,10 \pm 0,20$
			26-Al	$199,0 \pm 4,0$	51,940	1,100	5,760	
AND 1705	Mordalen	200	10-Be	$25,5 \pm 0,5$	48,400	0,960	3,930	$7,11 \pm 0,20$
			26-Al	$181,0 \pm 3,7$	47,760	1,040	5,210	
AND 1708	Øvre Tindvatn	306	10-Be	$31,9 \pm 0,6$	55,400	1,070	4,510	$6,76 \pm 0,18$
			26-Al	$215,6 \pm 4,3$	52,060	1,100	5,740	
AND 1709	Øvre Tindvatn	306	10-Be	$30,7 \pm 0,5$	54,240	0,970	4,350	$6,97 \pm 0,17$
			26-Al	$213,9 \pm 3,9$	52,550	1,040	5,790	
AND 1713	Hagebakken	36	10-Be	$18,8 \pm 0,4$	42,810	1,010	3,450	$6,40 \pm 0,26$
			26-Al	$120,2 \pm 4,0$	37,830	1,300	4,270	
AND 1714	Bjørnebåsen	184	10-Be	$7,9 \pm 0,3$	16,080	0,530	1,380	$6,85 \pm 0,33$
			26-Al	$54,4 \pm 1,9$	15,150	0,560	1,690	
AND 1715	Bjørnebåsen	179	10-Be	$8,1 \pm 0,3$	16,160	0,550	1,350	$6,83 \pm 0,34$
			26-Al	$55,7 \pm 2,0$	15,210	0,560	1,740	
AND 1801	Måtind	408	10-Be	$27,5 \pm 0,7$	43,560	1,180	3,650	$6,85 \pm 0,24$
			26-Al	$188,2 \pm 4,4$	41,400	1,000	4,620	
AND 1802	Trolldalsheia	358	10-Be	$32,0 \pm 0,7$	52,970	1,190	4,300	$6,59 \pm 0,23$
			26-Al	$211,1 \pm 5,9$	48,490	1,410	5,400	
AND 1803	Trolldalsheia	357	10-Be	$24,3 \pm 0,6$	39,710	0,960	3,280	$6,67 \pm 0,25$
			26-Al	$161,9 \pm 4,8$	36,690	1,140	4,150	
AND 1807	Nakken	149	10-Be	$22,7 \pm 0,5$	45,380	1,120	3,720	$7,88 \pm 0,32$
			26-Al	$179,1 \pm 5,8$	49,670	1,670	5,630	

Kapittel 4

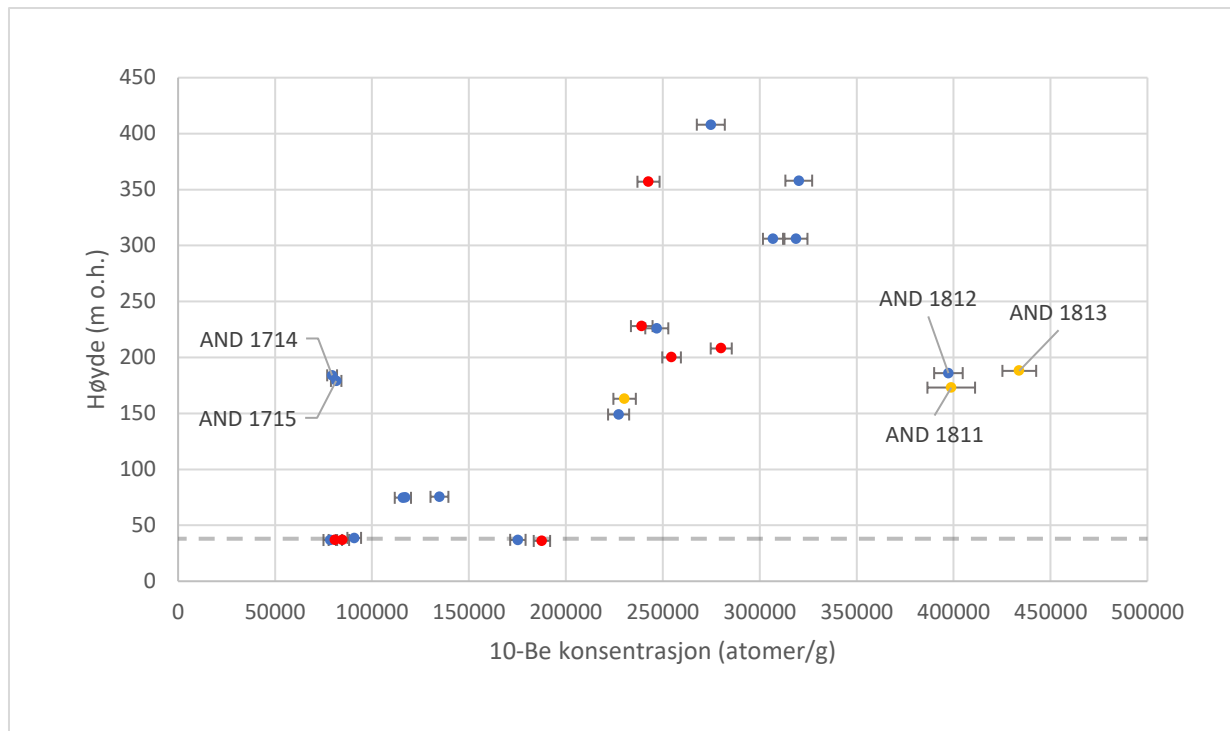
Resultat

AND 1810	Åseåsen, N	163	10-Be	23,0 ± 0,6	45,020	1,170	3,700	7,01 ± 0,25
			26-Al	161,4 ± 4,2	43,710	1,190	4,920	
AND 1811	Åseåsen, N	173	10-Be	39,9 ± 1,2	78,540	2,500	6,650	6,81 ± 0,25
			26-Al	271,5 ± 5,7	74,570	1,670	8,360	
AND 1812	Åseåsen	186	10-Be	39,7 ± 0,7	77,270	1,520	6,260	6,96 ± 0,21
			26-Al	276,7 ± 6,6	75,110	1,880	8,480	
AND 1813	Åseåsen	188	10-Be	43,4 ± 0,9	84,180	1,780	6,870	6,88 ± 0,18
			26-Al	298,6 ± 5,0	80,960	1,490	9,060	
AND 1814	Sortebekkheia	228	10-Be	23,9 ± 0,6	44,890	1,080	3,670	7,06 ± 0,25
			26-Al	168,8 ± 4,6	43,920	1,240	4,920	
AND 1816	Røysetdalen	226	10-Be	24,7 ± 0,6	45,630	1,140	3,740	7,20 ± 0,23
			26-Al	177,7 ± 3,9	45,560	1,040	5,020	
AND 1901	Klubban	38,7	10-Be	9,1 ± 0,4	19,970	0,790	1,740	
AND 1902	Klubban	36,8	10-Be	8,1 ± 0,3	17,920	0,800	1,580	6,77 ± 0,49
			26-Al	54,9 ± 3,2	16,670	0,970	1,990	
AND 1903	Klubban	36,8	10-Be	8,5 ± 0,3	18,590	0,750	1,600	6,92 ± 0,41
			26-Al	58,7 ± 2,6	17,690	0,800	2,030	
AND 1904	Klubban	36,8	10-Be	7,9 ± 0,4	17,350	0,770	1,570	
AND 1905	Alteret	75	10-Be	11,6 ± 0,4	24,920	0,920	2,140	6,96 ± 0,40
			26-Al	80,6 ± 3,6	23,870	1,090	2,780	
AND 1906	Alteret	75	10-Be	13,5 ± 0,5	28,980	1,020	2,460	6,61 ± 0,36
			26-Al	89,1 ± 3,8	26,380	1,150	3,040	
AND 1907	Alteret	75	10-Be	11,7 ± 0,5	25,060	1,010	2,200	



Figur 4.3: Ved å se bort fra uteliggere, viser ^{10}Be -aldrene en økende trend med høyden, men noe yngre aldre på de prøvene høyest i terrenget. Uteliggerne er navngitt med lokalitetsnavn. Aldrene og usikkerheten er presentert fra tabell 4.2. De røde punktene representerer prøver hentet fra kvartslinser og -ganger, gule punkter er prøvetatte flater av granitt, og blå punkter er prøvetatte flater fra gneis og granittisk gneis. Den stripete linjen er marin grense (~38 m o.h.).

Konsentrasjonen av ^{10}Be for de prøvetatte flatene sammenlignet med høyden de er hentet fra indikerer det samme som aldrene, ettersom konsentrasjon er en funksjon av tid og høyde (figur 4.4). De prøvetatte flatene fra platået har generelt en høyere konsentrasjon/alder enn de prøvetatte flatene fra strandflaten. Det stemmer overens med tidligere konklusjoner (kapittel 2.5) om at de høyeste toppene på Andøya var isfrie under LGM. Ved første øyekast indikerer ikke punktene en trend (figur 4.4), men en stor gruppering med noen uteliggere (indikert med prøvenavn). De høyeste konsentrasjonene/aldrene (AND 1811, AND 1812 og AND 1813) kan betegnes som en anomali, ettersom dannelsen av Åseåsen er ukjent. AND 1714 og AND 1715 betegnes som reelle aldre, ettersom en isstrøm har erodert området ved Bømyra. En økende ^{10}Be -konsentrasjon i sammenheng med høyde, kan videre ha sammenheng med høyden på isoverflaten. Flatene inneholder med stor sannsynlighet nedarvede kosmogene nuklider, og viser en eldre alder enn deglasiasjonsalder. Det gir en usikkerhet med tanke på tolkning av data, men aldrene er i prinsippet en god indikator.



Figur 4.4: Konsentrasjonen, som er en funksjon av tid og høyde, viser en trend med høyde, uten at det er utført statistisk analyse. Uteliggere identifiseres med navn. De røde punktene representerer prøver hentet fra kvartslinser og -ganger, gule punkter er prøvetatte flater av granitt, og blå punkter er prøvetatte flater fra gneis og granittisk gneis. Den stripete linjen er marin grense (~38 m o.h.).

4.2.1 Kjølhaugmorenen og Endletmorenen

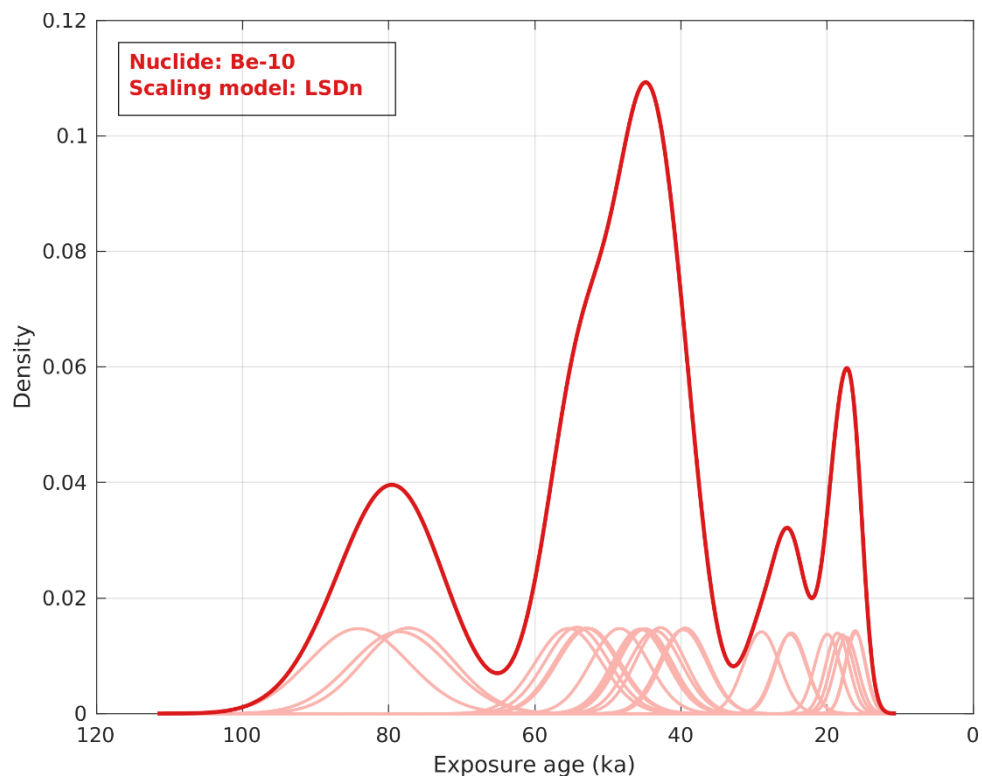
Aldrene på Kjølhaugmorenen og Endletmorenen av Vorren mfl. (2013b) er presentert i kapittel 2.8. De aldrene er utregnet ved bruk av en annen halveringstid og produksjonsrate. Ved å regne dem ut på nytt, med samme halveringstid, produksjonsrate og skalering som egne data, gir de noe andre aldre (tabell 4.3).

Tabell 4.3: Nye aldre regnet ut for Kjølhaugmorenen og Endletmorenen, basert på data presentert av Vorren mfl. (2013b), utregnet ved bruk den nettbaserte iceTEA-kalkulatoren (IceTEA, n.d.). Skaleringmodellen som er brukt er LSDn fra Lifton mfl. (2014), og det er brukt den globale produksjonsraten fra Borchers mfl. (2016).

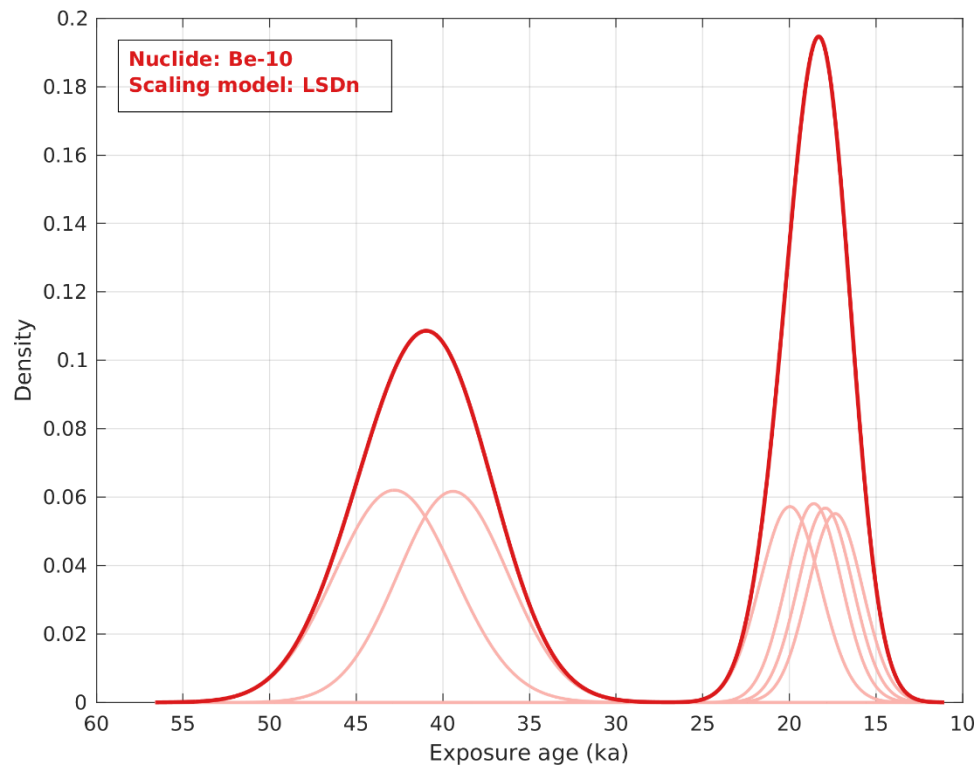
Prøve	Navn	Høyde (m o.h.)	¹⁰ Be konsentrasjon (atom/g x10 ⁴)	Ekspone- rings- alder (ka)	Usikkerhet (1 sigma) (ka)	Total usikkerhet (1 sigma) (ka)
LOF A3	Endletmorenen	40	9,8 ± 0,6	21,610	1,360	2,150
LOF A4	Kjølhaugmorenen	40	10,6 ± 0,6	23,330	1,270	2,210

4.2.2 Kjernetetthet estimat

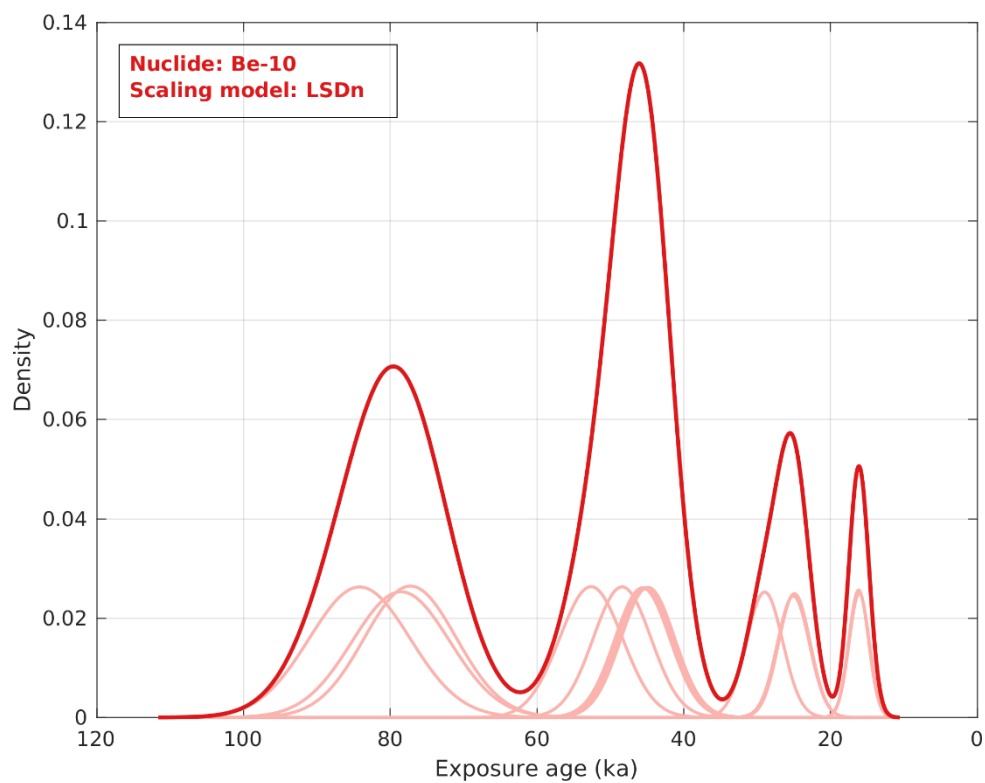
Kjernetetthet-estimat (KDE), er en nyttig tilnærming for å analysere eksponeringsalder ved å se på aldersfordelingen i datasettet. Et kjernetetthet estimat representerer fordelingen av ulike aldre med individuelle gaussiske usikkerheter (Balco, 2011). Hver måling er vist som en kurve basert på gjennomsnittet og AMS analytisk usikkerhet, noe som muliggjør visuell analyse av overlapping mellom målinger (Balco, 2011). Man bruker standardavvik for hver individuell måling (lyserød), og legger dem sammen for å få en summert kurve. Den røde linjen er summen av flere individuelle målinger. Den summerte fordelingen vil vise sannsynligheten for at de individuelle målingene egentlig er like. Diagrammet antar at alle målingene har samme relative usikkerhet, og det er dermed å foretrekke aldre som ikke inneholder nedarvede kosmogene nuklider (Jones mfl., 2019). Sannsynligheten er stor for at flere av de prøvetatte flatene presentert i denne oppgaven inneholder nedarvede kosmogene nuklider. Det er produsert tre kjernetetthet-estimat basert på inndelingen strandflaten (figur 4.6), fjellside (figur 4.7) og platå (figur 4.8).



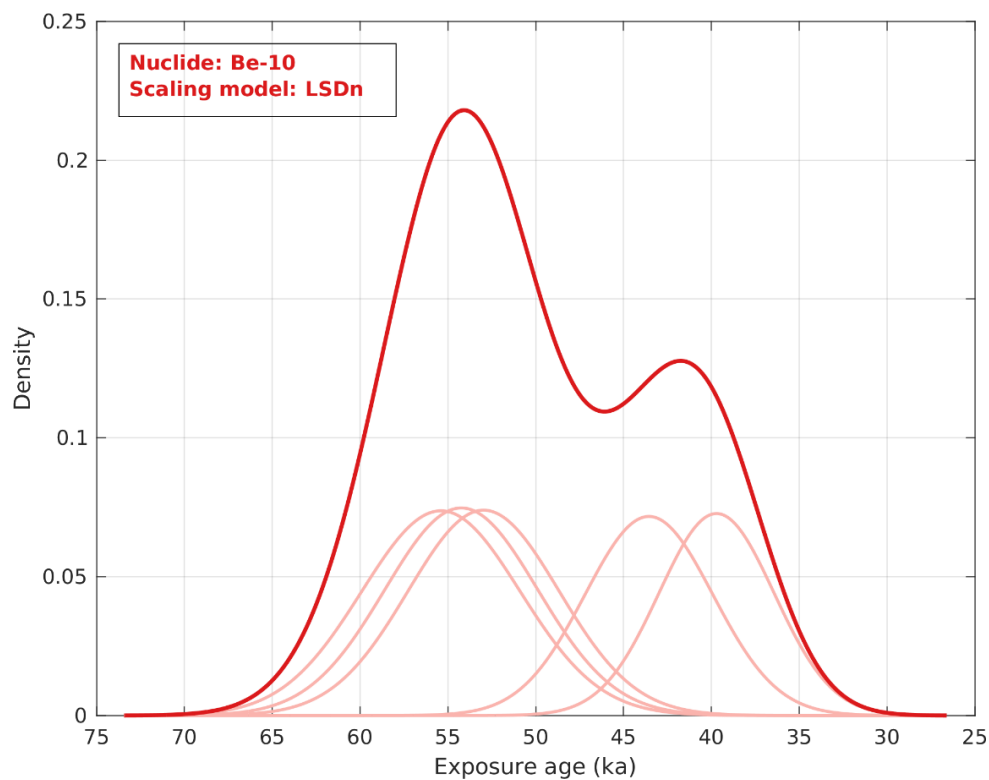
Figur 4.5: Kjernetetthet-estimat av alle tjudefem ^{10}Be -dateringsresultater i denne oppgaven. Det er fire summerte sannsynlighetsfordelinger. Bananplottet er generert ved bruk av IceTEA (n.d.).



Figur 4.6: Kjernetetthet-estimat av lokalitetene på strandflaten, men to summerte fordelinger av datasettet. Den eldste summerte sannsynlighetskurven består av to målinger fra to ulike lokaliteter (AND 1703 og AND 1713), mens den yngste summerte sannsynlighetskurven består av fire aldre fra samme lokalitet (AND 1901, AND 1902, AND 1903 og AND 1904). Bananplottet er generert ved bruk av IceTEA (n.d.).



Figur 4.7: Kjernetetthet-estimat av de fjorten lokalitetene i fjellside viser fire summede sannsynlighetsfordelinger. De summede sannsynlighetskurvene kan leses av fra venstre som (i), (ii), (iii) og (iv), se mer info i teksten. Bananplottet er generert ved bruk av IceTEA (n.d.).



Figur 4.8: Kjernetetthet-estimat av lokalitetene på plataet. Det er to nesten like topper, uten noen stor overlapp mellom de individuelle sannsynlighetskurvene gitt den analytiske usikkerheten. De summerte sannsynlighetskurvene kan leses av fra venstre som (i) og (ii), se mer info i teksten. Bananplottet er generert ved bruk av IceTEA (n.d.).

Kjernetetthet-estimat for strandflaten (figur 4.6) viser to summerte fordelinger av datasettet, som antyder to ulike dannelsesperioder. Fire av aldrene er fra samme lokalitet, men de to eldste aldrene er fra to ulike lokaliteter (tabell 4.2). Kjernetetthet-estimatet visualiserer det som allerede sees i datasettet (tabell 4.2), at AND 1703 og AND 1713 overlapper.

Kjernetetthet-estimat fra fjellside (figur 4.7) viser fire summerte sannsynlighetsfordelinger, og visualiserer hvordan målingene kan være fra fire ulike glisiale hendelser. Målingene som er innen samme summerte sannsynlighetskurve er (i) AND 1811, AND 1812 og AND 1813, (ii) AND 1704, AND 1705, AND 1807, AND 1810, AND 1814 og AND 1816, (iii) AND 1905, AND 1906 og AND 1907, og (iv) AND 1714 og AND 1715. Nedarvede kosmogene nuklider i flaten kan være en kilde til eldre alder en deglasiasjonstidspunktet, og bør tas i betraktning.

Kjernetetthet-estimat fra plataet (figur 4.8) gir en summert sannsynlighetskurve som er todelt. Det betyr at det ikke er stor forskjell mellom de to grupperingene. Sannsynlighetskurvene er

satt sammen av lokalitetene (i) AND 1708, AND 1709 og AND 1802 og (ii) AND 1801 og AND 1803. Aldrene avhenger ikke av berggrunn (tabell 4.1). Nedarvede kosmogene nuklider i flaten kan være en kilde til eldre alder en deglasiasjonstidspunktet, og bør tas i betraktning.

4.3 Relevante parametere

I dette delkapittelet presenteres ulike relevante parametere som brukes for å analysere datasettet, som erosjonsrater, $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -verdier og produksjonsrater, der parameterne påvirker og fremstiller datasettet på ulike måter.

4.3.1 Erosjonsrater

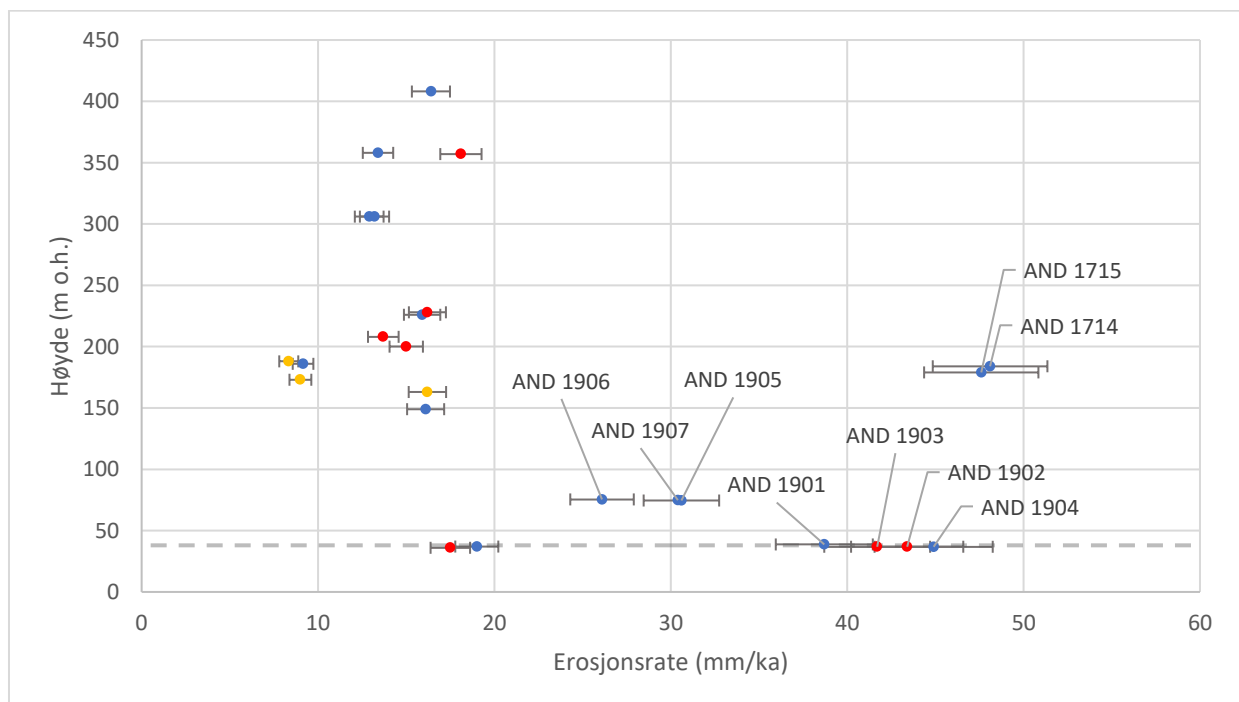
Ved bruk av Balculatoren er det beregnet erosjonsrater for lokalitetene på Andøya. Erosjonsratene er fremstilt i tabell 4.4, sammen med egen inndeling av prøveoverflatene, basert på m o.h. Kalkulatoren kalkulerer erosjonsratene for overflaten basert på at erosjonsraten har vært konstant lenge nok.

Tabell 4.4: Utregnende erosjonsrater ved bruk av Balcalatoren. Utreignet ved bruk av LSDn-skalering. Inndelingen er definert etter m o.h.: strandflaten (<60 m o.h.), fjellside (60–300 m o.h.) og platå (>300 m o.h.).

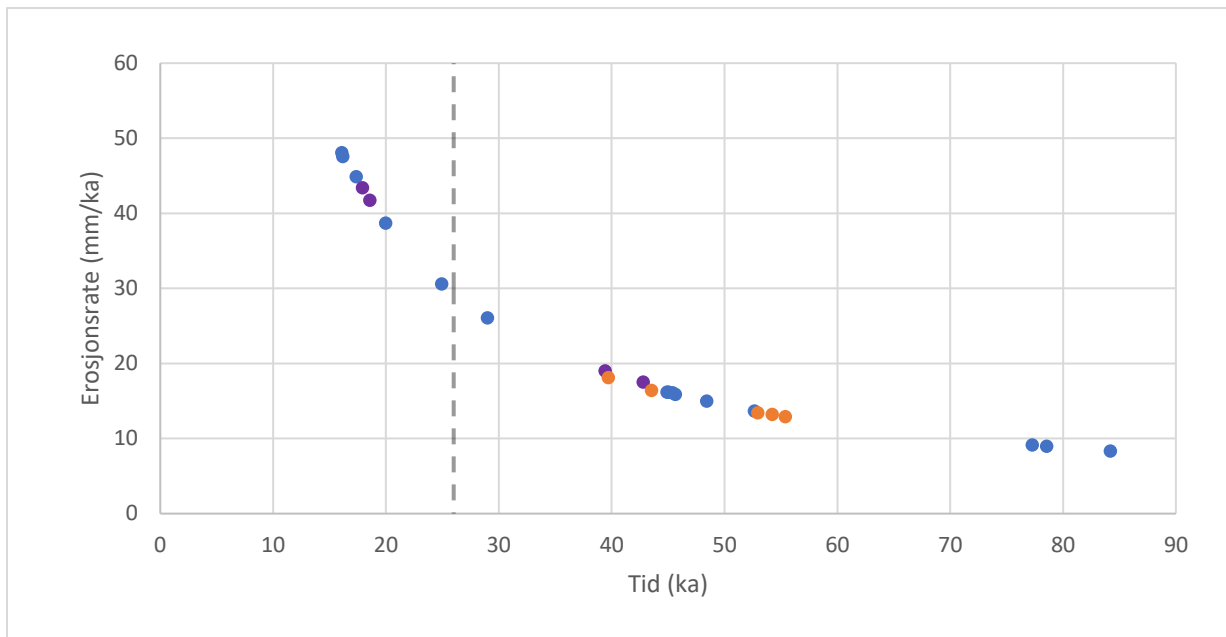
Prøvenavn	Flate	Nuklide	Erosjonsrate (g/cm ² /yr)	Erosjonsrate (mm/ka)	Intern usikkerhet (mm/ka)	Ekstern usikkerhet (mm/ka)
AND 1703	Strandflate	10-Be	0,00504	19	0,438	1,22
		26-Al	0,00515	19,4	0,524	1,8
AND 1704	Fjellside	10-Be	0,00362	13,7	0,271	0,868
		26-Al	0,00353	13,3	0,278	1,23
AND 1705	Fjellside	10-Be	0,00397	15	0,288	0,946
		26-Al	0,00387	14,6	0,313	1,34
AND 1708	Platå	10-Be	0,00341	12,9	0,245	0,815
		26-Al	0,0035	13,2	0,273	1,22
AND 1709	Platå	10-Be	0,0035	13,2	0,228	0,828
		26-Al	0,00347	13,1	0,251	1,2
AND 1713	Strandflate	10-Be	0,00463	17,5	0,4	1,12
		26-Al	0,00508	19,2	0,662	1,82
AND 1714	Fjellside	10-Be	0,0127	48,1	1,55	3,25
		26-Al	0,0132	49,9	1,81	4,7
AND 1715	Fjellside	10-Be	0,0126	47,6	1,58	3,24
		26-Al	0,0131	49,5	1,84	4,68
AND 1801	Platå	10-Be	0,00435	16,4	0,439	1,08
		26-Al	0,00443	16,7	0,403	1,54
AND 1802	Platå	10-Be	0,00356	13,4	0,296	0,862
		26-Al	0,00376	14,2	0,412	1,34
AND 1803	Platå	10-Be	0,00481	18,1	0,434	1,17
		26-Al	0,00504	19	0,588	1,79
AND 1807	Fjellside	10-Be	0,00427	16,1	0,393	1,05
		26-Al	0,00373	14,1	0,474	1,35
AND 1810	Fjellside	10-Be	0,0043	16,2	0,415	1,06
		26-Al	0,00426	16,1	0,438	1,5
AND 1811	Fjellside	10-Be	0,00239	9	0,287	0,619
		26-Al	0,0024	9,06	0,203	0,855
AND 1812	Fjellside	10-Be	0,00242	9,15	0,175	0,585
		26-Al	0,00238	8,98	0,228	0,855
AND 1813	Fjellside	10-Be	0,00221	8,34	0,173	0,539
		26-Al	0,00219	8,27	0,15	0,777
AND 1814	Fjellside	10-Be	0,00429	16,2	0,385	1,05
		26-Al	0,00423	16	0,446	1,49
AND 1816	Fjellside	10-Be	0,00421	15,9	0,389	1,03
		26-Al	0,00405	15,3	0,35	1,41
AND 1901	Strandflate	10-Be	0,0103	38,7	1,51	2,75
AND 1902	Strandflate	10-Be	0,0115	43,4	1,86	3,18
		26-Al	0,0121	45,6	2,67	4,79
AND 1903	Strandflate	10-Be	0,011	41,7	1,68	3
		26-Al	0,0113	42,7	1,91	4,19
AND 1904		10-Be	0,0119	44,9	2,03	3,35
AND 1905	Fjellside	10-Be	0,00811	30,6	1,12	2,14
		26-Al	0,00822	31	1,41	3,06
AND 1906	Fjellside	10-Be	0,00692	26,1	0,905	1,8
		26-Al	0,0074	27,9	1,21	2,74
AND 1907	Fjellside	10-Be	0,00806	30,4	1,22	2,18

Mest sannsynlig har flere av de prøvetatte flatene en kompleks historie og inneholder nedarvede kosmogene nuklider. Det er stor variasjon i erosjonsratene for de ulike lokalitetene (figur 4.9). Erosjonsratene basert på prøver fra platået er innenfor rekkevidden fra 12,9 mm/ka til 19 mm/ka. Ved fjellsidene er erosjonsratene svært varierende, der både den tregeste og raskeste erosjonsraten er registrert. Erosjonsratene fra strandflaten har en stor variasjon fra 17,5 mm/ka til 45,6 mm/ka. Frostforvitring og sjøisprosesser kan ha påvirket erosjonsraten under dannelsen av strandflaten (Nansen, 1922) (kapittel 2.9.2).

Ved å visualisere erosjonsratene mot aldrene kommer det frem en tydeligere trend (figur 4.10). Punktene viser en eksponentiell vekst mot nåtid. Om de estimerte erosjonsratene er korrekte, vil det gi en god indikator på en økende erosjonsrate mot LGM (figur 4.10). Det ser ikke ut til å være en sammenheng mellom strandflate, fjellside og platå. Trenden ser ut til å være lineær og stabil, før systemet blir ustabil og øker eksponentielt mot deglasiasjonen av Andøya (~26 ka) og slutten av weichsel.



Figur 4.9: De fleste av de estimerte erosjonsratene varierer fra under 10 mm/ka til 20 mm/ka, med noen uteliggere som har høyere erosjonsrater. De røde punktene representerer prøver hentet fra kvartslinser og -ganger, gule punkter er prøvetatte flater av granitt, og blå punkter er prøvetatte flater fra gneiss og granittisk gneiss. Den stripete linjen er marin grense (~38 m o.h.).



Figur 4.10: Erosjonsratene er mer effektive mot slutten av weichsel. De lilla punktene er prøver hentet fra strandflaten, de blå punktene er prøver hentet fra fjellside, og de oransje punktene er prøver hentet fra platå. Det er lite sammenheng mellom erosjonsratene og høyden over havet. Den stripete linjen indikerer LGM (omtrent 26 ka).

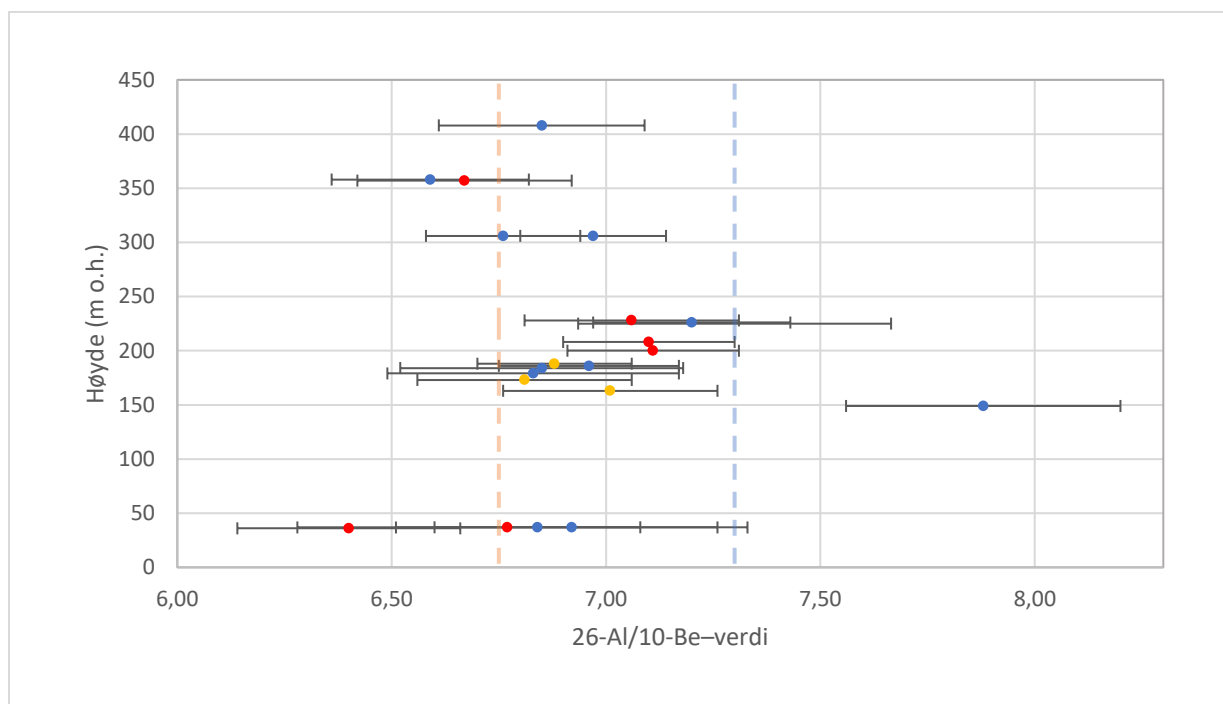
En annen erosjonsrate som kan måles er den antatte postglasiale erosjonsraten, og det kan gjøres ved å måle relieffet av utstikkende kvartsganger. Kvartsen stikker opp fra berggrunnen ettersom berggrunnen forvitrer raskere enn kvartsen. Ved to flater ble det målt kvartsganger, på Store Æråsen og i Stavedalen. Kvartsgangene stikker opp fra bergarten med varierende høyde (tabell 4.5). Om man antar at området har vært isfritt i ~26,0 ka (Alsos mfl., 2020), gir det en maksimal gjennomsnittlig postglasial erosjonsrate på 0,63 mm/ka for Stavedalen og 0,41 mm/ka for Store Æråsen. Kvarts er mer motstandsdyktig enn grunnbergarten, og man antar dermed at kvartsen ikke er utsatt for betydelig forvitring.

Tabell 4.5: Målinger av kvartsganger som gir den antatte postglasiale erosjonsraten.

	Store Æråsen	Stavedalen
	0,3 cm	1,4 cm
	0,9 cm	1,9 cm
	1,5 cm	
	1,6 cm	
Gjennomsnitt	1,075 cm	1,65 cm

4.3.2 $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$

$^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -verdiene for alle lokaliteter er presentert i tabell 4.2 og visualisert mot høyde (figur 4.11). Flertallet av alle verdiene overlapper hverandre. Flertallet av $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -verdiene har en verdi over 6,75, og avhenger dermed ikke av høyde i ter. En flate (AND 1807) gir høyere verdi enn resten, og overlapper ikke med de andre analyserte flatene. Ved å se på ^{26}Al -konsentrasjonen til prøven (AND 1807) i tabell 4.2 så er den mye høyere enn ^{10}Be -konsentrasjonen, noe som fører til en større $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -verdi. Det er uvanlig med tanke på at halveringstiden for ^{26}Al er kortere enn ^{10}Be , og kan dermed være en teknisk feil. Fire verdier er lavere enn produksjonsforholdet på $6,75 \pm 0,5$, mens de resterende verdiene er høyere.



Figur 4.11: $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -verdiene fra de prøvetatte flatene med usikkerhet satt opp mot høyde. Den oransje linjen representerer det faste produksjonsforholdet på $6,75 \pm 0,5$. Den lyseblå linje representerer det nye produksjonsforholdet på $7,3 \pm 0,3$. De røde punktene er prøver hentet fra kvartslinser og -ganger, gule punkter er prøvetatte flater av granitt, og blå punkter er prøvetatte flater fra gneis og granittisk gneis. Uteliggeren er AND 1807. Den stripete linjen er marin grense (~ 38 m o.h.).

4.3.3 Valg av produksjonsrate

Det er minst tre relevante produksjonsrater tilgjengelig for området; den vestnorske til Goehring mfl. (2012), den skandinaviske til Stroeven mfl. (2015) og den globale til Borchers mfl. (2016) (tabell 4.6). Den vestnorske produksjonsraten baserer seg på data fra to lokaliteter fra Midt-Norge. Den skandinaviske produksjonsraten baserer seg på data fra fire lokaliteter; en i

Nord-Norge, to i Midt-Norge og en i Sør-Sverige. Det er stor usikkerhet ved å bruke disse to produksjonsratene, ettersom de dekker intervallet 11,6–6,1 ka og denne oppgaven ser på tilsynelatende aldre eldre enn eller omkring LGM. Det finnes ikke regionale kalibreringer for Al, og derfor brukes den globale produksjonsraten. Den globale produksjonsraten brukes i den nettbaserte kalkulatoren iceTEA (Jones mfl., 2019).

Tabell 4.6: Oversikt over de ulike produksjonsratene. Alle produksjonsratene reflekterer en spallasjon referanse ^{10}Be produksjonsrate.

Datasett	Produksjonsrate (atom $\text{g}^{-1} \text{år}^{-1}$)	Tidsintervall (kal. ka før prøvetaking)	Referanse
Skandinavisk	$3,95 \pm 0,10$ (LSDn)	~11,6 til ~6,1	Stroeven mfl. (2015)
Vestnorsk	$4,65 \pm 0,14$ (LSDn)	~11,6 til ~6,1	Goehring mfl. (2012)
Global	4,00 (Lm)		Borchers mfl. (2016)

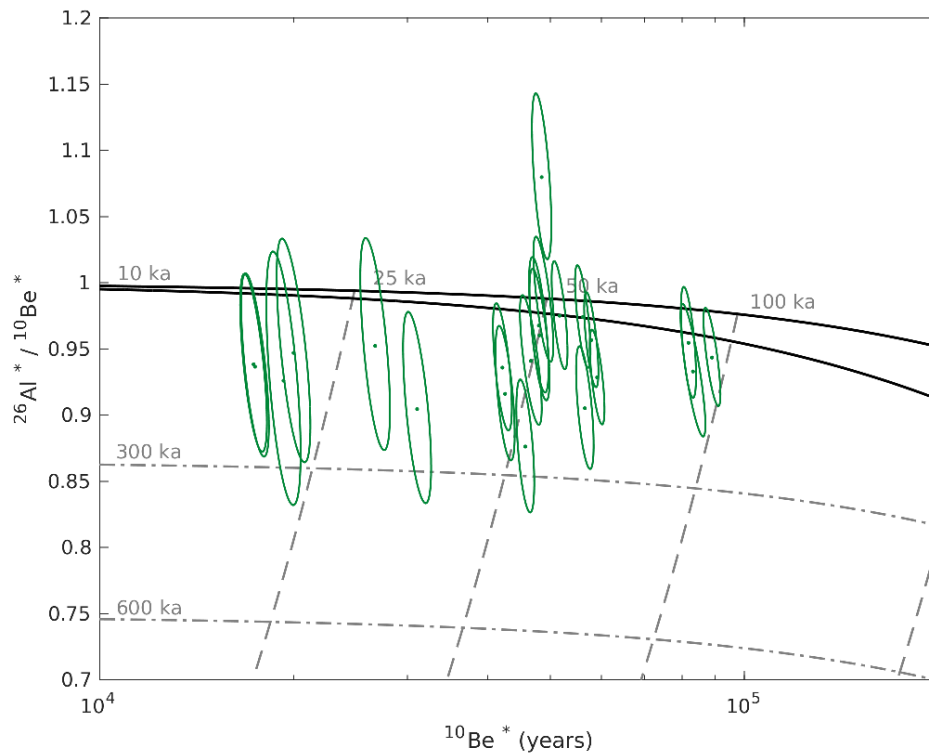
4.4 Paret nuklidediagram / «Bananplott»

Bananplott brukes for å visualisere den komplekse eksponeringshistorien til de prøvetatte flatene. Ved fremstillingen av data i bananplott er det brukt den nettbaserte kalkulatoren iceTEA (IceTEA, n.d.) (Jones mfl., 2019). Ved bruk av den nettbaserte kalkulatoren er det ikke mulig å identifisere hva som er hvilken måling i et samlet plott, og derfor er et enkelt-plott for hver lokalitet vedlagt i vedlegg 2.

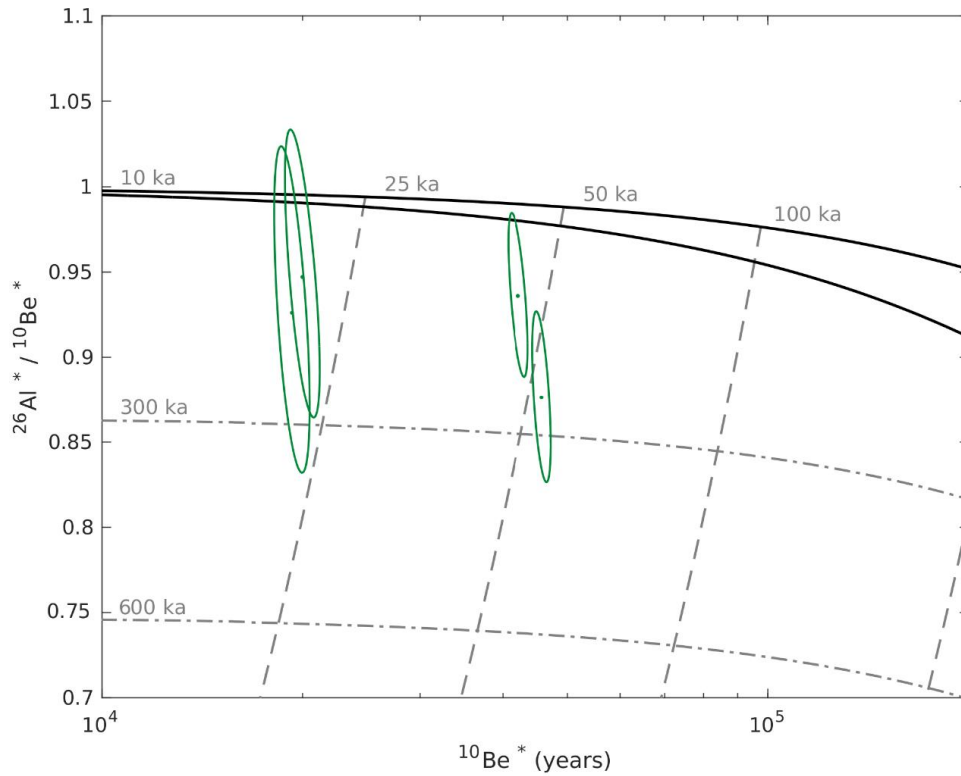
De tilsynelatende aldrene er presentert i tabell 4.2, der mange aldre er eldre enn forventet. En eldre alder kan indikerer en lav-erosiv is, slik at berggrunnen gjennomgår en utilstrekkelig erosjon og inneholder nedarvede kosmogene nuklider. Med relativt høye $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -verdier virker sannsynligheten for en lav-erosiv is liten.

I et bananplott er ^{10}Be -aldrene på x-aksen satt opp mot $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -forholdet på y-aksen. Mange av aldrene viser i figur 4.12 en kompleks eksponeringshistorie. De punktene under den kontinuerlige erosjonstraseen, indikerer en kompleks eksponeringshistorie. Bananplottet gir en oversikt over minimums eksponeringsvarighet, både overdekning og eksponering. Ettersom produksjonsraten endrer seg med høyden, er det laget et plott for inndeling etter høyde; strandflaten (figur 4.13), fjellsiden (figur 4.14) og platå (figur 4.15). Ved å følge aldrene angitt

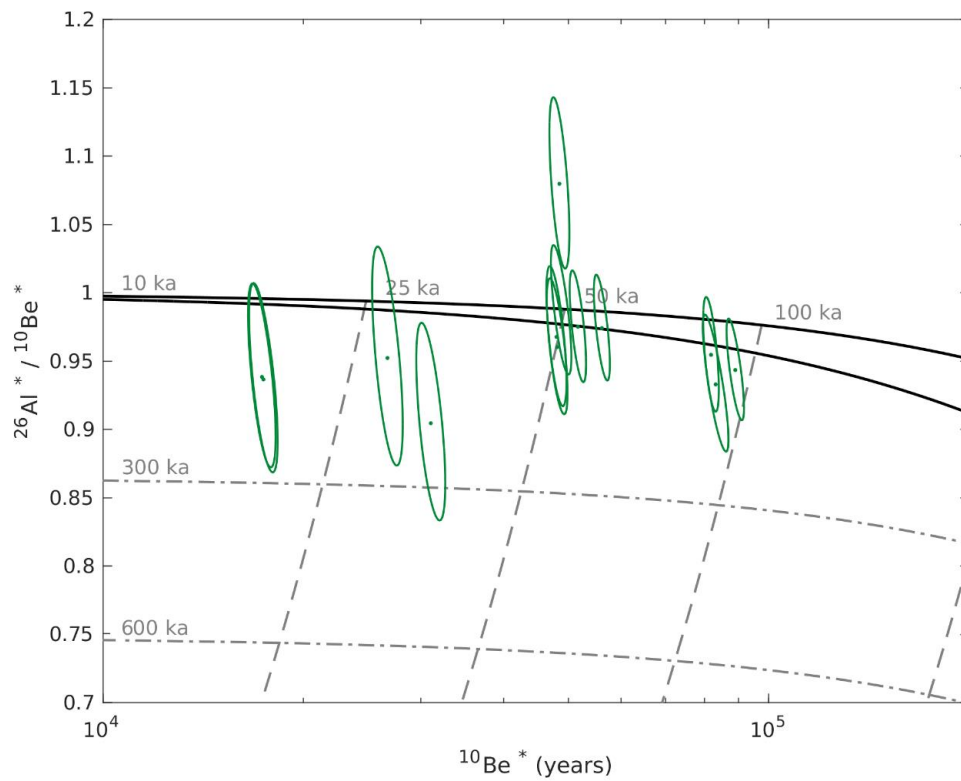
med den vertikale isokronen får man antatt minimum overdekningsvarighet og den horisontale isokronen gir en indikator på minimum eksponeringshistorie (tabell 4.7).



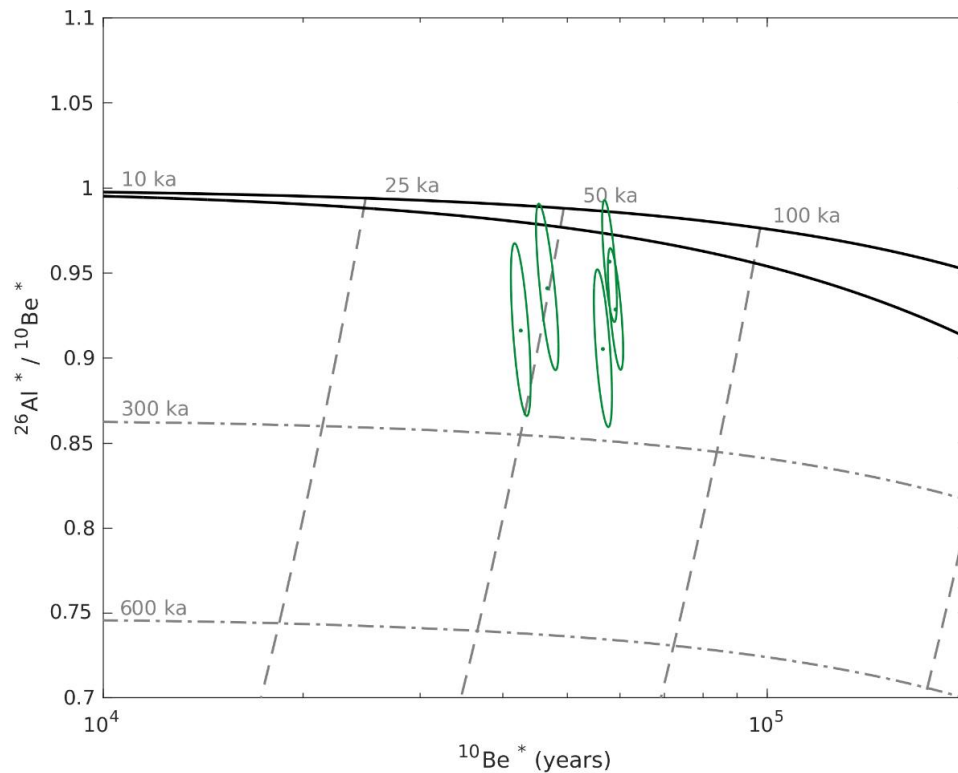
Figur 4.12: ^{26}Al - og ^{10}Be -konsentrasjoner er visualisert, hvor de gir en oversikt over eksponeringshistorien til lokaliteten. Konsentrasjonene er hentet fra tabell 4.2. En uteligger er over den kontinuerlige eksponeringstraseen, noe som indikerer en analytisk feil. Bananplottet er generert ved bruk av IceTEA (n.d.).



Figur 4.13: Punktene er de fire flatene fra strandflaten, AND 1703, AND 1713, AND 1902 og AND 1903. Det som skiller punktene, er hovedsakelig eksponeringsvarigheten. Banplottet er generert ved bruk av IceTEA (n.d.).



Figur 4.14: Tretten lokaliteter hentet fra fjellside er visualisert. Selv med stor spredning mellom verdiene, er det en spredt gruppering, og to tette grupperinger. Kan leses av fra venstre som (i), (ii) og (iii), se mer info i teksten. Banplottet er generert ved bruk av IceTEA (n.d.).



Figur 4.15: Fem lokaliteter hentet fra platået (AND 1708, AND 1709, AND 1801, AND 1802 og AND 1803) er visualisert, der alle målingene grupperes sammen. Det er eksponeringsvarigheten som skiller målingene. Bananplottet er generert ved bruk av IceTEA (n.d.).

Det er stor spredning for både eksponering og overdekning fra alle de ulike flatene (figur 4.12). Strandflaten (figur 4.13) viser to grupperinger av AND 1902 og AND 1903, mot AND 1703 og AND 1713. Fjellsiden (figur 4.14) viser tretten ulike lokaliteter, med stor spredning. Det er to tette grupperinger, og en spredt gruppering (yngst). Den spredte grupperingen (i) består av AND 1714, AND 1715, AND 1905 og AND 1906. Den første tette grupperingen (ii) består av AND 1704, AND 1705, AND 1810, AND 1814, AND 1816, og den andre (iii) består av AND 1811, AND 1812 og AND 1813. Platået (figur 4.15) består av AND 1708, AND 1709 og AND 1801, AND 1802 og AND 1803.

Det er totalt fem av de prøvetatte flatene som ikke overlapper med den kontinuerlige erosjonstraseen, og viser med sikkerhet en kompleks eksponeringshistorie. Tre av de fem flatene er fra platået (AND 1708, AND 1802 og AND 1803), en fra strandflaten (AND 1713) og en fra fjellsiden (AND 1906).

Tabell 4.7: Avleste verdier for hvert punkt som fremstilles i bananplottene, og utregnede ^{10}Be -aldre som referanse (tabell 4.2). Hvert enkelt punkt er presentert i vedlegg 2. Der ingen verdier er oppgitt er punktene i bananplottet enten på/i 'bananen' eller over bananen.

Prøve	Utregnede ^{10}Be -aldre (ka)	Minimum eksponering (ka)	Minimum overdekning (ka)	Total historie (ka)	Notat
AND 1703	39,4 ± 3,2	45	110	155	
AND 1704	52,6 ± 4,3	60	–	60	Plottes på linjen for jevn subaerisk erosjon
AND 1705	48,4 ± 3,9	55	–	55	Plottes på linjen for jevn subaerisk erosjon
AND 1708	55,4 ± 4,5	70	110	180	
AND 1709	54,3 ± 4,4	65	70	135	
AND 1713	42,8 ± 3,5	55	245	300	
AND 1714	16,1 ± 1,4	20	115	135	
AND 1715	16,2 ± 1,4	18	115	133	
AND 1801	44,6 ± 3,7	50	90	140	
AND 1802	53,0 ± 4,3	65	180	245	
AND 1803	39,7 ± 3,3	45	155	200	
AND 1807	45,4 ± 3,7	–	–	–	Teknisk feil
AND 1810	45,0 ± 3,7	50	65	115	
AND 1811	78,5 ± 6,7	90	100	190	
AND 1812	77,3 ± 6,3	90	50	140	
AND 1813	84,2 ± 6,9	95	75	170	
AND 1814	44,9 ± 3,7	50	40	90	
AND 1816	45,6 ± 3,7	50	–	50	
AND 1902	17,9 ± 1,6	20	150	170	Stor usikkerhet
AND 1903	18,6 ± 1,6	20	100	120	Stor usikkerhet
AND 1905	24,9 ± 2,1	30	85	115	Stor usikkerhet
AND 1906	29,0 ± 2,5	35	180	215	Stor usikkerhet

5 Diskusjon

I dette kapittelet vurderes resultatene fra kapittel 4 og sammenlignes med relevante data fra tidligere arbeid. Dette er organisert i tre deler, (i) aldre presentert i denne oppgaven, (ii) erosjonsrater og $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -verdier og (iii) eksponerings- og overdekningshistorie gitt fra bananplott. Det vil også diskuteres hvordan eksponeringsaldre avviker fra antatt reell eksponeringsalder. Det blir brukt ^{10}Be -aldre i diskusjonen, om ikke annet er nevnt, ettersom ^{10}Be - og ^{26}Al -aldrene er såpass like.

5.1 Tolkning av aldre fra *in situ* kosmogene nuklider

Den glasiale historien i området ved Bømyra etter Vorren mfl. (2015) gjør at det forventes mye erosjon, etter en bremsse som beveget seg fra øst til vest. I Bjørnebåsen ved Bømyra er to berggrunnsflater datert til $16,1 \pm 1,4$ og $16,2 \pm 1,4$ ka (hhv. AND 1714 og AND 1715) (tabell 4.2), og de antas å reflektere reelle eksponeringsaldre. Selv om Bømyra-området har vært isfritt tidligere, rundt 45,7–43,9 kal. ka BP (Lysne, 2016) (på grensen til rekkevidden for radiokarbondatering), vil en bremsse kunne erodert såpass effektivt at ferske bergflater ble eksponert når breen over Bømyra forsvant. Aldrene viser at bremsen forsvant om lag 16,0 ka. Det stemmer overens med deglasiasjonsmodellen til Vorren mfl. (2015), der isen lå i området ved Bømyra under Skogvoll-hendelsen. Bjørnebåsens beliggenhet i en botn, kan ha vært isfritt (figur 2.10) under Skogvoll-hendelsen. Alderen kan korreleres med glasifluvialt materiale som Høiseth (2016) tolket til å være avsatt av en tilbaketrekkende brefront på Bømyra, rett nord for Bjørnebåsen, og som er datert med optisk stimulert luminescens (OSL) til $18,4 \pm 1,7$ ka (Flesen-hendelsen).

Fra Øvre Æråsvatn er det datert materiale fra sedimentkjerner, og dermed fastsatt tidspunkt for deglasiasjonen av nordlige Andøya til omkring 26 ka (Alm, 1993; Alsos mfl., 2020). Tre flater (AND 1905, AND 1906 og AND 1907) langs et gjel øst-sørøst for Øvre Æråsvatn er analysert for *in situ* kosmogene nuklider. De resulterende ^{10}Be -aldrene, på henholdsvis $24,9 \pm 2,1$ ka, $29,0 \pm 2,5$ ka og $25,1 \pm 2,2$ ka (tabell 4.2), kan sammenlignes med omregnede aldre for Kjølhaugmorenen på $23,3 \pm 2,2$ ka og Endletmorenen på $21,6 \pm 2,2$ ka (tabell 4.3). AND 1905 og AND 1907 overlapper med den nye alderen for Kjølhaugmorenen, og begge flatene er mest

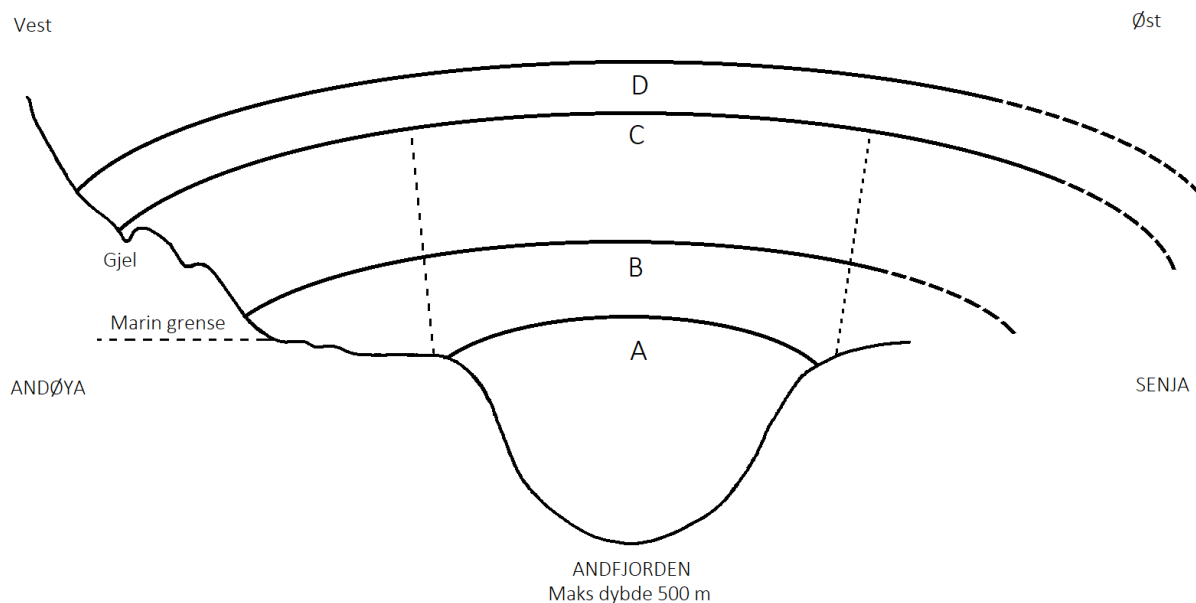
sannsynlig eksponert etter Bjerka-hendelsen (figur 2.10). Den komplekse batymetrien, kombinert med forstyrrelser i sedimentene i Øvre Æråsvatn før 16 kal. ka BP, indikerer tilførsel av smeltevann i innsjøen, uten at det impliserer en maksimal alder på smeltevannssedimentene (Alsos mfl., 2020). Gjelet sør for innsjøen, som er ett av tre gjel langs foten av fjellsiden, kan være et lateralt smeltevannsgjel, og breens isoverflate var her minst 75 m o.h. En annen mulighet er at gjelet kan være et påtrykt subglasialt smeltevannsgjel, og isoverflaten var adskillig høyere opp i fjellsiden. Orienteringen på gjelet er nord-sør (målt 003°), og kan korreleres med syn-riftene fra kritt med en nord-nordvest-sør-sørøst orientering (Bergh mfl., 2007). Gjel og daler utvikles ofte i svakhetssoner i berggrunnen, og en forkastningssone kan forklare hvorfor gjelene er lokalisert ved foten av en skråning.

De prøvetatte flatene er mindre enn 10 meter fra hverandre, langs det best utviklede og høyestliggende gjelet. Den midterste prøven, AND 1906, gir høyere aldre enn AND 1905 og AND 1907, og kan dermed ikke korreleres med verken Kjølhaug- eller Endletmorenen. $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -verdien for to av de prøvetatte flatene er $6,61 \pm 0,36$ for AND 1906 og $6,96 \pm 0,40$ for AND 1905. Produksjonsforholdet på $6,75 \pm 0,5$ overlapper med $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -verdiene fra begge prøvene. Ettersom prøvene overlapper produksjonsforholdet er mulig at de nevnte verdiene er både lavere og høyere. Om verdien er lavere kan det indikere lengre isoverdekning og/eller senere eksponering. En høyere verdi kan indikere meget kortvarig eller ingen isoverdekning. En kompleks overdekningshistorie kan komme av enten overdekning, av for eksempel løsmasser, eller plukking.

Lineasjoner etter en isstrøm kan sees som linjeformer i berggrunnen eller storskala lineasjoner i løsmasser, på land og på havbunnen (Ottesen mfl., 2005). Ved å se etter storskala lineasjoner på Kartverkets terrengmodell (Kartverket, 2020) for Andøya er det ikke åpenbart at isstrømmen har satt spor etter seg over nordøstlige Andøya. En årsak til at lineasjoner ikke vises er enten at isstrømmen ikke har gått på land, eller at lineasjoner i løsmasser er skjult under de utstrakte myrområdene (kapittel 2.3). Det kan antyde at den glasiiale erosjonen i området ikke har vært tilstrekkelig, og berggrunnen inneholder derfor nedarvede kosmogene nuklider som gir høyere aldre. Basert på ^{10}Be -aldrene i denne oppgaven kan det foreslås fire ulike scenarioer (figur 5.1). Scenario A går ut på at isstrømmen i Andfjorden ikke nådde opp på land på østsiden av Andøya, og forklarer fravær av observerte lineasjoner på land. En slik setting ansees som mindre sannsynlig, ettersom det er kjent at innlandsisen har avsatt morenerygger på land (kapittel 2.8).

I scenario B 'flyter' isen over på land, som et utløpsbre fra isstrømmen i Andfjorden. Det er en ismasse som ikke er drevet av isstrømmen selv, og de eroderer dermed ulikt. Scenario C er veldig likt scenario B, men ismassen som er på land er tykkere, og isoverflaten når opp til gjelet på 75 m o.h. Lateralt smeltevann fra renner mellom breen og fjellet, og eroderer inn i fjellsiden og danner tre smeltevannsgjel. Ved scenario D er isoverflaten høyere og danner tre smeltevannsgjel subglasialt.

De tre gjelene kan reflekterte ulike stadier av deglasiasjonen. Om smeltevannsgjelene er dannet lateralt (scenario C) vil de tre gjelene kunne gjenspeile en gradvis minkende ismasse, og en overgang til scenario B.



Figur 5.1: Ulike scenarioer for isoverdekning fra isstrømmen i Andfjorden og over nordøstlige Andøya. Skissen er ikke i korrekt skala. Stripete vertikale linjer representerer grensen for den aktive isstrømmen etter egne observasjoner. A) Isstrømmen i Andfjorden nådde aldri land på østsiden av Andøya. B) Isstrømmen i Andfjorden hadde tynnere utløpsbreer fra fjorden og over de laveste delene av nordøstlige Andøya. C) Isoverflaten nådde opp til minst 75 m o.h. og dannet smeltevannsgjelet lateralt. D) Isoverflaten nådde høyere enn 75 m o.h. og dannet gjelene subglasialt.

Øst for smeltevannsgjelet er Klubban; flere knauser som stikker opp over myrområdet. Fire prøver er analysert og gir ^{10}Be -aldre på $20,0 \pm 1,7$ ka, $17,9 \pm 1,6$ ka, $18,6 \pm 1,6$ ka og $17,4 \pm 1,6$ ka (hhv. AND 1901, AND 1902, AND 1903 og AND 1904) (tabell 4.2). Sammenlignet med havnivåhistorien for området fra Vorren mfl. (2013b) (figur 2.9), støtter ^{10}Be -aldrene strandforskyvningskurven for tidligere havnivå, og representerer dermed det relative

havnivået. Aldrene støtter også oppfatningen til Alsos mfl. (2020) om det ikke har vært et kaldbasert isdekke i området, som foreslått av Nesje mfl. (2007). Det kan også tenkes at flatene hadde et dekke av løsmasser, som ble fjernet ved bølgeerosjon da flatene lå i nivå med datidens havnivå. Rundt de prøvetatte flatene er det myr, som trolig dekker over løsmasser (kapittel 2.3), noe som gjør det logisk å anta at knausene har vært dekket av løsmasser. $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -verdier på $6,77 \pm 0,49$ (AND 1902) og $6,92 \pm 0,41$ (AND 1903) (tabell 4.2) overlapper med produksjonsverdien. Dette kan antyde at flatene ble tilstrekkelig erodert før eksponering. Den prøvetatte flaten på Gårdsraet (AND 1703) er også fra en oppstikkende knaus, nordøst for Klubban, og er datert til $39,4 \pm 3,2$ ka. Om begge disse lokalitetene skulle vært overkjørt av breen og blitt eksponert samtidig, er det sannsynlig at de ville gitt samme alder, noe de ikke gjør. Påvirkningen av bølgeerosjon og forskjellen i alder tilsvarer et scenario der løsmasser forhindret eksponering av Klubban slik at de nå daterer tidligere havnivå. AND 1703 indikerer dermed utilstrekkelig erosjon og dermed at konsentrasjonene av *in situ* kosmogene nuklider har en nedarvet komponent.

På strandflaten på østsiden av Andøya finner man det runde høydedraget Åseåsen, som kan ansees som et restfjell. Fra toppområdet ble det prøvetatt og analysert fire flater over 160 m o.h., og disse gir ^{10}Be -aldre på $45,0 \pm 3,7$ (AND 1810), $78,5 \pm 6,7$ (AND 1811), $77,3 \pm 6,3$ (AND 1812) og $84,2 \pm 6,9$ (AND 1813). Tre av flatene gir eksponeringsaldre på omkring 80 ka (tabell 4.2), og kan sees på som anomalier sammenlignet med de andre eksponeringsaldrene i denne oppgaven. Aldrene har ingen åpenbar sammenheng med bergartsavhengige prosesser (f.eks. forvitring, erosjon), da en av de tre eldste aldrene er datert fra granittisk gneis og resten fra granitt. Den siste prøven (AND 1810) gir en alder nær halve alderen av de andre prøvetatte flatene, men denne er altså mer typisk i datasettet som en helhet.

$^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -verdiene for de fire prøvene er høyere enn produksjonsforholdet på $6,75 \pm 0,5$, noe som indikerer begrenset eller ingen isoverdekning. Det er mulig at Åseåsen ble deglasiert for omtrent 80 ka, men det virker usannsynlig gitt at en bremasse over Bømyra forsvant rundt 16 ka. Det er dermed en større sannsynlighet av flatene har gjennomgått ufullstendig erosjon og inneholder nedarvede konsentrasjoner av kosmogene nuklider.

AND 1811 (173 m o.h.) er tatt fra en berggrunnsflate med tydelig forvitring. AND 1810 (163 m o.h.) er tatt like ved AND 1811, fra en flate av bart fjell, og gir den yngste ^{10}Be -alderen av bergflatene på Åseåsen. Ismassen som beveget seg vest over Bømyra forsvant omkring 16,0 ka,

og den kan dermed ha sammenheng med isdekket på Åseåsen. De to lokalitetene (Bjørneåsen og Åseåsen) ligger på omtrent samme høyde, og kan ha blitt isfrie samtidig. Det kan dermed reflektere senkningen av isoverflaten uten at den glisiale erosjonen i forkant var like effektiv på begge lokaliteter. Et rekonstruert brefremrykk fremstiller Åseåsen som overdekt omkring 15 ka (figur 2.8) (Jansen, 2009). Breoverflaten var trolig rundt 300–320 m o.h. i Teknedalen (Jansen, 2009) omtrent 3,8 km nordvest for Åseåsen, og sannsynligheten er dermed stor for at isdekket også dekket Åseåsen (omtrent 190 m o.h.). Gradienten ned til AND 1810 tilsvarer omkring 41,3 m/km, og samsvarer ikke med gradienten på innlandsisen kalkulert til 9,5 m/km (Nesje mfl., 2007). To flyttblokker på Åseåsen gir to veldig forskjellige ^{10}Be -aldre, $20,2 \pm 1,7$ ka og $77,1 \pm 6,3$ ka (Linge, upublisert data) (tabell 2.1), og kan verken bekrefte eller avkrefte om Åseåsen har vært isdekket etter omtrent 80 ka. Gitt ^{10}Be -aldre på omkring 80 ka for bergflatene på Åseåsen, kan flyttblokkene gjenspeile lokale blokker som innlandsisen har brutt av berggrunnen på åsen, og transportert er kort stykke. For flyttblokker med en stor spredning i alder, vil den maksimale eksponeringsalderen vanligvis indikere minimums deglasiasjonsalder (Heyman mfl., 2011). Det er også mulig at korte isoverdekninger, som ikke forstyrrer den kosmogene nuklide produksjonen i berggrunnen, har avsatt den yngste flyttblokken. Yngre aldre er ofte mer pålitelige, for muligheten for nedarvede kosmogene nuklider er mindre.

Fra Nakken er det prøvetatt og analysert to flyttblokker over 144 m o.h., og disse gir ^{10}Be -aldre på $30,0 \pm 2,5$ ka og $23,1 \pm 1,9$ ka (Linge, upublisert data) (tabell 2.1). Sammen med aldre fra Åseåsen ($20,2 \pm 1,7$ (188 m o.h.)), smeltevanngjelet ($24,9 \pm 2,1$ ka (77 m o.h.) og $25,1 \pm 2,2$ ka (77 m o.h.)) og Kjølhaug- og Endletmorenen (hhv. $23,3 \pm 2,2$ ka (40 m o.h.) og $21,6 \pm 2,2$ ka (40 m o.h.)) kan aldre indikere bremarginens fallende høyde mot nord. Det vil gi en fallende høyde på 5,3 m/km etter LGM. Det er også en mulighet at de ulike flyttblokkene er fra flere LLGM-fremrykk, men de gir et interessant scenario.

I Mordalen er to prøvetatte flater datert til $52,6 \pm 4,3$ ka (AND 1704) og $48,4 \pm 3,9$ ka (AND 1705). Det ble ikke funnet bevis for at blokker i den ytre delen av dalen var påvirket av isen, og marginen stod lavere enn 200 m o.h. (Nesje mfl., 2007). Aldrene kan dermed representere tidspunkt for tilbakesmelting av en lokalbre. $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -verdiene for begge flatene er $7,1 \pm 0,2$ og er høyere enn produksjonsforholdet på $6,75 \pm 0,5$, noe som kan stemme overens med enten begrenset overdekning, eller overdekning av lokal bre som ble lav-erosiv i pleistocen (Knudsen og Egholm, 2018). Aldrene fra Mordalen kan sammenlignes med eksponeringaldre fra Store

Æråsen som tilsier et isfritt område etter 45–37 ka (Nesje mfl., 2007). Brefronten kan dermed ha brukt omtrent 15,6–3,4 ka på å trekke seg tilbake nesten 1,5 km, eller så kan breen ha gått fra et scenario C til et scenario B (figur 5.1), der høyden på isen ble lavere og dermed eksponerte flatene.

I Røysetdalen, vest for Sverigetinden (512 m o.h.) er det datert to flater omkring 220 m o.h. En flate med tynne kvartsbånd (AND 1814) og en flate av gneis (AND 1816). Kvartsbåndene gir en ^{10}Be -alder på $44,9 \pm 3,7$ ka, og berggrunnsprøven gir $45,6 \pm 3,7$ ka. Prøvene har en lik $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -verdi på $7 \pm 0,2$. Det kan indikere begrenset eller ingen isoverdekning (Knudsen og Egholm, 2018). Flatenes høyde kan korreleres mot Mordalen (omtrent 200 m o.h.), hvor det er bevis for en lokal bre. Aldrene i dalene overlapper, og kjernetetthets-estimatet (figur 4.7) viser en økt sannsynlighet for at de er dannet under samme glasiiale hendelse.

Fra Røysetdalen er det datert to flyttblokker til $45,7 \pm 3,7$ ka og $36,2 \pm 3,0$ ka (Linge, upublisert data) (tabell 2.1). Den eldste flyttblokken er stedegen, mens den yngste flyttblokken er av granitt (ekte flyttblokk) og vil dermed ansees for å være mer pålitelig. Den yngste flyttblokken er yngre enn berggrunnen, og vil dermed kunne bekrefte at berggrunnen er utilstrekkelig erodert og inneholder kosmogene nuklider fra flere isfrie intervall. Flyttblokken må ha blitt transportert og avsatt av en bre, enten innlandsisen eller lokal glasiering, og ^{10}Be -datering av blokkflaten vil ideelt sett gi tidspunkt for deglasiasjonen av Røysetdalen.

5.2 Erosjonsrater og $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$

Konsentrasjonen av *in situ* kosmogene nuklider kan, for glasialt eroderte flater, brukes til å kvantifisere hvor mye flaten er senket (f.eks. Fabel mfl., 2004). Landskapet på Andøya er tydelig glasialt erodert, men hvor mye avhenger av varigheten av isoverdekning og om breen var kald- eller varm-basert. Erosjonsrateestimat gjør det enklere å vurdere hvor mye av berggrunnen som er erodert bort gjennom kortere og lengre tidsrom, og dermed kvantifisere landskapsutvikling over tid.

Beregnete erosjonsrater mot alder viser en eksponentiell økende trend mot nåtid (figur 4.9). Ved bruk av den nettbaserte kalkulatoren beregnes erosjonsrate ut fra konsentrasjonen, og er dermed tidsavhengig, ettersom konsentrasjon av nuklider er et mål på alder. Kalkulatoren

bruker bare direkte observasjoner, som består av alle input-parameterne (Balco mfl., 2008). Punktene i figur 4.9 er fra forskjellige lokaliteter og høyde over havet. Erosjonsratene er utregnet med forbehold om at flatene har nådd sekulær likevekt, der det er en balanse mellom produksjon og nedbrytning. Mest sannsynlig har de fleste prøvetatte flatene en kompleks historie, og inneholder kosmogene nuklider fra flere eksponeringsperioder adskilt av episoder med varierende grad av glasial erosjon. Det er dermed enklere å konkludere at det ikke er alle flatene som kan få et riktig erosjonsrateestimat fra kalkulatoren, men for de reelle aldrene vil erosjonsraten være gjennomsnittet av hvor mye som er erodert i det tidsrommet flaten har eksistert.

Om erosjonsrateestimatene stemmer med geologisk historie, kan man slutte at de gjennomsnittlige erosjonsratene er høyere de siste ~20 ka enn de siste 60 ka (figur 4.9). Innlandsisen ekspanderte rundt 60 ka (figur 2.5) og kan ha nådd ut til Andøya (Vorren og Mangerud, 2013). Erosjonsratene ser ut til å ha vært jevne før isdekket ekspanderte, noe som antyder at den glasiale erosjonsraten økte mot LGM og fortsatte å øke til isdekket forsvant. I ålesundinterstadialen trakk trolig ismarginen seg tilbake (figur 2.5), men det er fortsatt mulighet for at lokale breer eroderte berggrunnen, og det kan være større mulighet for økt utbredelse av lokale breer når innlandsisen var lenger unna. Glasial erosjon vil erodere mer enn for eksempel vinderosjon, og ettersom trenden er økende vil det være enkelt å anta én dominerende erosjonsform. Mange av aldrene stammer fra flater med en kompleks historie, og erosjonsraten er dermed bare et gjennomsnitt av erosjon basert på alderen til flaten. Det er dermed ikke en selvfølge at isen har erodert over en hel periode, men den høyeste erosjonsraten viser hvor breerosjonen har vært mest effektiv. En påvirkning kan også være periglasiale miljø.

For å sammenligne aldre og erosjonsrater mellom kvartslinser og berggrunn, er det mest hensiktsmessig å sammenligne data fra samme lokalitet. Dermed er det enklest å sammenligne AND 1802 og AND 1803 (Trolldalsheia), og AND 1903/AND 1904 (Klubban). På Trolldalsheia er det analysert materiale fra en kvartslinse (AND 1803) og fra granittisk gneis (AND 1802). Berggrunnen består av forvitret berggrunn, og viser ikke spor etter glasial erosjon. Kvartslinsen stikker 2–4 cm opp over berggrunnen, og er noe oppsprukket. Postglasial forvitring og erosjon vil erodere i berggrunnen lettere enn kvartsen. Avhengig av hvor lenge flaten har vært eksponert vil det føre til relativt like aldre kort tid etter eksponering. Kvartslinsen gir $39,7 \pm 3,3$

ka, noe som er 13,3 ka (25 %) yngre enn berggrunnsprøven som gir $53,0 \pm 3,3$ ka. Erosjonsratene er kalkulert til å være 13,4 mm/ka for berggrunnen (AND 1802) og 18,1 mm/ka for kvartslinsen (AND 1803), noe som gir en 25 % høyere erosjonsrate for kvartslinsen. Ettersom erosjonsratene er basert på selve alderen, og ikke er mengde som er erodert bort, vil ikke erosjonsraten fortelle noe nyttig i forhold til hverandre. Noen grunner til en yngre alder er for eksempel kjemisk forvitring, frostsprengning eller vinderosjon. Biter av kvartsen kan ha falt av, noe som resulterer i en yngre alder enn berggrunnen. Basert på at kvartsen stikker opp 2–4 cm, og sammenligner det med eksponeringsalderen vil det gi en postglasial erosjonsrate på 0,5–1 mm/ka. Det avhenger av at flaten ikke inneholdt *in situ* kosmogene nuklider når den ble blottet. Det kan sammenlignes med erosjonsraten for torer på 0,8–7,7 mm/ka for Fennoskandia (Jansen mfl., 2019) (kapittel 2.10.5), men erosjonsraten for torer vil ikke korrekt reflektere et rent kystklima.

Fra Klubban er det analysert fire prøver fra et høydenivå som sammenfaller med marin grense. For to av disse prøvene er det målt både ^{26}Al og ^{10}Be ; en sammensatt prøve bestående av kvartslinser (AND 1903) og fra granittisk gneis (AND 1904). ^{10}Be -aldrene for disse er henholdsvis $18,6 \pm 1,6$ (AND 1903) og $17,4 \pm 1,6$ (AND 1904). Som diskutert tidligere representerer disse reelle aldre, og daterer det relative havnivået. AND 1903 har en $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -verdi på $6,92 \pm 0,41$, noe som er høyere enn/overlapper med produksjonsforholdet på $6,75 \pm 0,5$, og kan indikere enten begrenset overdekning, eller tilstrekkelig erosjon.

Mange analyserte flater gir signifikant lavere $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -verdier enn produksjonsforholdet, men flertallet av $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -verdiene er høyere eller overlappende med $6,75 \pm 0,5$ (figur 4.11). $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -verdier høyere enn produksjonsforholdet kan gjenspeile tidsbegrenset overdekning. Det kan også reflektere omfattende overdekning under is, men med overgang fra et erosjonsregime til ikke-erosiv is i midten av pleistocen (Knudsen og Egholm, 2018). Tidligere nevnt støtter ikke Alsos mfl. (2020) teorien om kaldbaserte isdekker ved nordøstlige Andøya (kapittel 2.5), og ved mange lokaliteter er det bevis for at det har vært glasial erosjon og overdekning. En oppdatering av $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -produksjonsforhold fra $6,75 \pm 0,5$ (f. eks. Corbett mfl., 2017) til $7,3 \pm 0,3$ (Argento mfl., 2013; Corbett mfl., 2017) vil dermed forklare datasettet fra Andøya bedre. Om produksjonsforholdet på $7,3 \pm 0,3$ er gjeldende for Andøya vil hoveddelen av $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -verdiene være lavere enn produksjonsforholdet, noe som indikerer en annen eksponeringshistorie enn den indikerer nå. Lave $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -verdier indikerer enten langvarig overdekning under is eller overdekninger som var begrenset til den kaldeste delen av sen

pleistocen, kombinert med nylig eksponering av prøven pleistocen (Knudsen og Egholm, 2018). Av de to forklaringene for lave $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -verdier er det mindre sannsynlig med langvarig eksponering for Andøya, ettersom øya er lokalisert i ytterkanten av det skandinaviske isdekket. Innlandsisen kan ha overdekt øya flere ganger, mest sannsynlig kortvarig. For lokaliteter/flater på Andøya kan lave $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -verdier forklares ved kort overdekning under de seneste interglasiale periodene, mens de prøvetatte flatene var lokalisert nær eller ved dagens overflate. Eksponering etter siste overdekning kan ha økt forholdet >6 mot nåtid.

5.2.1 Andre studier

Nord-Grønland har et kystmiljø, noe som er sammenlignbart med Andøya. De fleste av $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -verdiene for Nord-Grønland er lavere enn $6,75 \pm 0,5$, og indikerer langvarig overdekning og kald-baserte isdekker. Det er tidligere i diskusjonen konkludert at kaldbaserte isdekker ikke fant sted på Andøya (Alsos mfl., 2020). Ulikheten mellom de to kystene kan skyldes klima, der den nordatlantiske strømmen transporterte varmt vann nordover langs Norgeskysten (kapittel 2.1). I Nord-Sverige er det funnet delvis og langsom landskapsutvikling som et resultat av gjentatte glasieringer i området (Stroeve mfl., 2006). Selv om Nord-Sverige ikke har kystklima som Andøya, kan områder i ytterkanten av innlandsisen maksimale utbredelse sammenlignes. Det er for å se på likheter og ulikheter mellom innenlandsklima og kystklima. Det er stor sannsynlighet at Andøya også har hatt gjentatt glasieringer som i Nord-Sverige.

Hitland (2019) simulerte den episodiske erosjonsraten for fjellmassivet i Rendalssølen til å være mellom 0,2 og 6 mm/ka ved overdekning av kaldbasert is. Muligheten for kaldbasert is på Andøya er mindre sannsynlig, i alle fall for de større og lave flatene, og dermed er denne erosjonsraten lite relevant for isdekket på Andøya. Rendalssølen og Andøya har to veldig forskjellige forutsetninger for erosjon, da Andøya var i ytterkanten av innlandsisen, mens Rendalssølen var under isskillet.

Andersen mfl. (2018a) og Jansen mfl. (2019) fant erosjonsrater som avtok med høyden, men samtidig indikerte geomorfologisk aktive platålandskap. Et aktivt platålandskap forklares av Andersen mfl. (2018a) som en økning i relieff, der erosjonsratene så ut til å øke lavere i terrenget. Andersen mfl. (2018a) og Jansen mfl. (2019) fant også et estimat for glisiale erosjonsrater på henholdsvis 2–93 mm/ka og ~ 1 til > 100 mm/ka. Både Andersen mfl. (2018a)

og Jansen mfl. (2019) tar for seg Skandinavia (og Fennoskandia), og dermed vil ikke de erosjonsratene kunne representere et rent kystklima som på Andøya.

5.3 Paret nuklidediagram / «bananplott»

Når normaliserte $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -verdier settes mot mot ^{10}Be -aldre (bananplott, figur 4.12) blir det åpenbart at den største andelen av flatene har komplekse eksponeringshistorier. Fem av flatene overlapper ikke med den kontinuerlige erosjonstraseen eller linjen for jevn subaerisk erosjon. De fleste flatene gir høyere aldre enn tidspunkt for oppstart av deglasiasjonen av Andøya (~26 kal. ka BP (Alm, 1993; Alsos mfl., 2020)). Forskjeller i alder relateres enten til forskjellig eksponeringstidspunkt eller ulike erosjonsrater. Enkeltpunkter i bananplottet (figur 4.12) kan ikke fortelle detaljer om eksponeringshistorien, da de representerer flatens totale historie. Lokalitetene som er analysert er geografisk og topografisk spredt over hele Andøya. Flater lavt i terrenget kan ha vært overdekte (is, sedimenter, havvann), mens flater høyere oppe kan ha vært isfrie. En subaerisk erosjonsrate som inkluderer kjemisk og mekanisk forvitring vil kunne variere med høyden, etter hvordan for eksempel temperaturforholdene har endret seg gjennom tid. $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -verdien til AND 1807 gjør at denne havner utenfor og over den kontinuerlige erosjonstraseen (figur 4.12), noe som viser at dette er en fysisk umulig $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -verdi. Det skyldes mest sannsynlig en teknisk/menneskelig feil.

Det er totalt fem av de prøvetatte flatene som ikke overlapper med den kontinuerlige erosjonstraseen, og disse har dermed med sikkerhet en kompleks eksponeringshistorie (figur 4.12). Tre av de fem flatene er fra platå (AND 1708, AND 1802 og AND 1803), en fra strandflate (AND 1713) og en fra fjellside (AND 1906). Disse flatene har dermed minst en overdekning før deres nåværende eksponeringsperiode. For å vite om flatene har hatt flere perioder med overdekning/eksponering, må analysedataene simuleres eller modelleres (jf. arbeidet til f.eks. Hitland, 2019). Den totale historien som antydes for flatene fra bananplottet, er likevel nyttig og interessant.

Flatene AND 1704 og AND 1705 (Mordalen) indikerer null overdekning, men påvirkning av subaerisk erosjon på linjen for jevn subaerisk erosjon (figur 4.14). Det kan igjen indikere en overdekning av is som forsvant fra Mordalen etter tilstrekkelig erosjon av berggrunnen, eller en eksponeringsvarighet av tilstrekkelig lengde til at $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -verdiene økte etter overdekning.

$^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -verdiene øker ved at produksjonsraten av kosmogene nuklider blir mer lik nedbrytningshastigheten, til de når sekulær likevekt (produksjon = nedbrytning). Det er en mulighet for $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -verdiene å nå sekulær likevekt gjennom en likevekt mellom erosjon og produksjon. Som tidligere diskutert er det bevis for lokal glasiasjon i Mordalen (kapittel 5.1).

Den prøvetatte flaten AND 1816 (Sortebekksheia) indikerer minimalt med erosjon (figur 4.14), og kan videre indikerer en reell alder. Det stemmer ikke, ettersom det allerede er bevist at flaten inneholder en nedarvet komponent (kapittel 5.1). AND 1814 er tatt 2 meter høyere i terrenget på samme lokalitet, men havner under linjen for jevn subaerisk erosjon (figur 4.14). Det er dermed sannsynlig at begge flatene har vært utsatt for minst en overdekningsperiode.

Ved smeltevannsgjelet på Alteret indikerer AND 1906 og AND 1905 ulik overdekningsvarighet (figur 4.14). AND 1906 overlapper ikke med den kontinuerlige erosjonstraseen, og viser med sikkerhet en kompleks eksponeringshistorie. Flatene er på kanten av det best utviklede og høyestliggende gjelet. AND 1906 indikerer 180 ka overdekning, noe som er omtrent 100 ka lengre enn AND 1905 (tabell 4.7). Det er lite sannsynlig at det har vært glacial overdekning ved gjelet, ettersom den ville dekket begge flatene. Når det gjelder eksponeringsvarigheten viser AND 1906 lengre eksponering og eldre alder. Den eldre alderen kan være et resultat av nedarvede kosmogene nuklider i bergflaten. En annen forklaring kan være plukking, forårsaket av glasilfluvial erosjon, av AND 1905-flaten der berggrunn, og tilhørende innhold av kosmogene nuklider, er fjernet.

AND 1713 viser en total historie på 300 ka (tabell 4.7), hvor overdekning utgjør en periode på 245 ka. Varigheten av weichsel, siste istid, var fra omtrent 115 ka til YD (11,7 ka) (kapittel 2.4). Den totale historien til AND 1713-flaten går derfor helt tilbake til forrige istid, saale, eller lengre avhengig av hvilket kronologisk rammeverk man refererer til. Overdekningen kan være et resultat av glacial overdekning, løsmasser og/eller høyere havnivå. En varighet av overdekning på 245 ka på strandflaten er den høyeste overdekningen som er registrert i dette datasettet, og er lengre enn for plataet. Basert på flatens plassering på strandflaten er det stor sannsynlighet at løsmasser og havnivået er årsaker til den lange overdekningsvarigheten.

Fra Trolldalsheia-plataet indikerer data for AND 1802 og AND 1803 en lang overdekningsvarighet på henholdsvis 180 ka og 155 ka. Det er ingen overbevisende spor etter glacial erosjon på flaten (kapittel 5.1), og berggrunnsblotningene er veldig oppsprukket. Den

totale overflatehistorien kan altså spores tilbake til saale, forrige istid. Ettersom det er få eller ingen konkrete spor etter glasial erosjon på Trolldalsheia, og det ikke er rekonstruert et kontinuerlig isdekke ved Andøya gjennom hele weichsel (figur 2.5), kan man konkludere med at overdekningen må forklares med noe annet enn breis. Det kan for eksempel ha vært løsmasser som morenemateriale eller forvittringsmateriale. Glasial erosjon er ikke eneste mulighet for eksponering av flater, det kan også være et resultat av periglasiale prosesser, som for eksempel fryse/tine prosesser som sprenger av fragmenter og flytter på allerede løst materiale i isfrie perioder. En annen blotning (AND 1708) på platået indikerer også en kompleks eksponerings- og overdekningshistorie er AND 1708, med en overdekningsvarighet på 110 ka.

Flatene datert fra Klubban er i overensstemmelse med det tidligere relative havnivået (kapittel 5.1), og ansees derfor for å gi reelle aldre. Bananplottet indikerer en overdekning på 150 ka og 100 ka (hhv. AND 1902 og AND 1903) (tabell 4.7). I prepareringsprosessen av materiale for AMS-analyse ble Al tilsatt veldig sent i prosessen for AND 19xx-prøvene, noe som kan ha ført til en systematisk feil (økt usikkerhet). $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -verdiene ansees derfor som upålitelig for alle AND 19xx-prøvene.

Flaten som indikerer den lengste (avleste) eksponeringsvarigheten (AND 1813 med 95 ka), er ikke flaten med den lengste totale historien (tabell 4.7). Det indikerer at overdekningen av flatene har stor betydning. Det kan kobles til produksjonsforholdet til flatene. Flertallet av $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -verdiene er høyere enn produksjonsforholdet på $6,75 \pm 0,5$ (figur 4.11) og indikerer begrenset varigheten av overdekning. Det samsvarer ikke med de avleste verdiene, og dermed vil resultatene støtte det nye foreslåtte produksjonsforholdet på $7,3 \pm 0,3$ (Argento mfl., 2013; Corbett mfl., 2017), slik at $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -verdiene er lavere enn produksjonsforholdet og indikerer lengre overdekning.

6 Konklusjon

Hovedmålet med denne studien har vært å få en økt forståelse av glasiasjonsutbredelsen og deglasiasjonen gjennom sen weichsel på Andøya, Vesterålen. Det er gjort basert analyse av erosjonsrater beregnet fra konsentrasjonen av *in situ* kosmogene nuklider (^{10}Be , ^{26}Al) i berggrunnen.

- Berggrunnsflater fra platå, fjellside og strandflate gjenspeiler ikke ulike erosjonsrater. Varigheten av overdekning, som indikert fra bananplottet, viser ikke fullstendig sammenheng med glasiale overdekninger, og løsmasser og plukking er viktige faktorer for å forklare flatenes totale historie. Parede nuklidediagrammet (bananplottet) visualiserer en kompleks total historie (eksponerings- og overdekningshistorie), der tre flater fra platået indikerer mer enn 100 ka med overdekning.
- De tre gjelene ved Alteret reflekterer ulike stadier av deglasiasjonen. Lateral smeltevannsdrenering har gravd ut gjelene, og de tre gjelene gjenspeiler en gradvis minkende ismasse. Kjølhau- og Endletmorenen ble dannet (nær) samtidig som det best utviklede og høyestliggende gjelet ble eksponert.
- Åseåsen har en minimums deglasiasjonsalder på omtrent 80 ka, men en flyttblokk indikerer at Åseåsen kan ha vært isdekket før omtrent 20 ka, noe som kan korreleres med andre presenterte aldre. ^{10}Be -aldre fra Åseåsen ($20,2 \pm 1,7$ (188 m o.h.)), Nakken ($23,1 \pm 1,9$ ka (147 m o.h.)), smeltevannsgjelet/Alteret ($24,9 \pm 2,1$ ka (77 m o.h.) og $25,1 \pm 2,2$ ka (77 m o.h.)) og Kjølhau- og Endletmorenen (hhv. $23,3 \pm 2,2$ ka (40 m o.h.) og $21,6 \pm 2,2$ ka (40 m o.h.)) kan indikere bremarginens fallende høyde mot nord. Det vil gi en fallende høyde på 5,3 m/km etter LGM.
- ^{10}Be -aldre fra blottet berggrunn i nivå med marin grense ved Klubban representerer det tidligere relative havnivået, trolig gjennom eksponering ved bølgeerosjon av tidligere løsmassedekke og/eller marin erosjon av berggrunnen.
- Revisjon av den numeriske verdien for produksjonsforholdet mellom ^{26}Al og ^{10}Be fra $6,75 \pm 0,5$ (jf. kilder sitert av Corbett mfl., 2017) til $7,3 \pm 0,3$ (Corbett mfl., 2017), resulterer i en lengre varighet av overdekning for de fleste flatene. Det indikerer kortvarig overdekning i de seneste interglasiale periodene, mens de prøvetatte flatene

var lokalisert nær eller ved dagens overflate. Eksponering etter siste overdekning kan ha økt forholdet mot nåtid.

- Estimering av erosjonsrater fra versjon 3 av den nettbaserte kalkulatoren fra <http://hess.ess.washington.edu/>, fungerer best for flater som har nådd sekulær likevekt. Da vil erosjonsraten være et gjennomsnittet av hvor mye som er erodert i det tidsrommet flaten har eksistert. For flater med komplekse eksponerings- og erosjonshistorier må numerisk simulering anvendes for å kvantifisere erosjonsrater.

7 Forslag til videre arbeid

- Nuklideforholdet i seg selv kan ikke fortelle når flater ble erodert eller bare skjermet. Ved å gjennomføre modellering av området vil det gi et klarere bilde over hendelsesforløpet til isdekket i området, og hvordan landskapet utformet seg. Erosjonshistorien kan modelleres når man har en tidsvariabel (som den globale $\delta^{18}\text{O}$ -kurven, eller en regional glasieringsmodell basert på tid-distansediagram for ismarginens historie).
- Hvis området har vært overdekket av kortvarige, kaldbaserte isfremrykk som ikke registreres i ^{10}Be og ^{26}Al , vil *in situ* ^{14}C kunne registrere isoverdekning lengre enn 30 ka. Dermed kan isoverdekning av lav-erosiv isdekker registreres ved å måle *in situ* ^{14}C , og det ville avklart varigheten av reelle eksponeringstidsrom. Det kan være problematisk for flater med nåværende eksponeringshistorie med varighet over 20 ka.
- Det kan være interessant å datere de to lavereliggende gjelene ved Alteret, for å øke forståelsen av varigheten av deglasiasjonen på nordøstlige Andøya.

8 Referanseliste

- Aarnes, I., Brook, S. J., Bjune, A. E., Birks, H. H., Bakke, J., Kühl, N., Kvisvik, B., Dahl, S. O. og Birks, H. J. B. (2012) *Lateglacial and early-Holocene climate variability reconstructed from multi-proxy records on Andøya, northern Norway*. Ph.d.-avhandling. Bergen: Universitetet i Bergen, 101.
- Aarseth, I. (2013) Strandflaten – Kystslette under bratte fjell, i Ramberg, I. B., Bryhni, I., Nøttvedt, A. og Rangnes, K. (red.) *Landet blir til – Norges geologi*. 2 utg. Trondheim: Norsk Geologisk Forening, 504.
- Ahlmann, H. W. (1919) *Geomorphological studies in Norway*. Stockholm: Svenska sällskapet för antropologi och geografi, 193–252.
- Alm, T. (1993) Øvre Æråsvatn - Palynostratigraphy of a 22,000 to 10,000 BP lacustrine record on Andøya, Northern Norway. *Boreas*, 22, 171–188.
- Alsos, I. G., Sjögren, P., Brown, A. G., Gielly, L., Merkel, M. K. F., Paus, A., Lammers, Y., Edwards, M. E., Alm, T., Leng, M., Goslar, T., Langdon, C. T., Bakke, J. og van der Bilt, W. G. M. (2020) Last Glacial Maximum environmental conditions at Andøya, northern Norway; evidence for a northern ice-edge ecological "hotspot". *Quaternary Science Reviews*, 239, 1–19.
- Andersen, B. G. (1968) *Glacial geology of western Troms, north Norway*. Oslo: Norges geologiske undersøkelse 256, 1–74.
- Andersen, B. G. (1975) Glacial geology of northern Nordland. *Norges Geologiske Undersøkelse*, 320, 1–74.
- Andersen, J. L., Egholm, D. L., Knudsen, M. F., Linge, H., Jansen, J. D., Goodfellow, B. W., Pedersen, V. K., Tikhomirov, D., Olsen, J. og Fredin, O. (2018a) Pleistocene Evolution of a Scandinavian Plateau Landscape. *Journal of Geophysical Research-Earth Surface*, 123 (12), 3370–3387.
- Andersen, J. L., Egholm, D. L., Knudsen, M. F., Linge, H., Jansen, J. D., Pedersen, V. K., Nielsen, S. B., Tikhomirov, D., Olsen, J., Fabel, D. og Xu, S. (2018b) Widespread erosion on high plateaus during recent glaciations in Scandinavia. *Nature Communications*, 9, 3370–3387.
- Argento, D. C., Reedy, R. C. og Stone, J. O. (2013) Modeling the earth's cosmic radiation. *Nuclear Instruments & Methods in Physics Research Section B-Beam Interactions with Materials and Atoms*, 294, 464–469.
- Aune, B. (1993) *Temperaturnormaler, normalperiode 1961-1990*. Rapport nr. 02/93 klima. Oslo: Det norske meteorologiske institutt.
- Balco, G. (2011) *What is a camel diagram anyway?* [Internett]. Tilgjengelig fra: <https://cosmognosis.wordpress.com/2011/07/25/what-is-a-camel-diagram-anyway/> [Hentet 9 Oktober 2020].
- Balco, G., Stone, J. O., Lifton, N. A. og Dunai, T. J. (2008) A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from Be-10 and Al-26 measurements. *Quaternary Geochronology*, 3 (3), 174–195.

- Benn, D. I. og Evans, D. J. A. (2010) *Glaciers & glaciation*. 2 utg. London: Hodder Education.
- Bergh, S. G., Eig, K., Kløvjan, O. S., Henningsen, T., Olesen, O. og Hansen, J. A. (2007) The Lofoten-Vesterålen continental margin: a multiphase Mesozoic-Palaeogene rifted shelf as shown by offshore-on shore brittle fault-fracture analysis. *Norwegian Journal of Geology*, 87 (1-2), 29–58.
- Bergstrøm, B., Olsen, L. og Sveian, H. (2005) The Tromsø-Lyngen glacier glacier readvance (early Younger Dryas) at Hinnøya-Ofotfjorden, northern Norway: a reassessment. *Norges Geologiske Undersøkelse*, 445, 73–88.
- Bergström, E. (1973) *Den prerecenta lokalglaciationens utbredningshistoria inom skanderna (The history of the prerecent local glaciation in the Scandinavian mountains)*. Ph.d.-avhandling. Stockholm: Stockholms universitet, 214.
- Birks, H. H., Aarnes, I., Bjune, A. E., Brooks, S. J., Bakke, J., Kuhl, N. og Birks, H. J. B. (2014) Lateglacial and early-Holocene climate variability reconstructed from multi-proxy records on Andøya, northern Norway. *Quaternary Science Reviews*, 89, 108–122.
- Borchers, B., Marrero, S., Balco, G., Caffee, M., Goehring, B., Lifton, N., Nishiizumi, K., Phillips, F., Schaefer, J. og Stone, J. (2016) Geological calibration of spallation production rates in the CRONUS-Earth project. *Quaternary Geochronology*, 31, 188–198.
- Brendryen, J., Hafliðason, H., Rise, L., Chand, S., Vanneste, M., Longva, O., L'Heureux, J. S. og Forsberg, C. F. (2015) Ice sheet dynamics on the Lofoten-Vesterålen shelf, north Norway, from Late MIS-3 to Heinrich Stadial 1. *Quaternary Science Reviews*, 119, 136–156.
- Briner, J. P., Goehring, B. M., Mangerud, J. og Svendsen, J. I. (2016) The deep accumulation of ^{10}Be at Utsira, southwestern Norway: Implications for cosmogenic nuclide exposure dating in peripheral ice sheet landscapes. *Geophysical Research Letters*, 43 (17), 9121–9129.
- Clark, P. U., Dyke, A. S. D., Shakun, J. D., Carlson, A. E., Clark, J., Wohlfarth, B., Mitrovica, J. X., Hostetler, S. W. og McCabe, A. M. (2009) The Last Glacial Maximum. *Science*, 325 (5941), 710–714.
- Corbett, L. B., Bierman, P. R., Graly, J. A., Neumann, T. A. og Rood, D. H. (2013) Constraining landscape history and glacial erosivity using paired cosmogenic nuclides in Upernavik, northwest Greenland. *Geological Society of America Bulletin*, 125 (9–10), 1539–1553.
- Corbett, L. B., Bierman, P. R., Rood, D. H., Caffee, M. W., Lifton, N. A. og Woodruff, T. E. (2017) Cosmogenic Al-26/Be-10 surface production ratio in Greenland. *Geophysical Research Letters*, 44 (3), 1350–1359.
- Dahlgren, K. I. T. og Vorren, T. O. (2003) Sedimentary environment and glacial history during the last 40 ka of the Vøring continental margin, mid-Norway. *Marine Geology*, 193 (1-2), 93–127.
- Darvill, C. M. (2013) Cosmogenic nuclide analysis. *Geomorphological Techniques*, 10, 1–25.
- Dunai, T. J. (2010) *Cosmogenic nuclides: Principles, Concepts and Applications in the Earth Surface Sciences*. New York: Cambridge University Press.

- Evans, S. I. (1994) Lithological and structural effects on forms of glacial erosion: cirques and lake basins, i Robinson, D. A og Williams, R. B. G (red.) *Rock weathering and landform evolution*. John Wiley & Sons Ltd, 519.
- Fabel, D., Harbor, J., Dahms, D., James, A., Elmore, D., Horn, L., Daley, K. og Steele, C. (2004) Spatial patterns of glacial erosion at a valley scale derived from terrestrial cosmogenic Be-10 and Al-26 concentrations in rock. *Annals of the Association of American Geographers*, 94 (2), 241-255.
- Fabel, D., Stroeven, A. P., Harbor, J., Kleman, J., Elmore, D. og Fink, D. (2002) Landscape preservation under Fennoscandian ice sheets determined from in situ produced Be-10 and Al-26. *Earth and Planetary Science Letters*, 201 (2), 397–406.
- Faleide, J. I., Myhre, A. M. og Eldholm, O. (1988) Early Tertiary volcanism at the western Barents Sea margin, i Morton, A. C og Parson, L. M (red.) *Early Tertiary Volcanism and the Opening of the NE Atlantic*. Geological Society Special Publication, 39, 135–146.
- Fjalstad, A. (1997) *Late Weichselian glacial maximum, glacial retreat and postglacial sea level changes at northern and central Andøya, northern Norway*. Ph.d.-avhandling. Tromsø: Universitetet i Tromsø.
- Fjalstad, A. og Møller, J. J. (1994) Submerged and tilted coastal features off Troms, northern Norway - a comment. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 74 (4), 241–244.
- Førland, E. J. (1993) *Nedbørnormaler, Normalperiode 1961-1990*. Rapport nr. 39/93 klima. Oslo: Det norske meteorologiske institutt.
- Gjerde, M. og Bakke, J. (2016) *Increased storminess at Andøya (Arctic Norway) during the Little Ice Age reconstructed from lake sediments*. Ph.d.-avhandling. Bergen: Universitetet i Bergen.
- Goehring, B. M., Brook, E. J., Linge, H., Ralsbeck, G. M. og Yiou, F. (2008) Beryllium-10 exposure ages of erratic boulders in southern Norway and implications for the history of the Fennoscandian Ice Sheet. *Quaternary Science Reviews*, 27 (3–4), 320–336.
- Goehring, B. M., Lohne, O. S., Mangerud, J., Svendsen, J. I., Gyllencreutz, R., Schaefer, J. og Finkel, R. (2012) Late glacial and holocene ¹⁰Be production rates for western Norway. *Journal of Quaternary Science*, 27 (1), 89–96.
- Gosse, J. C. og Phillips, F. M. (2001) Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. *Quaternary Science Reviews*, 20, 1475–1560.
- Griffin, W. L., Taylor, P. N., Hakkinen, J. W., Heier, K. S., Iden, I. K., Krogh, E. J., Malm, O., Olsen, K. I., Ormaasen, D. E. og Tveten, E. (1978) Archaean and Proterozoic crustal evolution in Lofoten-Vesterålen, N Norway. *Journal of Geological Society*, 135, 629–647.
- Henningsen, T. og Tveten, E. (1998) Geologisk kart over Norge. Berggrunnskart Andøya, M 1:250 000. Norges geologiske undersøkelse. Tilgjengelig fra: <https://www.ngu.no/publikasjon/and-ya-berggrunnskart-and-ya-1250-000-trykt-i-farger> [Hentet 06.07.2020].
- Heyman, J., Stroeven, A. P., Harbor, J. M. og Caffee, M. W. (2011) Too young or too old: Evaluating cosmogenic exposure dating based on an analysis of compiled boulder exposure ages. *Earth and Planetary Science Letters*, 302, 71–80.

- Hitland, A. M. R. (2019) *Estimering av landskapshistorie ved bruk av in situ kosmogene nuklidepar – Anvendt til kvantifisering av erosjonsrater ved Rendalssjøen, indre Østlandet*. Mastergradsoppgave. Bergen: Universitetet i Bergen, 180.
- Hjelstuen, B. O., Nygard, A., Sejrup, H. P. og Hafliðason, H. (2012) Quaternary denudation of southern Fennoscandia - evidence from the marine realm. *Boreas*, 41 (3), 379–390.
- Holtedahl, H. (1998) The Norwegian strandflat - a geomorphological puzzle. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 78 (1), 47–66.
- Hughes, A. L. C., Gyllencreutz, R., Lohne, Ø. S., Mangerud, J. og Svendsen, J. I. (2016) The last Eurasian ice sheets - a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1. *Boreas*, 45, 1–45.
- Høiseth, M. K. (2016) *Kvartærgeologisk kartlegging og rekonstruksjon av glasiering og deglasierting ved Sjømøla, sørvestlige Andøya, Nordland*. Mastergradsoppgave. Bergen: Universitetet i Bergen, 112.
- IceTEA (n.d.) *Tools for Exposure Ages from ice margins* [Internett]. Tilgjengelig fra: <http://ice-tea.org/en/> [Hentet 8 Oktober 2020].
- Ivy-Ochs, S. og Kober, F. (2008) Surface exposure dating with cosmogenic nuclides. *Eiszeitalter und Gegenwart Quaternary Science Journal*, 57 (1-2), 179–209.
- Jansen, H. L. (2009) *Glasierings- og deglasiertingsforløpet på østlige midtre Andøya*. Mastergradsoppgave. Bergen: Universitetet i Bergen, 102.
- Jansen, J. D., Knudsen, M. F., Andersen, J. L., Heyman, J. og Egholm, D. L. (2019) Erosion rates in Fennoscandia during the past million years. *Quaternary Science Reviews*, 207, 37–48.
- Jones, R. S., Small, D., Cahill, N., Bentley, M. J. og Whitehouse, P. L. (2019) iceTEA: Tools for plotting and analysing cosmogenic-nuclide surface-exposure data from former ice margins. *Quaternary Geochronology*, 51, 72–86.
- Josefsen, L. (2010) *En paleoklimatisk analyse av relikte talusderiverte steinbreer på Andøya, Vesterålen, Nord-Norge*. Mastergradsoppgave. Bergen: Universitetet i Bergen, 127. Upublisert.
- Kartverket (2020) *Høydedata* [Internett]. <https://hoydedata.no/LaserInnsyn/>. [Hentet 12 Oktober 2020].
- Knudsen, M. F. og Egholm, D. L. (2018) Constraining Quaternary ice covers and erosion rates using cosmogenic Al-26/Be-10 nuclide concentrations. *Quaternary Science Reviews*, 181, 65–75.
- Knudsen, M. F., Egholm, D. L., Jacobsen, B. H., Larsen, N. K., Jansen, J. D., Andersen, J. L. og Linge, H. C. (2015) A multi-nuclide approach to constrain landscape evolution and past erosion rates in previously glaciated terrains. *Quaternary Geochronology*, 30, 100–113.
- Kohl, C. P. og Nishiizumi, K. (1992) Chemical isolation of quartz for measurement of in-situ produced cosmogenic nuclides. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56, 3583–3587.
- Kullman, L. (2006) Late-glacial trees from arctic coast to alpine tundra: response to Birks et al. 2005 and 2006. *Journal of Biogeography*, 33 (2), 377–378.

- Lal, D. (1991) Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models. *Earth and Planetary Science Letters*, 104, 424–439.
- Lambeck, K., Esat, T. M. og Potter, E. K. (2002) Links between climate and sea levels for the past three million years. *Nature*, 419 (6903), 199–206.
- Lambeck, K., Rouby, H., Purcell, A., Sun, Y. Y. og Sambridge, M. (2014) Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 111 (43), 15296–15303.
- Larsen, E. og Mangerud, J. (1981) Erosion rate of a younger dryas cirque glacier at Kråkenes, western Norway. *Annals of Glaciology*, 2, 153–158.
- Lifton, N., Sato, T. og Dunai, T. J. (2014) Scaling in situ cosmogenic nuclide production rates using analytical approximations to atmospheric cosmic-ray fluxes. *Earth and Planetary Science Letters*, 386, 149–160.
- Lilleøren, K. S., Etzelmüller, B., Gärtner-Roer, I., Kääb, A., Westermann, S. og Gudmundsson, Á. (2013) The Distribution, Thermal Characteristics and Dynamics of Permafrost in Tröllaskagi, Northern Iceland, as Inferred from the Distribution of Rock Glaciers and Ice-Cored Moraines. *Permafrost and Periglacial Processes*, 24, 322–335.
- Lowe, J. og Walker, M. (2015) *Reconstructing Quaternary Environments*. New York & Oxon: Routledge.
- Lysne, E. S. (2016) *Kvartærgeologisk kartlegging og glasiasjons- og deglasiasjonsgangen ved Bømyra, sørlege Andøya*. Mastergradsoppgave. Bergen: Universitetet i Bergen, 109.
- Mareano (2020) *Havbunn, landformer* [Internett]. Tilgjengelig fra: <http://www.mareano.no/kart/mareano.html> [Hentet 20 Juli 2020].
- Margreth, A. (2015) *Climate sensitivities of polythermal ice sheet, ice cap, and alpine ice dynamics and related episodic erosion on Cumberland Peninsula, Baffin Island, Nunavut*. Ph.d.-avhandling. Halifax: Dalhousie University, 1–457.
- Margreth, A., Gosse, J. C. og Dyke, A. S. (2016) Quantification of subaerial and episodic subglacial erosion rates on high latitude upland plateaus: Cumberland Peninsula, Baffin Island, Arctic Canada. *Quaternary Science Reviews*, 133, 108–129.
- Marrero, S. M., Phillips, F. M., Borchers, B., Lifton, N., Aumer, R. og Balco, G. (2016) Cosmogenic nuclide systematics and the CRONUScal program. *Quaternary Geochronology*, 31, 160–187.
- Marthinussen, M. (1962) C_{14} -datings referring to shorelines, transgressions, and glacial substages in Northern Norway. *Norges geologiske undersøkelse*, 215, 37–67.
- Meteorologisk Institutt/NRK (n.d.) *Været som var: Hall Beach, Nunavut (Canada)* [Internett]. Tilgjengelig fra: https://www.yr.no/sted/Canada/Nunavut/Hall_Beach/statistikk.html [Hentet 20 Februar 2020].
- Møller, J. J. (1986) Holocene transgression maximum about 6000 years BP at Ramså, Vesterålen, North Norway. *Norsk geografisk tidsskrift*, 40, 77–84.
- Møller, J. J., Danielsen, T. K. og Fjalstad, A. (1992) Late Weichselian glacial maximum on Andøya, Northern Norway. *Boreas*, 21, 1–13.

- Møller, J. J. og Sollid, J. L. (1972) Deglaciation Chronology of Lofoten - Vesterålen - Ofoten, North Norway. *Norsk geografisk tidsskrift*, 26, 101–133.
- Møller, J. J. og Sollid, J. L. (1973) Geomorfologisk kart over Lofoten - Vesterålen. *Norsk geografisk tidsskrift*, 27, 195–205.
- Nansen, F. (1922) *The strandflat and isostasy*. No. 11, Kristiania: I kommission hos Jacob Dybwad, A. W. Broggers boktrykkeri AS.
- Nesje, A. (2015) *Brelære*. 2 utg. Kristiansand: Høyskoleforlaget AS - Norwegian Academic Press, 159.
- Nesje, A., Dahl, S. O., Linge, H., Ballantyne, C. K., Mccarroll, D., Brook, E. J., Raisbeck, G. M. og Yiou, F. (2007) The surface geometry of the Last Glacial Maximum ice sheet in the Andøya-Skånland region, northern Norway, constrained by surface exposure dating and clay mineralogy. *Boreas*, 36, 227–239.
- Nesje, A. og Sulebak, J. R. (2008) Quantification of late Cenozoic erosion and denudation in the Sognefjord drainage basin, western Norway. *Norsk geografisk tidsskrift*, 48 (3), 85–92.
- Norgskart.no. Tilgjengelig fra:
<https://www.norgeskart.no/#!?project=norgeskart&layers=1002&zoom=10&lat=7660211.73&lon=532098.31&markerLat=7679410.965884883&markerLon=541112.9765035461&panel=searchOptionsPanel&sok=Nakken&drawing=tNsmCXUBtDvplKn7POL0>
[Hentet 9 September 2020].
- Nøttvedt, A., Berglund, L. T., Rasmussen, E. og Steel, R. J. (1988) Some aspects of Tertiary tectonics and sedimentation along the western Barents Shelf, i Morton, A. C og Parson, L. M (red.) *Early Tertiary Volcanism and the opening of the NE Atlantic*. Geological Society Special Publication, 39, 421–425.
- Osmundsen, P. T., Redfield, T. F., Hendriks, B. H. W., Bergh, S., Hansen, J. A., Henderson, I. H. C., Dehls, J., Lauknes, T. R., Larsen, Y., Anda, E. og Davidsen, B. (2010) Fault-controlled alpine topography in Norway. *Journal of the Geological Society*, 167 (1), 83–98.
- Ottesen, D., Dowdeswell, J. A. og Rise, L. (2005) Submarine landforms and the reconstruction of fast-flowing ice streams within a large Quaternary ice sheet: The 2500-km-long Norwegian-Svalbard margin (57 degrees-80 degrees N). *Geological Society of America Bulletin*, 117 (7-8), 1033–1050.
- Pedersen, V. K., Braun, J. og Huismans, R. S. (2018) Eocene to mid-Pliocene landscape evolution in Scandinavia inferred from offshore sediment volumes and pre-glacial topography using inverse modelling. *Geomorphology*, 303, 467–485.
- Pedersen, V. K., Huismans, R. S. og Moucha, R. (2016) Isostatic and dynamic support of high topography on a North Atlantic passive margin. *Earth and Planetary Science Letters*, 446, 1–9.
- Rasmussen, A. (1984) Late Weichselian moraine chronology of the Vesterålen islands, North Norway. *Norsk geologisk tidsskrift*, 64, 193–219.
- Reiners, P. W., Carlson, R. W., Renne, P. R., Cooper, K. M., Granger, D. E., McLean, N. M. og Schoene, B. (2018) Cosmogenic nuclides, *Geochronology and Thermochronology*. 1 utg.: John Wiley & Sons Ltd, 395–420.

- Reusch, H. (1901) Nogle bidrag til forstaaelsen af, hvorledes Norges dale og fjelde er blevne til (summary in English), *Aarvog for 1900*. Norges Geologiske Undersøgelse, 32, 263.
- Rydningen, T. A., Vorren, T. O., Laberg, J. S. og Kolstad, V. (2013) The marine-based NW Fennoscandian ice sheet: glacial and deglacial dynamics as reconstructed from submarine landforms. *Quaternary Science Reviews*, 68, 126–141.
- Schermer, E. R., Redfield, T. R., Indrevær, K. og Bergh, S. G. (2017) Geomorphology and topography of relict surfaces: the influence of inherited crustal structure in the northern Scandinavian Mountains. *Journal of the Geological Society*, 174, 93–109.
- Seager, R., Battisti, D. S., Yin, J., Gordon, N., Naik, N., Clement, A. C. og Cane, M. A. (2002) Is the Gulf Stream responsible for Europe's mild winters. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 128, 2563–2586.
- Sigmond, E. M. O., Bryhni, I. og Jorde, K. (2013) *Norsk geologisk ordbok*. Trondheim: Akademika Forlag.
- Stroeven, A. P., Harbor, J., Fabel, D., Kleman, J., Hättstrand, C., Elmore, D., Fink, D. og Fredin, O. (2006) Slow, patchy landscape evolution in northern Sweden despite repeated ice-sheet glaciation, i Willett, Sean D, Hovius, N, Brandon, M T og Fisher, D M (red.) *Tectonics, Climate, and Landscape Evolution*. Geological Society of America Special Paper 398, 387–396.
- Stroeven, A. P., Heyman, J., Fabel, D., Bjorck, S., Caffee, M. W., Fredin, O. og Harbor, J. M. (2015) A new Scandinavian reference Be-10 production rate. *Quaternary Geochronology*, 29, 104–115.
- Stuiver, M., Reimer, P. J., Bard, E., Beck, J. W., Burr, G. S., Hughen, K. A., Kromer, B., McCormac, G., Van der Plicht, J. og Spurk, M. (1998) INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24,000-0 cal BP. *Radiocarbon*, 40 (3), 1041–1083.
- Svendsen, J. I., Briner, J. P., Mangerud, J. og Young, N. E. (2015) Early break-up of the Norwegian Channel Ice Stream during the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, 107, 231–242.
- Thorkildsen, O. I. H. (2010) *Bruken av georadar som metode innanfor kvartærgeologiske studiar og undersøking av torvområde, Æråsdalen, Andøya*. Mastergradsoppgave. Bergen: Univeristetet i Bergen, 134.
- Ugland IT Group og Den Norske Turistforening (2008) *Andøy. Turkart 1:50 000*. Ugland IT Group. 1:50 000.
- Undås, I. (1938) Kvartærstudier i Vestfinnmark og Vesterålen. *Norsk geologisk tidsskrift*, 18 (2), 81–218.
- Vasskog, K., Svendsen, J. I., Mangerud, J., Haaga, K. A., Svean, A. og Lunnan, E. M. (2019) Evidence of early deglaciation (18,000 cal a BP) and a postglacial relative sea-level curve from southern Karmøy, southwest Norway. *Journal of Quaternary Science*, 34, 410–423.
- Von Blanckenburg, F. og Willenbring, J. K. (2014) Cosmogenic Nuclides: Dates and Rates of Earth-Surface Change. *Elements*, 10, 341–346.
- Vorren, K.-D. (1978) Late and Middle Weichselian stratigraphy of Andøya, north Norway. *Boreas*, 7, 19–38.

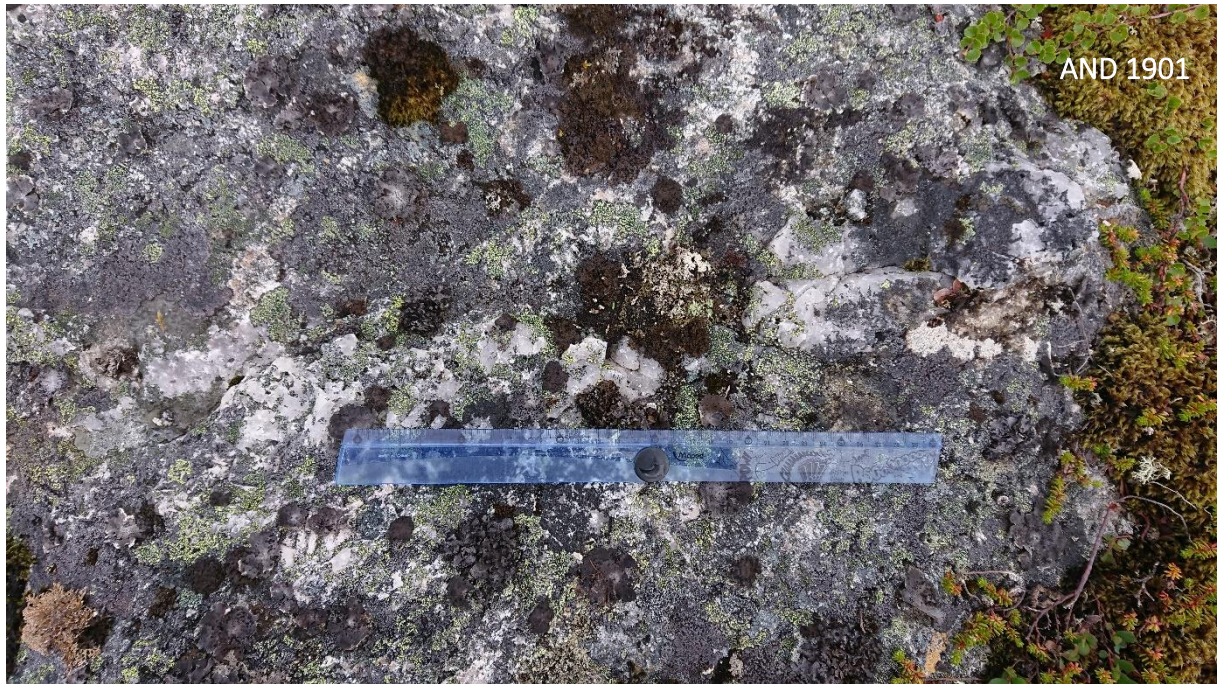
- Vorren, K.-D. og Moe, D. (1986) The early Holocen climate and sea-level changes in Lofoten and Vesterålen, North Norway. *Norsk geologisk tidsskrift*, 66, 135–143.
- Vorren, T. O., Edvardsen, M., Hald, M. og Thomsen, E. (1983) Deglaciation of the continental shelf off southern Troms, North Norway. *Norges geologiske undersøkelse*, 380, 173–187.
- Vorren, T. O. og Mangerud, J. (2013) Istider kommer og går, i Ramberg, I. B., Bryhni, I., Nøttvedt, A. og Rangnes, K. (red.) *Landet blir til – Norges geologi*. 2 utg. Trondheim: Norsk geologisk forening, 494–547.
- Vorren, T. O., Mangerud, J., Blikra, L. H., Nesje, A. og Sveian, H. (2013a) Norge av i dag trer fram, i Ramberg, I B, Bryhni, I, Nøttvedt, A og Rangnes, K (red.) *Landet blir til – Norges geologi*. 2 utg. Trondheim: Norsk geologisk forening, 548–573.
- Vorren, T. O. og Plassen, L. (2002) Deglaciation and palaeoclimate of the Andfjord-Vågsfjord area, North Norway. *Boreas*, 31, 97–125.
- Vorren, T. O., Rydningen, T. A., Baeten, N. J. og Laberg, J. S. (2015) Chronology and extent of the Lofoten-Vesterålen sector of the Scandinavian Ice Sheet from 26 to 16 cal. ka BP. *Boreas*, 44, 445–458.
- Vorren, T. O., Vorren, K.-D., Aasheim, O., Dahlgreen, K. I. T., Forwick, M. og Hassel, K. (2013b) Palaeoenvironment in northern Norway between 22.2 and 14.5 cal. ka BP. *Boreas*, 42, 876–895.
- Vorren, T. O., Vorren, K.-D., Alm, T., Gulliksen, S. og Løvlie, R. (1988) The last deglaciation (20,000 to 11,000 B.P.) on Andøya, northern Norway. *Boreas*, 17, 41–77.

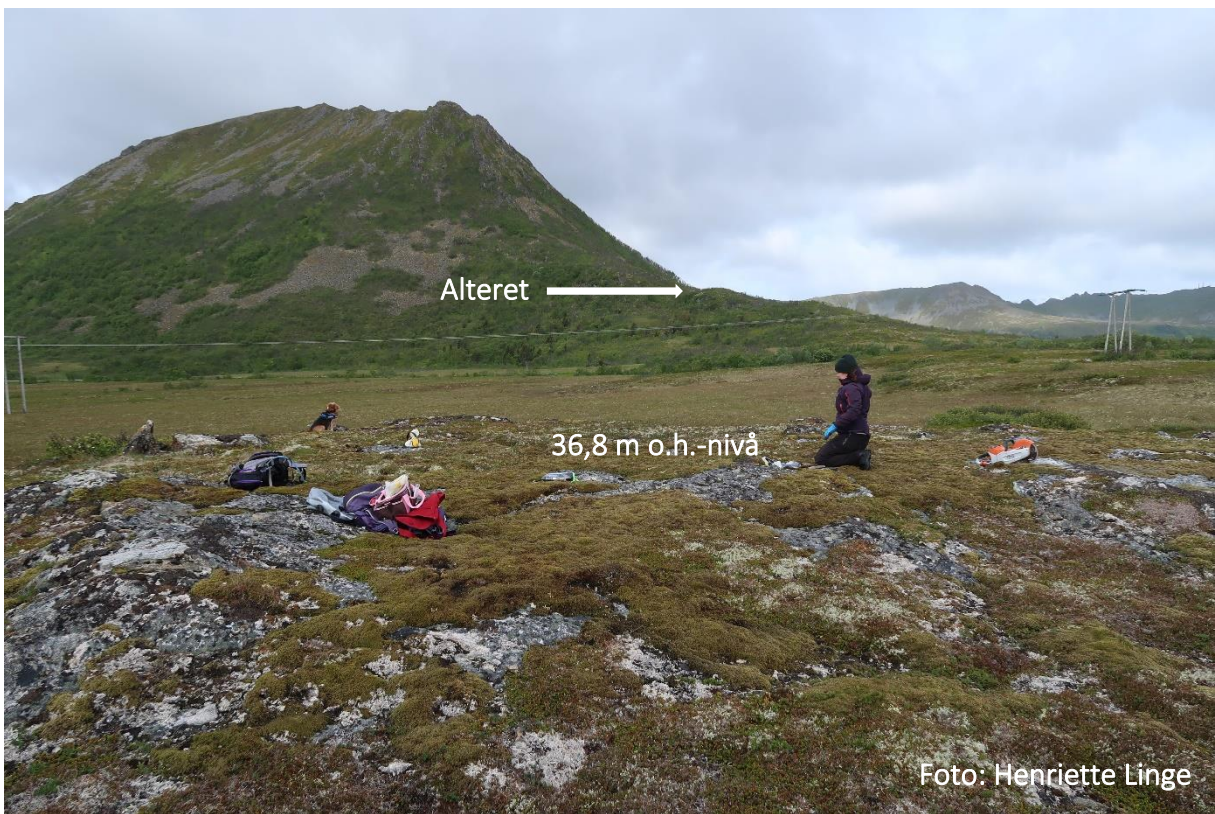
Vedlegg 1

Feltbilder fra lokalitetene

Klubban:

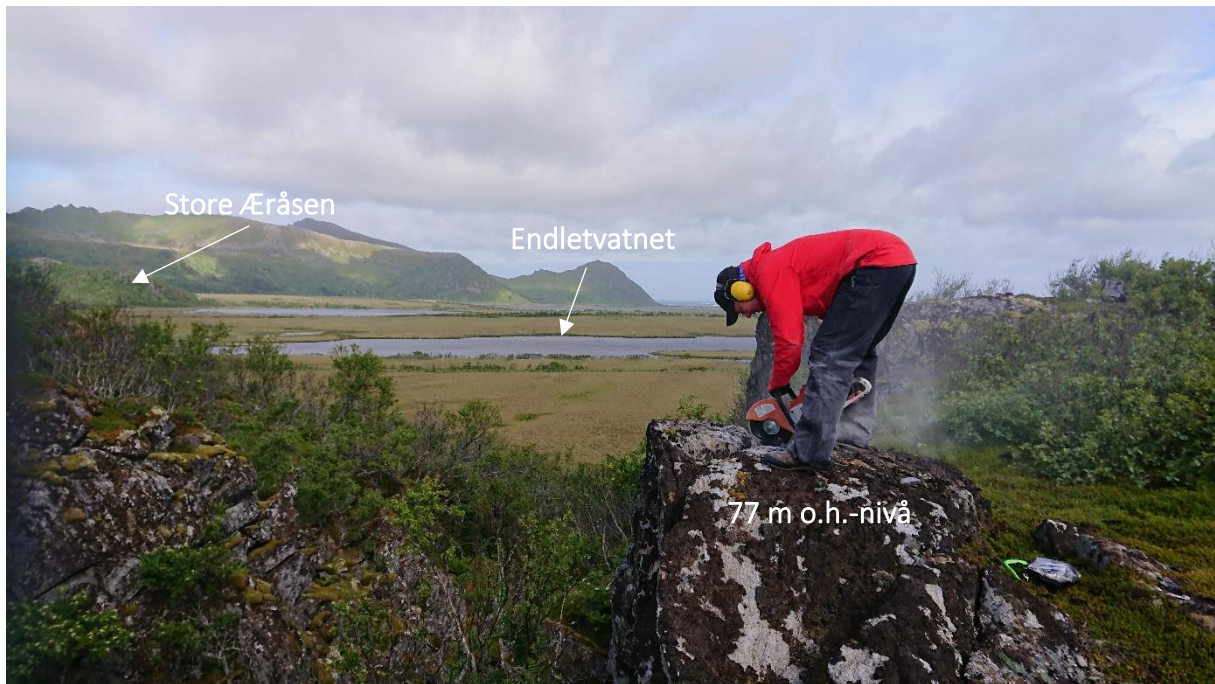






Alteret:



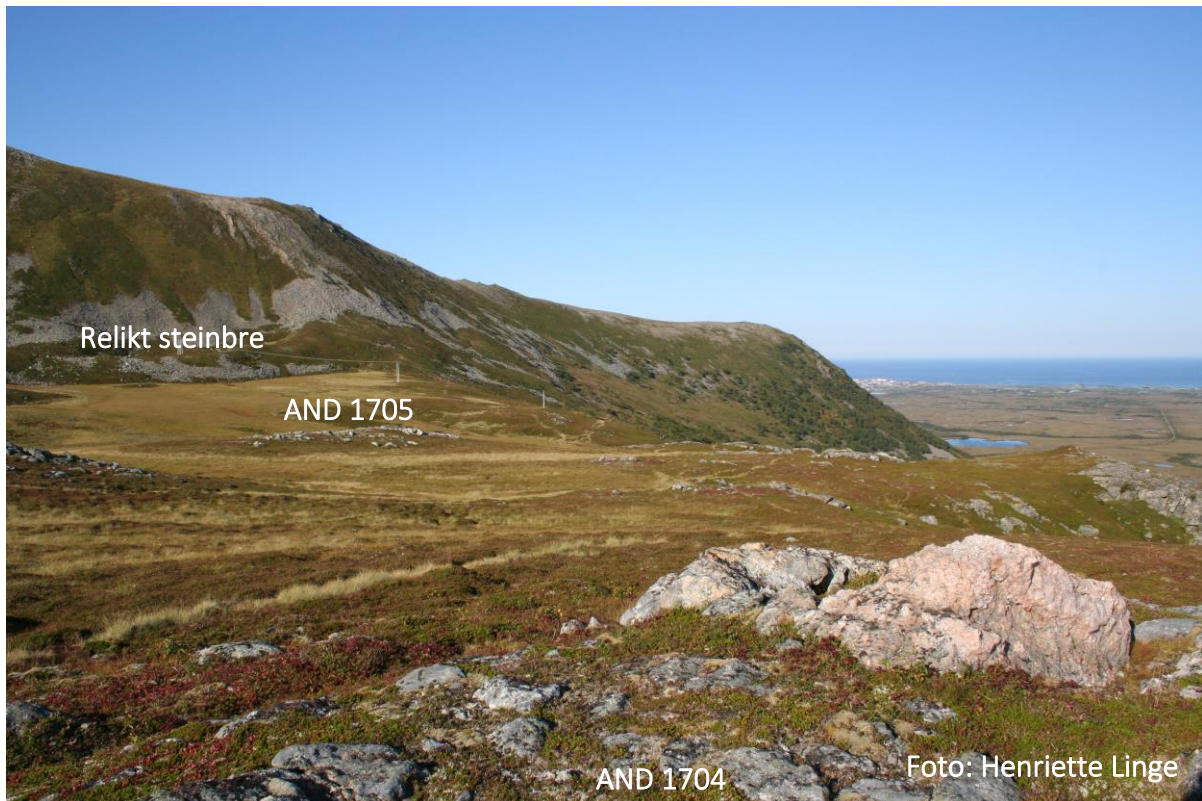


Gårdsraet:



Mordalen:







Øvre Tindvatnet:

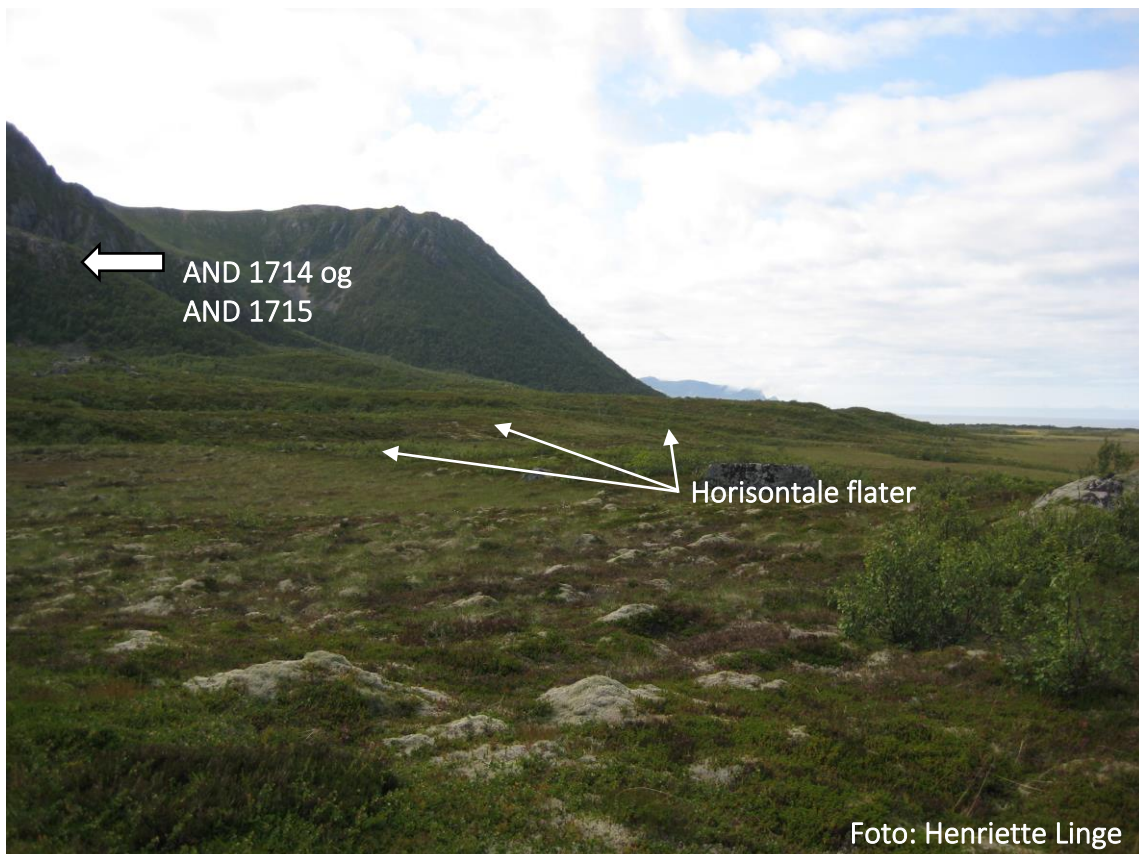




Hagebakken:



Bjørnebåsen:





Måtind:

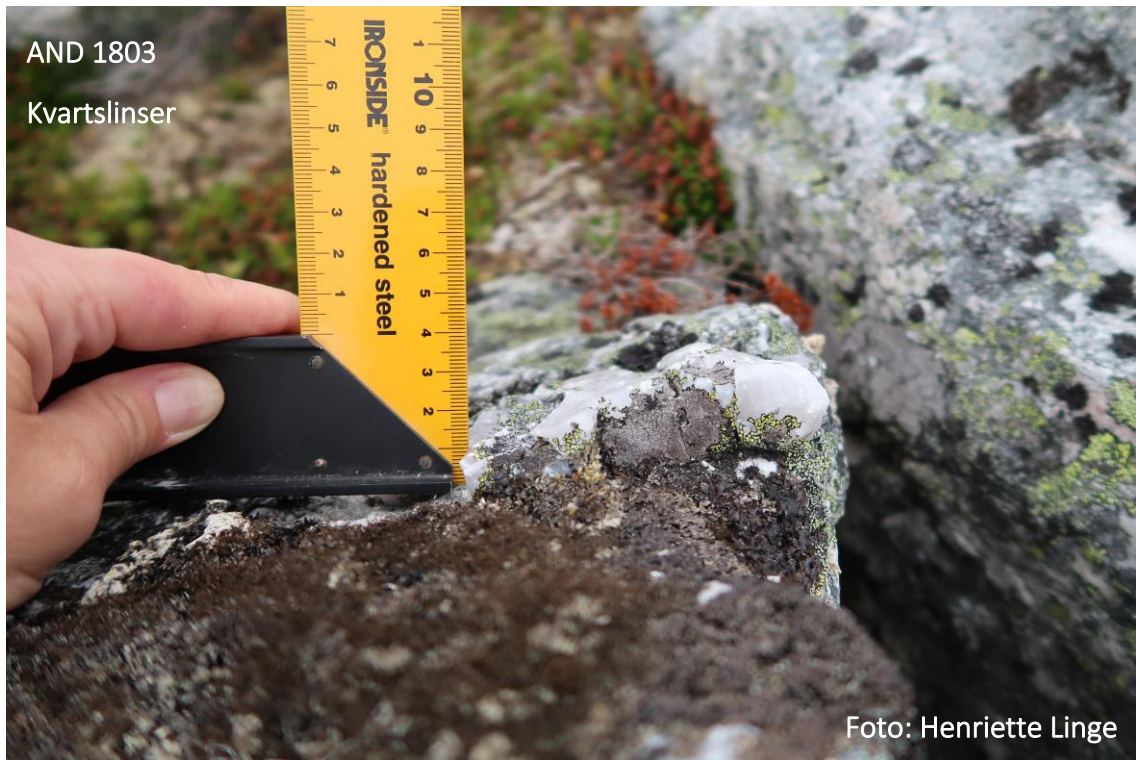




Trolldalsheia:







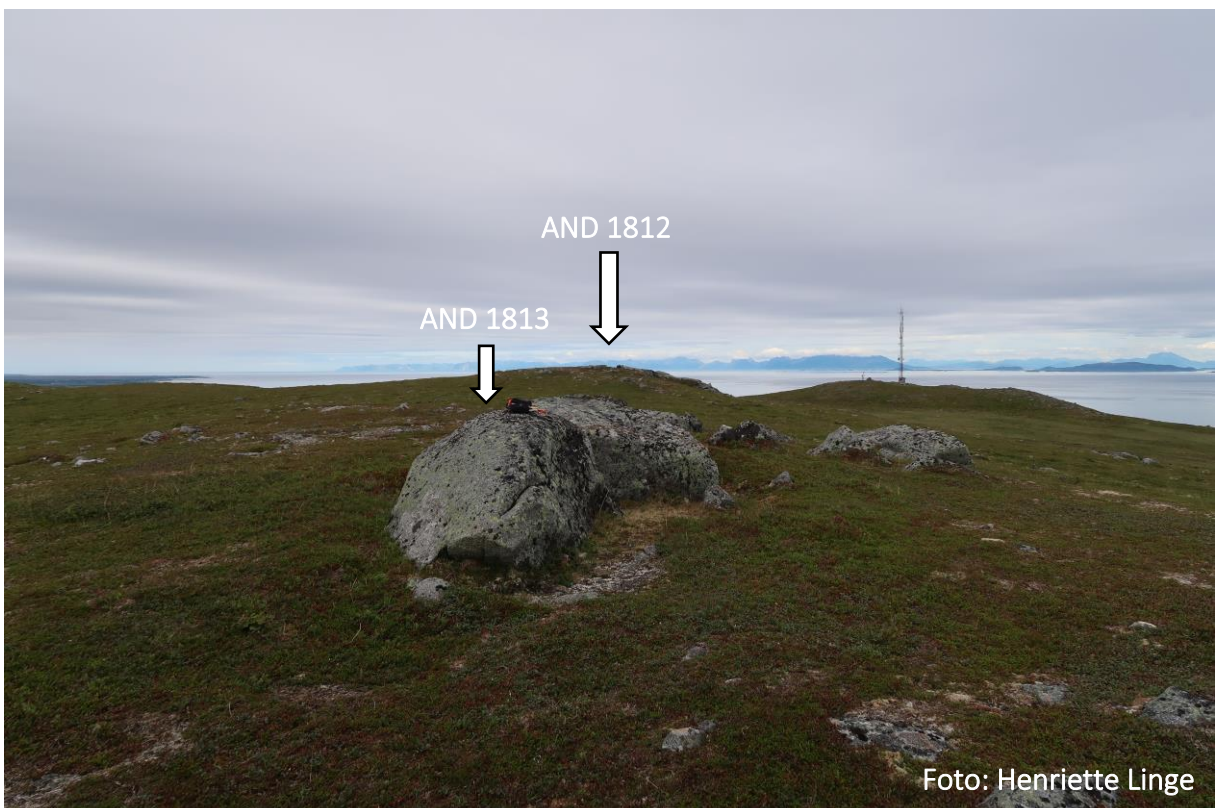
Nakken:



Åseåsen:

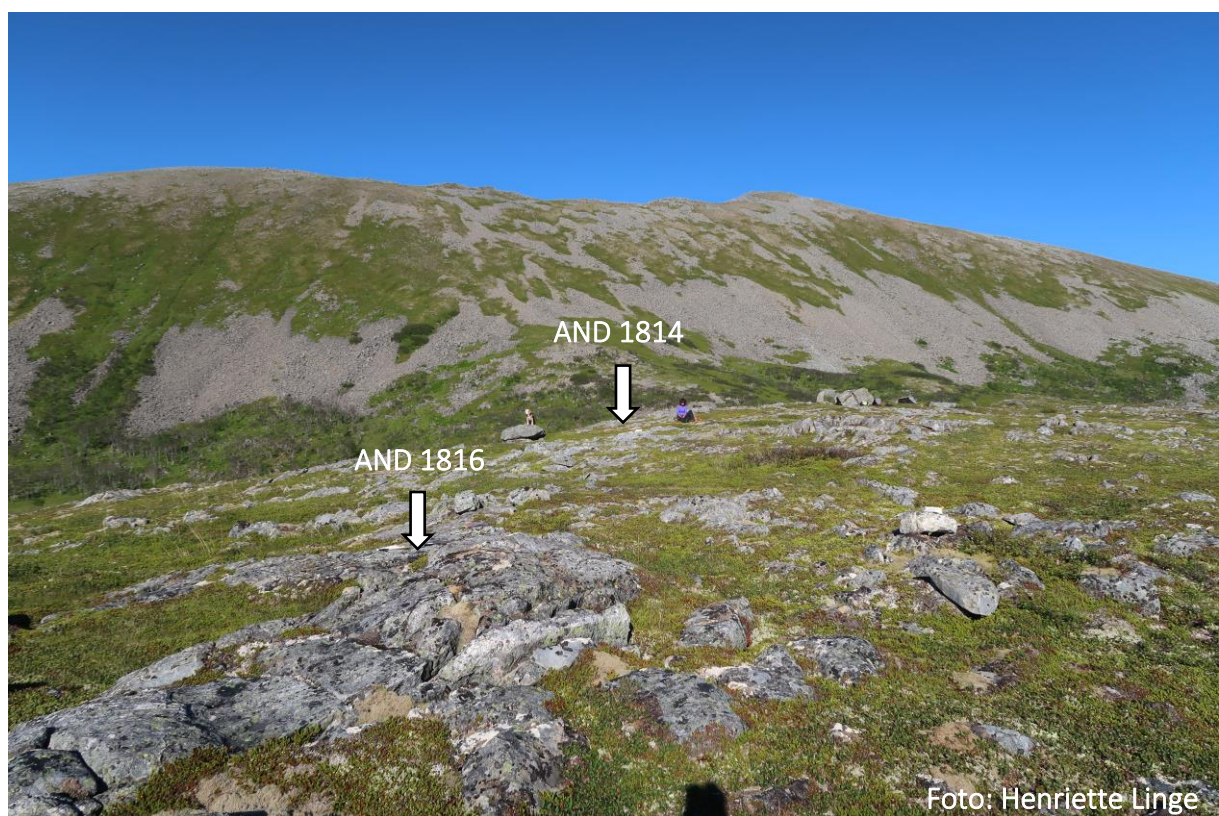








Røysetdalen/Sortebekkheia:

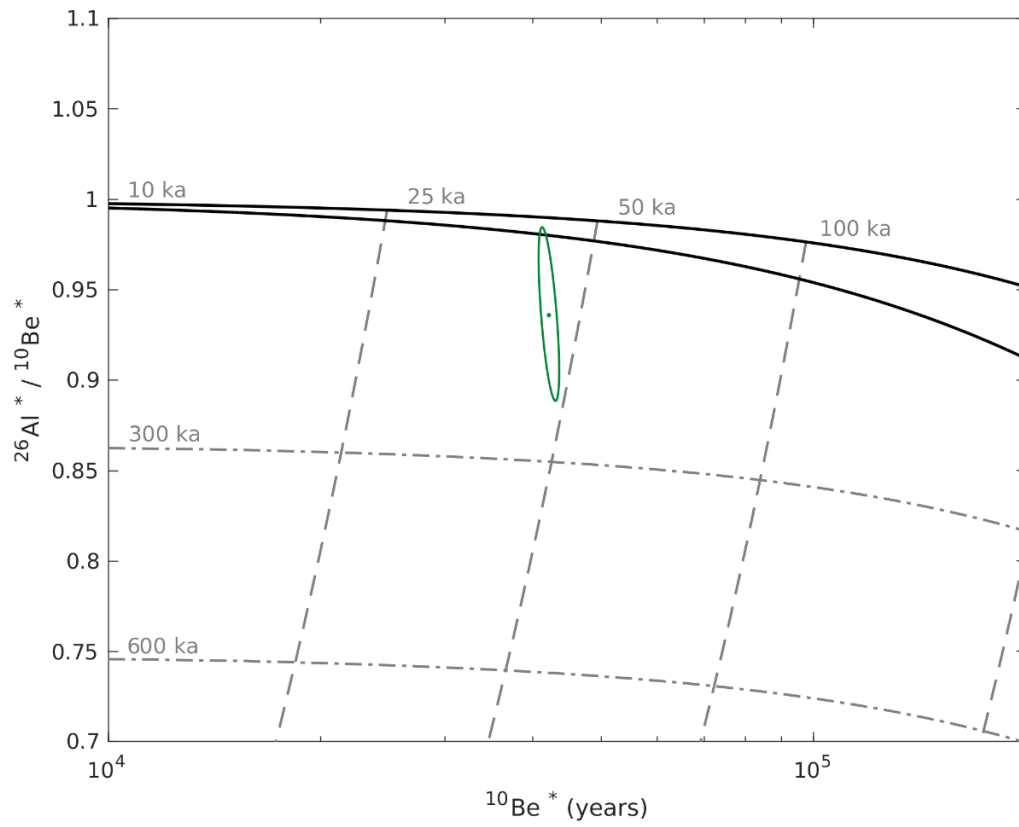




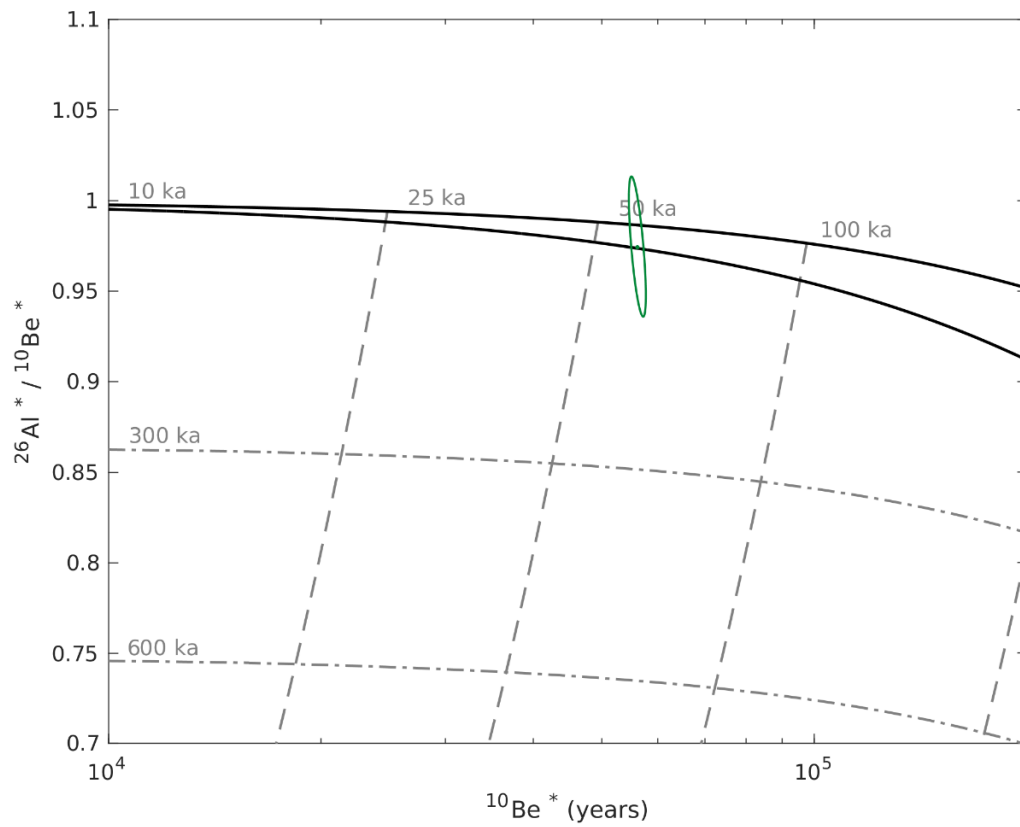
Vedlegg 2

Bananplott for hver prøvetatte flate.

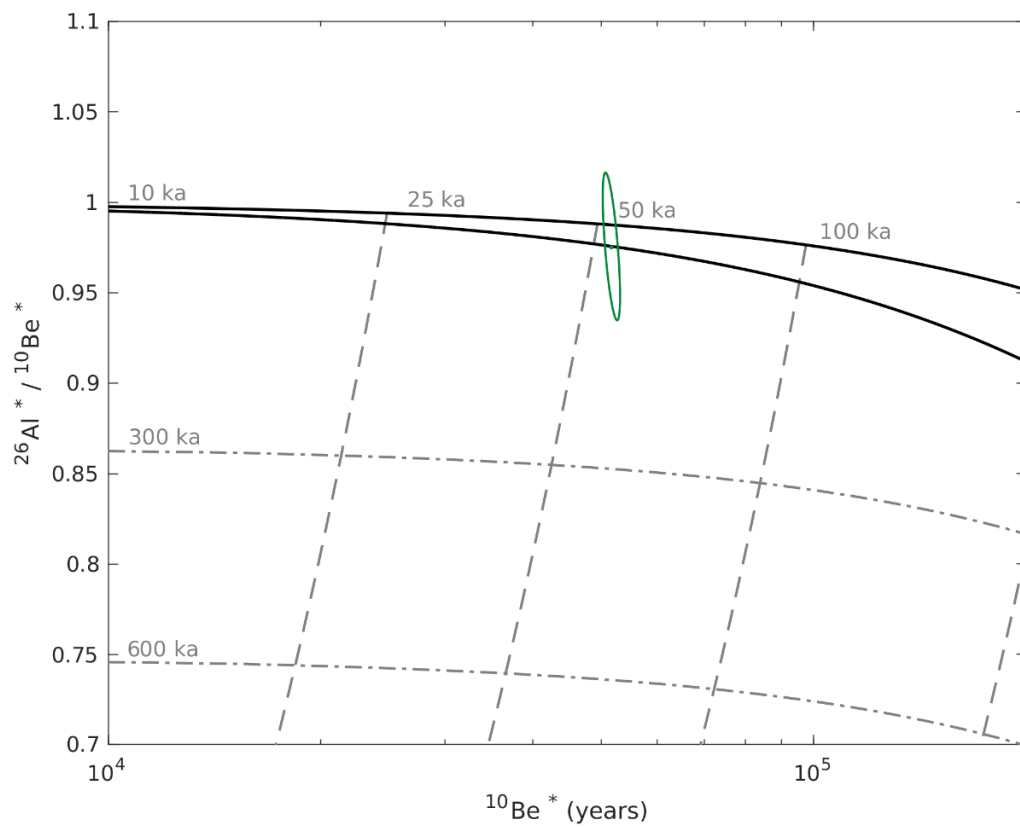
AND 1703:



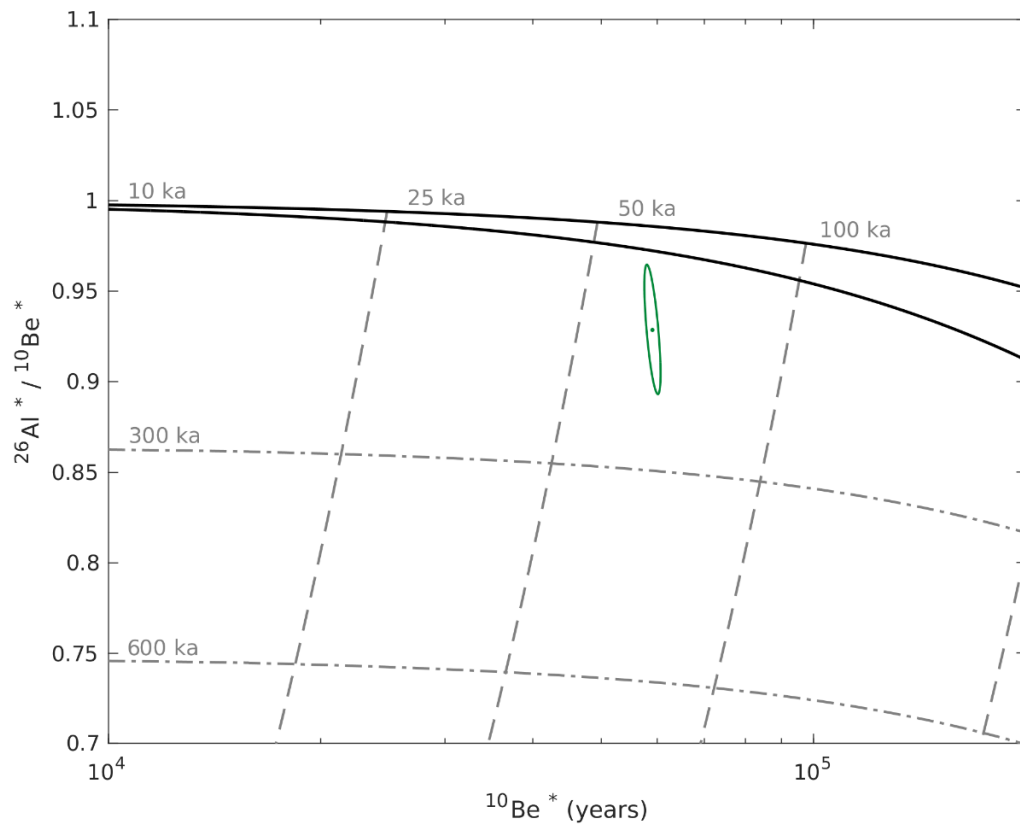
AND 1704:



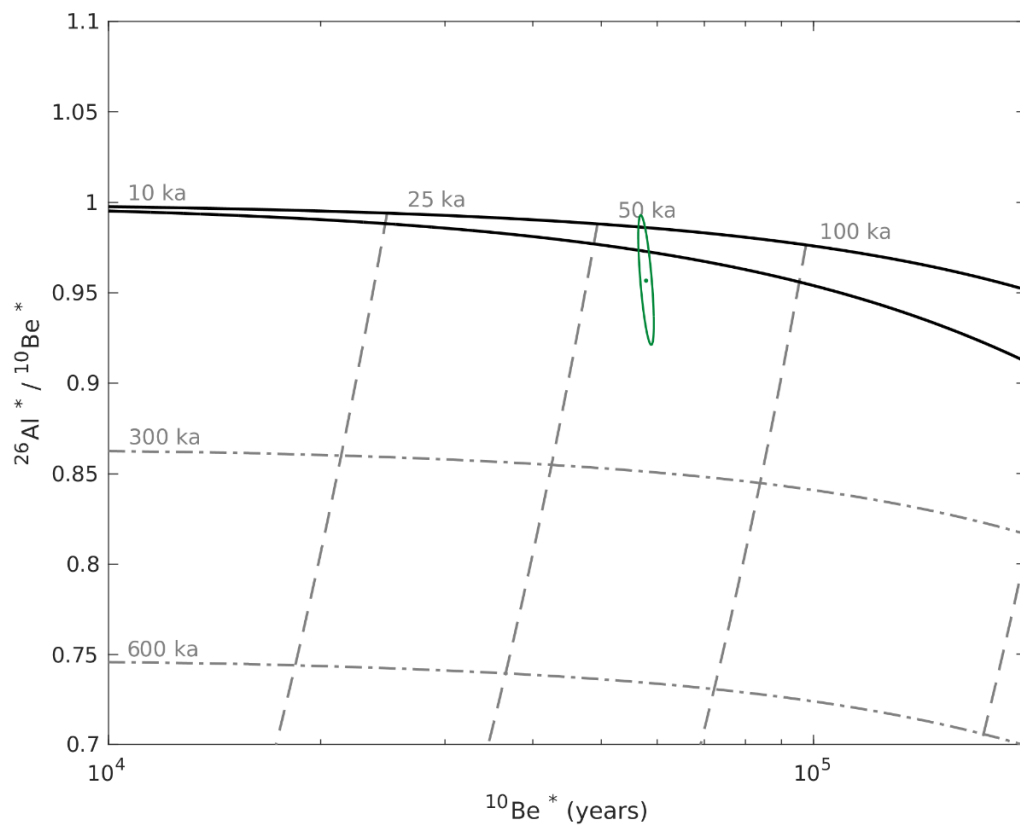
AND 1705:



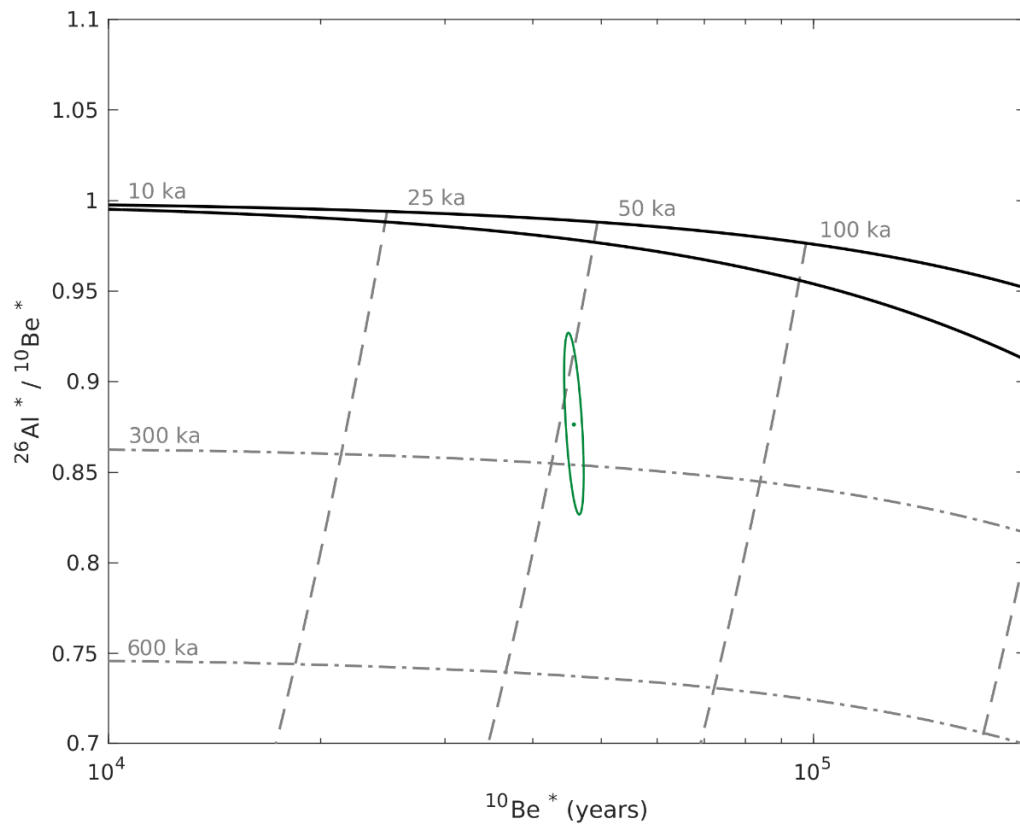
AND 1708:



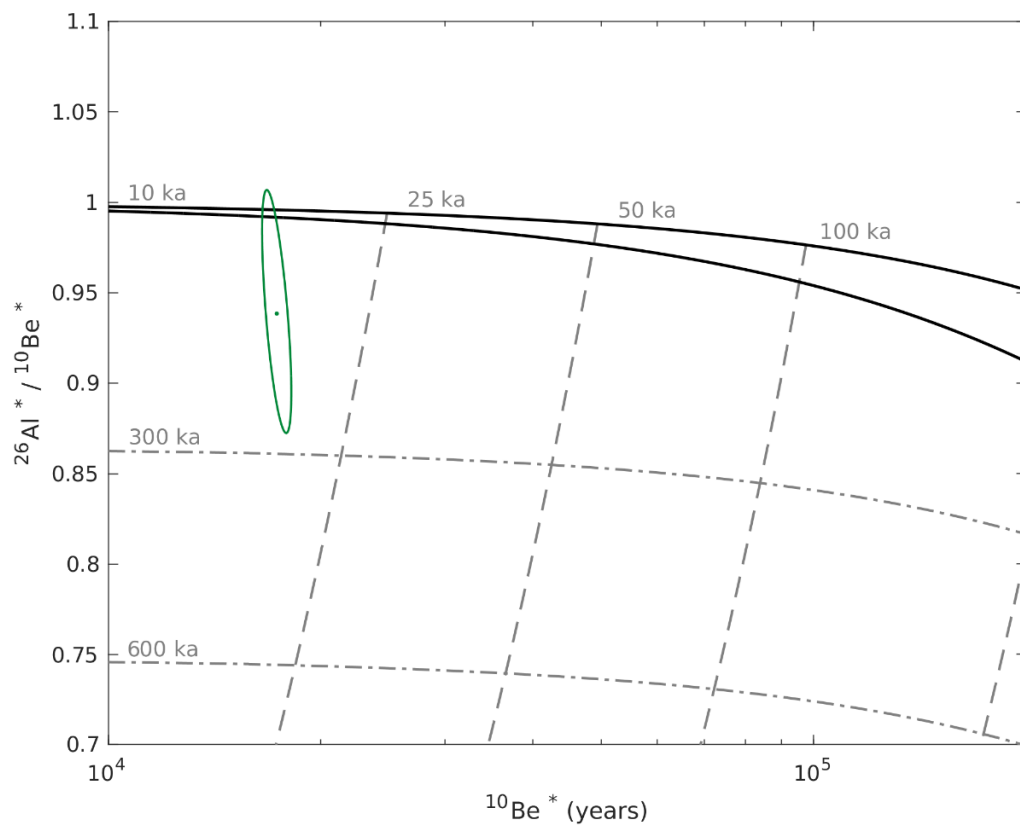
AND 1709:



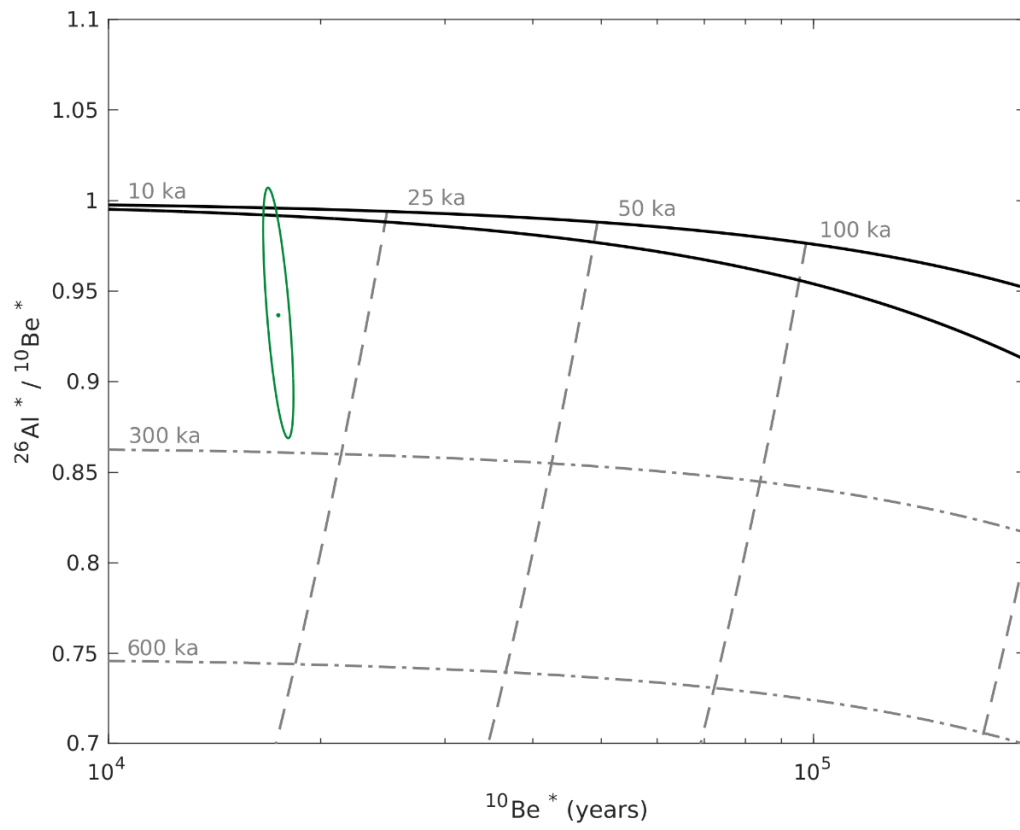
AND 1713:



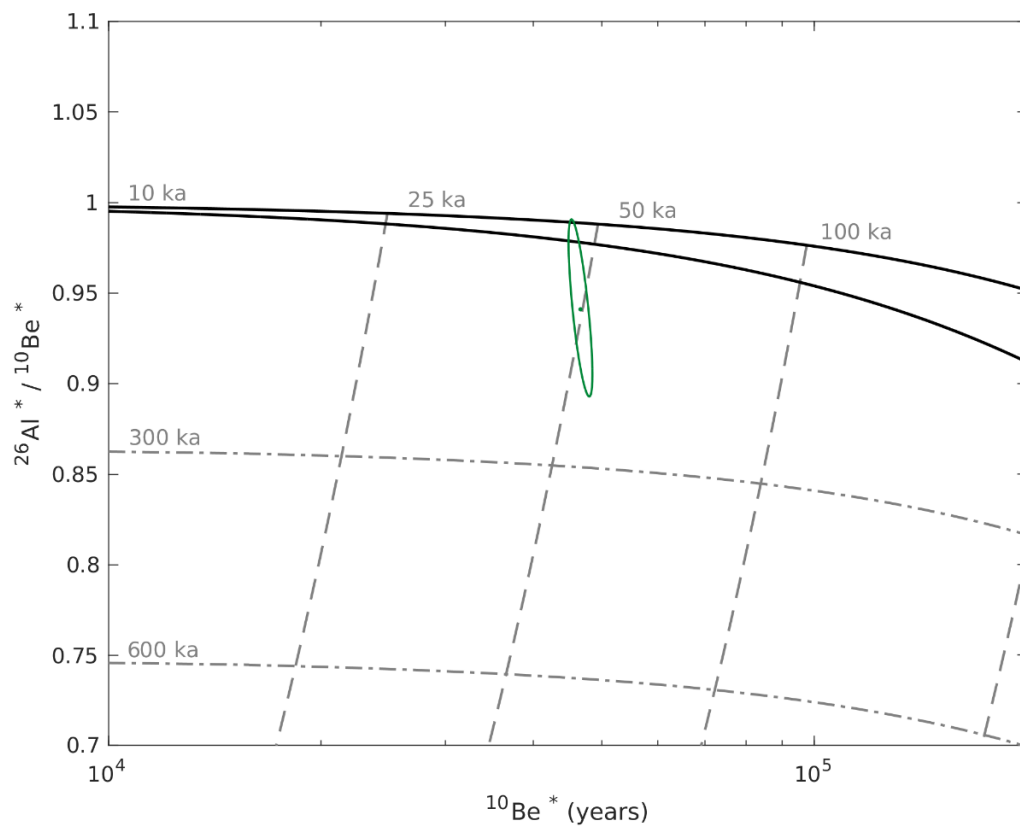
AND 1714:



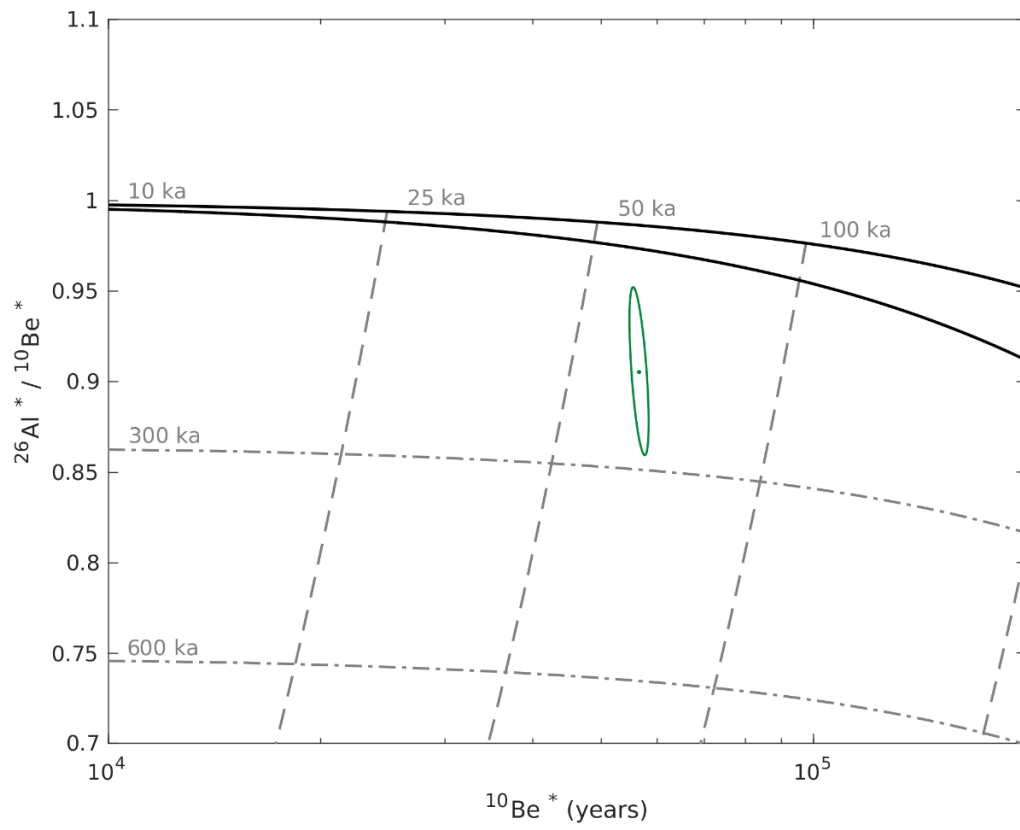
AND 1715:



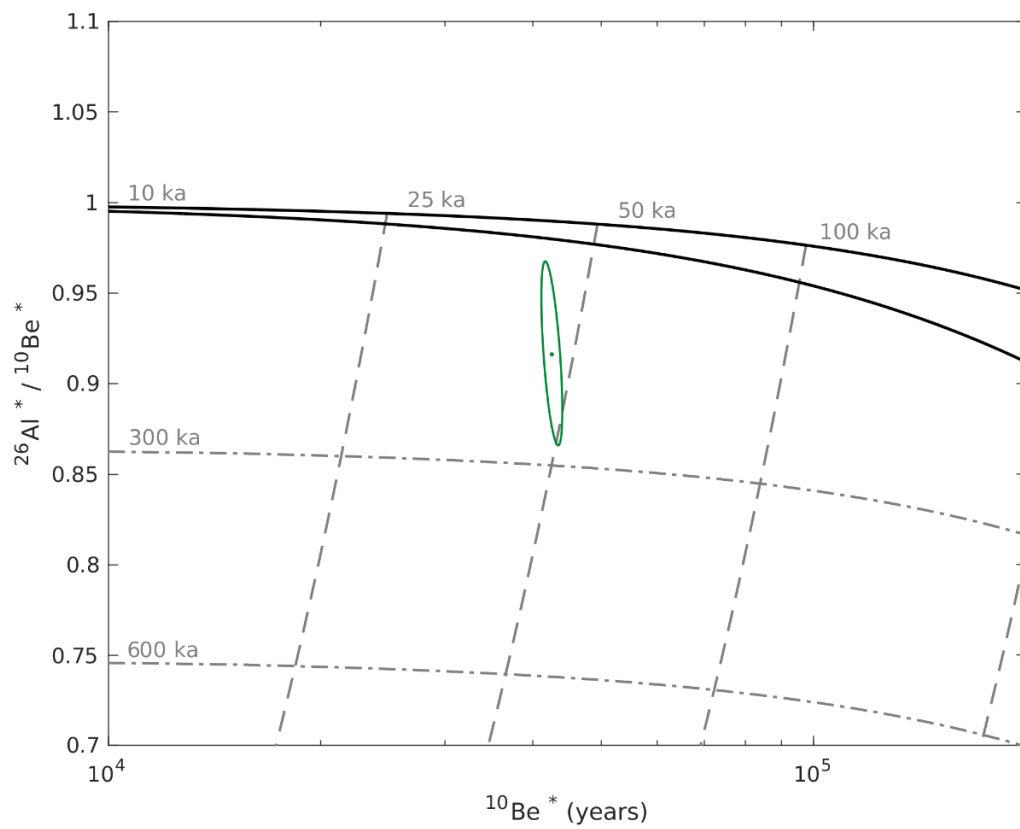
AND 1801:



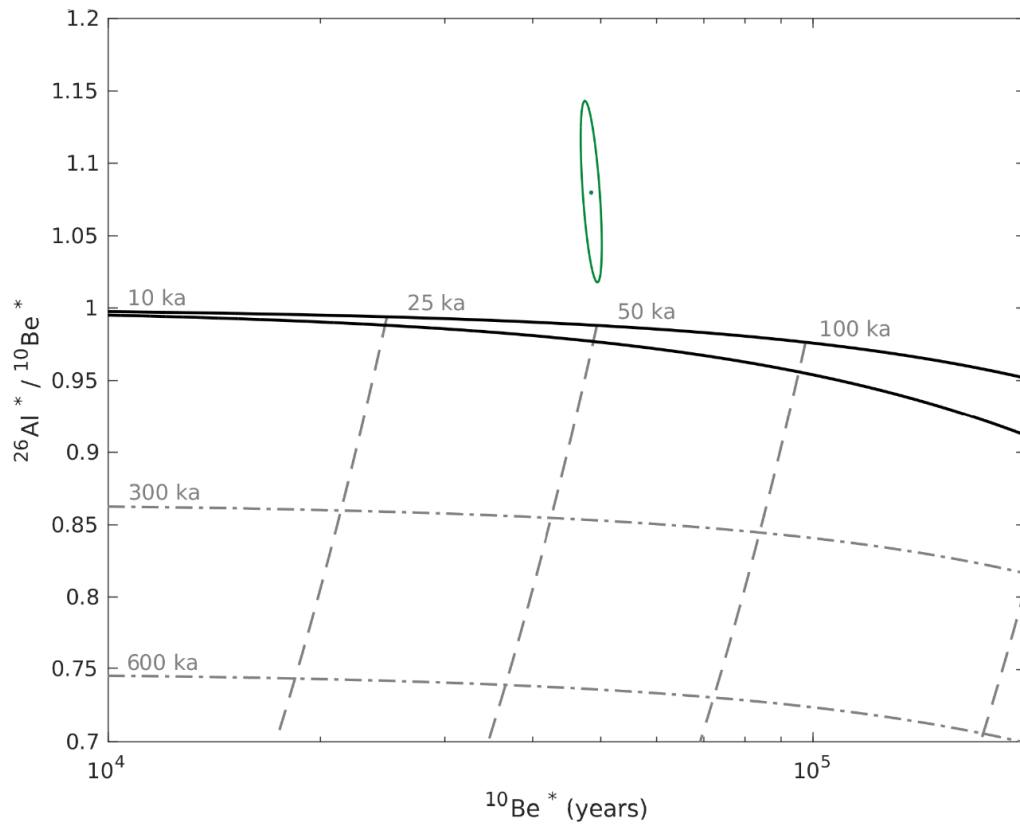
AND 1802:



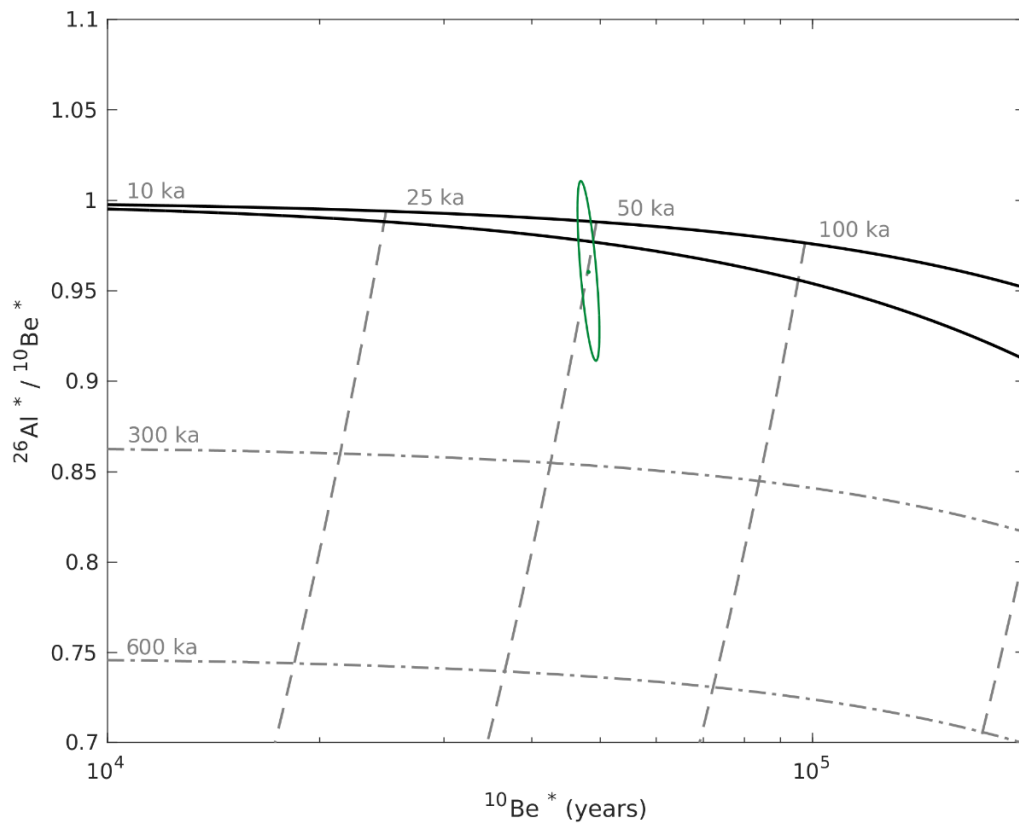
AND 1803:



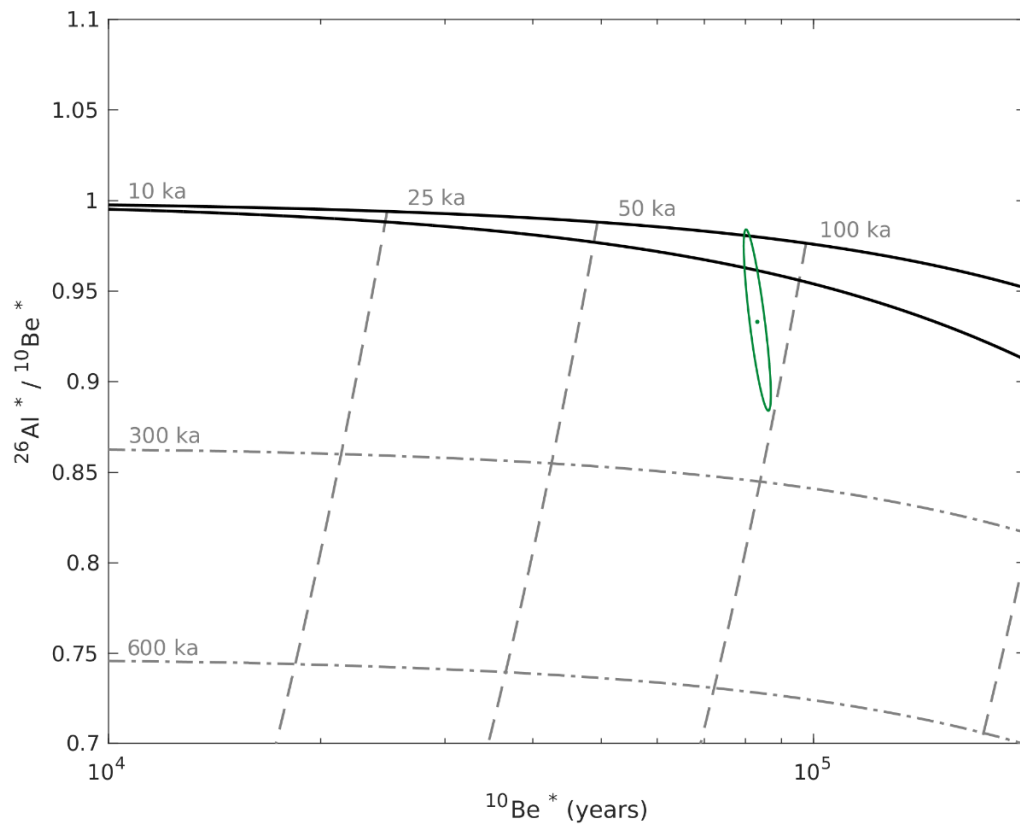
AND 1807:



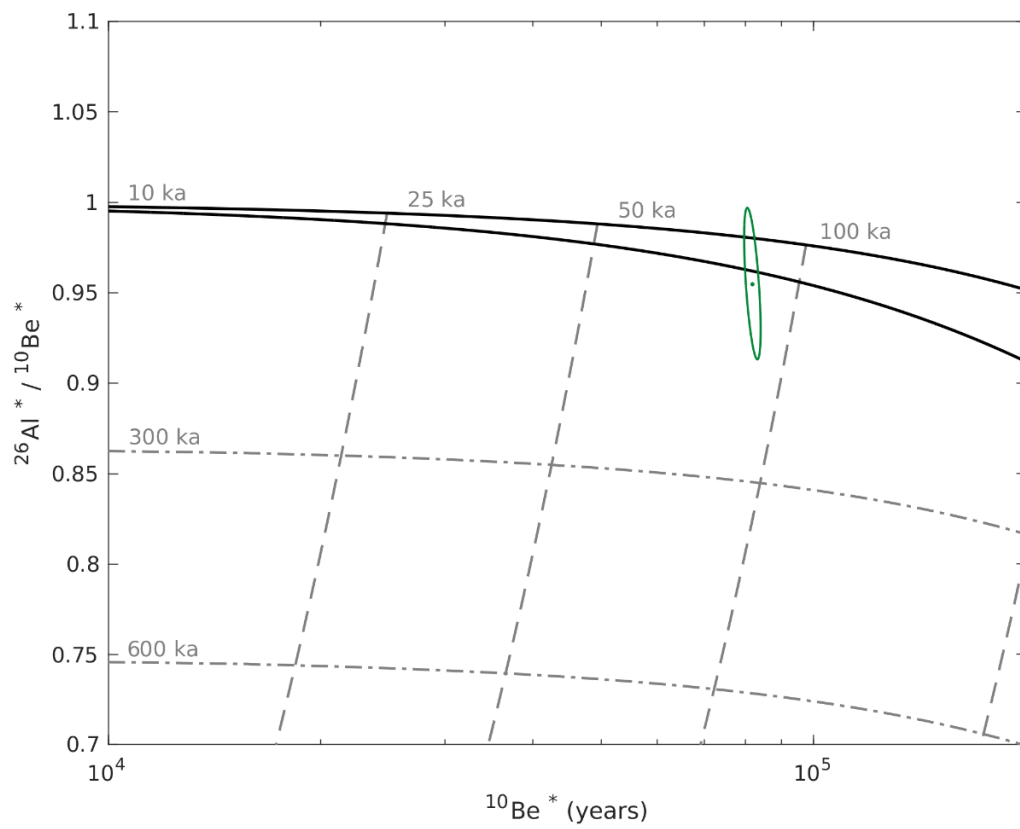
AND 1810:



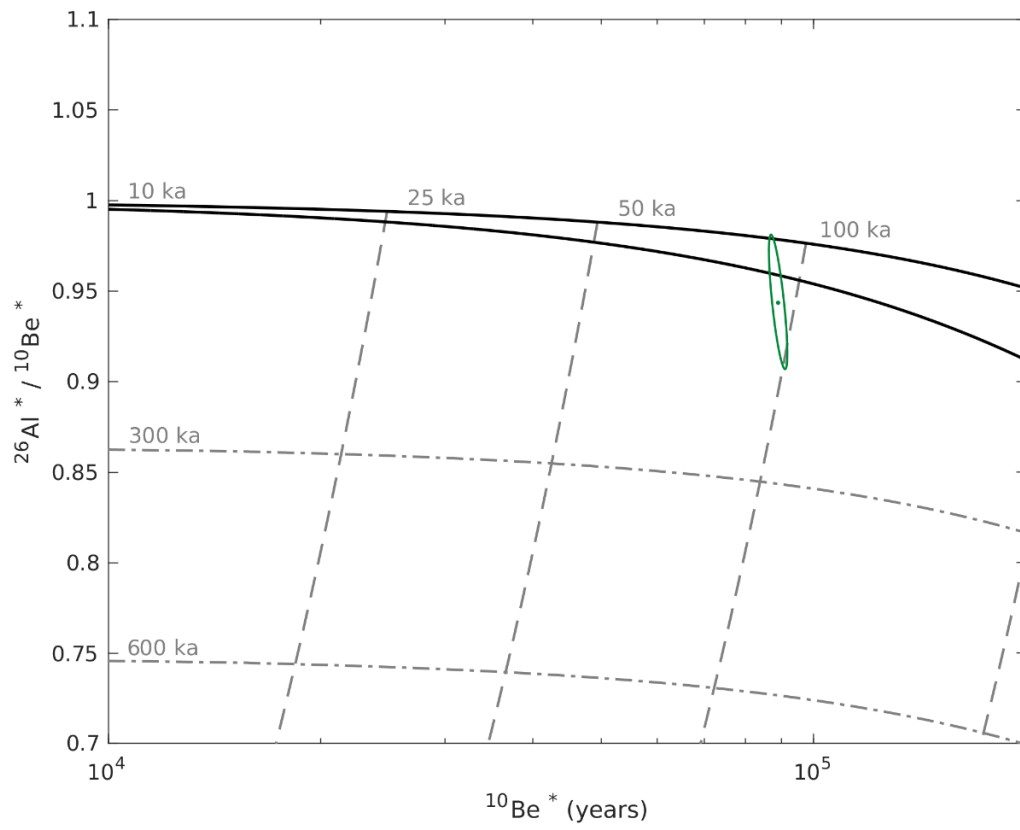
AND 1811:



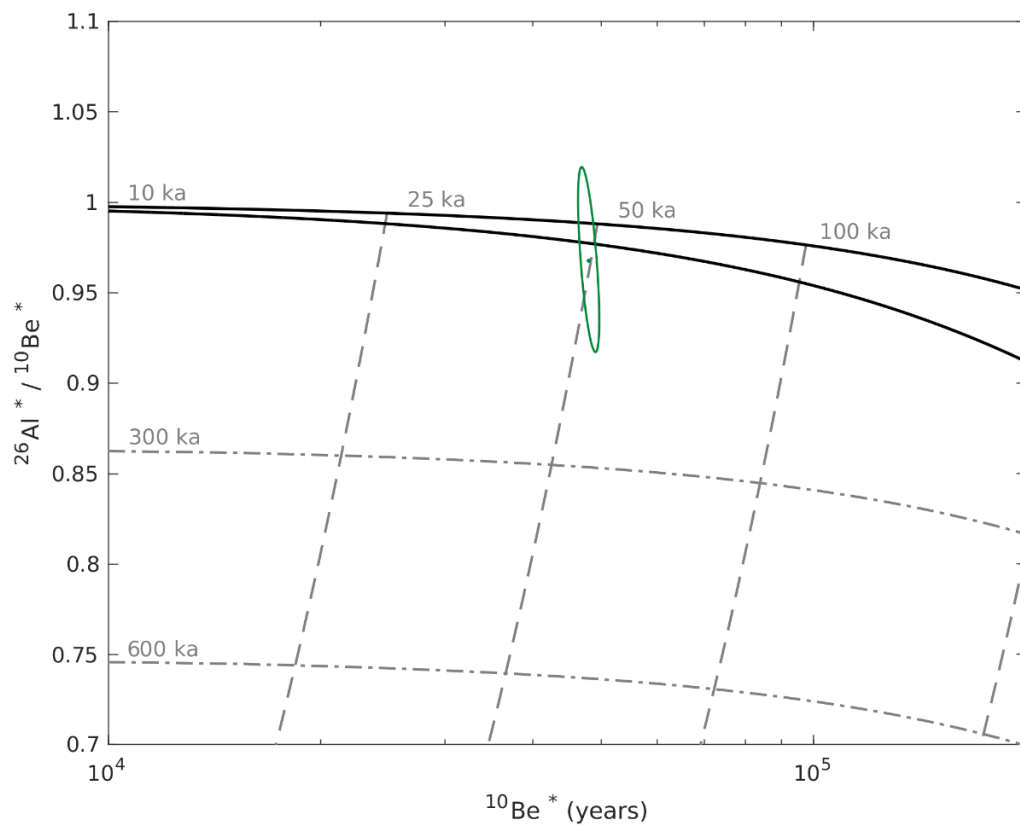
AND 1812:



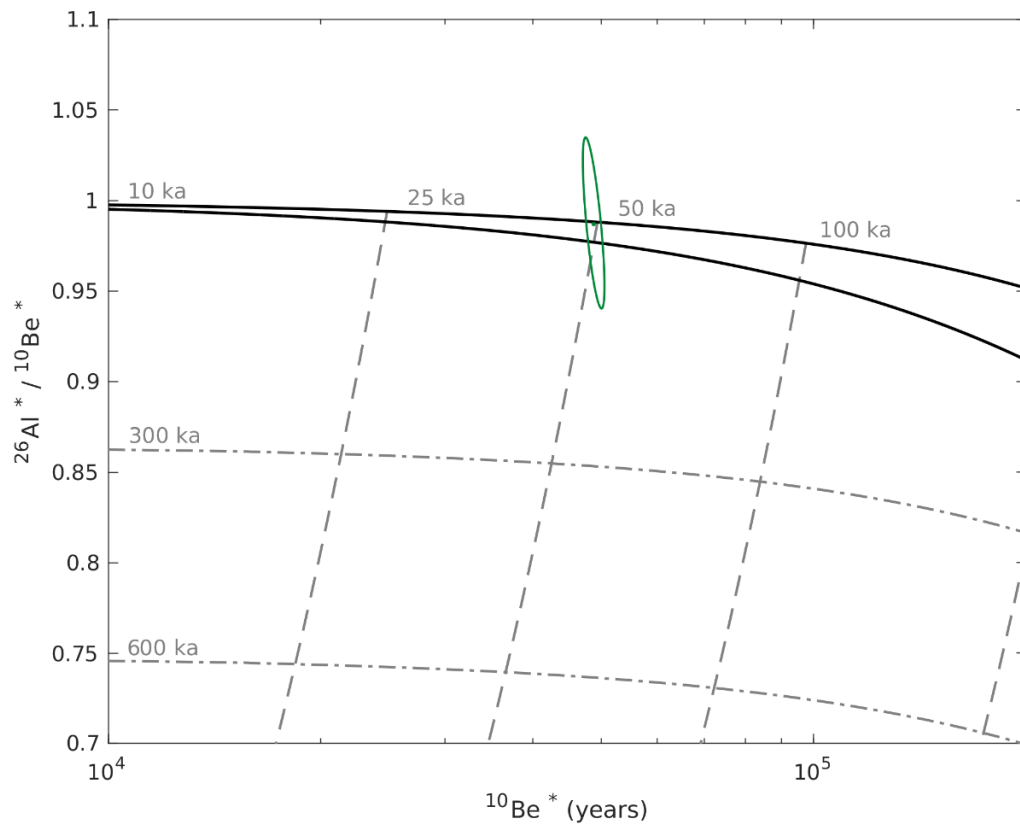
AND 1813:



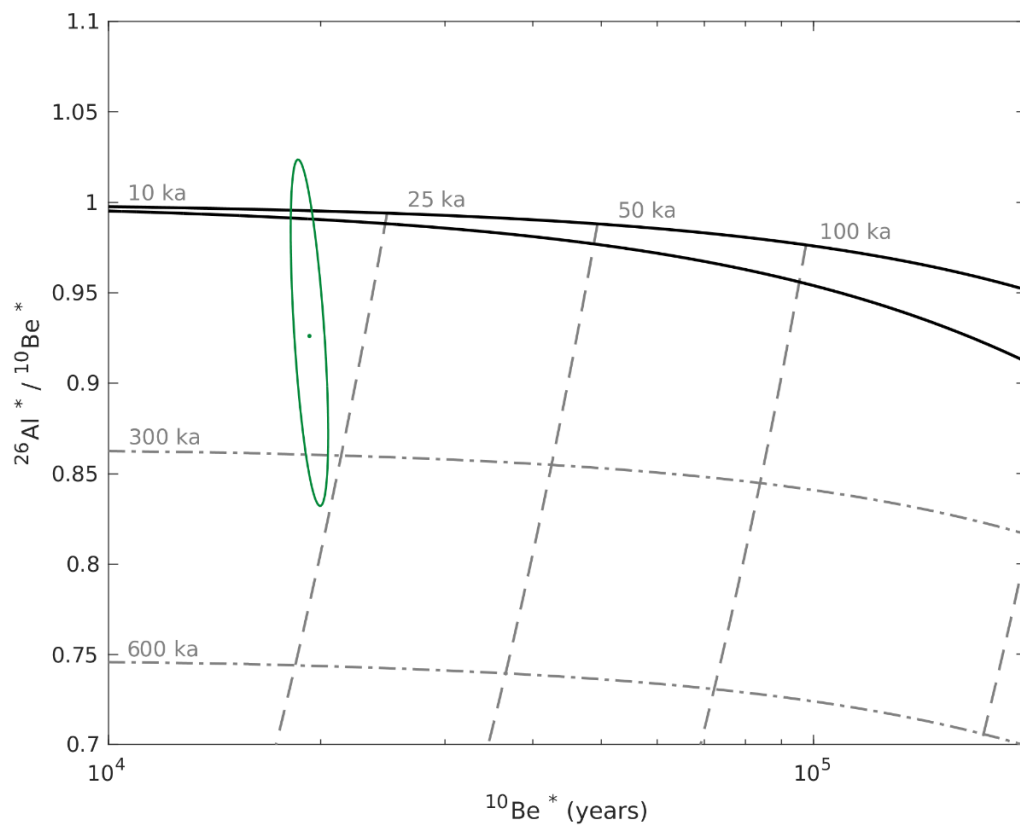
AND 1814:



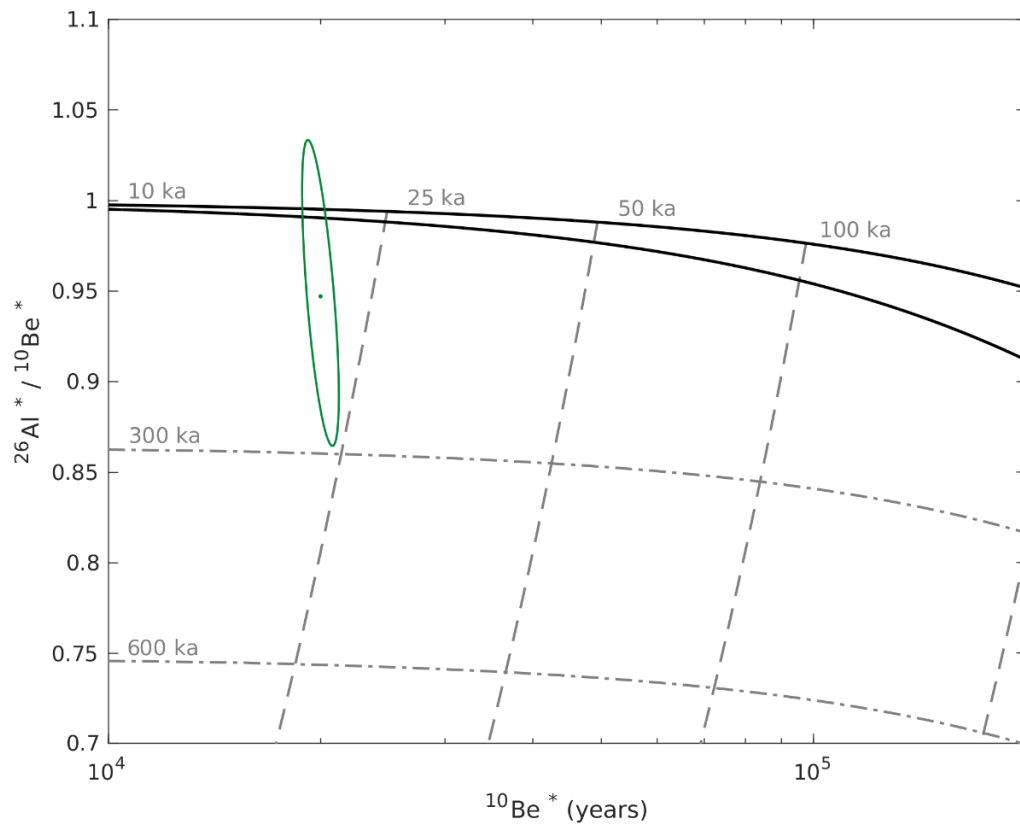
AND 1816:



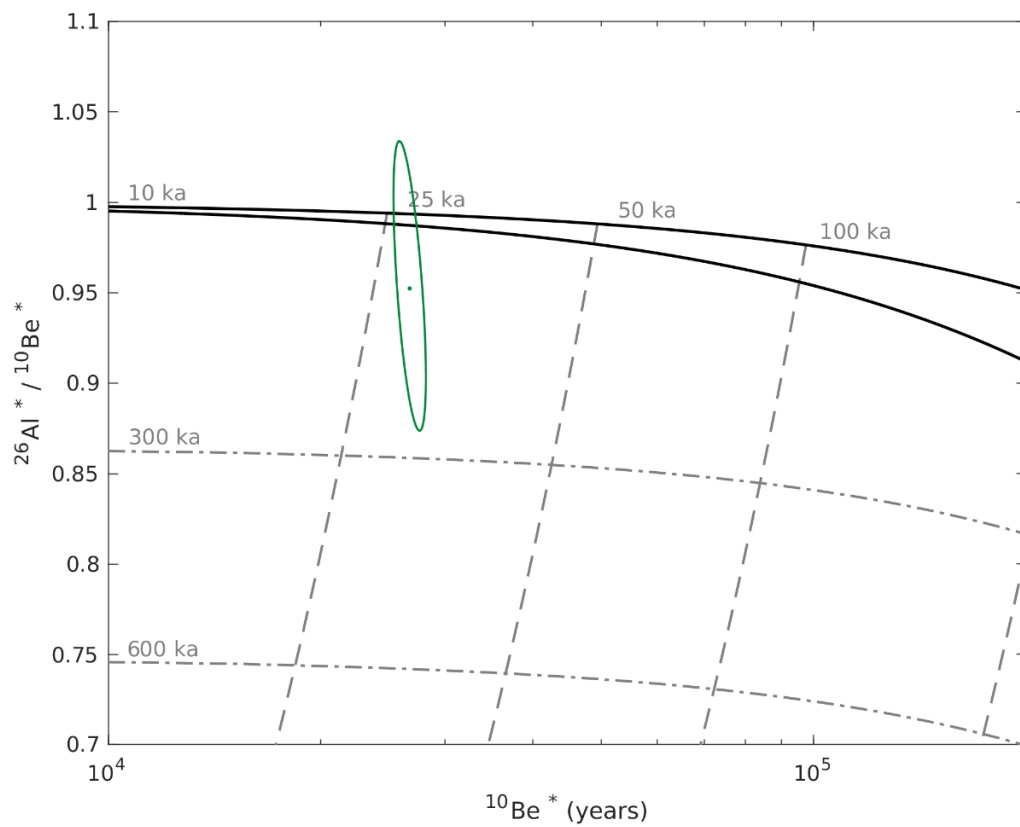
AND 1902:



AND 1903:



AND 1905:



AND 1906:

