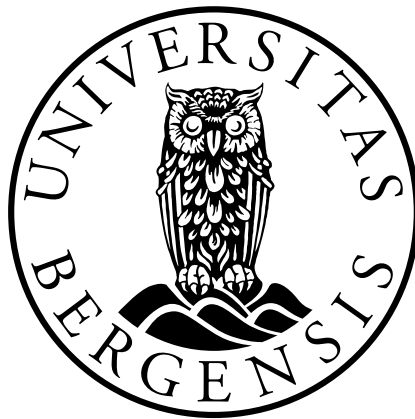


Estimering av landskapshistorie ved bruk av in situ kosmogene nuklidepar

Anvendt til kvantifisering av erosjonsrater ved Rendalssølen, indre Østlandet

Audun Mikal Risti Hitland

Masteroppgave i geovitenskap
Kvartærgeologi og paleoklima



Institutt for geovitenskap
Universitetet i Bergen

Juni 2019

Sammendrag

Midtre Sjølen (1755 m o.h., Øvre Rendalen, Hedmark) har noen av de eldste tilsynelatende ^{10}Be -eksponeringsaldrene i Norge (nær 200 ka). Disse indikerer at Rendalssjølen har vært utsatt for lav-erosive og kaldbaserte isdekker som har skjermet landskapet fremfor å erodere. Dette gir muligheten til å kvantifisere langtidserosjonsrater (subaerisk og episodisk) og landskapshistorier for Rendalssjølen med bruk av kosmogene nuklidepar. I dette arbeidet er det utviklet en ny kode som simulerer sannsynlige landskapshistorier ved bruk av *in situ* kosmogene nuklidepar. Koden inkluderer subaerisk erosjon i større grad enn en eksisterende Monte Carlo-kode laget av Margreth (2015). Den bruker dessuten rutenett søk, til forskjell fra Monte Carlo-koden. Historien til seks forskjellige prøveflater fra Rendalssjølen er simulert i den nye koden, der hovedmålet er å kvantifisere langtidserosjonsrater for fjellmassivet. Resultatene fra simuleringene tilsier isdekker ved Rendalssjølen har vært kaldbaserte siden > 1 Ma, og at isoverdekke skjer ved en $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdi $< 4,05$ ‰. Den subaeriske erosjonsraten er estimert til å være $< 1,7$ mm/ka, og har en gjennomsnittlig rate på 0,8 mm/ka. Episodisk erosjonsrate for fjellmassivet er estimert til å være mellom 0,2 og 6 mm/ka ved overdekning av kaldbasert is. Dette impliserer at Rendalssjølen har maksimal langtidserosjonsrate på $< 5,2$ m/Ma, og tyder på at landskapsutviklingen til fjellmassivet har vært stabilt mer enn 1 Ma. Videre argumenterer dette for en ikkeuniform erosjon av Sør-Norge i kvartærtid.

Forord

Jeg vil benytte denne anledningen til å takke min hovedveileder Henriette Linge (UiB). Du har inspirert og motivert meg igjennom hele masteren. Takk for eksponeringsdateringene jeg har fått bruke, og takk for den gode oppfølgingen du har gitt meg. Jeg vil også takke for all kunnskapen du har delt med meg igjennom disse to årene. Jeg vil også benytte anledningen til å gi en stor takk til Henk Keers (UiB). Du har gitt meg en fantastisk oppfølging med koding i matlab. Fra starten av skulle jeg kun bruke Monte Carlo-koden til Annina Margreth, men du mente at jeg burde klare å lage min egen. Du har gitt meg en tett oppfølging som har vært helt nødvendig med kodingen. Jeg vil også gi en stor takk til Annina Margreth (NGU). Du har tatt deg god tid til å lære meg din Monte Carlo-kode. Uten din kunnskap og hjelpsomhet hadde det vært svært vanskelig å gjennomføre dette prosjektet. Jeg vil også takke deg for at jeg har fått bruke store deler av Monte Carlo-koden din i min egen kode. Jeg vil også benytte anledningen til å takke min kusine Julie Risti Bergaas som har hjulpet meg med kartfremstilling i ArcMap.

En stor takk til mine medstudenter på midtrommet, og ikke minst Team Bergen. Dere har gjort hverdagene ved og utenom Realfagbygget mye kjekkere. I tillegg til mange flotte turer, har jeg fått flere venner jeg sannsynligvis vil ha livet ut. Jeg vil takke min familie som har støttet meg igjennom hele studieforløpet. Dere har motivert meg når jeg har trengt det. Jeg vil også gi en spesiell takk til Birgitte. Du har holdt ut med meg selv om jeg til tider har vært ganske distré.

Til slutt vil jeg takke for finansiering til preparering og analyse av prøvemateriale av likestillingsmidler (UiB) og tildelinger fra Nansenfondet (UNIFOR).

Bergen, 22.05.2019

Audun Mikal Risti Hitland

Innhold

Sammendrag	i
Forord	iii
1 Introduksjon	1
2 Bakgrunn	3
2.1 Kosmogene nuklider	3
2.2 Glasial erosjon og istidshistorie	12
2.3 Områdebeskrivelse	29
3 Data og metoder	37
3.1 Data	37
3.2 Visualisering av prøvedata - bananplott	47
3.3 Koding av Hitland-koden	53
4 Datapresentasjon	63
4.1 Hitland-koden	63
4.2 Resultater fra Rendalssølen	75
5 Diskusjon	87
5.1 Hitland-koden	87
5.2 Landskapshistorie og erosjonsrater for Rendalssølen	114

6 Konklusjon

141

Referanser

145

Vedlegg

Kapittel 1

Introduksjon

Indre Østlandet er et området man antar har vært utsatt for lite glasial erosjon under siste glasiiale maksimum, der isdekket er antatt å ha vært kaldbasert (Sollid & Sørbel, 1994). Rendalssølen er lokalisert i området som er antatt å ha vært dekket av kaldbasert is, da fjellmassivet stort sett består av blokkhav. Eksponeringsdatering med kosmogene nuklider fra fjellmassivet gir tilsynelatende ^{10}Be -eksponeringsaldre nær 200 ka (Linge et al., 2006). Dette er blant noen av de eldste tilsynelatende ^{10}Be -eksponeringsaldrene i Norge og indikerer at fjellmassivet må ha vært dekket av lav-erosiv kaldbasert is.

Bruken av kosmogene nuklider er vanligvis begrenset til å estimere varighet av eksponering/overdekning eller erosjonrater av en berggrunnsoverflate. Årsaken til begrensningene er blant annet at det finnes mange usikre faktorer som kan påvirke nuklidekonsentrasjonen. I nyere tid har Knudsen et al. (2015) og Margreth (2015) utvidet bruksområdet til kosmogene nuklider ved å lage numeriske koder som simulerer komplekse landskapshistorier med eksponerings- og isoverdekningsepisoder. Kodene anvender en Monte Carlo-simulering som bruker konsentrasjonen til nuklidepar (^{10}Be og ^{26}Al) sammen med flere ukjente parametre. Dette gir muligheten til å kvantifisere subaeriske og episodiske erosjonsrater over lange tidsrom. I tillegg kan koden kvantifisere totale komplekse historier, samt antall isoverdekninger og $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdier for når landoverflaten var isoverdekket.

Dette arbeidet har som formål å videreutvikle Annina Margreths Monte Carlo-kode (Margreth, 2015), heretter kalt Margreth-koden, til å simulere komplekse landskapshistorier for Rendalssølen. Koden vil bli anvendt til kvantifisering av episodiske og subaeriske erosjonsrater. Dette er viktig ettersom landoverflatens erosjonshistorie kan brukes til kvantifisering av sedimentfluks, relieffutvikling og isostatisk heving i kvartærtid. Den nye koden vil også gi nyttig informasjon om glasiasjonshistorien til området. Dette er interessant med hensyn til at dette er første gangen et slikt arbeid blir gjennomført for indre Østlandet. Koden vil gi informasjon om hvordan landskapshistorien og erosjonsratene har vært i et lengre perspektiv enn hva andre metoder kan. Dette gir indikasjoner på hvordan landskapsutviklingen ved Rendalssølen spesielt, og indre Østlandet generelt har vært gjennom flere faser med isoverdekning. Arbeidet vil kunne svekke eller styrke tidelige antagelser for hvordan is-dynamikken har vært ved Sør-Norge i kvartærtid.

Følgende problemstillinger er definert for arbeidet:

- Hvordan vil resultatene fra den nye koden bli påvirket av at subaerisk erosjon blir inkludert i erosjonsdybde? Vil en reduksjon av simulerte χ^2 -verdier kunne minimere godkjente intervaller til resultatene fra koden?
- Hvilke erosjonsrater gir koden for Rendalssølen?
- Hvor lenge, og for hvilke $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdier, har kaldbaserte isdekker dominert ved Rendalssølen?
- Hva kan simulerte resultater fortelle om erosjonen i kvartær?

For å svare på problemstillingene er dette arbeidet delt opp i seks kapitler: 1 Introduksjon, 2 Bakgrunn, 3 Data og metoder, 4 Datapresentasjon, 5 Diskusjon og 6 Konklusjon. I kapittel 3 blir den nye koden presentert og vil heretter bli omtalt som Hitland-koden. Kapittel 4 og 5 er delt opp i to deler. Den første delen vil gi resultater og diskusjon av Hitland-koden mot Margreth-koden. Den andre delen bruker Hitland-koden til å simulere landskapshistorier for Rendalssølen.

Kapittel 2

Bakgrunn

Kapittelets formål er å presentere relevante faglige tema og ligninger for kvantifisering av erosjonsrater, samt en gjennomgang av de geografiske, geologiske og klimatiske forholdene ved Rendalssølen.

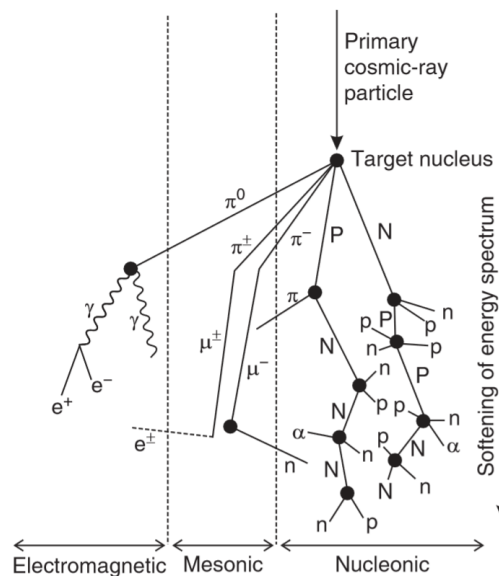
2.1 Kosmogene nuklider

2.1.1 Dannelse av kosmogene nuklider

Jordens atmosfære blir hele tiden bombardert med kosmisk primærpartikkelstråling. Dette skjer fra alle vinkler, og partiklene har svært høy energi. Sammensetningen av strålingen er protoner (85%), alfa-partikler (12%) og en mindre andel tyngre grunnstoff og elektroner (3%) (Dunai, 2010). Primærpartikkelstrålingen kommer fra solen (solar) og galaksen, spesielt når stjerner eksploderer (supernova). Energien til partikkelstrålingen varierer fra 10^6 til 10^{20} eV, der den solare strålingen ($< 10^9$ eV) betegnes som forholdsvis lav-energetisk i forhold til galaktisk stråling, som dominerer (Dunai, 2010). Fluksen av den kosmiske partikkelstrålingen i atmosfæren, er styrt av flere faktorer. Når ladde partikler fra galaksen nærmer seg jordens magnetfelt, blir de bøyd av ved magnetfeltet. Styrken til magnetfeltet avtar mot de magnetiske polene. Resultatet er at ved lavere breddegrader må kosmisk stråling ha høyere energi for å komme inn i atmosfæren. Derfor vil intensiteten til den kos-

miske primærstrålingen være større ved høyere breddegrader (Ivy-Ochs & Kober, 2008). En annen faktor som påvirker fluksen, er solaktivitet. Når solaktiviteten er høy, vil solens magnetfelt skjerme jorden for lav-energisik stråling fra galaksen, og fluksen blir mindre (Ivy-Ochs & Kober, 2008).

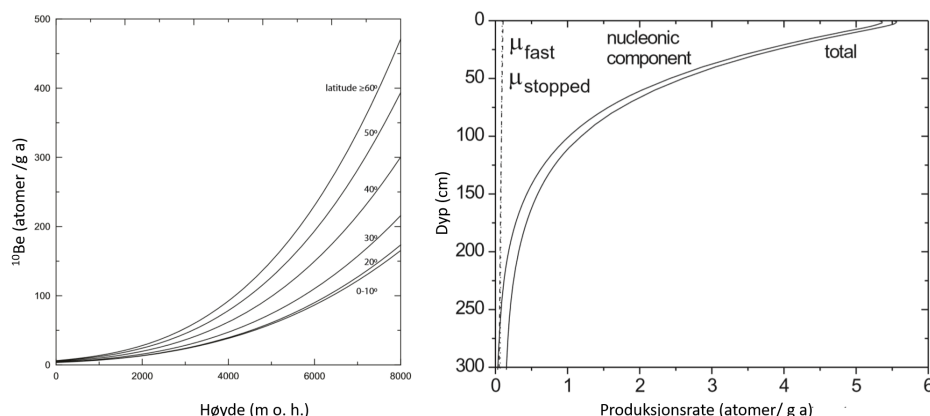
Primærpartiklene med høy nok energi til å komme inn i atmosfæren vil kollidere med molekyler og partikler. Nukleoner (protoner og nøytroner) slås løs, og lettere nuklider dannes. Partiklene som blir slått løs, vil bevege seg videre nedover i atmosfæren med litt lavere energi og kalles sekundærstråling (Ivy-Ochs & Kober, 2008). Denne prosessen danner en skur av partikler i atmosfæren, der de kosmiske sekundærpartiklene spres ut i alle retninger (Dunai, 2010) (figur 2.1). Det blir dannet mange forskjellige sekundærpartikler, der noen er svært ustabile. Mesoner er et eksempel på slike partikler som går fort over til mindre ustabile elektroner, nukloner, myoner og gammastråling (Eidelman et al., 2004). Sekundærstrålingen vil fortsetter så lenge energien er høy nok til å reagere med molekyler og partikler i atmosfæren.



Figur 2.1: Sekundær kosmisk partikkelstråling i atmosfæren: n = nøytron, p = proton (hovedbokstaver for partikler som bærer skur), α = alfapartikkel, e^\pm = elektron eller positron, π = pion, γ = gammastråling, μ = myon (Dunai, 2010).

Primærpartiklene med høy nok energi vil kunne nå jordens overflate med sine sekundærpartikler (Gosse & Phillips, 2001). Når partiklene kolliderer med de øverste meterne av jordoverflaten, vil stabile kosmogene nuklider som ^3He , ^{21}Ne , ^{22}Ne og ustabile som ^{26}Al , ^{10}Be og ^{36}Cl bli dannet (Ivy-Ochs & Kober, 2008). Prosessene som danner de kosmogene nuklidene, er beskrevet av Dunai (2010): (1) spallasjon, energirike nøytroner (sjeldent protoner) river av protoner og nøytroner fra et atom og etterlater en lettere nuklide, (2) termal, lav-energiske nøytroner blir absorbert i et atom og tilfører masse, (3) myonproduksjon, negative og hurtige myon blir fanget/absorbert i elektronskallet til et atom.

Kvarts (SiO_2) er et av de vanligste mineralene på jorden. Mineralet er resistent mot kjemisk forvitring, noe som gir gode forutsetninger for oppsamling av kosmogene nuklider. ^{14}C , ^{26}Al og ^{10}Be er tre ustabile kosmogene nuklider som dannes i kvarts ved spallasjon og myonproduksjon (Ivy-Ochs & Kober, 2008). Den spallogene produksjonen dominerer i de øverste 2,5-3 meterne av berggrunnen (Dunai, 2010) (figur 2.2). Deretter tar myonproduksjonen over og dominerer produksjonen av kosmogene nuklider (Heisinger et al., 2002a). ^{26}Al produseres når kosmisk partikkelstråling treffer Si og/eller ^{27}Al , mens ^{10}Be produseres ved spallasjon i O-atomer (Dunai, 2010). Fluksen av kosmisk stråling varierer med breddegrad, noe som gjenspeiles i produksjonsraten av kosmogene nuklider i berggrunnen. Produksjonsraten følger fluksen, der den vil øke med høyde og mot polene (figur 2.2).



Figur 2.2: (A) endring i ^{10}Be -produksjonsrate ved høyde (m o.h.) og breddegrad i kvarts. (B) endring i produksjonsrate med dyp i en bergart. Videre fremviser (B) produksjonsraten av prosessene som danner ^{10}Be ved dyp. Modifisert fra Ivy-Ochs & Kober (2008).

2.1.2 Eksponeringsdatering med kosmogene nuklider

Kosmisk partikkelstråling kolliderer med jordens overflate og danner *in situ* kosmogene nuklider i de øverste meterne av overflaten. Eksponeringsdatering tar utgangspunkt i at de kosmogene nuklidene produseres kontinuerlig med en fast rate, at de desintegrerer med en kjent halveringstid og at mineralet har forblitt et lukket system (Ivy-Ochs & Kober, 2008). Det er da mulig å bruke konsentrasjonen av kosmogene nuklider til å estimere hvor lenge en flate har vært eksponert for kosmisk partikkelstråling. Kosmogene nuklider dannes i forskjellige mineraler. For eksponeringsdatering av en bergrunnsflate kan de ustabile nuklidene ^{10}Be , ^{14}C og ^{26}Al benyttes fra kvarts. For mineraler som olivin og granat kan man anvende de stabile nuklidene ^3He og ^{21}Ne . I tillegg kan ^{36}Cl brukes til å datere karbonater og bulkprøver (Dunai, 2010). Eksponeringsdaterings rekkevidden kommer an på nukliden som blir brukt. Ustabil nuklide vil oppnå balansen mellom nuklideproduksjon og radioaktivnedbrytning (likevekt) etter eksponering i 3-4 halveringstider (Dunai, 2010).

Metoden er tidskrevende, kostbar og bruker AMS analyser som gir nuklide verdier med en analytisk usikkerhet på 1σ (Linge et al., 2006). Det er mange feilkilder som kan resultere i over- eller underestimering av en flates alder (Ivy-Ochs & Kober, 2008). Feilkilder til overestimering av alder er: (1) berggrunnsflaten inneholder tidligere produserte nuklider (arv) og (2) den antatte produksjonsraten av kosmogene nuklider er lavere enn den reelle produksjonsraten. Feilkilder for underestimering av alder kan være (1) skjerming av is, snø eller sedimenter som resulterer i redusert produksjon av kosmogene nuklider, (2) erosjon og forvitring som resulterer i tap av kosmogene nuklider og (3) postglasial landheving vil føre til lavere alder hvis ikke dette blir korrigert for. Metoden er på tross av sine feilkilder en viktig dateringsmetode for landskapsutvikling i kvartærtid (Ivy-Ochs & Kober, 2008). Den kan gi alder på flater og flyttblokker, som da kan si noe om tiden til deglasiasjon i et området. Metoden kan også brukes til å estimere erosjonsrater eller hvor lenge en flate har vært begravet.

2.1.3 Ligninger for nuklideproduksjon

I dette delkapittelet presenteres ligninger som beskriver nuklideproduksjon. Det blir spesielt vektlagt hvilken effekt overdekning vil ha for nuklideproduksjonen. Ligningene blir brukt i det neste kapittelet for å analysere prøvedata fra studieområdet.

Prøvedata for dette arbeidet inkluderer de ustabile nuklidene ^{26}Al og ^{10}Be . Nuklidene har forskjellig produksjonsrater og desintegrasjonskonstanter. Desintegrasjonskonstanten defineres ved (Dunai, 2010):

$$t_{1/2} = \ln 2/\lambda, \quad (2.1)$$

der $t_{1/2}$ er den konstante halveringstiden til ^{26}Al og ^{10}Be i år. $\ln 2$ definerer halve livstiden, mens λ ($1/a$) er desintegrasjonskonstanten. Ved å sette desintegrasjonskonstanten λ alene blir ligningen:

$$\lambda = \ln 2/t_{1/2}, \quad (2.2)$$

der λ er definert som en konstant for hver av de to nuklidene.

Det neste steget er å definere produksjonen av kosmogene nuklider i berggrunnen. Ligningen er gitt ved (Lal, 1991):

$$N(t) = \frac{P_{sp}}{\lambda}(1 - e^{-\lambda t}), \quad (2.3)$$

der de kosmogene nuklidene ^{26}Al og ^{10}Be er ustabile og reduksjon skjer med desintegrasjon. $N(t)$ (atomer/g) står for konsentrasjon i berggrunnen ved slutten av en isfri periode, der t står for tid i år (a). P_{sp} (atomer/g a) er den spallogene produksjonsraten til de to nuklidene med et forholdstall på 6.75 mellom $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ (Balco et al., 2008; Nishiizumi et al., 2007).

De kosmogene nuklidene ^{26}Al og ^{10}Be blir ikke bare dannet ved prosessen spallasjon (ligning 2.3). Hurtig og negativ myonproduksjon står for noen få prosent av nuklideproduk-

sjonen og må inkluderes i ligning 2.3

$$N(t) = \frac{P_{sp}}{\lambda}(1 - e^{-\lambda t}) + \frac{P_{\mu^-}}{\lambda}(1 - e^{-\lambda t}) + \frac{P_{\mu^+}}{\lambda}(1 - e^{-\lambda t}) \quad (2.4)$$

I ligning 2.4 er alle produksjonsmåtene inkludert. De siste to leddene i ligning 2.4 inkluderer produksjon av nuklidene ^{26}Al og ^{10}Be ved hurtig og negativ myonproduksjon. P_{μ^-} er negativ myonproduksjonsrate av kosmogene nuklider, og P_{μ^+} står for hurtig myonproduksjonsrate.

Dersom berggrunnen inneholder konsentrasjon av nuklider fra tidligere eksponeringsintervaller kaller man dette arv. Dette kan skyldes at nuklidene ikke fjernes fullstendig gjennom forvitring og erosjon av berggrunnen, og desintegrasjon. Arv inkluderes i den tidligere ligning 2.4:

$$N(t) = N_{arv}e^{-\lambda t} + \frac{P_{sp}}{\lambda}(1 - e^{-\lambda t}) + \frac{P_{\mu^-}}{\lambda}(1 - e^{-\lambda t}) + \frac{P_{\mu^+}}{\lambda}(1 - e^{-\lambda t}) \quad (2.5)$$

Det første leddet i ligning 2.5 beskriver desintegrasjon av arv, N_{arv} (atomer/g).

Berggrunnsoverflaten utsettes for erosjon, og dette må inkluderes i produksjonen av kosmogene nuklider, ettersom det øvre laget av berggrunnsoverflaten vil fjernes med tiden. Erosjon vil derfor øke mengden nuklider som fjernes fra berggrunnsoverflaten, og dette inkluderes i en ny ligning der desintegrasjonskonstantene defineres på nytt (Margreth et al., 2016):

$$\lambda'_i = \lambda + \frac{\varepsilon \rho_r}{\Lambda_i} \quad (2.6)$$

λ'_i tilsvarende desintegrasjonskonstanten med hensyn til erosjon. Konstanten vil være forskjellig for spallogen, hurtig myonproduksjon og negativ myonproduksjon. Årsaken til dette er at produksjonsmåtene har forskjellig demping/svekkelse av den kosmiske partikkelstrålingens intensitet mot dyp i materialet, og omtales heretter som demplingslengde, Λ_i

(g/cm²). Dempingslengde er ikke konstant, men en funksjon av geomagnetisk breddegrad og høyde (Dunai, 2010). Imidlertid kan dempingslengde ansees som en konstant for hver produksjonsmåte innenfor et geografisk område. ρ_r (g/cm³) er massetettheten til bergarten berggrunnen består av, og ε (cm/a) står for erosjonsrate. Den eneste variabelen for et avgrenset område er erosjon, og denne kontrollerer derfor den effektive desintegrasjonskonstanten (Nishiizumi et al., 1991).

Deretter kan λ'_i inkluderes i ligning 2.5:

$$N(t) = N_{arv}e^{-\lambda'_{sp}t} + \frac{P_{sp}}{\lambda'_{sp}}(1 - e^{-\lambda'_{sp}t}) + \frac{P_{\mu-}}{\lambda'_{\mu-}}(1 - e^{-\lambda'_{\mu-}t}) + \frac{P_{\mu f}}{\lambda'_{\mu f}}(1 - e^{-\lambda'_{\mu f}t}) \quad (2.7)$$

Ligning 2.7 beskriver konsentrasjonen av kosmogene nuklider i berggrunn etter en eksponeringsepisode (isfritt). Det er tatt hensyn til myonproduksjon, arv og erosjon.

En ligning som beskriver konsentrasjonen i berggrunnen etter en episode med overdekning må også defineres. Under tempererte subglasiale forhold vil et isdekke erodere underlaget. Imidlertid kan et isdekke også være kaldbasert i bresålen. Da vil isdekket være fastfrosset, og iserosjonen på underlaget er tilnærmet null. I studieområdet er det antatt at de siste isdekkene har vært kaldbaserte. Linge et al. (2006) utførte eksponeringsdatering med kosmogene nuklider i studieområdet, der enkelte prøver ga noen av de tilsynelatende eldste ¹⁰Be-eksponeringsaldrene i Norge (nær 200 ka). Dette vil kun være mulig om de siste isdekkene var kaldbaserte. Fredin (2002) har kartlagt flere morenerygger i sentrale deler av fjellkjeden i Skandinavia. Moreneryggene er antatt å være avsatt før den siste store glasiasjonen i Skandinavia, hvor av en av moreneryggene ligger ved studieområdet. Goehring et al. (2008) viser eksponeringsaldre av flyttblokker rett ved studieområdet som gir et tidspunkt til deglasiasjon etter den siste store glasiasjonen i Skandinavia. Dette indikerer at moreneryggen tolket av Fredin (2002) må ha overlevd et seinere isdekke, noe som er mulig hvis isdekket var kaldbasert og lite erosivt. Dette arbeidet velger derfor desintegrasjonskonstanten (λ) uten erosjon da det antas at det ikke forekommer erosjon i studieområdet ved isoverdekning.

En annen faktor som også må taes hensyn til ved overdekning, er at et isdekket skjermes berggrunnen og vil påvirke produksjonsraten i ligningene. Skjerming for kosmisk partikkelstråling vil føre til en eksponentiell demping av produksjon mot isens dybde. Derfor må produksjonsraten korrigeres der isdekkets tykkelse taes hensyn til.

Korreksjonen utføres ved (Margreth et al., 2016):

$$e^{-z_{ice}\rho_{ice}/\Lambda_i} \quad (2.8)$$

der z_{ice} (cm) er tykkelsen til isen og ρ_{ice} (g/cm³) er tettheten til isen. Deretter blir ligningen benyttet i ligning 2.5:

$$N(t) = N_{arv}e^{-\lambda t} + \frac{P_{sp}}{\lambda}e^{-z_{ice}\rho_{ice}/\Lambda_{sp}}(1 - e^{-\lambda t}) + \frac{P_{\mu^-}}{\lambda}e^{-z_{ice}\rho_{ice}/\Lambda_{\mu^-}}(1 - e^{-\lambda t}) + \frac{P_{\mu^f}}{\lambda}e^{-z_{ice}\rho_{ice}/\Lambda_{\mu^f}}(1 - e^{-\lambda t}) \quad (2.9)$$

$N(t)$ (atomer/g) beskriver konsentrasjonen av nuklider i berggrunnen etter en periode med overdekning. Det er tatt hensyn til isdekkets skjerming av kosmisk partikkelstråling og at det ikke forekommer erosjon. Det er også tatt hensyn til myonproduksjon og arv tilsvarende en periode med eksponering (isfritt).

Formålet med dette arbeidet er å undersøke erosjonshistorien til landformer og flater som antas å ha vært utsatt for gjentatte glasiasjoner, med liten eller ingen glasial erosjon. Landformer og flater kan ha høy eksponeringsalder, der fjerning av berggrunnsoverflaten kun skjer ved subaerisk erosjon og glasial plukking ved kaldbasert isdekke. Derfor har den observerte berggrunnsflaten ikke alltid vært ved overflaten, men har forflyttet seg gradvis oppover med tiden. Etttersom flaten først ble eksponert for kosmisk partikkelstråling et lite stykke under overflaten, trengs det en ny ligning som tar hensyn til endring av produksjonsraten av nuklider ved dybde i berggrunnen. Dette gjøres ved et ledd som korrigerer

produksjonsraten ved demplingslengde. Korreksjonen er gitt ved (Margreth et al., 2016):

$$e^{-z_r \rho_r / \Lambda_i}, \quad (2.10)$$

der z_r (cm) beskriver dybde i berggrunn til den observerte berggrunnsflaten. Deretter kan ligningen settes inn i ligning 2.7 for å beskrive konsentrasjonen av nuklider ved slutten av en eksponeringsepisode:

$$N^{z_r}(t) = N_{arv} e^{-\lambda'_{sp} t} + \frac{P_{sp}}{\lambda'_{sp}} e^{-z_r \rho_r / \Lambda_{sp}} (1 - e^{-\lambda'_{sp} t}) + \frac{P_{\mu^-}}{\lambda'_{\mu^-}} e^{-z_r \rho_r / \Lambda_{\mu^-}} (1 - e^{-\lambda'_{\mu^-} t}) + \frac{P_{\mu f}}{\lambda'_{\mu f}} e^{-z_r \rho_r / \Lambda_{\mu f}} (1 - e^{-\lambda'_{\mu f} t}) \quad (2.11)$$

$N^{z_r}(t)$ beskriver konsentrasjonen av nuklider i dagens (observerte) berggrunnsoverflate etter en eksponeringsepisode ved dybde z_r . Alle produksjonsmåter er inkludert, samt arv, subaerisk erosjon og dybde i berggrunnsoverflaten. Variablene som styrer konsentrasjon av kosmogene nuklider i berggrunnen i en eksponeringsepisode, vil være subaerisk erosjon, dybde i berggrunn og eksponeringsperiodens varighet.

Dybde i berggrunnen må også tilføres ligningen som beskriver konsentrasjon etter en episode med overdekning. Dette gjøres ved å tilføre ligning 2.8 til ligning 2.10:

$$e^{-(z_{ice} \rho_{ice} + z_r \rho_r) / \Lambda_i} \quad (2.12)$$

Deretter kan ligningen for konsentrasjon etter en overdekning beskrives ved:

$$N^{z_r}(t) = N_{arv} e^{-\lambda t} + \frac{P_{sp}}{\lambda} e^{-(z_{ice} \rho_{ice} + z_r \rho_r) / \Lambda_{sp}} (1 - e^{-\lambda t}) + \frac{P_{\mu^-}}{\lambda} e^{-(z_{ice} \rho_{ice} + z_r \rho_r) / \Lambda_{\mu^-}} (1 - e^{-\lambda t}) + \frac{P_{\mu f}}{\lambda} e^{-(z_{ice} \rho_{ice} + z_r \rho_r) / \Lambda_{\mu f}} (1 - e^{-\lambda t}) \quad (2.13)$$

hvor $N^{z_r}(t)$ er konsentrasjonen av nuklider i dagens (observerte) berggrunnsoverflate etter en overdekning, ved dybden z_r i berggrunnen. Her er det også, som ved en eksponeringsepisode, tatt hensyn til alle produksjonsmåtene, arv og dybde i bergarten.

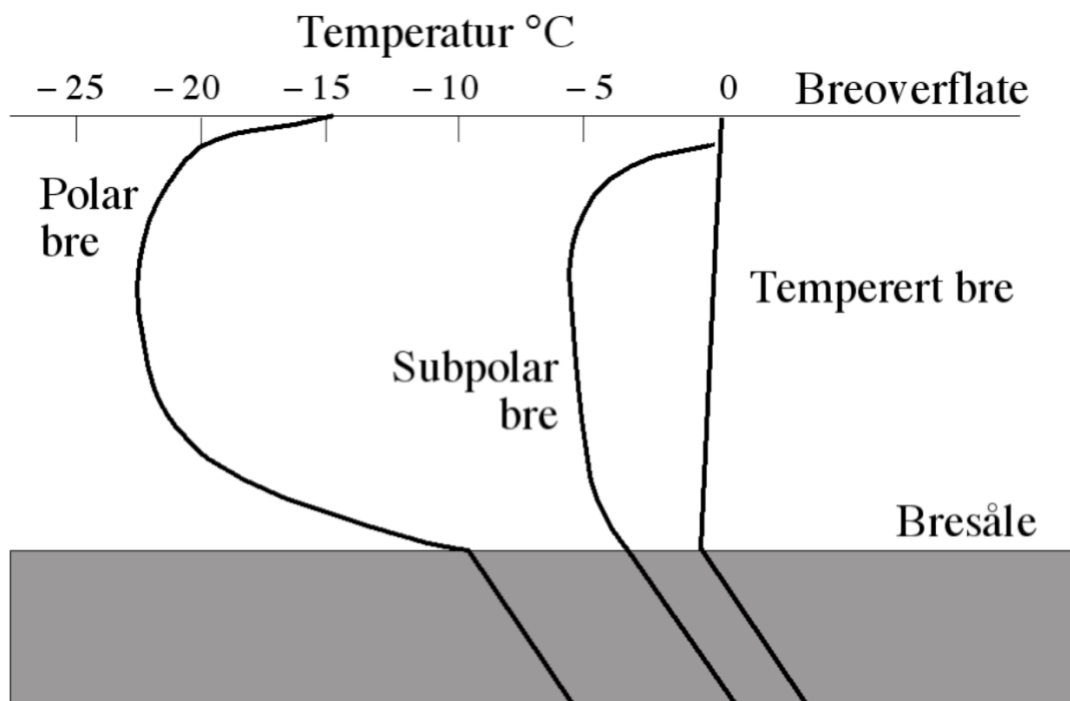
2.2 Glasial erosjon og istidshistorie

2.2.1 Glasial erosjon

Is i form av en bre eller et isdekke må sees på som to ulike systemer (Kleman, 2008). I lavlandet er det ofte mulig å finne erosiv is, noe som fører til økt relieff. Det motsatte finner en gjerne i høylandet, der isen kan være tynn og fastfrosset til underlaget. For at en bre eller et isdekke skal ha evne til å forme landskapet og danne for eksempel fjorder, må disse være i stand til å erodere underlaget. Breens primære erosjonsprosesser er (1) plukking og (2) abrasjon (Benn & Evans, 2010). (1) Glasial plukking skjer ved gjenfrysningprosesser av smeltevann i berggrunnen. Da kan større klaster brytes løs og fraktes med isen. Dette skjer ofte på lesiden til oppstikkende fjellknauser eller ved sprekkesoner i berggrunnen (Benn & Evans, 2010). En annen prosess som ikke er inkludert i begrepet glasial plukking, men som kan bli forvekslet med det, er løsriving. Løsriving skjer når deler av berggrunnsflaten rives løs av bresålen på grunn av overtrykk fra isen. Materiale kan også bli skvist opp i isen ved hjelp av glasiteknikk (skyving), der materiale kan bli transportert videre langs et skjærplan mellom for eksempel kald aktiv is og dynamisk død is (Colbeck et al., 1978). Dette kan danne blokk-tog, blokker avsatt i en rett linje over lengre distanser. (2) Abrasjon er prosessen hvor fastfrosset materiale i bresålen skurer mot den underliggende berggrunnen når breen sklir over. Fragmenter som sand og silt fungerer som et sandpapir og eroderer/polerer berggrunnen, mens grovt materiale danner brudd og skuringsstriper. En annen prosess som også medfører erosjon, er smeltevannserosjon. Dette skjer ved at smeltevann fra en bre renner i kanaler over fjell/berggrunn og eroderer i disse.

Glasial erosjon er styrt av temperaturregime, istykkelse, basale løsmasser, isbevegelsesretning og -hastighet (Benn & Evans, 2010). Temperaturregimet i en bre er styrt av tre faktorer: varmeutveksling med atmosfæren, omvandling av mekanisk energi i og ved undersiden av breen og tilførsel av geotermal varme under breen (Benn & Evans, 2010). Temperaturen i en bre vil øke når tykkelsen til breen øker. Dette kan resultere i at kaldbaserte breer kan gå fra kald- til varmbasert (på trykksmeltepunktet) ved bresålen (Ryser et al., 2013).

Det er tre forskjellige temperaturregimer en bre kan deles inn i (figur 2.3): (1) kaldbaserte eller polare breer, (2) polytermale eller subpolare breer og (3) varmbaserte eller tempererte breer (Benn & Evans, 2010). Polare breer er under trykksmeltepunktet igjennom hele bremassen. I polytermale breer er deler av bremassen på og under trykksmeltepunktet, mens i varmbaserte breer er størsteparten av bremassen på trykksmeltepunktet om sommeren (Benn & Evans, 2010). Trykksmeltepunktet beskriver hvilken smeltetemperatur isen har i en bre. Is smelter ved $0\text{ }^{\circ}\text{C}$, men under trykk vil isens smeltepunkt bli lavere. En kaldbasert bresåle vil alltid være under trykksmeltepunktet, og har derfor ikke smeltevann ved bresålen. Dette resulterer i at breen ikke sklir over underlaget, som er knyttet til abrasjon. Imidlertid vil smeltevann være til stede i polytermale og spesielt tempererte breer, noe som muliggjør abrasjon. Plukkingsprosesser kan i polytermale og tempererte breer hovedsaklig skje ved gjenfrysningsprosesser. For kaldbaserte breer vil det imidlertid kun skje løsriving og skyving ved intern deformasjon. Det er også de prosessene som eroderer berggrunnen under en kaldbasert bre eller et isdekke.



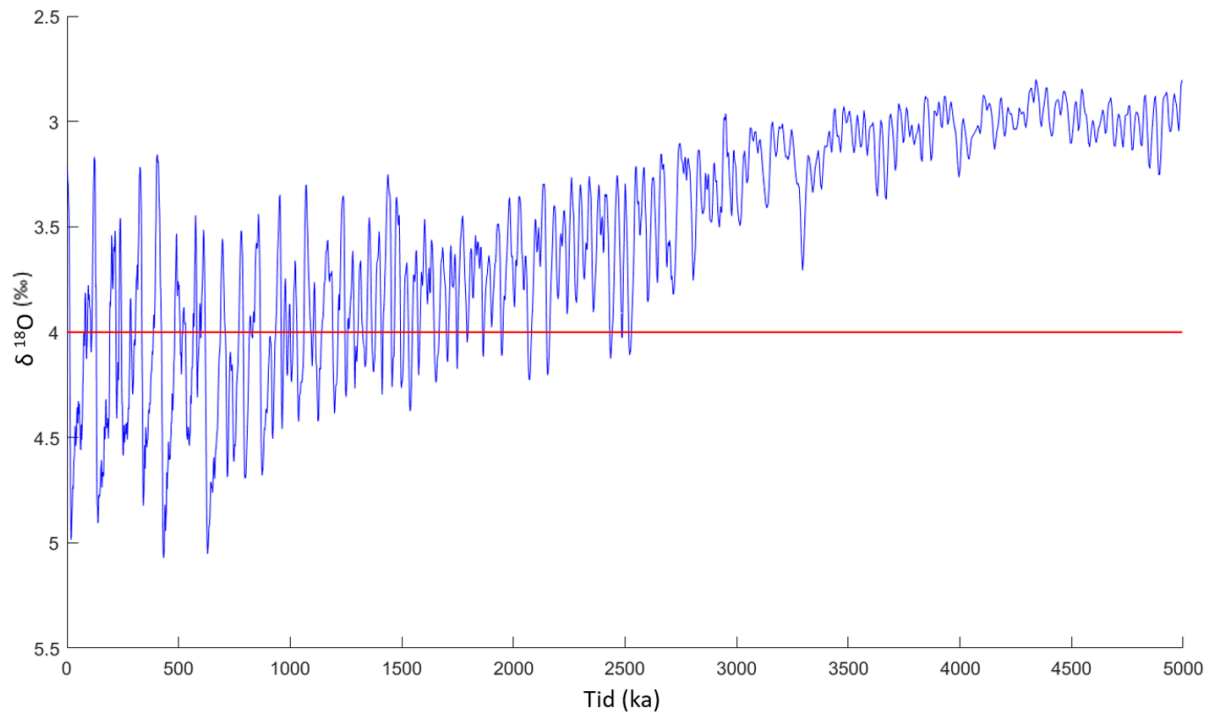
Figur 2.3: Temperaturprofiler til polar, subpolar og temperert bre. Kilde: Nesje (2012).

2.2.2 Istidshistorie

Isdekker har pløyd over og ødelagt mye av avsetningene fra tidligere glasier, spesielt siste glasiere maksimum (Mangerud, 2004). På grunn av dette er det vanskelig å rekonstruere tidligere glasier. Imidlertid finnes det andre arkiv som ikke ble ødelagt av isdekkene, og dermed kan gi informasjon for å rekonstruere glasierhistorien. Den globale marine oksygenisotopkurven brukes til å rekonstruere havtemperatur og isvolum (Lisiecki & Raymo, 2005). $\delta^{18}\text{O}$ -verdier er det relative forholdet til ^{18}O og ^{16}O , vist i ligning 2.14 (Craig, 1961):

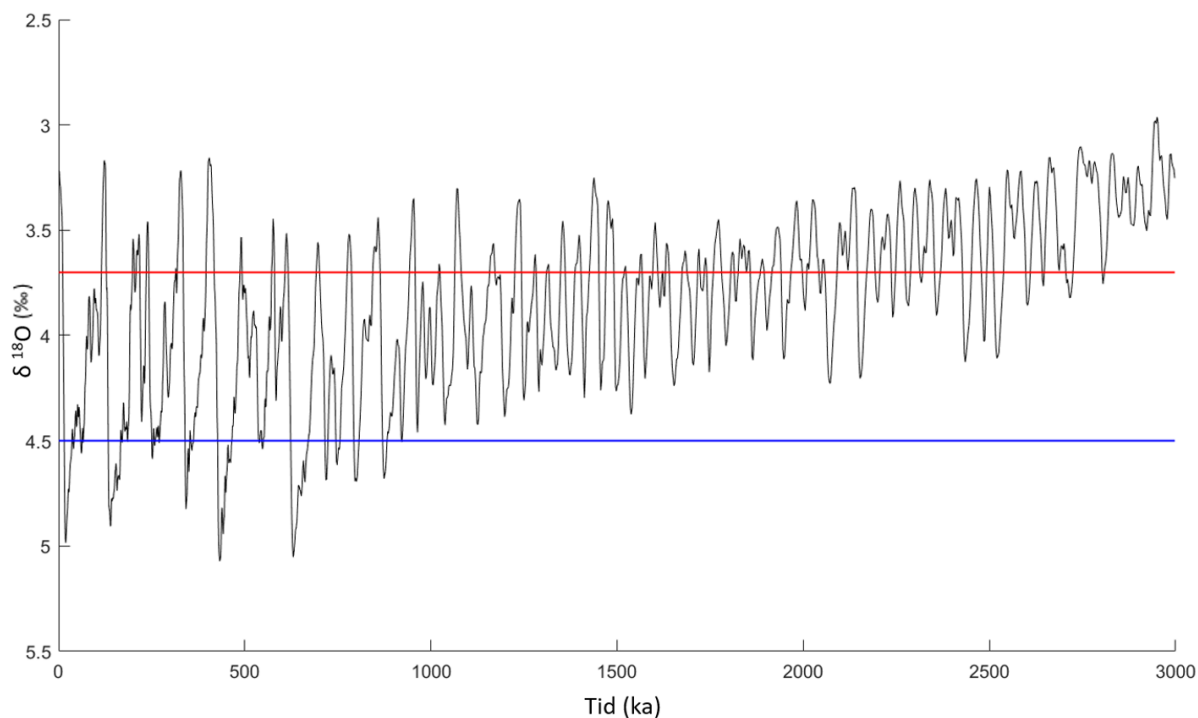
$$\delta^{18}\text{O} = \frac{[^{18}\text{O}/^{16}\text{O}]_P - [^{18}\text{O}/^{16}\text{O}]_S}{[^{18}\text{O}/^{16}\text{O}]_S} \quad (2.14)$$

der $[^{18}\text{O}/^{16}\text{O}]_P$ står for forholdet mellom ^{18}O og ^{16}O i en prøve, mens $[^{18}\text{O}/^{16}\text{O}]_S$ står for 'standard gjennomsnittlig havvann'. Forholdet kan brukes til å estimere havtemperatur, ettersom bentiske foraminiferer tar til seg en større andel ^{18}O isotoper i skallet ved synkende temperatur i havet. $\delta^{18}\text{O}$ vil da øke i takt med kaldere havtemperaturer, som da kan reflektere et kaldere klima (Lisiecki & Raymo, 2005). En annen faktor som påvirker $\delta^{18}\text{O}$, er forholdet mellom konsentrasjonen av ^{18}O og ^{16}O i havet. Dette påvirker forholdet av ^{18}O og ^{16}O i skallet til foraminiferer. I glasier bindes vann på land i isdekker. ^{16}O fordampes og transporteres lettere enn ^{18}O (mindre isotopmasse) (Lisiecki & Raymo, 2005). Derfor vil en større andel av ^{16}O enn ^{18}O bli lagret på land, og $\delta^{18}\text{O}$ øker. Dette resulterer i at foraminiferer får mer ^{18}O i skallet. Den globale oksygenisotopkurven fra Lisiecki & Raymo (2005) viser at $\delta^{18}\text{O}$ øker gradvis fra rundt 4 Ma (figur 2.4). Svingningene i $\delta^{18}\text{O}$ blir større fra 3 til 2,5 Ma, som da kan reflektere et mer varierende klima. Den geologiske perioden kvartær startet for 2,6 Ma siden og består av epokene pleistocen og holocen (Pillans & Gibbard, 2012). Perioden er beskrevet som en tid hvor klimaet ble kaldere og veldig ustabil, med hyppige klimaendringer.



Figur 2.4: Global bentisk oksygenisotopkurve som går 5 Ma tilbake i tid. Oksygenisotopkurven er utjevnet, noe som medfører at små variasjoner i kurven ikke vises. Den røde streken markerer 4 ‰ $\delta^{18}\text{O}$ (data fra Lisiecki & Raymo, 2005).

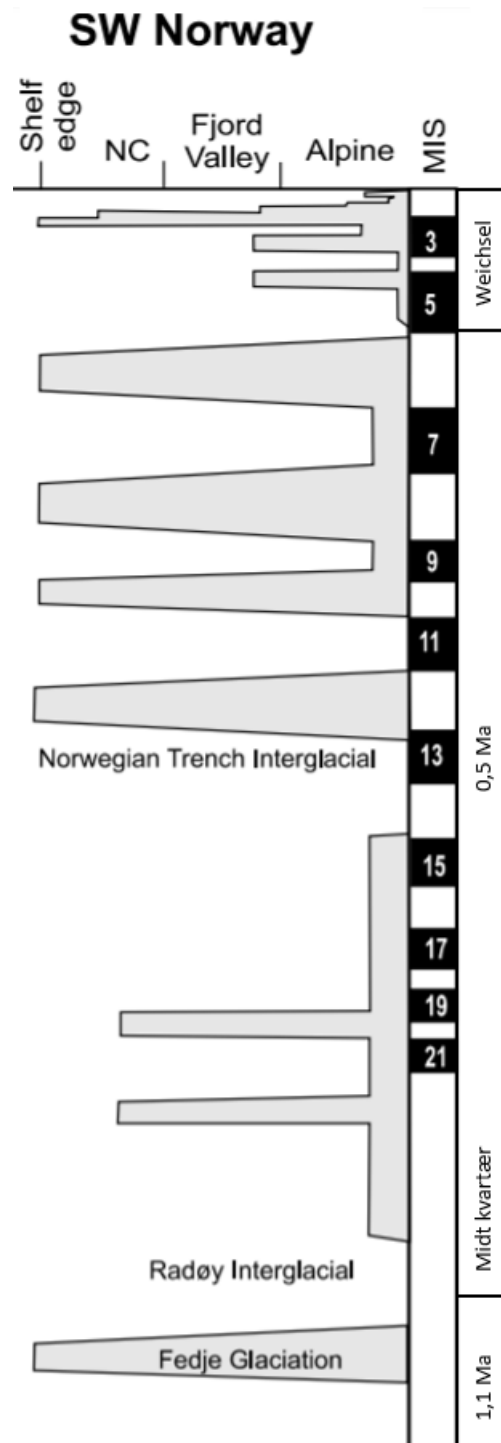
$\delta^{18}\text{O}$ varierer med klima, og det er derfor mulig å bruke bentiske $\delta^{18}\text{O}$ -data til å representere tidligere endringer i globalt isvolum (Fabel et al., 2002). Kleman & Stroeven (1997) studerte hvor lenge Skandinavia var dekket av ismasser de siste 2,75 Ma ved bruk av en marin oksygenisotopkurve fra Nord-Atlanteren. Nordvest i Sverige ble glasiale avsetninger koblet opp mot endringer i oksygenisotopkurven. Dette ga mulighet til å finne $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdier for isutbredelse. Endringene i isutbredelse ble beskrevet som tre forskjellige glasieringsmoduser: (1) $> 4,5 \text{ ‰}$ for et fullvokst isdekke, (2) $3,7\text{-}4,5 \text{ ‰}$ for dominerende fjellsentrerte isdekker og (3) $< 3,7 \text{ ‰}$ for lokale dal- og botnbreer (figur 2.5).



Figur 2.5: Global benthisk oksygenisotopkurve som går 3 Ma tilbake i tid. Den røde streken viser 3,7 ‰ $\delta^{18}\text{O}$ og den blå 4,5 ‰ $\delta^{18}\text{O}$ (data fra Lisiecki & Raymo, 2005).

Kleman & Stroeven (1997) anslo også varigheten av de forskjellige glasieringsmodusene. Store skandinaviske isdekker dominerte i siste del av kvartær ($< 0,7$ Ma) og eksisterte omtrent 200 ka av den tiden. Fjellsentrerte isdekker i Skandinavia dominerte i henholdsvis mye større grad i kvartær, 1,3 Ma eller 50 % av tiden. Dette skiller seg fra Mangerud et al. (1996), som argumenterer for at fjellsentrerte isdekker i Skandinavia forekom en større andel av kvartær, hele 90 %. De anslår at ekstreme interglasiale og glasieringshendelsene skjedde først for omtrent 900 ka siden. Tiden før antas å være styrt av Milanković-syklusen på 23 ka, men for 900 ka siden begynte Milanković-syklusen på 100 ka å dominere i Skandinavia (Mangerud et al., 1996). Interglasialer av tilsvarende varighet som i holocen er estimert til å ha dominert 6-8 % av tiden i kvartær. De store skandinaviske isdekkene som strakk seg forbi kysten i Sør-Norge, dominerte under 5 % av tiden (Mangerud et al., 1996). Fredin (2002) benyttet en tilsvarende framgangsmåte som Kleman & Stroeven (1997) for isdekker i fjellene til Skandinavia, og anslår at isbreer i fjellene til Skandinavia eksisterte 65 % av de siste 1,88 Ma.

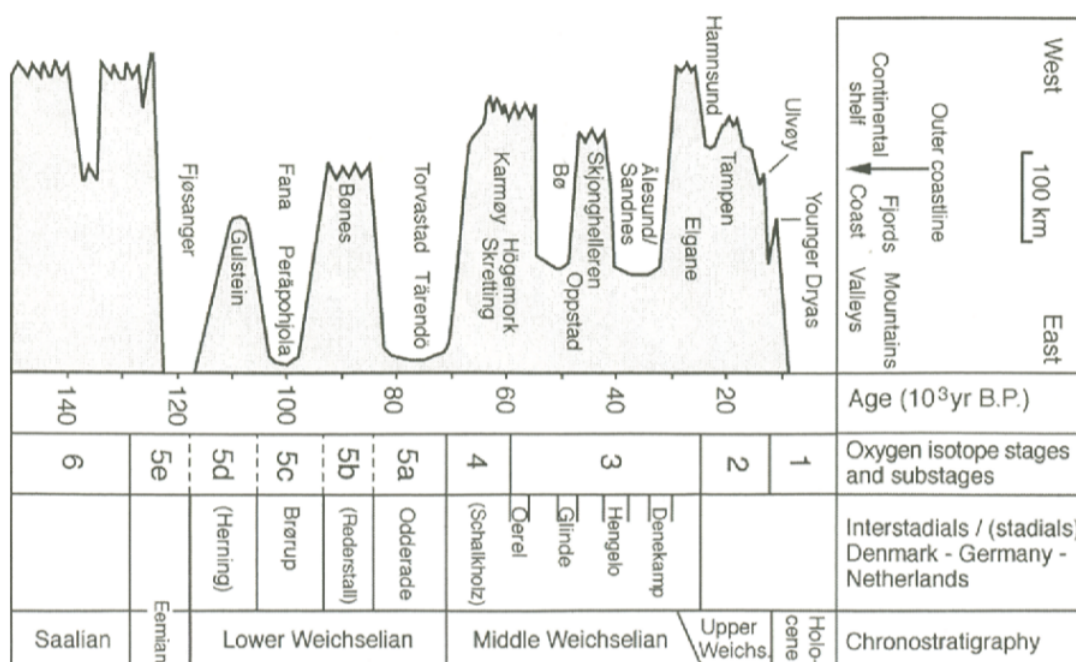
Det første håndfaste beviset for at isdekkene i Skandinavia gikk forbi kysten og ut på kontinentsokkelen er flere morenefunn i Troll-kjernen fra Norskerenna. Den eldste morenen er datert til 1,1 Ma, Fedjeglasiasjonen (Sejrup et al., 2005). Etter Fedjeglasiasjonen gikk det 500-600 ka før et nytt isdekke strakk seg ut Norskerenna til eggakanten (figur 2.6). Deretter har det vært fire perioder med store skandinaviske isdekker som har avsatt morenematerialet i Norskerenna. Isdroppet materiale er også studert fra Norskehavet og ved Vøringplataet gir isdroppet materiale aldre tilbake til 14 Ma (Hölemann & Henrich, 1994). Det er vanskelig å vite hvor materialet kommer fra, der det kan være transportert med sjøis og/eller is som har kalvet ved Grønland (Mangerud et al., 2011). Derfor er det vanskelig å bruke isdroppet materiale til å si noe om når isdekker i Skandinavia nådde kysten. Det første antatte isdroppede materiale fra Skandinavia er avsatt for rundt 2,45 Ma på Vøringplataet og er tolket til å komme fra indre deler av sokkelen (Hölemann & Henrich, 1994). En forklaringen på isdroppet materialet fra 2,45 Ma kan være at ismasser i Skandinavia av moderat størrelse var stabile en lengre periode omkring den tiden. Andre indikasjoner på at fjellsentrerte isdekker nådde kysten er NAUST-formasjonen. Den består av antatte glasimarine avsetninger på den midtnorske kontinentsokkelen (Ottesen et al., 2009). NAUST-formasjonen ansees som avsetninger fra isdekkene i kvartærtid, der det eldste laget er antatt til å ha en alder på 2,8-1,7 Ma (Ottesen et al., 2009).



Figur 2.6: Isutbredelse i den sørlige delen av Skandinavia. NC står for Norskerenna (*Norwegian Channel*). Modifisert fra Sejrup et al. (2005).

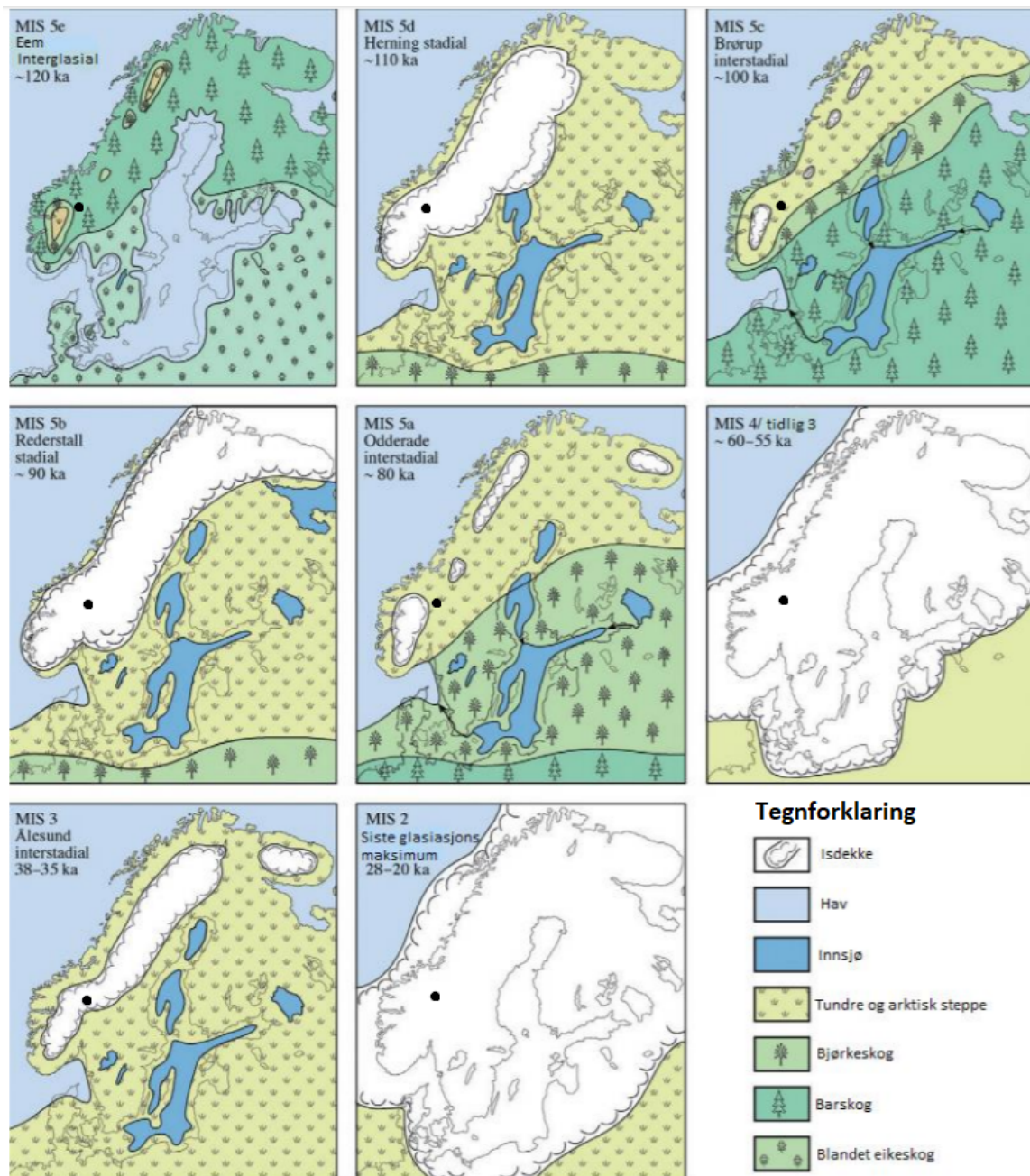
2.2.3 Siste istid

Weichsel, siste istid, varte fra rundt 117 til 11,7 ka. Siste istid startet etter den interglasiale perioden eem, som avløste istiden saale for omtrent 130 ka siden. Periodevis var store deler av Skandinavia dekket med is under siste istid. I sein-weichsel var isdekket på sitt største: siste istids maksimum eller *Last Glacial Maximum* (LGM), omkring 24 til 20 ka siden. Avsetninger av mindre isdekker fra tidlig- og midt-weichsel er blitt erodert vekk av siste istids maksimum. Derfor har det vært problematisk å rekonstruere isutbredelsen av tidlig- og midt-weichsel, men ved enkelte lokaliteter langs kysten finner en fremdeles avsetninger fra denne tiden (Mangerud et al., 1981; Mangerud, 2004). Det er også flere lokaliteter og avsetningsformer på høyfjellsplatåene som anslåes til å være dannet før LGM-tid (Fredin, 2002; Kleman & Stroeven, 1997). Lokaliteter fra før LGM ved kysten kan brukes til å rekonstruere isutbredelsen av tidlig- og midt-weichsel. Årsaken er at avsetningene gir informasjon om når lokaliteten var henholdsvis isoverdekket og isfri. Noen av lokalitetene er Fjøsanger, Bø (Karmøy) og Ålesund (Mangerud, 2004). En isutbredelseskurve fra saale til holocen for Vest-Skandinavia er rekonstruert ved blant annet disse lokalitetene, med flere (figur 2.7). Ved Fjøsanger er det for eksempel avsetninger fra perioden saale til weichsel. Avsetningene er blitt brukt til å korrelere marine isotoptrinn (MIS) med pollen, der perioden eem er korrelert med MIS 5e (Mangerud et al., 1981).



Figur 2.7: Fremvisning av glasial utbredelse vest i Skandinavia. Kilde: Mangerud (2004).

Det har vært store variasjoner i utbredelsen av det skandinaviske isdekket igjennom weichsel (figur 2.7). Lavtliggende områder har vært preget av fremrykk og tilbakesmelting. Men figuren vil gi lite informasjon om isoverdekning for fjellmassivet Rendalssølen, som ligger i den sentrale delen av Skandinavia. Rendalssølen er lokalisert sør-øst for vannskillet og innebærer at området ikke ble først dekket når det skandinaviske isdekket bygde seg opp. Imidlertid ligger Rendalssølen på et fjellplatå. Det er derfor usikkert om Rendalssølen var isoverdekket i de interstadiale periodene i weichsel. Den antatt laterale utbredelsen til isdekket i Skandinavia fra eem til LGM (MIS 5e-2) illustreres i figur 2.8. Området ved Rendalssølen er dekket av is store deler av weichsel. Imidlertid er ikke området dekket i MIS 5c (100 ka) og 5a (80 ka).



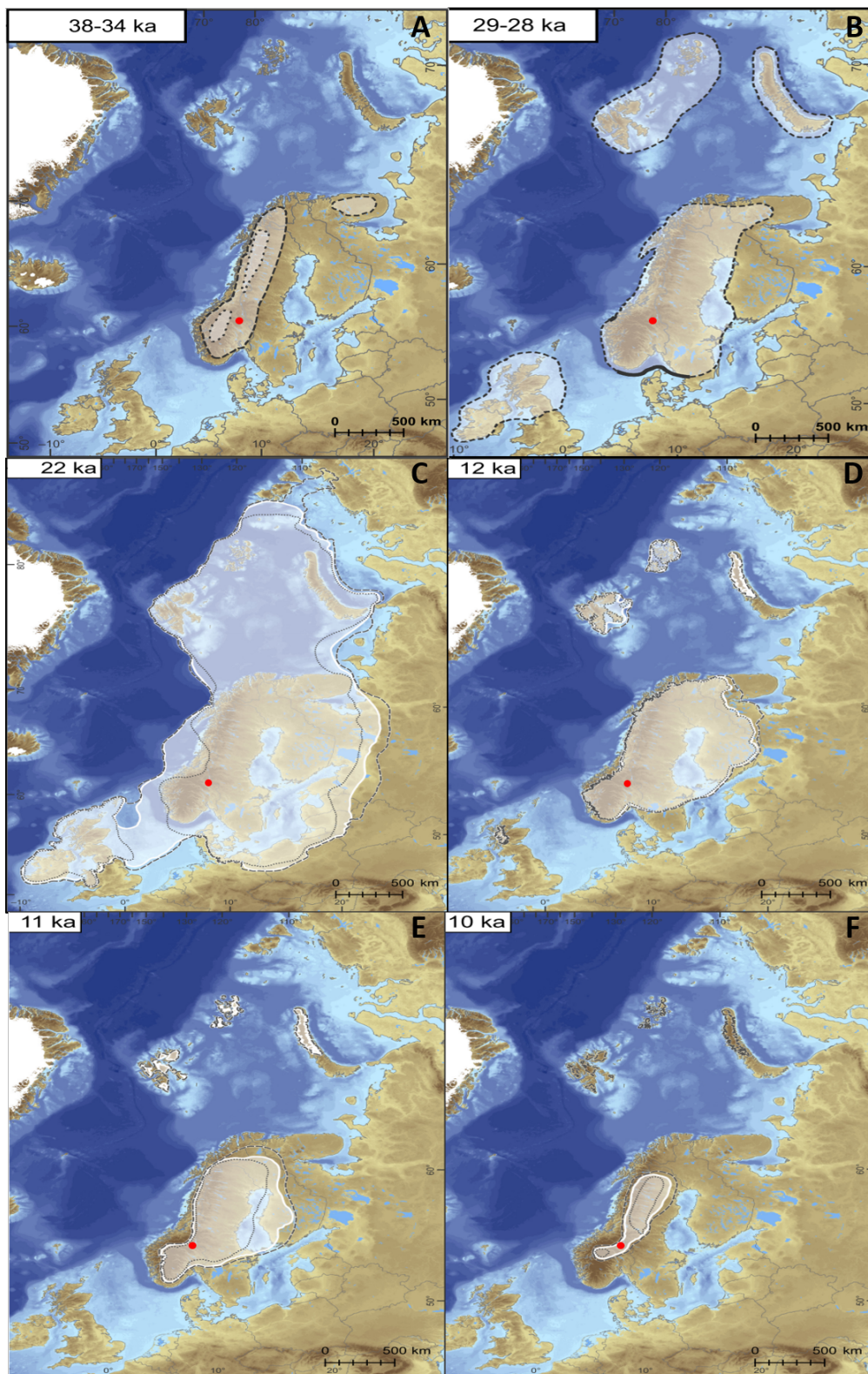
Figur 2.8: Utviklingen til det skandinaviske isdekket fra eem til og med weichsel (MIS 5e-2). Rendalssølen er markert med svart prikk. Modifisert fra Mangerud et al. (2011) (original idé fra Lundqvist (1992), videreutviklet av Mangerud (2004) og Vorren & Mangerud (2007)).

2.2.4 Siste istids maksimum

Mange spor finnes av siste glasiøle maksimum (24-20 ka) ettersom det er den siste store glasiølingen i Skandinavia. Resultatet av dette er at LGM er lettest å studere. Derfor er det produsert flere modeller og teorier om hvordan den laterale utbredelsen, tykkelsen, dynamikken og temperaturregimet til det skandinaviske isdekket var.

Hughes et al. (2016) rekonstruerte isdekkene i Nord-Europa (inkludert det skandinaviske isdekket) fra sein-weichsel til starten av holocen (40-10 ka). Enkelte tidsbilder er fremstilt i figur 2.9 for å gi et inntrykk av hvordan det skandinaviske isdekket varierte i dette tidsrommet.

(A) i figur 2.9 illustreres hvordan isdekkets utbredelse var i tidsrommet 38-34 ka, og omtales som ålesund interstadial. Den ytre stiplede linjen viser maksimumsutbredelse av det skandinaviske isdekket, mens den indre stiplede linjen viser minimumsutbredelse. (B) viser når det skandinaviske isdekket nådde kysten i tidsrommet 29-28 ka. Den heltrekte linjen viser hvor det er mer sikkert i at isdekket lå. (C) viser da isdekket var på sitt største, som gjelder for tiden rundt 23-20 ka (Hughes et al., 2016). (D, E, F) viser tidsrommet fra yngre dryas (12,7-11,7 ka) til starten av holocen, da isdekket smeltet vekk for rundt 10 ka siden. Området ved Rendalssølen var dekket av det skandinaviske isdekket fra ålesund interstadial til holocen om maksimumsutbredelse blir antatt som riktig. Ved å anta at minimumsutbredelse er riktig, var området ved Rendalssølen isfritt i ålesund interstadial. Det bør også nevnes at rekonstruksjon av Hughes et al. (2016) inneholder lite data fra området til indre Østlandet.

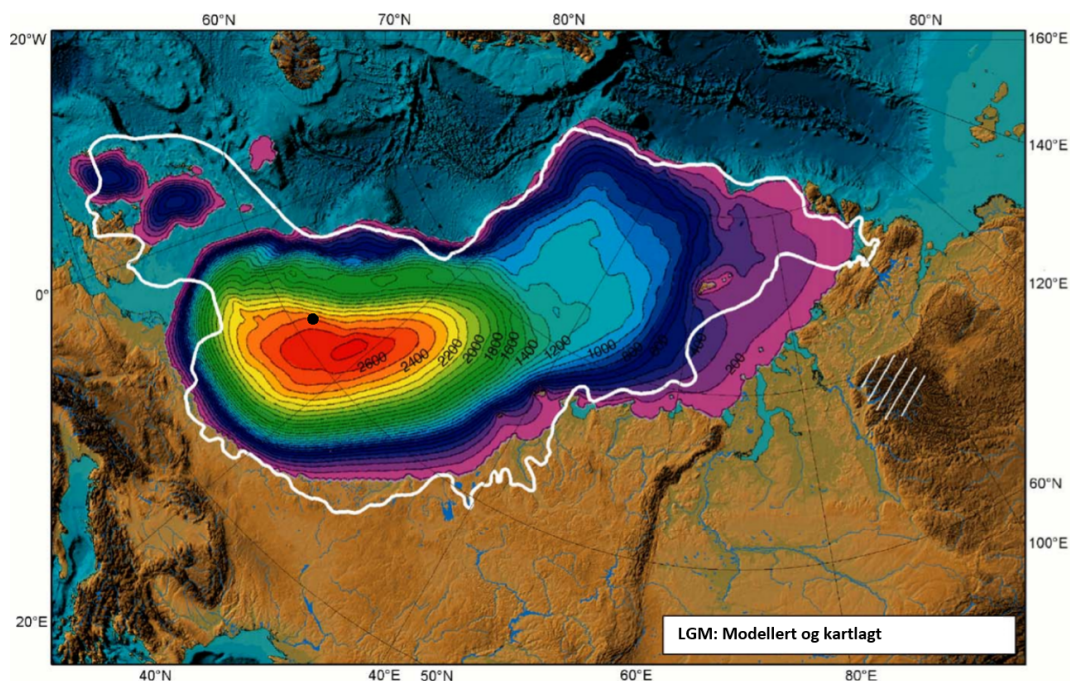


Figur 2.9: Lateral isutbredelse fra sein-weichsel til starten av holocen. Nærmere beskrivelse av tidsbilder i teksten. Rendalssølen er markert med rød prikk. Modifisert fra Hughes et al. (2016).

Den vertikale tykkelsen til isdekket i LGM er fremdeles omdiskutert, og det står hovedsakelig mellom to modeller: minimums- og maksimumsmodellen. Modellene beskriver hvordan istykkelsen og isgeometrien til det skandinaviske isdekket var i LGM. Minimumsmodellen bygger på at innlandsisen bestod av flere isdomer som migrerte utover. Nunataker skal ha eksistert ettersom isdekket var tynt og avtok øst for vannskillet. Argumenter for minimumsmodellen er: (1) erosjonsgrenser og blokkhavgrenser er tolket til å være isdekkets øvre grense (Nesje et al., 1988), (2) høy grad av forvitring i berggrunnen som tyder på lang varighet av eksponering (Nesje et al., 1994) og (3) bevaring av endemorener i botner ved høyfjellet (Dahl et al., 1997). Maksimumsmodellen bygger derimot på at isdekket besto av en isdom som var så tykk at den dekket alle fjell under LGM. Argumenter som støtter maksimumsmodellen er: (1) flyttblokker med lave ^{10}Be -eksponeringsaldre på fjelltopper (Goehring et al., 2008), (2) bevaring av landformer under kaldbasert is (Fabel et al., 2002) og (3) modellering av istykkelse (Siegert et al., 1999; Lambeck et al., 2010).

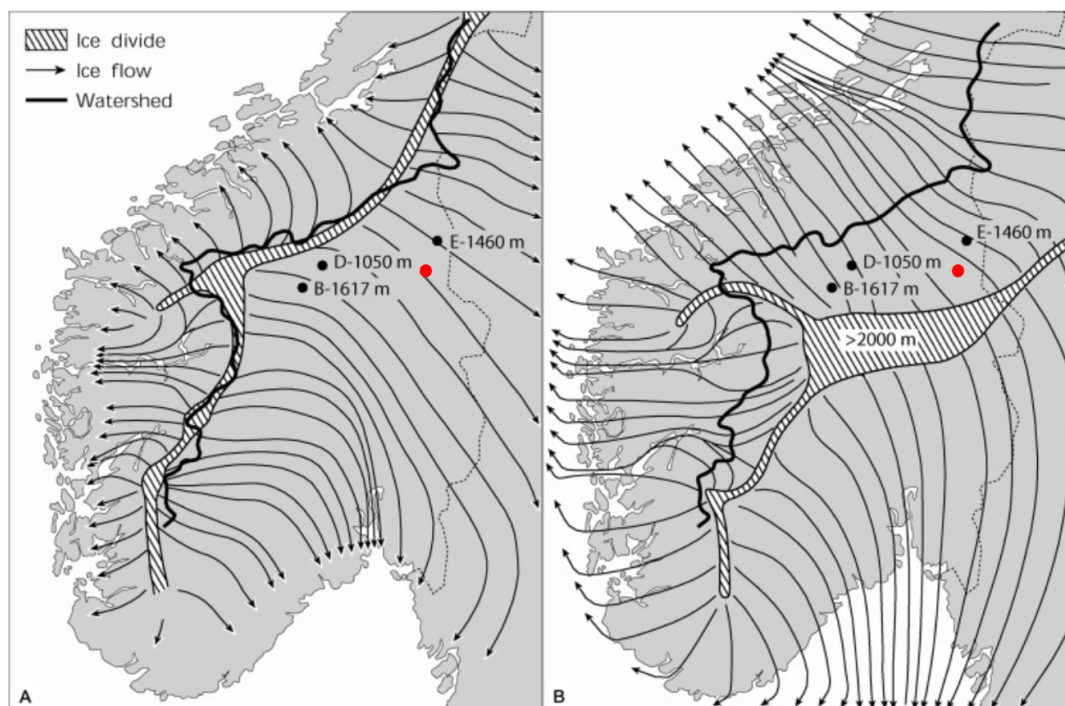
Eksponeringsdatering med kosmogene nuklider (fra flere høye fjelltopper) har gitt aldre til LGM-tid (Goehring et al., 2008). Goehring et al. (2008) presenterer resultater av eksponeringsdateringer fra flyttblokker ved blant annet Elgåhogna (1460 m o.h.), som ligger et par titalls km nord-øst for Rendalssølen. I studien kommer det frem at Elgåhogna, og andre fjelltopper sentralt i Sør-Norge ble isfrie etter LGM, noe som støtter maksimumsmodellen. Linge et al. (2006) har også utført eksponeringsdatering med kosmogene nuklider av berggrunnsflater ved Rendalssølen. Prøvene gir en tilsynelatende ^{10}Be -eksponeringsalder opp mot 200 ka. Dette kan skje hvis berggrunnen har vært en del av et nunatak, og kan forklare hvordan erosjonsgrenser, blokkhavgrenser, forvitningsflater og avsetningsformer som endemorener ikke er fjernet av isdekket. Imidlertid kan det skandinaviske isdekket vært kaldbasert i de sentrale delene av Skandinavia, og derfor ikke erodert underlaget. Dette vil forklare bevaringen av erosjonsgrenser, blokkhavgrenser, forvitningsflater, avsetningsformer og gamle eksponeringsaldre, men ha lave eksponeringsaldre for flyttblokkene. Det vil også forklare forholdstallet mellom ^{26}Al og ^{10}Be i prøvedata fra Rendalssølen (som blir presentert i dette arbeidet). Dette kan kun skje hvis berggrunnen blir utsatt

for overdekning. Det vil også være geometrisk vanskelig for et isdekke å strekke seg til Danmark-Tyskland, som isdekket gjorde under LGM-tid, om isen hadde tykkelsen til minimumsmodellen (Mangerud et al., 2011). Dahl et al. (2010) foreslår maksimum høyde på 1050 m o.h. for isdekket ved Dørålen i Rondane under LGM-tid, noe som vil gjøre det enda vanskeligere. Med de forskjellige argumentene som er beskrevet over, velges det å følge maksimumsmodellen i dette arbeidet. Siegert et al. (1999) modellerte istykkelsen til det eurasiske isdekket med isostatisk tilpasning av jordskorpen (figur 2.10). Ifølge modellen var høyden til isdekket ved Rendalssølen mellom 2300-2500 m o.h., som gir en effektiv istykkelse over Midtre Sølen på omkring 550-750 meter. Et senere studie indikerer midlertidig at høyden til isdekket ikke var mer enn 2000 m o.h. ved Rendalssølen, og gir en istykkelse på 250 meter over Midtre Sølen (Lambeck et al., 2010). Det er derfor vanskelig å sette en bestemt istykkelse ved Rendalssølen, men Siegert et al. (1999) og Lambeck et al. (2010) foreslår at isdekket var noen hundre meter over høyeste fjelltopp ved Rendalssølen, som argumenterer for maksimumsmodellen.



Figur 2.10: Maksimumsmodell av istykkelsen til det eurasiske isdekket under LGM. Høydekoter viser høyden til isdekket i meter over havet. Svart prikk viser Rendalssølen, og den hvite linjen er utbredelsen under LGM. Modifisert fra Svendsen et al. (2004). Original modell fra Siegert et al. (1999).

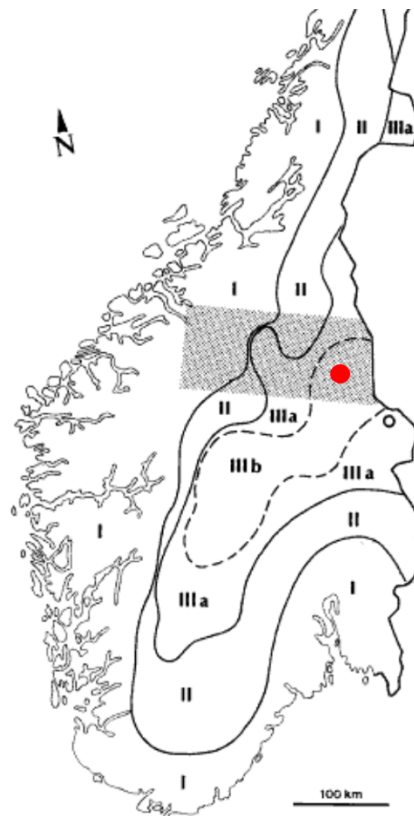
Mangerud et al. (2011) anslo at isskillet lå langs vannskillet under oppbyggingen til LGM, før isdekket forflyttet seg østover rett før LGM-tid. Dette resulterte i at isskillet gikk fra å være lokalisert nord for Rendalssølen til sør for den under LGM og deglasiasjon (figur 2.11).



Figur 2.11: Plassering av isskillet før (A) og under LGM/deglassasjon (B). Rød prikk er Rendalssølen, E: Elgåhogna, D: Dørålen, B: Blåhø. Modifisert fra Mangerud et al. (2011). Original figur fra Vorren & Mangerud (2008).

Flere studier har kartlagt landformer som er antatt til å ha eldre alder enn LGM-tid og er bevart under et kaldbasert isdekket (Kleman & Stroeven, 1997; Fredin, 2002). Sollid & Sørbel (1994) utførte et studie der de delte Sør-Norge opp i soner etter isens egenskaper og utbredelse (figur 2.12). Sør-Norge ble delt opp i fire soner på grunnlag av forskjellige avsetningsformer. Sone 1 består hovedsaklig av glasifluviale deltaer og randmorener. Sone 2 domineres av drumliner, striplet bunnmorene og laterale smeltevannsløp i de høytliggende områdene. Sollid & Sørbel (1994) klassifiserer begge sonene som områder temperert isdekker dominerte i under deglasiasjonen. Hele sone 3 er dominert av rogenmorener og er videre delt opp i to soner, 3a og 3b, dette på grunn av forskjellige avsetningsformer, som

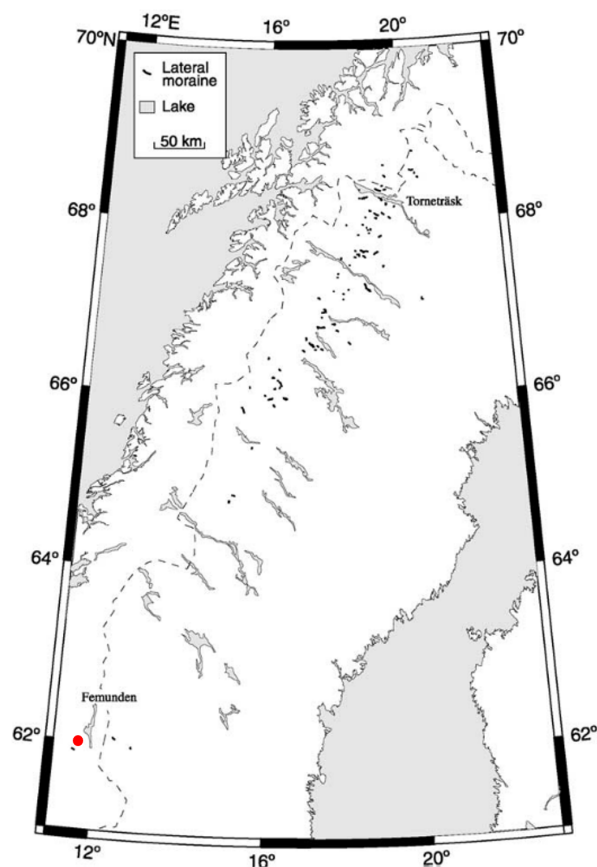
skiller dem. Sone 3a består av eskere og rogenmorener, i kontrast til sone 3b, som hovedsaklig består av laterale smeltevannsløp. Eskere tyder på subglasial drenering, og det antas at sone 3a gikk fra kaldbasert til temperert regime under deglasiasjonen. Isen i sone 3b, som ikke har produsert eskere, holdt seg forøvrig kaldbasert (Sollid & Sørbel, 1994).



Figur 2.12: Forskjellige soner av Sør-Norge basert på landformer dannet under ulike termale regimer, rød prikk viser Rendalssølen. Modifisert fra Sollid & Sørbel (1994).

Et annet arbeid av Fredin (2002) har tolket store morenerygger langs fjellene sentralt i Skandinavia til å være fra før sein-weichsel. En av ryggene er ved Rendalssølen, og dette styrker antagelsen om at det siste isdekket i studieområdet var kaldbasert. Årsaken til dette er at isen under LGM ikke kan ha vært erosiv dersom moreneryggen skulle ha blitt bevart (figur 2.13). Imidlertid forklarer ikke kaldbaserte isdekker at de største mektighetene av morenemateriale i Sør-Norge finnes i sone 3. Morenematerialet knyttes ofte til en erosiv is, som ifølge Sollid & Sørbel (1994) og Fredin (2002) ikke skal ha eksistert

under sein-weichsel. Problemet blir diskutert av Kleman et al. (2008), og det blir foreslått at de store mektighetene av morenematerialet er fra før de store skandinaviske isdekkene eksisterte. Fra tidlig kvartær og frem til Fedjeglasiasjonen skal de fjellsentrerte isdekkene ha dominert. I denne perioden er det antatt at morenemateriale ble avsatt i de sentrale delene av Skandinavia. Deretter har store kaldbaserte isdekker i siste delen av kvartær bevart morenematerialet. Jansen et al. (2019) tok for seg erosjonsrater i Skandinavia med bruk av flere eksponeringsdateringer med kosmogene nuklider. Blant annet rekalkulerte de aldrene fra Rendalssølen (Linge et al., 2006), der den eldste ^{10}Be -alderen er 179 ± 10 ka (1660 m o.h.). Studien kom frem til at den gjennomsnittlige erosjonsraten den siste 1 Ma har varierer med mer enn tre størrelsesordener. Områder som har hatt kaldbasert is, kan ha en gjennomsnittlig erosjonsrate på < 1 mm/ka.

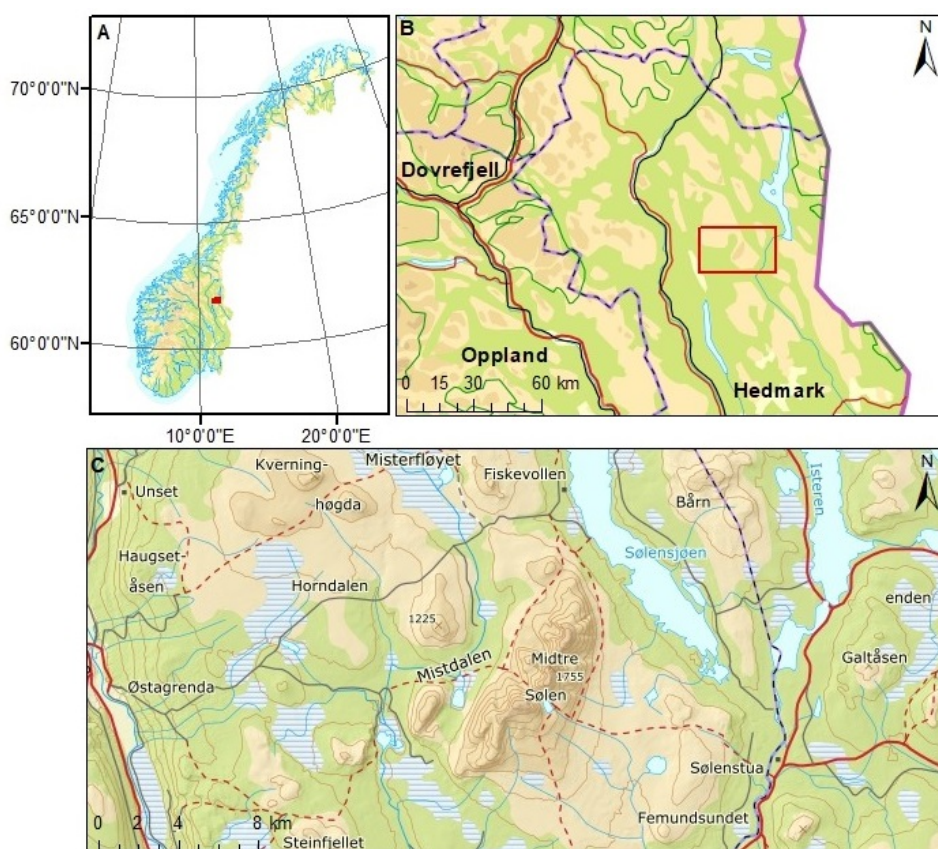


Figur 2.13: Utbredelsen av lateralmorener som er antatt eldre enn siste istids maksimum. Rød sirkel markerer Rendalssølen. Modifisert fra Fredin (2002).

2.3 Områdebeskrivelse

2.3.1 Geografi

Rendalssølen (61°55'N, 11°31'Ø) ligger i Hedmark fylke, nærmere bestemt i Rendalen kommune (figur 2.14). Fjellmassivet er orientert NØ-SV og består av tre topper: Nordre Sølen (1699 m o.h.), Midtre Sølen (1755 m o.h.) og Søre Sølen (1688 m o.h.). Øst for fjellmassivet ligger Sølensjøen på 688 m o.h., og resulterer i et relieff på > 1000 meter. Rendalssølen er lokalisert på Femunden fjellplatå (600-1000 m o.h.) og er antatt til å være rester av den pre-pleistocene paleiske overflaten (Heggem et al., 2005). Utstrekningen av platået er fra Grøndalen i sør, Spekedalen i nord, Rendalen i vest og til Sølendalen i øst. Det er enkelte andre fjelltopper på Femundsplatået som strekker seg fra 1200 til 1500 m o.h. To av disse toppene er Kverninghøgda (1275 m o.h.) og Gråhøgda (1436 m o.h.).

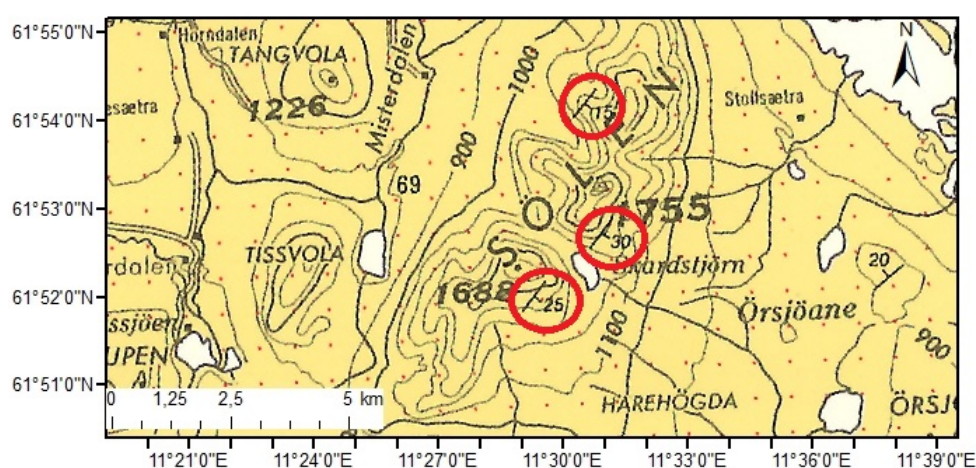


Figur 2.14: Rendalssølen's geografiske plassering - (A) Norge, (B) indre Østlandet og (C) Femundsplatået. Røde firkanter markerer Rendalssølen i A og B. Kilde: GeoNorge (2019).

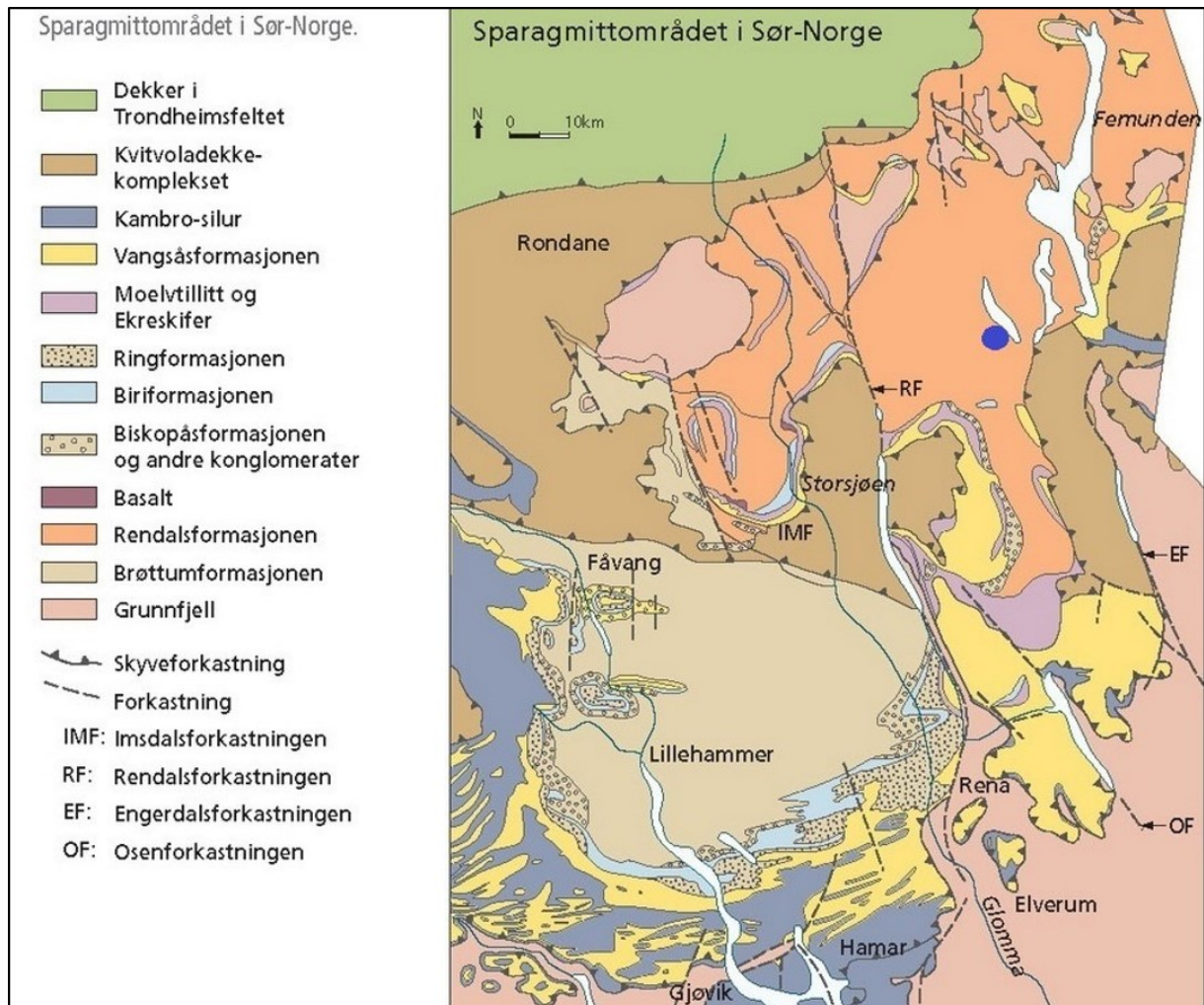
2.3.2 Berggrunnsgeologi

Berggrunnen til Rendalssølen og området rundt består av Rendalsformasjonen. Formasjonen er lokalisert i den nordøstlige delen av Hedmarksgruppen, som er en del av sparagmitt-regionen i Sør-Norge (figur 2.16). Rendalsformasjonen er over 2500 meter tykk og består av feltspatrik sandstein (Nystuen, 1987). Sandsteinen har en karakteristisk rosa farge som skyldes høyt innhold av feltspat. Nystuen (1987) forklarer formasjonen som et fluvialt system for 750-790 Ma siden. Systemet ble avsatt som alluviale vifter langs marginen til det baltoskandinaviske kratonet. Kornstørrelsene varierer mye i Rendalsformasjonen, der kornstørrelsen går fra finkornete lag til konglomerat med klaster i grusfraksjoner. Tykkelsen til lagene varierer fra 20 til 300 cm (i formasjonen) (Nystuen & Ilebekk, 1981). Endringene i lagtykkelsen forklares med at de fluviale avsetningene er avsatt som flomavsetninger og forgreinede elveløp (Nystuen, 1987).

Fjellkjededannelse av Kaledonidene skjedde omkring 400 Ma i overgangen mellom silur og devon. I denne perioden ble Hedmarksgruppen skjøvet 230 km mot sør-øst som en del av Osen-Røa dekkekomplekset (Nystuen, 1987). Dette resulterte til at Rendalsformasjonen ble utsatt for lett deformasjon. På grunn av dette er ikke lagene ved Rendalssølen horisontale, men har et fall på 15-30 grader mot sør-øst (figur 2.15).



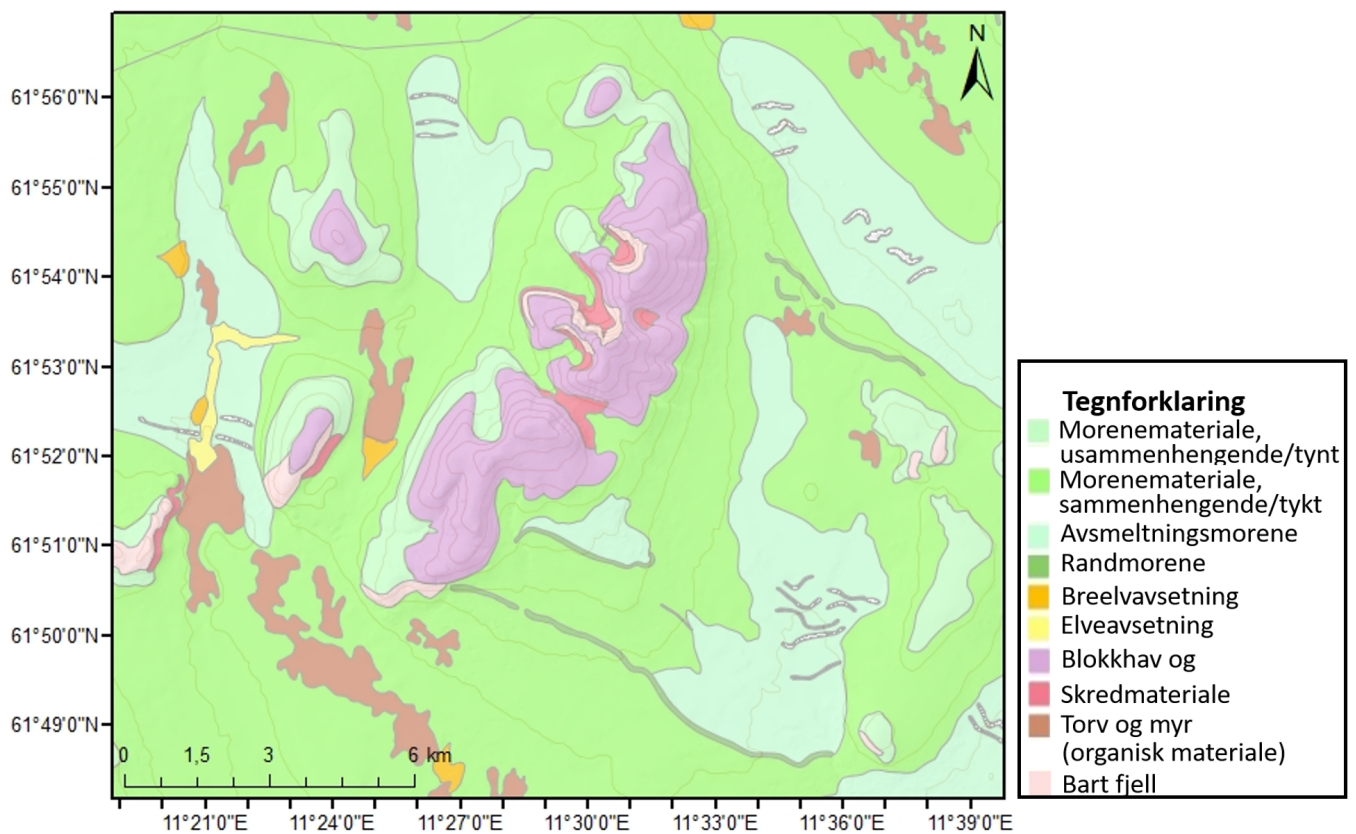
Figur 2.15: Berggrunnskart ved Rendalssølen som viser strøk og fall med røde sirkler. Modifisert fra NGU (2019a).



Figur 2.16: Bergartsenheter i sparagmittområdet, blå prikk markerer Rendalsølen (Nystuen, 2013).

2.3.3 Løsmasser og geomorfologi

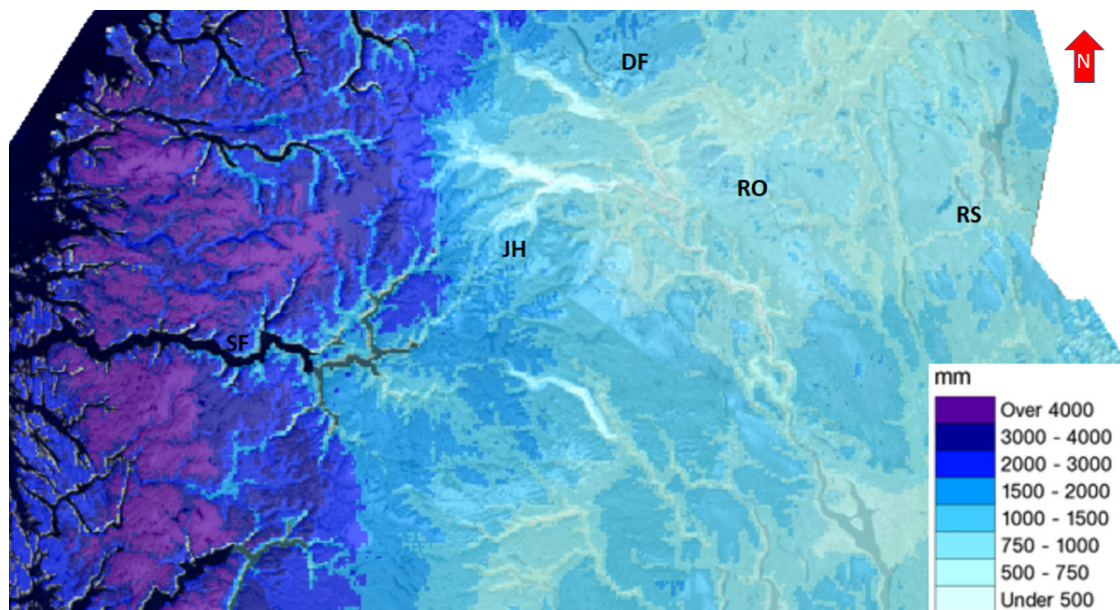
Indre Østlandet har store mektigheter av løsmasser og glasiale avsetningsformer, og dette gjelder også for studieområdet (Kleman et al., 2008) (figur 2.17). Morenemateriale er den dominerende jordarten i studieområdet. Glasiale avsetningsformer som randmorener sørøst for fjellmassivet er antatt å være fra før LGM (Fredin, 2002). Dette kan begrunnes med at området hadde kaldbasert is under siste deglasiasjon (Sollid & Sørbel, 1994). Selve fjellmassivet er dekket av blokkhav og forvittringsmaterialet. Morfologien til Rendalssølen er videre preget av botner og sekkedaler med et fremtredende skar mellom Midtre Sølen og Søre Sølen.



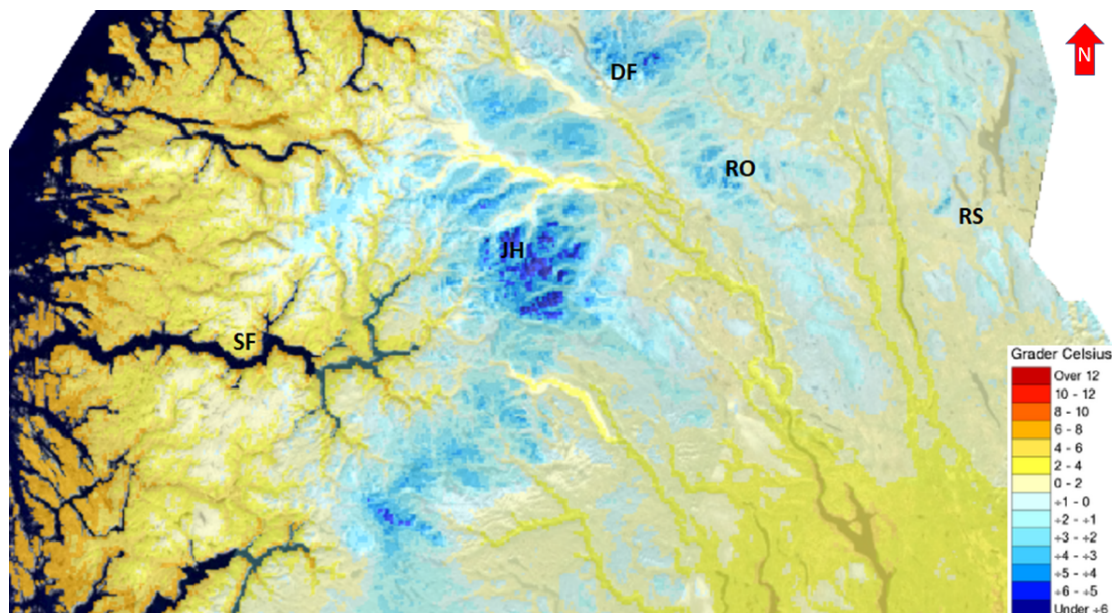
Figur 2.17: Kvartærgeologisk kart over Rendalssølen og området rundt. Kartet er hentet fra NGU (2019b).

2.3.4 Klima

Rendalssølen er lokalisert i den mest kontinentale regionen i Sør-Norge, hvor det er et kontinentalt klima med lite nedbør og lav årsmiddeltemperatur. Værstasjoner i området rundt Rendalssølen registrerer den årlige nedbøren til 450-740 mm, hvorav 30-35 % kommer som snø (Heggem et al., 2005). Gjennomsnittlig månedstemperatur varierer mye i løpet av et år. Værstasjonen i Drevsjø (672 m o.h.), 27 km øst for Rendalssølen, hadde en variasjon på $-11,5^{\circ}\text{C}$ til $11,9^{\circ}\text{C}$ mellom de kalde og varme månedene i perioden 1961-1990. Det er ikke unormalt at daglige temperaturer under -20°C forekommer i månedene mellom desember og februar (Heggem et al., 2005). Figur 2.18 og 2.19 viser den metrologiske normalperioden 1961-1990 for normalnedbør og normaltemperatur.



Figur 2.18: Normalnedbør fra 1961-1990 i nordlige deler av Sør-Norge. RS = Rendalssølen, RO = Rondane, DF = Dovrefjell, JH = Jotunheimen, SF = Sognefjorden. Kilde: SeNorge (2018a).



Figur 2.19: Normaltemperatur fra 1961-1990 i nordlige deler av Sør-Norge. RS = Rendalssølen, RO = Rondane, DF = Dovrefjell, JH = Jotunheimen, SF = Sognefjorden. Kilde: SeNorge (2018b).

2.3.5 Tidligere arbeid

Tidlig på 1940-tallet ble siste istids maksimum (24-20 ka) knyttet opp mot Rendalssølen av Mannerfelt (1941; 1945). Flyttblokker på Rendalssølen's fjelltopper ble antatt til å indikerte at hele fjellmassivet var isoverdekket. Skuringsstriper som går nordvest ble observert og det ble antatt at isdekket ikke var topografisk styrt. Mannerfelt (1945) diskuterer også deglasiasjonen der spor av bredemte sjøer og laterale smeltevannsløp indikerte et kaldbasert isdekke. I seinere tid er det utført studier som omtaler permafrost (Heggem et al., 2005), flyttblokker og smeltevannskanaler i Juliussen & Humlum (2007) og botner i Dahl et al. (1997). Linge et al. (2006) presenterer flere eksponeringsaldre fra Rendalssølen som gir flere tilsynelatende eksponeringsaldre eldre enn siste istids maksimum. Den eldste av eksponeringsdatering ga en tilsynelatende alder på 180 ka (1600 m o.h.). Linge et al. (2006) koblet eksponeringsalderen mot glasiationskronologi til Sejrup et al. (2000). Det ble da foreslått at berggrunnen ikke ble eksponert før 1,07–0,43 Ma. I nyere tid har modeller blitt laget for å simulere sannsynlige landskapshistorier for berggrunnsflater. Knudsen

et al. (2015) laget en kode som bruker Markov Chain Monte Carlo som fremgangsmetode. Videre blir den globale marine oksygenisotopkurven anvendt for å bestemme når et område var eksponert og overdekket av varmbasert is. En tilsvarende kode for kaldbaserte isdekker ble laget av Margreth (2015). Koden bruker Monte Carlo som fremgangsmetode og tar kun hensyn til glasial plukking under isoverdekning.

Kapittel 3

Data og metoder

Metodene som er brukt i dette arbeidet, er koding for å lage bananplott og Hitland-koden. Dette er utført for å visualisere konsentrasjonen til nuklidene i et diagram (bananplott) og simulere potensielle landskapshistorier (Hitland-koden). Før koding av bananplott og Hitland-koden blir presenter, må verdier for kosmogene nuklider og studieområdet fremstilles.

3.1 Data

Data i dette delkapittelet har som formål å fremstille verdier for kosmogene nuklider og prøvedata fra prøveflatene ved Rendalssølen. Det bli også fremstilt tilsynelatende eksponeringsaldre og en enkel beskrivelse av prøveflatene.

3.1.1 Kosmogene nuklider og studieområdet

I dette arbeidet blir de kosmogene nuklidene ^{26}Al og ^{10}Be benyttet, ettersom de har en passende halveringstid for rekonstruksjon av landskapshistorier i kvartærtid. Halveringstiden til ^{26}Al er 0,720 Ma (Nishiizumi, 2004) og 1,378 Ma for ^{10}Be (Chmeleff et al., 2010; Korschinek et al., 2010). Referanse for den spallogene produksjonsraten ($P_{\text{be},n}$) settes til

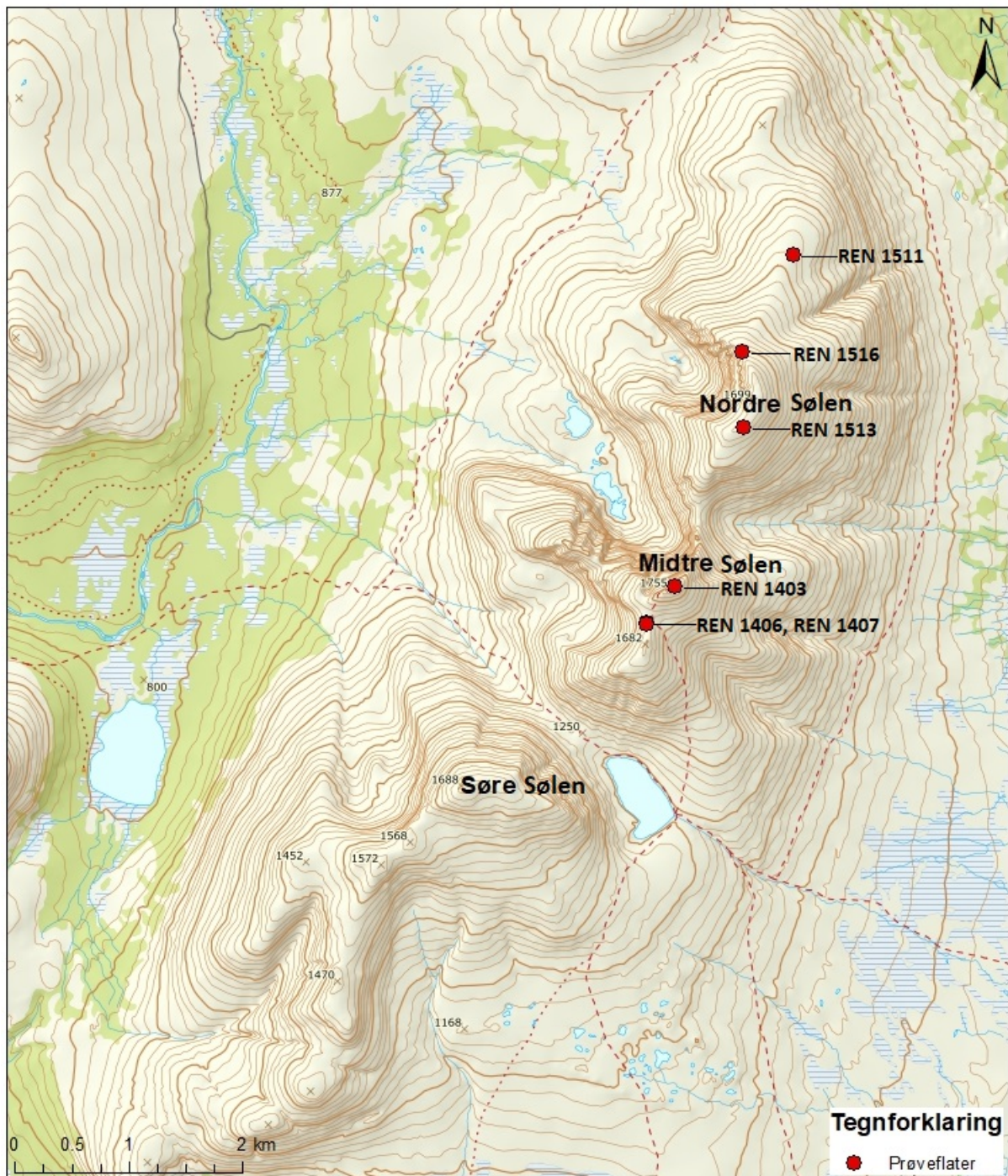
4.02 atomer/g a (Stroeven et al., 2015). Nukliden ^{26}Al har en større produksjonsrate enn ^{10}Be , og forholdstallet er bestemt til 6,75 i berggrunnsverflaten (Balco et al., 2008; Nishiizumi et al., 2007). De siste årene har det vært diskutert om dette forholdstallet skal være enda høyere (Argento et al., 2013; Corbett et al., 2017). I dette arbeidet blir forholdstallet 6,75 for $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ brukt som hos Margreth et al. (2016). Dempingslengde (Λ_i) må også bestemmes for de forskjellige produksjonsmåtene til nuklidene. For spallasjon (nøytroner) er dempingslengden definert av Gosse & Phillips (2001), og er bestemt til 160 g/cm^2 . Negativ myonproduksjon har en dempingslengde på 1510 g/cm^2 (Heisinger et al., 2002a), og hurtig myonproduksjon har en dempingslengde på 4320 g/cm^2 (Heisinger et al., 2002b).

Konstanter som blir brukt i bananplottet og Hitland-koden må bli bestemt for studieområdet. For å beregne demping av kosmisk stråling ved dybde i is og berggrunn, må massetettheten til disse enhetene bestemmes. Berggrunnen (ρ_{rock}) består av metasandstein (arkose) og massetettheten settes til $2,65 \text{ g/cm}^3$, mens for is (ρ_{ice}) settes den til $0,9 \text{ g/cm}^3$. Tykkelse til isdekker som har overdekket studieområdet må også anslås. I bakgrunnskapittelet blir maksimums- og minimumsmodellene for isdekket til LGM-tid diskutert. Maksimumsmodellen blir brukt i dette arbeidet, ettersom den baseres på at hele Rendalssølen var overdekket av is i LGM. Det er usikkert hvor tykt isdekket var på Rendalssølen i LGM, men minimumstykkelsen fra studien til Siegert et al. (1999) blir brukt. Dette innebærer at isdekket hadde en høyde på 2300 m o.h. i området. Tidspunkt for deglasiasjon etter LGM blir bestemt med ^{10}Be -dateringer av flyttblokker (figur 3.3). ^{10}Be -aldre av to flyttblokker på omkring 1655 m o.h. gir en deglasiasjonsalder på 10.3 ± 0.3 og 9.8 ± 0.3 ka (Linge, upubliserte data). Dette indikerer at fjellmassivet ble isfritt for ca. 10 ka siden, og blir brukt som deglasiasjonsalder. Til slutt må varigheten til glasieringer bestemmes. Det blir tatt utgangspunkt i weichsel, ettersom den er best kjent og mest studert. Weichsel startet for rundt 117 ka siden og varte til holocen, som startet for rundt 11,7 ka siden. Dette betyr en varighet på 105,3 ka, men på grunn av usikkerheter settes varigheten til 100 ka. De interglasiale periodene, som for eksempel eem, ser ut til å ha vart rundt 10 ka.

3.1.2 Prøveflater og prøvedata fra Rendalssølen

Prøvedata fra seks prøveflater blir brukt i bananplott og Hitland-koden. Prøvetaking og fremstilling av prøvedata fra prøveflatene er utført av Henriette Linge. Derfor vil kun en enkel beskrivelse av prøveflatene bli presentert her.

Figur 3.1 viser et oversiktskart over Rendalssølen og hvor prøveflatene er lokalisert. Flaten til REN 1511 ligger nord for Nordre Sølen. REN 1511 er prøvetatt av fast fjell i et blokkhav og er prøveflaten som ligger lengst nord av prøveflatene (figur 3.5). Sørøver mot toppen av Nordre Sølen er REN 1516 prøvetatt i en blotning av fast fjell (figur 3.7). På topplatået av Nordre Sølen er REN 1513 prøvetatt, også i fast fjell (figur 3.6). Videre er REN 1403 prøvetatt ved topplatået av Midtre Sølen, som ligger lengre sør enn Nordre Sølen (figur 3.2). De to siste prøveflatene (REN 1406 og REN 1407) ligger litt lengre sør i sadelen mellom Midtre Sølen og en nærliggende topp (1682 m o.h.) (figur 3.3 og 3.4). Begge disse prøveflatene er prøvetatt i fast fjell. Alle prøveflatene ligger langs ryggen til fjellmassivet som er orientert NØ-SV. Prøveflatene er videre lokalisert i de øverste hundre meterne av fjellmassivet. Unntaket er REN 1511, som ligger mer enn 200 meter under den nest laveste prøveflaten. Rendalssølen har fire botner som er lokalisert på den vestlige siden til fjellmassivet, men ettersom alle prøveflatene ligger langs ryggen til fjellmassivet, kan ikke botnbreer ha dekket prøveflatene.



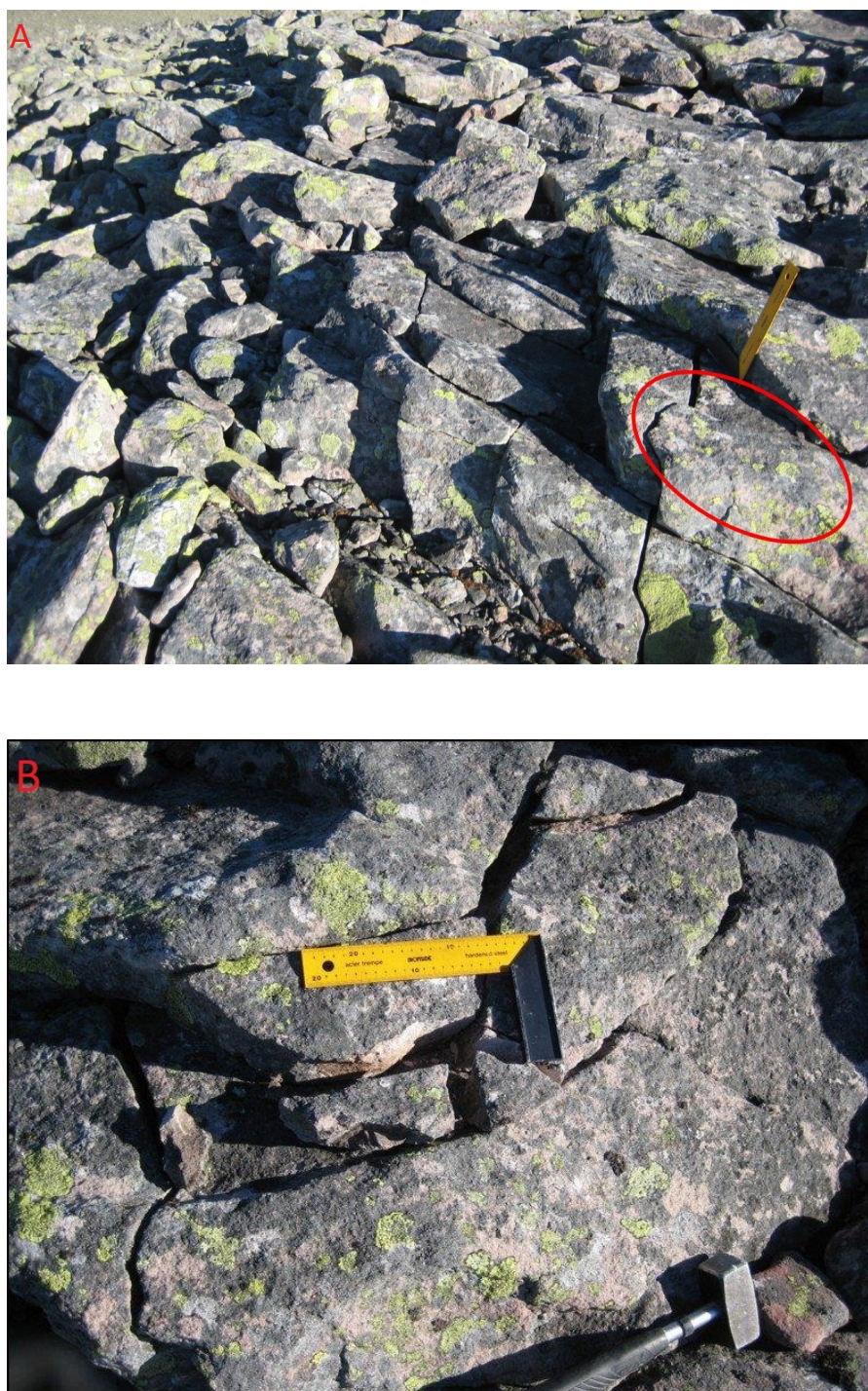
Figur 3.1: Oversiktskart over hvor prøveflatene er plassert ved Rendalssølen, markert med røde prikker. REN 1406 og REN 1407 ligger nært hverandre og er markert med en rød prikk i oversiktskart.



Figur 3.2: REN 1403 (1755 m o.h.) er prøvetatt på en blotning av fast fjell (metasandstein) på toppen av Midtre Sølén. Foto: Henriette Linge.



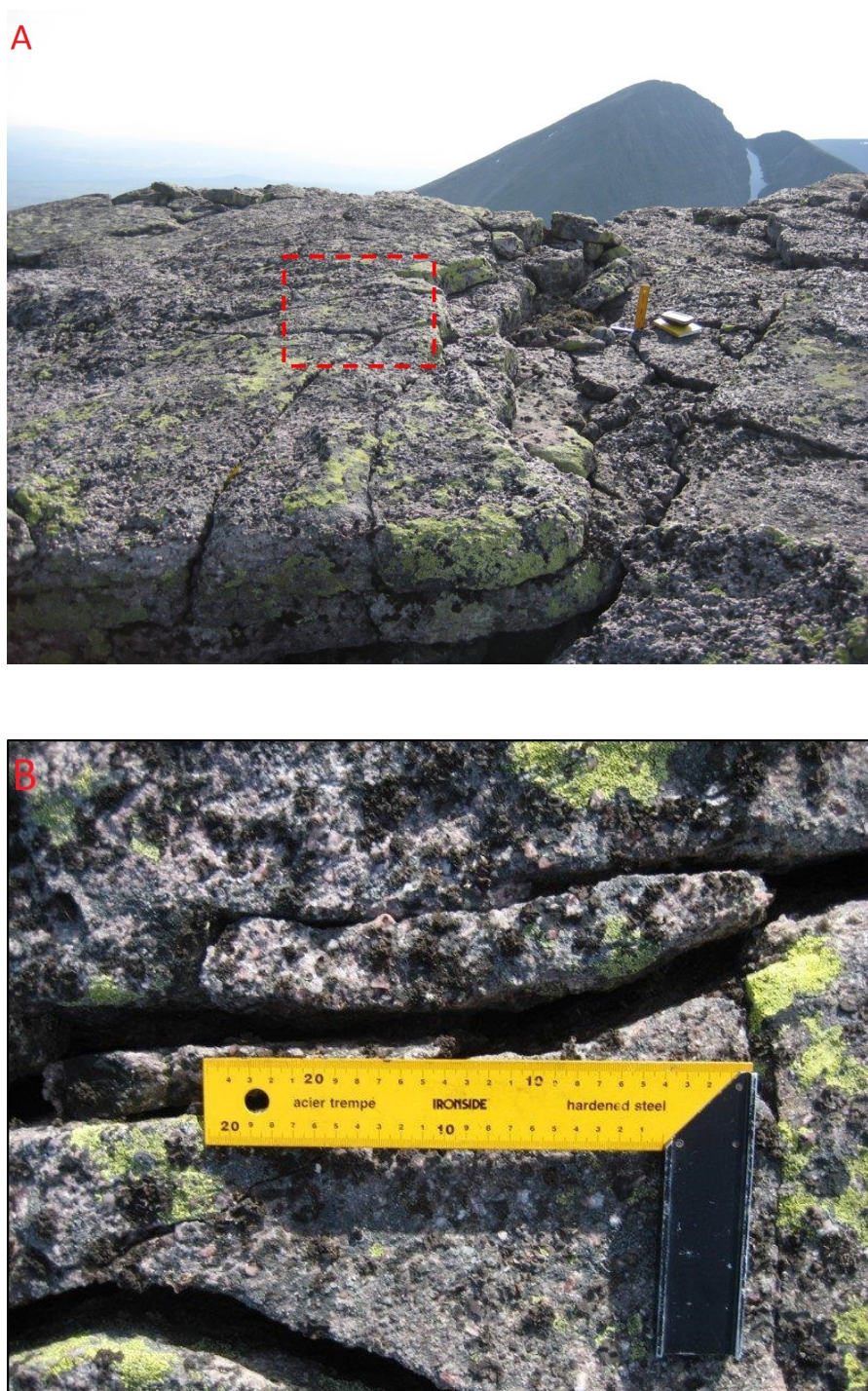
Figur 3.3: REN 1406 (1649 m o.h.) er prøvetatt på en blotning av fast fjell (metakonglomerat) i sadelen mellom en topp på 1682 m o.h. og Midtre Sølén. Ved lokaliteten er det to små flyttblokker som er prøvetatt og gir henholdsvis ^{10}Be -aldrene 10.3 ± 0.3 og 9.8 ± 0.3 ka (Linge, upubliserte data). Foto: Henriette Linge.



Figur 3.4: REN 1407 (1654 m o.h.) er prøvetatt på en blotning av fast fjell (metasandstein) i sadelen mellom en topp på 1682 m o.h. og Midtre Sølén. (A) oversiktsbilde over prøvetatt flate, rød sirkel viser hvor prøvetakning ble utført, mens (B) viser prøvetatt. En nærliggende prøvetatt flate er REN 1406. Foto: Henriette Linge.



Figur 3.5: REN 1511 (1380 m o.h.) er prøvetatt på en blotning av fast fjell (metakonglomerat) i blokkhav. (A) oversiktsbilde med prøvetatt flate, rød sirkel viser hvor prøvetakning ble utført, mens (B) viser prøveflate. Foto: Henriette Linge.



Figur 3.6: REN 1513 (1682 m o.h.) er prøvetatt på en blotning av fast fjell (metakonglomerat) på topplatået av Nordre Sølen. (A) oversiktsbilde med prøvetatt flate, rød firkant viser hvor prøvetakning ble gjennomført, mens (B) viser prøveflate. Foto: Henriette Linge.



Figur 3.7: REN 1516 (1595 m o.h.) er prøvetatt på en blotning av fast fjell (metasandstein/-konglomerat) ved kanten av stup ned til Nordre Søløholet. (A) oversiktsbilde over prøvetatt flate, mens (B) viser nærmere bilde av blotningen. Foto: Henriette Linge.

Det er observert forskjeller i ^{10}Be - og ^{26}Al -konsentrasjonene til prøvedata fra Rendalssølen (tabell 3.1). Nuklidekonsentrasjonen er nærmest en størrelseorden større for prøvedata til REN 1406, REN 1407 og REN 1513 enn de tre andre prøveflatene (REN 1403, REN 1511 og REN 1516). Henriette Linge har brukt v3 av online-kalkulatoren (Balco et al., 2008) for å finne flatenes tilsynelatende eksponeringsalder (tabell 3.2). Online-kalkulatoren bruker Lm-skalerting av Stone (2000) etter Lal (1991) og de globale kalibreringsdatasettene for ^{10}Be - og ^{26}Al -produksjon av Borchers et al. (2015). Det observeres at REN 1406, REN 1407 og REN 1513 viser en tilsynelatende høyere eksponeringsalder enn prøveflatene REN 1403, REN 1511 og REN 1516. Dette er forventet ettersom de eldre prøveflatene har høyere nuklidekonsentrasjoner.

Tabell 3.1: Prøvedata til prøveflatene ved Rendalssølen (Linge, upubliserte data).

Prøve ID	Breddegrad (°N)	Lengdegrad (°E)	Høyde (m o.h.)	Kons. ^{10}Be (at/g)	Usi. kons. ^{10}Be (at/g)	kons. ^{26}Al (at/g)	Usi. kons. ^{26}Al (at/g)	$^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$	$^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ Usi.
REN 1403	61.884403	11.517739	1754	1197282	15250	7248984	116441	6.05	0.12
REN 1406	61.881573	11.512863	1649	2347562	38237	12914859	200336	5.5	0.12
REN 1407	61.881429	11.512851	1654	1901873	30441	11328561	268490	5.96	0.17
REN 1511	61.910125	11.539758	1380	815631	11736	5397518	92487	6.62	0.15
REN 1513	61.896701	11.530306	1682	2196447	29561	13109882	154375	5.97	0.11
REN 1516	61.902652	11.53055	1592	844560	15462	5280617	84992	6.25	0.15

Tabell 3.2: Tilsynelatende eksponeringsalder til prøveflatene ved Rendalssølen (Linge, upubliserte data).

Prøveflate	^{10}Be -alder (ka)	Usi. ^{10}Be -alder (\pm ka)	^{26}Al -alder (ka)	Usi. ^{26}Al -alder (\pm ka)
REN 1403	59,7	0,8	52,1	0,9
REN 1406	131,5	2,2	105,2	1,7
REN 1407	106,3	1,7	92,0	2,3
REN 1511	55,0	0,8	52,5	0,9
REN 1513	121,1	1,7	105,3	1,3
REN 1516	48,1	0,9	43,3	0,7

3.2 Visualisering av prøvedata - bananplott

Bananplott, også kalt *burial plot* (Margreth et al., 2016) og *bananagram* (Gillespie & Bierman, 1995), er et diagram som fremstiller forholdet mellom to bestemte kosmogene nuklider. I dette arbeidet brukes bananplott til å visualisere forholdet mellom nuklidene ^{26}Al og ^{10}Be i berggrunnsflater fra Rendalssølen. Bananplottet utnytter det faktum at nuklidene produseres med kjent hastighet, som varierer med høyde over havet, lengde og breddegrad. Plottet består av $\log^{10}\text{Be}$ på x-aksen og $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ på y-aksen. Ettersom nuklidene har forskjellig halveringstid, vil forholdet mellom ^{26}Al og ^{10}Be i berggrunnen endres over tid. Dette skjer både under kontinuerlig eksponering, jevn erosjon eller fullstendig overdekning (Knudsen & Egholm, 2018).

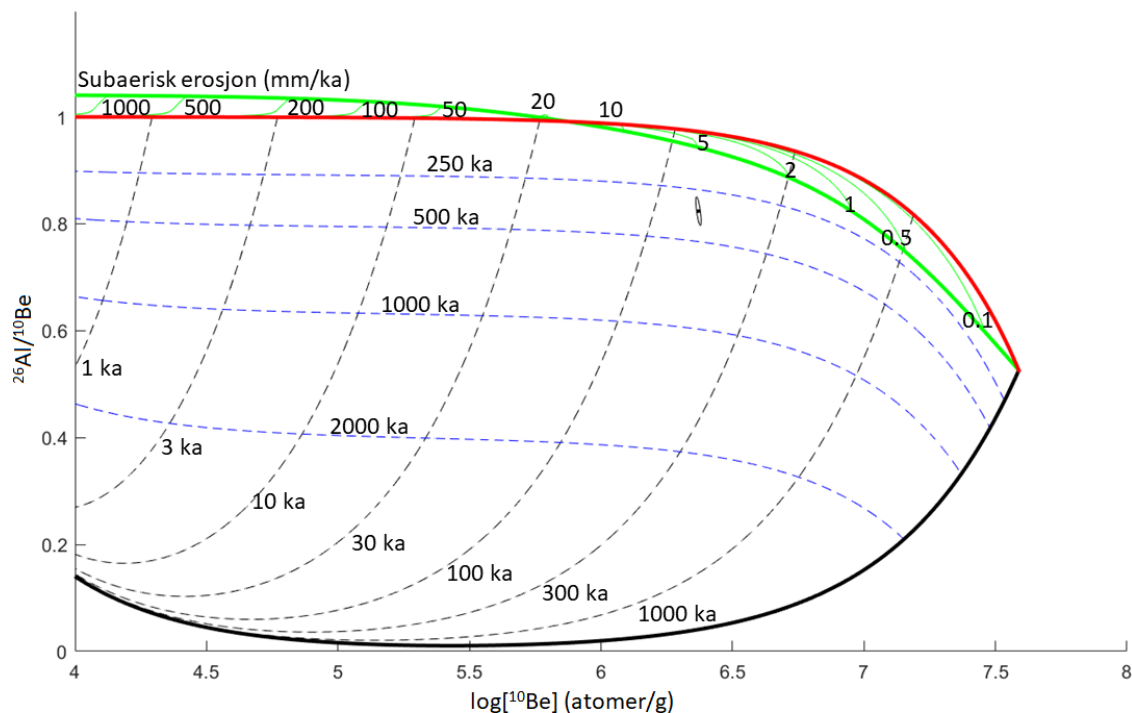
Bananplottet brukes til å besvare flere geologiske spørsmål om historien til forskjellige landformer. Nuklidekonsentrasjonen til flere prøveflater fra samme område kan plottes i diagrammet. Da vil man kunne sammenligne nuklidekonsentrasjonen fra prøveflatene, samt erosjonsrater og de enkleste komplekse historiene.

3.2.1 Variabler

I plottet brukes flere variabler for å beregne forskjellige verdier ved eksponering og overdekning. Subaerisk erosjonsrate er en variabel som begrenses fra 0,1 til 1000 mm/ka, der verdiene viser hvilke subaerisk erosjonsrate som er mulige for en gitt ^{10}Be -konsentrasjon. Dette kommer av at med økt erosjonsrate vil de ustabile nuklidene komme fortere i likevekt, noe som betyr at produksjonen av nuklider tilsvarer samme mengde som desintegrerer og eroderes vekk. I bananplottet blir flere varigheter for eksponering og overdekning framhevet, slik at det er mulig å koble datapunkter mot eksponering- og overdekningshistorier visuelt. De bestemte eksponeringstidene er følgende, i tusen år: 1, 3, 10, 30, 100, 300, 1000. For overdekning er tidene satt til følgende, i tusen år: 250, 500, 1000, 2000. Utfra disse variablene vil det dannes et rutenett som datapunktene plottes i.

3.2.2 Modifisering og visualisering

Bananplott blir laget ved å beregne nuklideproduksjonsrate til en gitt prøveflate, der LSD-skalerting blir brukt (Lifton et al., 2014). Deretter er ligninger i delkapittel 2.3 anvendt til å beregne verdier for konsentrasjon av ^{26}Al og ^{10}Be ved kontinuerlig eksponering, gitte tidsintervall for overdekning/eksponering og bestemte subaeriske erosjonsrater. Fordi bananplottet er laget ved nuklideproduksjonsraten til en gitt prøveflate, vil det være problematisk å plote andre prøveflater med ulike høyde (m o.h.) i det samme bananplottet. Årsaken til dette er at produksjonsraten endrer seg i takt med høyde. Dette resulterer i at prøveflater som er høyere i terrenget enn referanseflaten, vil ha en større produksjonsrate av nuklider. Dette fører til økt konsentrasjon av kosmogene nuklider i berggrunnen, og prøveflatene gir for høy alder i bananplottet. Det samme gjelder for prøveflater som er lavere i terrenget enn referanseflaten. De vil ha en lavere produksjonsrate og derfor lavere konsentrasjon av nuklider, og vil vise for lav alder. Problemet med forskjellig produksjonsrate for prøveflater er løst med å bruke normalisering i koden. Normaliseringen utføres ved at konsentrasjonen av ^{26}Al og ^{10}Be til prøveflaten blir tilpasset produksjonsraten til den bestemt referanseflaten. Prøvedata fra prøveflatene vil da ha riktig konsentrasjon av nuklider og bli plassert på rett plass i bananplottet. Figur 3.8 viser et bananplott som bruker prøvedata fra en prøveflate ved Rendalssølen.



Figur 3.8: Bananplott som består av $\log^{10}\text{Be}$ på x-aksen og forholdet $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ på y-aksen. Plottet bruker prøvedata fra REN 1406, Rendalssølen.

Den røde kontinuerlige linjen viser kontinuerlig eksponering uten erosjon. Det vil si hvilken verdier berggrunns-overflaten vil få av $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ til hver verdi av $\log^{10}\text{Be}$ under kontinuerlig eksponering for kosmisk stråling. Linjen viser maksimumsforhold mellom $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ når erosjon er lik 0 mm/ka. Til venstre starter linjen med verdien 1 på y-aksen, og tilsvarer produksjonsforholdet 6,75 mellom $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$. Ved å følge den røde linjen mot høyre i plottet, observeres det at linjen har små endringer langs y-aksen, før den begynner å minke i verdi. Dette skjer fordi ^{26}Al har nesten halvparten så lang halveringstid som ^{10}Be , og derfor oppnår ^{26}Al likevekt mellom nuklideproduksjon og radioaktivnedbrytning fortere enn ^{10}Be . Da vil konsentrasjonen av ^{10}Be fortsette å øke, mens ^{26}Al konsentrasjon er stabil. $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -forholdet vil fortsette å minke helt til ^{10}Be oppnår likevekt, som vil være der den røde linjen stopper til høyre.

En grønn tykk linje som følger samme trend som den røde linjen vises i bananplottet. Den grønne linjen følger den røde kontinuerlige eksponeringslinjen, ettersom den grønne linjen har kontinuerlig eksponering. Forskjellen er at subaerisk erosjon blir tatt hensyn til i den grønne linjen. Derfor viser denne linjen maksimumsforholdet $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ kan ha gitt $\log^{10}\text{Be}$ når erosjon er vektlagt. Fra den tykke grønne linjen strekker det seg noe tynne grønne linjer som markerer bestemte erosjonsrater. Linjen lengst til venstre vil indikere høyest erosjonsrate, fordi ved høyere erosjonsrate vil berggrunnsoverflaten oppnå likevekt tidligere. Dette medfører at linjen lengst til høyre vil ha den laveste erosjonsraten av de utvalgte verdiene. Dette kan observeres i bananplottet, der erosjonsraten følger den røde linjen lengre før den bøyes av og oppnår likevekt. Linjene kan brukes til å bestemme maksimal erosjonsrate for en prøveflate. Dette kommer av at der de tynne grønne linjene treffer den tykke linjen er det likevekt av nuklideproduksjon, desintegrasjon og erosjon. Dette resulterer i at det ikke vil være mulig å oppnå en høyere nuklidekonsentrasjon ved den bestemte erosjonsraten.

Det er markert noen svarte stiplede konturer i bananplottet. Konturene viser forskjellige eksponeringsintervaller som starter ved den røde eksponeringslinjen. Deretter viser de endring i $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -forholdet ved kontinuerlig overdekning. Konturene kan bli brukt til å si noe om varigheten en flate har blitt eksponert før den overdekkes. Lengst til høyre er konturen for lengst varighet av eksponering før overdekning, markert med en svart heltrukken linje. Konturen viser det samme som de andre stiplede, men den definerer også en grenseverdi for hvilket minimumsforholdstall som er mulig for $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$. Det vil ikke være mulig å få en lavere verdi av $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ gitt $\log^{10}\text{Be}$ under denne linjen.

Blå konturer er også markert i bananplottet, og de går tilsynelatende vinkelrett på de svarte konturene. Linjene indikerer hvor lenge en flate har vært overdekket, som for eksempel av et isdekke. Konturen som er nærmest den kontinuerlige eksponeringslinjen (rød linje), viser lavest overdekningsalder. Når forholdstallet mellom ^{26}Al og ^{10}Be synker, vil det indikere en økt overdekningsalder.

I bananplottet er det plottet prøvedata fra en prøveflate ved Rendalssølen (figur 3.8). Datapunktet er markert med en svart prikk med en svart ellipse rundt. Plasseringen av datapunktet i diagrammet er med hensyn til konsentrasjonen av ^{26}Al og ^{10}Be . Ellipsen viser usikkerheten til konsentrasjonen av ^{26}Al og ^{10}Be .

3.2.3 Oppsummering og feilkilder

Koden til bananplottet bruker produksjonsraten av nuklider ved en bestemt flate til å produsere diagrammet. Produksjonsraten inkluderer produksjon via spallasjon og myonindusert reaksjoner som gir en mer nøyaktig konsentrasjon i bananplottet. Det er inkludert subaerisk erosjon under eksponering med en rekke markerte erosjonsrater (grønne linjer). Ved isoverdekning er det antatt at det ikke skjer glasial erosjon og at det kun er radioaktiv nedbrytning som reduserer nuklidekonsentrasjonene. I koden til bananplott er det inkludert en normalisering av nuklidekonsentrasjonen fra prøvedata. Dette medfører at prøvedata fra prøveflatene kan plottes direkte i bananplott og ikke må normaliseres på forhånd. Det er viktig å understreke at normaliseringen angår kun produksjonsraten. For prøver fra andre geografiske områder vil konstanter og variabler sannsynligvis ha andre verdier. I en slik situasjon vil ikke normaliseringen ha noen effekt, og prøvene bør ikke plottes sammen.

Under eksponering vil en berggrunnsflate få økt nuklidekonsentrasjon og bevege seg mot høyre i diagrammet, ettersom $\log^{10}\text{Be}$ på x-aksen vil øke. Ved overdekning minker flates nuklidekonsentrasjon og prøvepunktet vil bevege seg nedover og mot venstre i diagrammet, der både ^{26}Al - og ^{10}Be -konsentrasjonene minker. ^{26}Al desintegrerer fortere enn ^{10}Be , og forholdet $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ vil derfor synke, mens bevegelsen mot venstre skyldes at ^{10}Be -konsentrasjonen minker. Ved å summere horisontale og vertikale konturer som krysser et prøvepunkt i plottet kan man finne minimumsalder til en berggrunnsflate med kompleks alder. Det er viktig å presisere at det er en minimumsalder bananplottet viser, ettersom det ikke kommer frem hvordan konsentrasjonen av ^{26}Al og ^{10}Be har bygd

seg opp. Svingninger i konsentrasjonen til en berggrunnsflate med flere isoverdekning- og eksponeringsperioder er ikke tatt hensyn til i plottet. Det er også mulig å si noe om den gjennomsnittlige subaeriske erosjonsraten til en berggrunnsflate ved bruk av bananplottet. En berggrunnsflate vil oppnå likevekt av nuklidekonsentrasjonen der nuklideproduksjonen er lik mengden nuklider som fjernes ved erosjon og radioaktiv nedbrytning. Prøvepunktet fra en prøveflate kan derfor brukes til å si hvor høy den maksimale erosjonsraten har vært på en flaten. For eksempel kan ikke erosjonsraten ha vært høyere enn 4-5 mm/ka for prøveflaten som er plottet i figur 3.8.

Det er flere feilkilder ved bruk av bananplottet. Konsentrasjonen til prøveflatene er fra eksponeringsdatering, og vil ha usikkerheter og eventuelle feilkilder som er beskrevet i delkapittel 2.1.2. Bananplottet kan også ha feilkilder gjennom de bestemte konstantene. For eksempel kan istykkelsen være 100 meter feil. Imidlertid vil det ikke påvirke bananplottet i noen stor grad så lenge istykkelsen er mer enn 50 meter tykk (Margreth et al., 2016). Årsaken til dette er at isdekket demper den kosmiske partikkelstrålingen. Hvis isen er <50 meter tykk vil det kunne skje myonindusert produksjon i berggrunnen (Knudsen et al., 2015).

3.3 Koding av Hitland-koden

Hitland-koden sitt rammeverk er bygget på utviklingen av kosmogene nuklider igjennom flere glasiiale perioder i kvartær. Knudsen et al. (2015) og Margreth (2015) diskuterer flere nøkkelparametre og variabler for å produsere en kode som simulerer landskapshistorier i kvartærtid. Det er forskjeller mellom koden til Knudsen et al. (2015) og Margreth (2015). Knudsen et al. (2015) bruker Markov Chain Monte Carlo-metode som fremgangsmåte og inkluderer subglasial erosjon (abrasjon) med isoverdekning. Margreth-koden bruker Monte Carlo-metode og tillater kun glasial plukking med isoverdekning (Margreth, 2015).

Hitland-koden som presenteres i dette arbeidet, bruker mye av kodingen til Margreth-koden. Metoden er bygget på de samme prinsippene, men flere endringer er utført. I dette delkapittelet vil den nye koden bli forklart i detalj.

3.3.1 Antagelser

Ideen som ligger til grunn for Hitland-koden, er å lage en kode som systematisk simulerer en flates produksjon og tap av ^{26}Al og ^{10}Be for glasiiale-interglasiiale sykluser i kvartærtid. I Hitland-koden blir parametre systematisk simulert mot hverandre for å teste ut alle alternativer for landskapshistorier. Ved hvert forsøk blir det regnet ut en nuklidekonsentrasjon som blir sammenlignet med målt konsentrasjon (prøvedata). Dette gjør det mulig å bestemme de mest sannsynlige verdiene for parametrene, som igjen gjør det mulig å bestemme den mest sannsynlige historien til flaten. En sentral forutsetning for Hitland-koden er at de frie parametrene som velges, er representative for den flatens glasiiale historie. Om dette ikke skjer, kan resultatene fort bli villedende. Det er derfor en forutsetning å kjenne områdets geologiske historie før Hitland-koden brukes.

Produksjon av ^{26}Al og ^{10}Be skjer i eksponeringsperioder når det ikke er isoverdekning, mens tap av nuklider skjer ved subaerisk erosjon og desintegrasjon (Lal, 1991). Koden deles opp i to trinn: et for eksponering og det andre for isoverdekning. Under eksponering blir det antatt at berggrunnen eksponeres 100 % for kosmisk partikkelstråling. Det er ikke utført korreksjon for glasi-isostatiske endringer, heller ikke skjerming av snø eller sedimenter. Ved isoverdekning er det antatt at desintegrasjon dominerer og styrer nuklidekonsentrasjonen. Det er inkludert nuklideproduksjon i dette trinnet, men det vil kun gjelde for tilfeller med et svært tynt isdekke. Selv da vil produksjonen være ubetydelig hvis isen er tykkere enn henholdsvis 10 meter over flaten for spallasjon og 50 meter for myoninduserte reaksjoner (Knudsen et al., 2015). En annen antagelse Hitland-koden bygger på, er at det ikke skjer glasial abrasjon under isdekket, kun glasial plukking. Dette betyr at Hitland-koden kun egner seg for områder som har vært dekket av kaldbasert is.

Hitland-koden er laget for nuklideparet ^{26}Al og ^{10}Be , på lik linje med Margreth-koden. Koden av Knudsen et al. (2015) er mer generell, der det skal være mulig å anvende forskjellige kosmogene nuklider som ^{26}Al , ^{10}Be , ^{14}C og ^{21}Ne . I eksemplene fra Knudsen et al. (2015) er det imidlertid kun brukt ^{26}Al og ^{10}Be . Kombinasjonen av disse nuklidene (^{26}Al og ^{10}Be) er fordelaktig når det gjelder bruk på berggrunnsflater med kompleks landskaphistorier. Grunnen til dette er at nuklidene har forskjellige halveringstider og produksjonsrater (Gosse og Phillips, 2001). Dette gjør at konsentrasjonen til nuklidene kan integrere forskjellige aspekter av den glasiale-interglasiale historien (Knudsen et al., 2015). Begge nuklidene blir produsert med tilstrekkelige rater i kvarts, noe som gjør mineralet ideelt til prøvetaking for komplekse landskapshistorier (Knudsen et al., 2015). Verdier for nuklidene og studieområdet som blir brukt i Hitland-koden er beskrevet i delkapittel 3.1.

3.3.2 Parametre og variabler

I koden brukes tre parametre for å definere miljøet til de forskjellige landskapshistoriene. Parametrene må begrenses slik at landskapshistoriene ikke blir tidskrevende å simulere. Imidlertid vil små intervall føre til at koden går glipp av viktige landskapshistorier, eventuelt den som er mest riktig. Hvis grenseverdiene til intervallene er for vide vil simuleringen bli unødvendig treg og kan simulere landskapshistorier som ikke er reelle.

I koden blir eksponerings- og overdekningsepisoder koblet mot endringer i klima. For å representere fortidens klima tar dette arbeidet i bruk den globale marine oksygenisotopkurven fra Lisiecki & Raymo (2005). Årsaken til at denne kurven blir anvendt er fordi den går langt tilbake i tid, noe som er viktig for å kunne rekonstruere landskapshistorier i kvartærtid. Andre arkiv som er mer lokale, som speleothemer fra karsthuler i Norge, er også vurdert. Imidlertid er de eldste speleothemene datert med uransier til 350-730 ka (Lauritzen et al., 1990), og dekker kun siste delen av kvartær. I koden velges grenser for $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdier for overdekning og eksponering fra 3,7 til 4,5‰ som den første parametere. Grensene er valgt på grunnlag av overgangene mellom isoverdeknings- til eksponeringsperioder i weichsel (Kleman & Stroeven, 1997). $\delta^{18}\text{O}$ varierer mer enn de valgte begrensningene i oksygenisotopkurven, men ansees å være innenfor enten intervallet til store skandinaviske isdekker eller eksponeringsperioder for studieområdet. Det vil derfor ikke ha noe betydning for glasiasjonshistorien til studieområdet. Et annet argument for denne begrensningen er at det vil være viktig å ikke gjøre intervallet for $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdier unødvendig vidt. Det vil gi koden mer data å simulere, og eventuelle resultater vil sannsynligvis være irrelevante. Intervallet mellom hver $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdi innenfor begrensningen (3,7 til 4,5‰) blir begrenset til 0,05. Dette resulterer i 17 forskjellige $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdier i simuleringen til Hitland-koden.

Den neste parametret som defineres, er antall isoverdekninger en flate er utsatt for. Når skjedde den første eksponeringen ved dagens observerte flate. I koden blir kompleks alder bestemt ved antall overdekninger, som reflekterer hvor mange ganger $\delta^{18}\text{O}$ -verdien krysser terskelverdien i oksygenisotopkurven. Isoverdekninger blir et mål på alder, der alderen blir summen av hvor mange overdeknings- og eksponeringsepisoder det har vært med en bestemt $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdi. Oksygenisotopkurven til Lisiecki & Raymo (2005) strekker seg tilbake > 5 Ma. I dette arbeidet blir maksimumsalderen satt til 3 Ma, som inkluderer hele kvartærtiden. Argumentet for å korte oksygenisotopkurven med 2 Ma er at det var først da isbreer ble dannet i Skandinavia (Kleman & Stroeven, 1997; Ottesen et al., 2009). Et annet argument er at det var først ved 3 Ma at svingningene til $\delta^{18}\text{O}$ -verdiene ble kraftigere. Dette innebærer et maksimum på 58 overdekninger innenfor $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdiene som er definert. Intervallet for denne parametret er per overdekning.

Den siste parametret er subaerisk erosjonsrate, prosessen som fjerner det øvre laget av berggrunnen med fysiske og kjemiske prosesser i interglasiale perioder. For å kunne begrense den subaeriske erosjonsraten for studieområdet brukes data fra Jansen et al. (2019). De definerer den minste gjennomsnittlige erosjonsraten i Skandinavia til < 1 mm/ka. I studieområdet har det vært kaldbasert is, og det er sannsynlig at det har vært svært lave erosjonsrater. Den minste raten til den subaeriske erosjonen settes derfor til 0 mm/ka, slik at alle de minste verdiene testes. Den øvre begrensningen er imidlertid vanskeligere å definere for studieområdet. Den kan bestemmes ved å studere erosjonsbegrensningene i bananplott med prøvedata fra studieområdet. I delkapittelet til bananplott blir det forklart hvordan de ustabile nuklidene i berggrunns-overflaten oppnår likevekt under subaerisk erosjon. Imidlertid kan den øvre begrensningen for subaerisk erosjonsrate avgjøres fra relieffet til kvartsganger i berggrunnen ved studieområdet, og blir anvendt her (figur 3.9).



Figur 3.9: (A) viser en kvartsgang med et relieff på 50-60 mm og har en ^{10}Be -eksponeringsalder på $24,2 \pm 0,9$ ka (Linge, upubliserte data) ved Akshaugen 1161 m o.h., nord for Rendalssølen. (B) Tannvola (1221 m o.h.) vest for Rendalssølen viser et relieff på 4-5 mm med en ^{10}Be -eksponeringsalder på $37,9 \pm 0,6$ ka (Linge, upubliserte data). Foto: Henriette Linge.

Kvarts er et mineral som er resistent mot kjemisk forvitring, og kvartsganger vil derfor være gode indikatorer på hvor stor den kjemiske forvitringen er på berggrunnen. Figur 3.9 viser eksempel på to kvartsganger fra området rundt Rendalssølen. Det er stor forskjell i relieffet mellom kvartsgangen og berggrunn til de to kvartsgangene. Det blir tatt utgangspunkt i at kvartsgangen med størst relieff viser den største potensielle erosjonsraten for studieområdet. Imidlertid viser de fleste kvartsgangene i studieområdet et relieff som er mer lik B i figur 3.9. Ved å ta utgangspunkt i relieffet og den tilsynelatende eksponeringsalderen på 24 ka ved Akshaugen blir den subaeriske erosjonsraten 2,1-2,4 mm/ka. Når tiden til deglasiasjon av området vektlegges (10 ka) blir erosjonsraten henholdsvis 5-6 mm/ka. Den øvre begrensningen til subaerisk erosjonsrate for studieområdet settes til 5 mm/ka og gir et konservativt estimat. Beregning av erosjonsrate til kvartsgang ved Tannvola gir 0,11-0,13 mm/ka ved eksponeringsalder og 0,4-0,5 mm/ka når tiden til deglasiasjon vektlegges. Intervallet mellom hvert steg av erosjonsrater settes til 0,1 ettersom et mindre intervall ikke vil gi bedre informasjon, men forsinke simuleringen betraktelig.

Det viktigste med parametrene som beskriver miljøet i studieområdet, er at de dekker den reelle variasjonene som kan ha funnet sted. Det er også grunnleggende at parametrene har små nok steg innenfor intervallene slik at alle de reelle mulighetene blir testet. En overdrivelse av stegstørrelsen i intervallene vil resultere i at simuleringen tar lengre tid enn nødvendig.

Koden inkluderer også glasial plukking (se kapittel 2.3.1) ved overdekning av kaldbaserte isdekker (i tillegg til parametrene). Plukking inngår ikke i miljøparametrene, ettersom hver enkelt flate kan ha hatt forskjellig grad av plukking. Graden av plukking er bestemt ved tre variabler i kodingen: (1) antall plukkinger, (2) når de skjedde, og (3) tykkelsen på dem.

(1) Antall plukkinger er hvor mange plukkehendelser som har skjedd fra berggrunnen først ble eksponert og frem til flaten ble prøvetatt. I koden blir det satt en begrensning på én plukkehendelse for hver isoverdekning. Dette innebærer at det kan være maksimalt 58 plukkehendelser, ettersom maksimalt antall overdekninger innenfor den definerte $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdien er 58.

(2) Det neste som må tas hensyn til er når plukkingen skjedde i den glasiale historien. Dette vil påvirke nuklidekonsentrasjonen, der yngre plukkehendelser vil ha en større innvirkning på konsentrasjonen. For eksempel vil en plukkehendelse som skjedde i weichsel, medføre at nuklidekonsentrasjonen i flaten ikke har fått bygd seg opp like mye som om det hadde skjedd en plukkehendelse under Fedjelasiasjonen.

(3) Når en plukkehendelse skjer, må tykkelsen til den delen av berggrunnen som fjernes defineres. I bakgrunnskapittelet er det forklart at plukkehendelser vil skje ved strukturelle svakheter i berggrunnen, som for eksempel ved lagdelinger. Måling av lagtykkelse i studieområdet er ikke gjort og defineres derfor fra tidligere litteratur. Nystuen & Ilebekk (1981) omtaler lagtykkelsen ved Rendalformasjonen til å ligge mellom 20 og 300 cm, som

er et stort intervall. Margreth (2015) bruker en log-normal fordeling for å bestemme lagtykkelsen for hver plukkehendelse. Det blir brukt en gjennomsnittlig tykkelse på 60 cm og et standardavvik på 10 cm. Dette gir en fordeling av lagtykkelse fra 0 cm til meget tykke fragmenter på over 300 cm. Det vil imidlertid være mest sannsynlige å få en lagtykkelse på rundt 60 ± 10 cm. Log-normal fordelingen som Margreth (2015) bruker, passer godt for lagtykkelsen ved studieområdet, og blir derfor brukt her.

3.3.3 Koding

Her vil en enkel gjennomgang av kodingen i Hitland-koden bli beskrevet, der den fullstendige koden er lagt ved som vedlegg A. Koden kan bygges opp på flere måter. Det er mulig å velge parametre og variabler tilfeldig i simuleringen, som Margreth (2015) har gjort. En annen måte er å systematisk endre parametre og variabler. I koden til dette arbeidet er en kombinasjon av disse metodene tatt i bruk. Miljøparametrene blir gått systematisk igjennom, der et parameter endres etter 10 000 runder i simulering. I hver runde av de 10 000 rundene blir plukkehendelser endret tilfeldig. Argumentet for dette oppsettet er at variablene for plukkehendelser er vanskelige å definere systematisk, og det vil være tidskrevende for koden å gå systematisk igjennom disse også. Oppbygging med systematisk gjennomgang av miljøparametrene sørger for at en vet med sikkerhet at alle miljøparametre blir kjørt mot hverandre i en simulering. Videre blir de prøvd ut med 10 000 tilfeldige endringer i glasiale plukkehendelser, noe som gir stor sannsynlighet for at de fleste kombinasjonene av plukkehendelser blir prøvd.

For hver runde i simuleringen brukes det en bestemt verdi for $\delta^{18}\text{O}$ -terskel, antall overdekninger og subaerisk erosjonsrate. Det er også bestemte variabler for plukkehendelser, men de endres tilfeldig til andre verdier i den neste runden simuleringen kjører. I en runde dekker simuleringen flere eksponerings- og overdekningsperioder. Under eksponeringsperioder forekommer subaerisk erosjon, og ved overdekningsperioder forekommer glasial plukking. Begge prosessene fjerner litt av berggrunns-overflaten. I koden må dette bli tatt hensyn

til ettersom produksjonen av kosmogene nuklider synker eksponentielt med dybden i berggrunnen. Den subaeriske erosjonen er inkludert i Hitland-koden på følgende måte: Under en eksponeringsperiode vil produktet av subaerisk erosjon tilsvare den forhåndsbestemte erosjonsraten og varigheten til eksponeringsperioden. Deretter skjer det en overdekning med is som kan medføre en plukkehendelse. Når perioden med isoverdekning er over, trekkes tykkelsen til subaerisk erosjon ved tidligere eksponering og eventuelt tykkelsen til en plukkehendelse fra dybden i berggrunnen. Da vil berggrunnen ha riktig dybde før neste eksponeringsperiode. Hvis dekket er < 50 meter tykt vil det kunne oppstå problemer. Produksjonen av kosmogene nuklider kan fremdeles skje, og endring av dybde til berggrunnen etter den siste eksponeringsperioden er ikke inkludert ved den påfølgende isoverdekningen.

Når en runde i simuleringen er ferdig, blir simulerte konsentrasjoner av ^{26}Al og ^{10}Be sammenlignet mot målte konsentrasjoner fra prøvedata. Videre blir χ^2 benyttet for å oppnå en kontinuerlig sannsynlighetsfordeling av alle de testede parametrene (Margreth et al., 2016). χ^2 er gitt ved:

$$\chi^2 = ((N_{^{10}\text{Be}(s)} - N_{^{10}\text{Be}(f)})/\sigma_{^{10}\text{Be}(f)})^2 + ((N_{^{26}\text{Al}(s)} - N_{^{26}\text{Al}(f)})/\sigma_{^{26}\text{Al}(f)})^2 \quad (3.1)$$

$N_{^{10}\text{Be}(s)}$ er simulert konsentrasjon, mens $N_{^{10}\text{Be}(f)}$ er målt konsentrasjon fra prøvedata. $\sigma_{^{10}\text{Be}(f)}$ står for usikkerheten til målt konsentrasjon i prøvedata. De samme enhetene gjelder for ^{26}Al , der χ^2 vektlegger forskjellen mellom simulert og målt konsentrasjon (Taylor, 1997). Hvis den kalkulererte konsentrasjonen er innenfor 1σ blir χ^2 -verdien, parametre og variabler lagret som en alternativ landskapshistorie.

3.3.4 Visualisering av χ^2 og parametre

Margreth-koden produserer figurer med sannsynlighetstetthetsfunksjoner (*probability density functions*), heretter omtalt som sannsynlighetstetthet. Funksjonene beregnes fra χ^2 -verdier og velger typetallet som det beste alternativet. Deretter blir det beregnet 1σ usikkerhetsintervall fra sannsynlighetstetthet, som er brukt i resultatene til Margreth et al. (2016). De presenterer flere 2D-plott som viser hvilke variabler og parametre simuleringen produserer for godkjente landskapshistorier. Dette gir imidlertid rom for 3D- og 4D-plott som viser parametre mot hverandre, og gir mer informasjon om de godkjente resultatene.

3.3.5 Oppsummering og feilkilder

Hitland-koden er laget med en systematisk gjennomgang av alle muligheter for intervallene til miljøparametrene. Dette er en forskjell fra tidligere koder av Margreth (2015) og Knudsen et al. (2015) hvor de bruker Monte Carlo-metode. Dette gjør at Hitland-koden er optimalisert, der alle muligheter for parametrene blir testet ut med et rutenett søk (*grid search*). Hver gang et miljøparameter endres i verdi, prøver simuleringen ut 10 000 runder med forskjellige landskapshistorier. Verdier til plukkehendelser blir tilfeldig valgt i hver runde. Hvis den simulerte konsentrasjonen i en bestemt runde er innenfor 1σ usikkerhet til målt konsentrasjon, blir runden lagret som en alternativ landskapshistorie.

Den subaeriske erosjonsraten er konstant for hver runde, noe som medfører at den subaeriske erosjonen som simuleringen finner for hver runde, er en gjennomsnittlig erosjonsrate for alle eksponeringsperiodene. Dette gjelder også for $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdien, som er konstant gjennom en runde i simuleringen. I virkeligheten kan $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdien ha variert i kvartærtid, og endringer i global bentisk $\delta^{18}\text{O}$ -verdi kan være dominert av isdekke andre steder i verden, for eksempel Nord-Amerika. I tillegg har simuleringen lik $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdi for når område ble isoverdekket og isfritt. I virkeligheten kan $\delta^{18}\text{O}$ -terskelen være forskjellig

for inngangs- og utgangsverdien. Simuleringen går også direkte fra overdekning til eksponering, og motsatt. Derfor er ikke endring i istykkelse under deglasiasjon og isoppbygging med i simuleringen. En annen usikkerhet er at det kan vanskelig å vite om alle isdekkene i et område har vært kaldbaserte, dette kan dermed være en feilkilde om varmbasert is har vært til stede. Andre usikkerheter i metoden utenom forenklingene er feil bruk av eller verdi for parametre, variabler og konstanter, for eksempel hvor tykk del av berggrunnen som plukkes. Variabelen er definert utifra Margreth et al. (2016) sitt studieområde, som sannsynligvis ikke har samme lagtykkelse som Rendalssølen. Det er usikkerhet i presisjonen til nuklidekonsentrasjonen og forholdstallet mellom ^{26}Al og ^{10}Be fra AMS analyse. Det er også en usikkerhet i nøyaktigheten av produksjonsverdi til forholdstallet mellom nuklidene, der produksjonsforholdet kan være større. Koden har i tillegg ingen korreksjon for isostatiske endringer. Det er derfor viktig å presisere at Hitland-koden er en forenkling av virkeligheten.

Kapittel 4

Datapresentasjon

Kapittelet er delt opp i to deler. Første delen presenterer resultater ved bruk av prøvedata fra Margreth et al. (2016) i Hitland-koden. Dette blir utført for å kunne sammenligne Hitland-koden med Margreth-koden. I den andre delen blir prøvedata fra Rendalssølen visualisert i bananplott og simulert i Hitland-koden.

4.1 Hitland-koden

I dette arbeidet blir en ny kode for simulering av landskapshistorier presentert, Hitland-koden. Koden er inspirert av Margreth-koden og det er derfor store likhetstrekk mellom kodene. Målet med den nye koden er å vektlegge enda mer subaerisk erosjon, i tillegg til å forbedre og forenkle Margreth-koden. Prøvedata fra Margreth et al. (2016) er simulert i Hitland-koden. Dette gjøres for å sammenligne resultater fra Margreth et al. (2016) og Hitland-koden.

I simuleringen anvendes de samme parameterne, konstantene og variablene som Margreth et al. (2016). Flere av disse er tilsvarende de som blir brukt ved Rendalssølen. Imidlertid er det enkelte forskjeller, som for eksempel referansen for spallogen produksjonsrate ($P_{be,n}$), som ble endret til 4 atomer/g a. Dempingslengden (Λ) av den kosmiske partikkelstrålingens intensitet mot dybde ble endret fra 160 til 150 g/cm² i simuleringen for prøvedata av Margreth et al. (2016). Endringene kommer av at studien til Margreth et al. (2016) ble utført ved Baffin Island (Cumberland Peninsula), et annet geografisk område med høyere breddegrad (lengre nord) enn Rendalssølen. Konstanten for istykkelsen ble satt til 50 meter over berggrunnen, og intervallet til den subaeriske erosjonsraten var 0-4 mm/ka.

4.1.1 Simulering av prøvedata i Hitland-koden

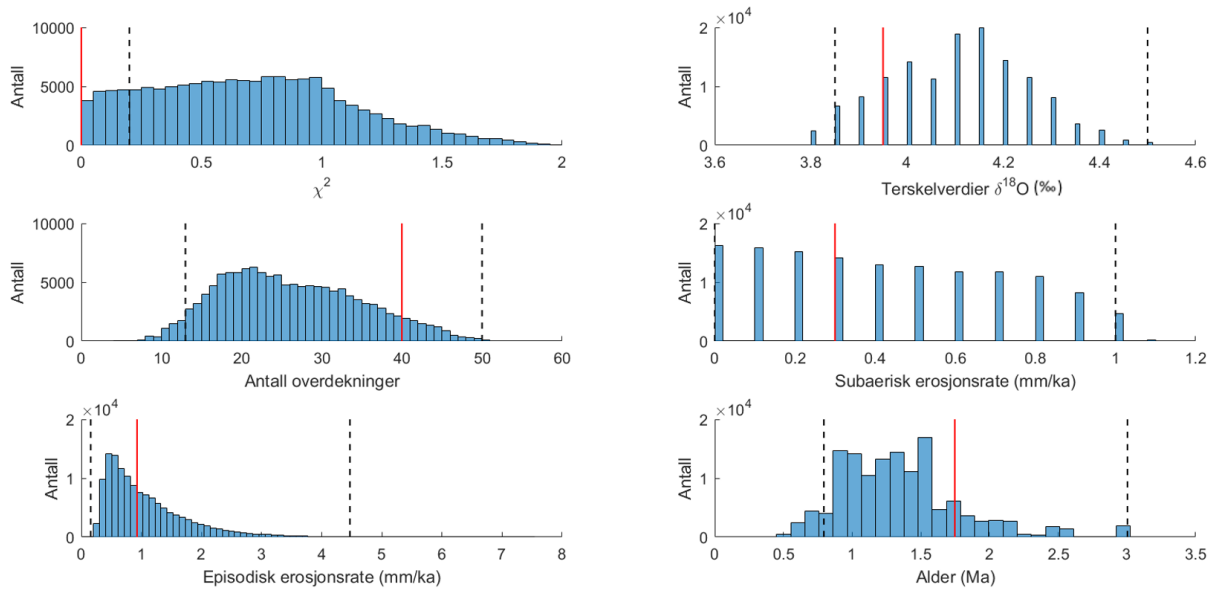
Tre prøver (E222A-01, A186A-01 og A355A-01) av Margreth et al. (2016) ble simulert i Hitland-koden. Resultatene som presenteres i histogram, er hyppighet på y-aksen og verdier av χ^2 , $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdier, antall overdekninger, subaeriske erosjonsrater, episodiske erosjonsrater og totale komplekse historier (aldere) på x-aksen. Beskrivelse av flatene som simuleres, finnes i Margreth et al. (2016) og vil ikke bli gjengitt i dette arbeidet.

E222A-01:

Hitland-koden simulerer 134 588 godkjente landskapshistorier for prøve E222A-01. 'Godkjente landskapshistorier' brukes for simulerte konsentrasjoner som er innenfor 1σ usikkerhet til målt konsentrasjon fra flaten (figur 4.1). $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdiene til de godkjente landskapshistoriene varierer mellom intervallet 3,8-4,5 ‰ $\delta^{18}\text{O}$ i resultatene fra den nye koden. Antall overdekninger har rekkevidden 7-51 og tilsvarer en alder fra 0,51 til 3 Ma. Den subaeriske erosjonsraten er fra 0 til 1,1 mm/ka, mens den episodiske erosjonsraten er mellom 0,1 og 7,5 mm/ka.

Intervallene til parametrene og variablene som er definert over, har en bestemt verdi til den laveste χ^2 -verdien, og kan beskrives som den beste landskapshistorien (med hensyn til konsentrasjon i prøvedata). Den laveste χ^2 -verdien er ved terskelverdien 3,95 ‰ og 40 isoverdekninger, som tilsvarer en alder på 1,75 Ma. Den subaeriske og episodiske erosjonsraten til den beste landskapshistorien er henholdsvis 0,3 og 0,9 mm/ka.

Det er utført en test i Hitland-koden for å observere hvordan intervallene til de godkjente landskapshistoriene endres. Testen er utført ved å bruke en mindre verdi for usikkerheten til de simulerte konsentrasjonene. Ved å utføre en slik test er det antatt at de målte konsentrasjonene fra flatene er korrekte, og at de nærmeste simulerte konsentrasjonene er de beste verdiene. I testen vektlegges χ^2 -verdier som er mindre eller lik 10 % av 1σ usikkerhet og vil heretter bli omtalt som '10-testen'. Dette betyr at det kun er simulerte landskapshistorier med en beregnet konsentrasjon innenfor 10 % av 1σ usikkerhet til den målte konsentrasjonen (prøvedata) som blir godkjent. Årsaken til at 10 % av 1σ usikkerhet ble valgt er hvordan χ^2 -verdiene endres ved parametrene i 3D-plott (figur 4.5 og 4.6). 20 eller 30 % av 1σ usikkerhet kunne også blitt testet, men for å maksimere endringene i intervallene ble 10 % valgt. Denne endringen er videre diskutert i kapittel 5.1. Intervallene med 10 % av 1σ usikkerhet vises i figur 4.1 med svarte stiplede linjer. Området mellom linjene er der intervallene har χ^2 -verdier mindre eller lik 10 % av 1σ usikkerhet. Ved bruk av 10-testen blir intervallene i plottene innsnevret (tabell 4.1). Denne begrensningen er imidlertid større for noen av variablene og parametrene. Maksimumsverdien til den episodiske erosjonsraten går fra 7,5 til 4,7 mm/ka når usikkerheten settes til 10% av 1σ . Endringen er imidlertid vanskelig å se i figur 4.1 ettersom det er få godkjente χ^2 -verdier med 1σ usikkerhet ved de høye episodiske erosjonsratene, noe som gjør det vanskelig å observere histogram-søyler. Det er derfor viktig å understreke at figur 4.1 kun illustrerer hyppighet til verdier for godkjente landskapshistorier. begrensninger til resultatene er vist i tabell 4.1.

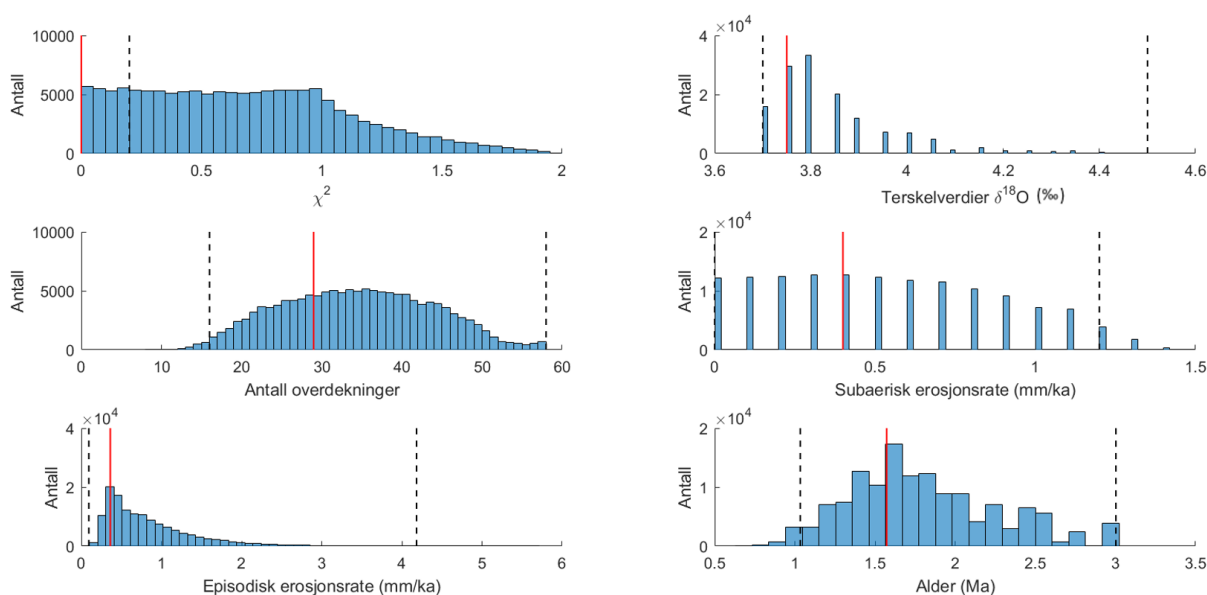


Figur 4.1: Fordeling av resultater ved simulasjon av prøvedata fra E222A-01 i Hitland-koden. Histogrammene viser hyppigheten av godkjente landskapshistorier ved forskjellige verdier til variablene og parametrene. De røde strekene markerer verdier for den beste alternative historien (lavest χ^2 -verdi). De svarte stiplede linjene markerer intervallene for χ^2 -verdier innenfor 10-testen (10 % av 1σ usikkerhet).

A186A-01:

Ved å simulere prøvedata fra A186A-01 fant koden 137 333 alternative godkjente landskapshistorier med 1σ usikkerhet til den målte konsentrasjonen fra flaten. De godkjente $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdiene ble simulert til intervallet 3,75-4,5 ‰. Antall overdekninger til godkjente landskapshistorier er mellom 11 og 58 begravinger, som tilsvarer en alder mellom 0,71 og 3 Ma. Den subaeriske erosjonsraten er fra 0 til 1,5 mm/ka, mens den episodiske erosjonsraten er mellom 0,1 og 5,7 mm/ka.

Den beste alternative landskaphistorien har en $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdi på 3,75 ‰ og 29 episoder med overdekning, som tilsvarer en alder på 1,57 Ma. For denne alternative landskaphistorien er både den subaeriske og episodiske erosjonsraten 0,4 mm/ka. Ved bruk av 10-testen blir intervallene innsnevret med unntak av intervallet for terskelverdi. Dette er illustrert i figur 4.2, og nøyaktige resultater kan finnes i tabell 4.1.

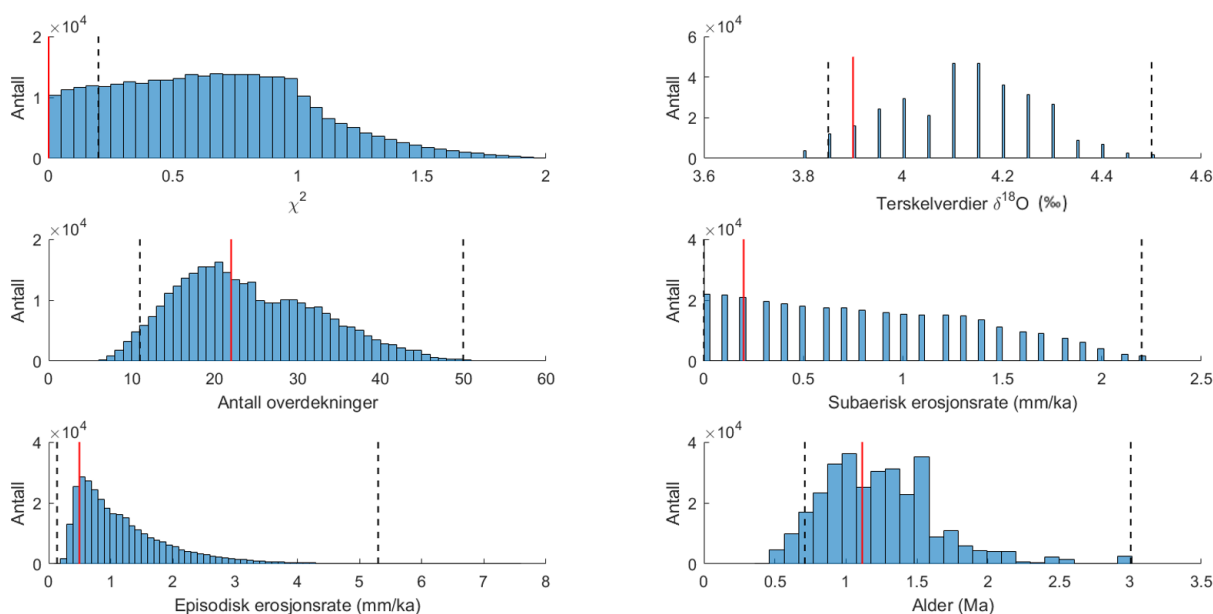


Figur 4.2: Fordeling av resultater ved simulasjon av prøvedata fra A186A-01 i Hitland-koden. Histogrammene viser hyppigheten av godkjente landskapshistorier ved forskjellige verdier til variablene og parametrene. De røde strekene markerer verdier for den beste alternative historien (lavest χ^2 -verdi). De svarte stiplede linjene markerer intervallene for χ^2 -verdier som er innenfor 10-testen.

A355A-01:

Simulering av prøvedata fra A355A-01 gir 314 356 alternative landskapshistorier ved bruk av χ^2 -verdier innenfor 1σ usikkerhet til den målte konsentrasjonen i Hitland-koden. Når prøven går fra isoverdekke til eksponering (eller motsatt) blir $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdiene mellom 3,8 og 4,5 ‰. Antall overdekninger varierer mellom 6 og 51, som tilsvarer en alder fra 0,43 til 3 Ma. Verdiene for den subaeriske erosjonsraten varierer fra 0 til 2,2 mm/ka, mens den episodiske erosjonsraten varierer fra 0,1 til 7,5 mm/ka.

Landskaphistorien med lavest χ^2 -verdi gir en $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdi på 3,9 ‰ og 22 episoder med isoverdekning. Alderen til den totale komplekse historien er 1,1 Ma. For denne alternative landskaphistorien er den subaeriske og episodiske erosjonsraten henholdsvis 0,2 og 0,5 mm/ka. Alle intervallene i histogrammene blir mindre ved bruk av 10-testen, med unntak av subaerisk erosjon (figur 4.3).



Figur 4.3: Fordeling av resultater ved simulering av prøvedata fra A355A-01 i Hitland-koden. Histogrammene viser hyppigheten av godkjente landskaphistorier ved forskjellige verdier til variablene og parametrene. De røde strekene markerer verdier for den beste alternative historien (lavest χ^2 -verdi). De svarte stiplede linjene markerer intervallene for χ^2 -verdier som innenfor 10-testen.

Resultatene fra simulasjon av prøvedata til E222A-01, A186A-01 og A355A-01 i Hitland-koden og Margreth-koden (Margreth et al., 2016) er fremstilt i tabell 4.1.

Tabell 4.1: Oversikt over resultatene av prøvedata fra Margreth et al.(2016), samt resultater fra Hitland-koden, markert med *. Resultatene for χ^2 -verdier innenfor 10-testen er markert med **. Resultatene til Margreth et al. (2016) bruker 1σ usikkerhet av sannsynlighetstetthet som intervall til godkjente verdier, mens resultatene til Hitland-koden bruker 1σ usikkerhet av målt konsentrasjon i prøvedata.

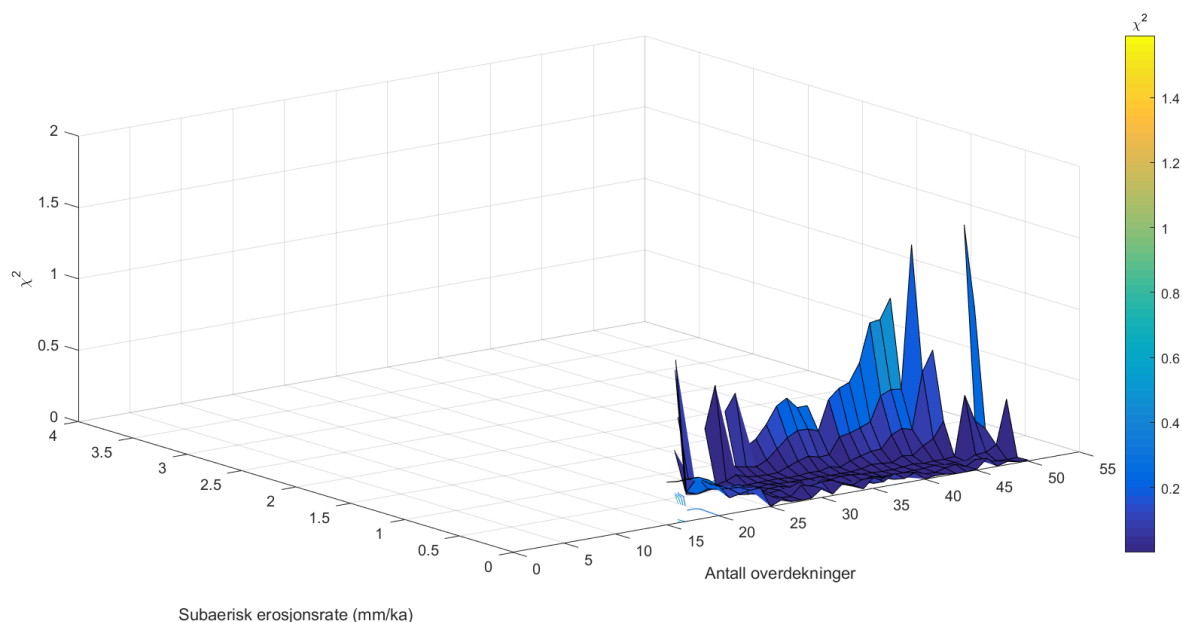
Prøve ID	Episodisk erosjon			$\delta^{18}\text{O}$ -verdier			Subaerisk erosjon			Simulert alder		
	mm/ka	-	+	‰	-	+	mm/ka	-	+	Ma	-	+
E222A-01	1	0,0	4,8	4,25	0,32	0,07	0,2	0,0	1,5	1	0,2	1,1
E222A-01*	0,9	0,8	6,6	3,95	0,15	0,55	0,3	0,3	0,8	1,8	1,3	1,2
E222A-01**	0,9	0,7	3,6	3,95	0,10	0,55	0,3	0,3	0,7	1,8	1	1,2
A186A-01	3,3	1,3	5,4	3,80	0,05	0,24	0,0	0,0	1,7	1,9	0,5	0,6
A186A-01*	0,4	0,3	5,3	3,75	0,05	0,75	0,4	0,4	1,1	1,6	0,9	1,4
A186A-01**	0,4	0,3	3,8	3,75	0,05	0,75	0,4	0,4	0,8	1,6	0,6	1,4
A355A-01	1,0	0,0	4,9	4,25	0,34	0,10	0,0	0,0	1,8	1	0,2	1,1
A355A-01*	0,5	0,4	7	3,9	0,1	0,6	0,2	0,2	2	1,1	0,7	1,9
A355A-01**	0,5	0,4	4,8	3,9	0,05	0,6	0,2	0,2	2	1,1	0,4	1,9

4.1.2 3D- og 4D-plott

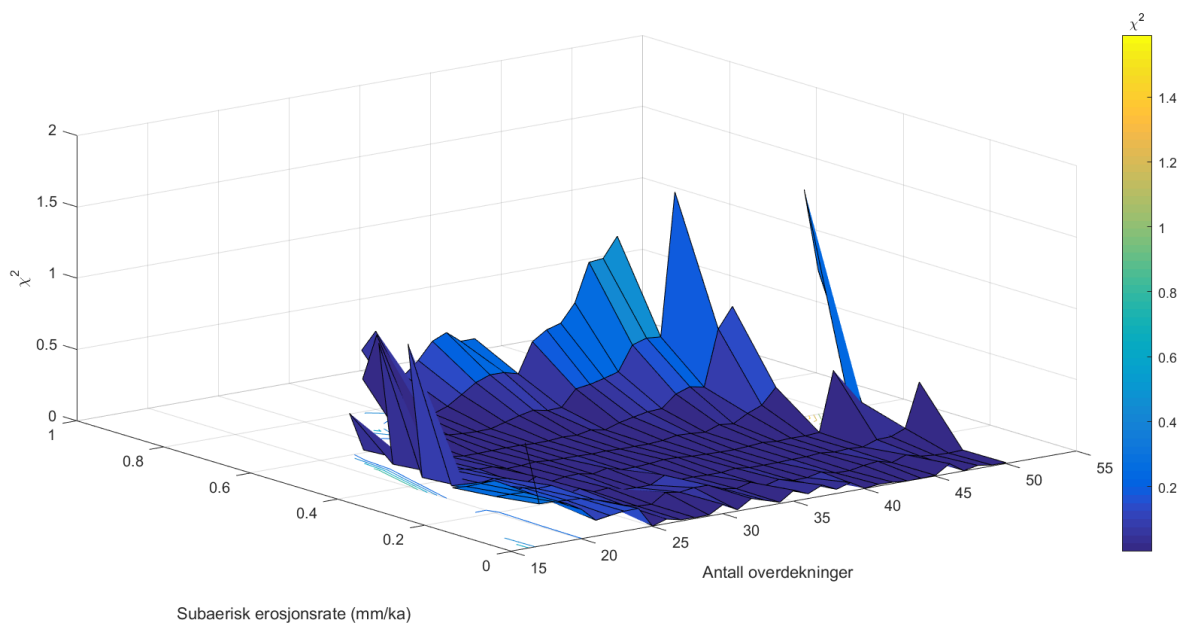
I dette arbeidet er miljøparametrene gått systematisk igjennom og gir et godt utgangspunkt for å fremstille resultatene i 3D- og 4D-plott. Jeg velger å visualisere to forskjellige 3D-plott og et 4D-plott for å illustrere hvordan 3D- og 4D-plott ser ut. Å produsere slike plott gir muligheten til å visualisere flere parametre sammen og observere hvordan de påvirker hverandre. Ved å produsere et 3D-plott vil to av tre miljøparametre plottes sammen der endringer av χ^2 -verdier visualiseres. Det siste parametret må settes som en konstant og gir innsyn i hvordan de to andre parametrene samhandler ved den bestemte konstanten. En χ^2 -verdi for hver endring av miljøparametrene må velges ettersom simuleringen kan produsere flere χ^2 -verdier (landskapshistorier) for de samme miljøparametrene. Årsaken til dette er at forskjellige plukkehendelser blir testet ut i simuleringen for bestemte miljøparametre. Derfor er det mulig å få flere godkjente landskaphistorier for de samme miljøparametrene. I dette arbeidet velges det derfor å plote den laveste (beste)

χ^2 -verdien for hver endring i miljøparameterne.

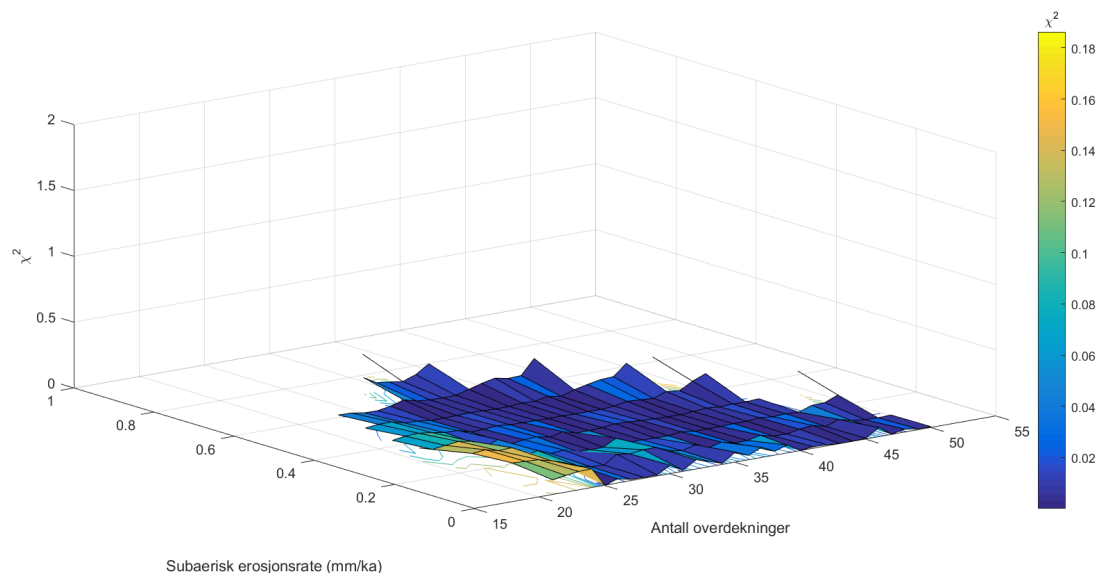
Figur 4.4 viser et 3D-plott med endring av laveste χ^2 -verdi for de godkjente landskaphistoriene (1σ usikkerhet) ved antall isoverdekninger og subaeriske erosjonsrater på x- og y-aksen for prøve E222A-01. Det er bestemt en konstant for $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdi på 3,95 ‰ som reflekterer verdien til den beste simulerte landskaphistorien til prøve E222A-01. Det spesifikke området med plottede χ^2 -verdier for 3,95 ‰ ved forskjellige antall overdekninger og subaeriske erosjonsrater er vist i figur 4.5. Det er imidlertid 17 forskjellige $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdier som blir simulert i Hitland-koden og resulterer i at det er mulig å lage 17 forskjellige plott. Her blir kun et plott med den beste $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdien vist for å illustrere hvordan χ^2 -verdiene endrer seg. Det er også mulig å produsere 3D-plottet der 10 % av 1σ usikkerhet vektlegges (figur 4.6). Dette gir mulig til å observere om 10-testen minsker område for godkjente verdier.



Figur 4.4: 3D-plott for prøve E222A-01, som viser variasjon i χ^2 -verdi med endring av subaeriske erosjonsrater og isoverdekninger for en bestemt $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdi på 3,95 ‰. I plottet er den laveste χ^2 -verdien for hver endring langs x- og y-aksen brukt, innenfor 1σ usikkerhet til målt konsentrasjon. Fargeskalaen viser hvilke χ^2 -verdier punktene i plottet har.

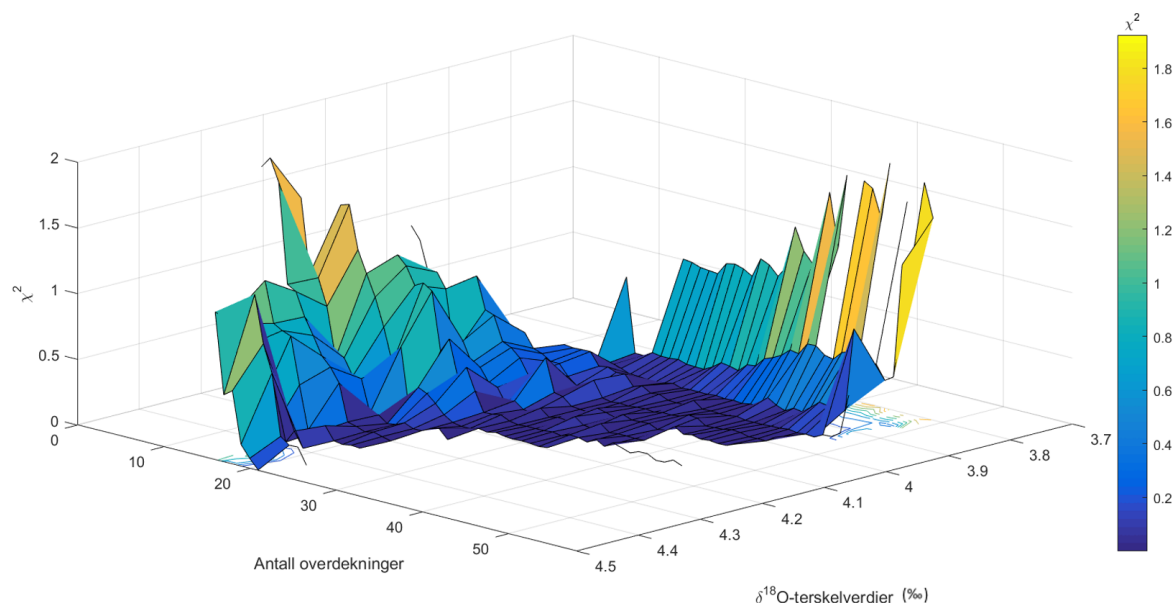


Figur 4.5: 3D-plott for prøve E222A-01, som viser det aktuelle området for variasjon i χ^2 -verdi med endring av subaeriske erosjonsrater og isoverdekninger for en bestemt $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdi på 3,95 ‰. I plottet er den laveste χ^2 -verdien for hver endring langs x- og y-aksen brukt, innenfor 1σ usikkerhet. Fargeskalaen viser hvilke χ^2 -verdier punktene i plottet har.

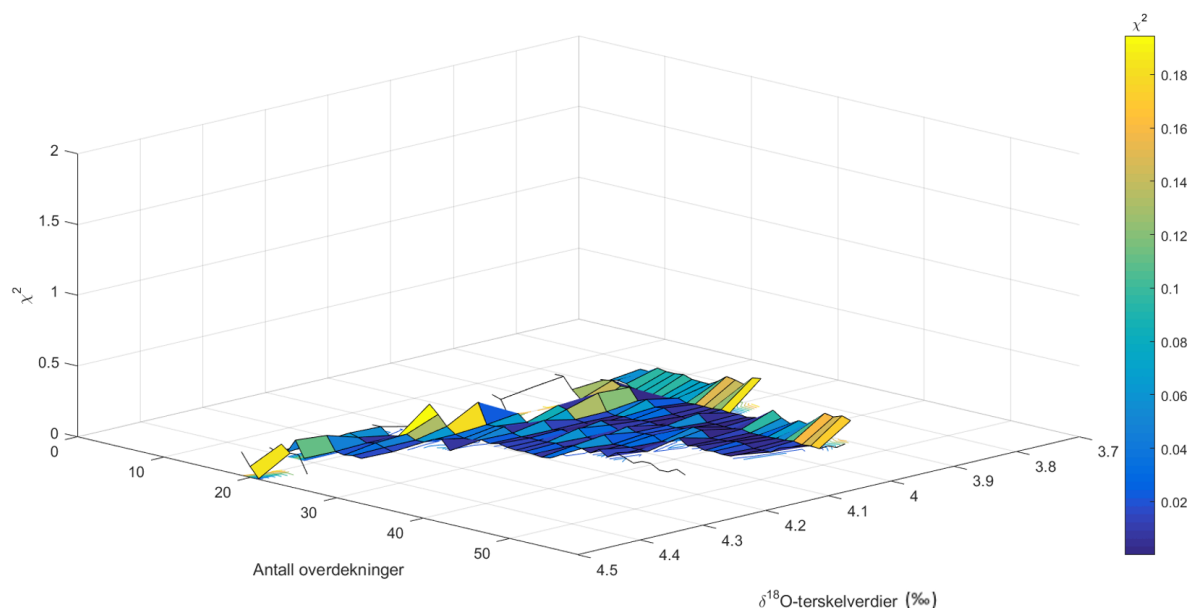


Figur 4.6: 3D-plott som viser variasjon i χ^2 -verdier med endring av subaeriske erosjonsrater og isoverdekninger for en bestemt $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdi, 3,95 ‰. I plottet er kun χ^2 -verdier innenfor 10-testen plottet. Fargeskalaen viser hvilke χ^2 -verdier punktene i plottet har.

Det observeres små forskjeller fra 1σ usikkerhet i figur 4.5 til 10 % av 1σ usikkerhet (10-testen) i figur 4.6. Dette indikerer at godkjente subaeriske erosjonsrater og antall isoverdekninger endres i en liten grad for den bestemte $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdien. Det er imidlertid mulig å lage andre 3D-plott der subaerisk erosjonsrate eller antall isoverdekninger er konstant. I figur 4.7 er et 3D-plott laget med subaerisk erosjonsrate som konstant, mens $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdier og antall isoverdekninger varierer langs aksene. Dette fører til at alle de godkjente χ^2 -verdiene ved endring i isoverdekninger og $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdier til en bestemt erosjonsrate bli inkludert i plottet. I dette tilfellet er den subaeriske erosjonen satt til 0,3 mm/ka, som er erosjonsraten til den beste landskaphistorien til prøve E222A-01. Figur 4.8 viser det samme plottet men kun med χ^2 -verdier innenfor 10-testen.

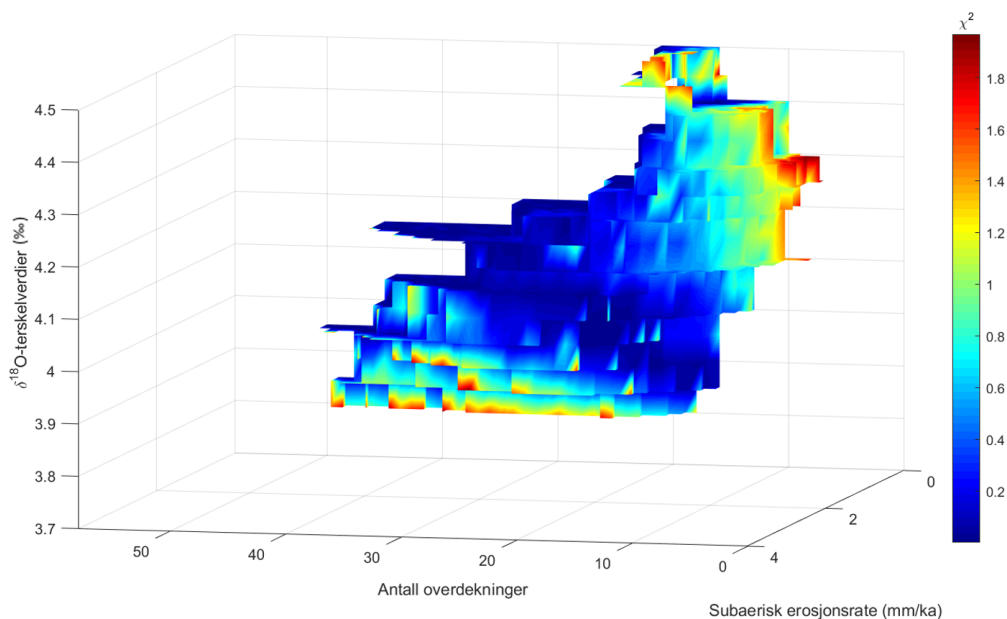


Figur 4.7: 3D-plott som viser variasjoner i χ^2 -verdi med endring av overdekning og $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdier med en bestemt subaerisk erosjonsrate 0,2 mm/ka for prøve E222A-01. I plottet er den laveste χ^2 -verdien for hver endring langs x- og y-aksen brukt. Fargeskalaen viser hvilke χ^2 -verdier punktene i plottet har.

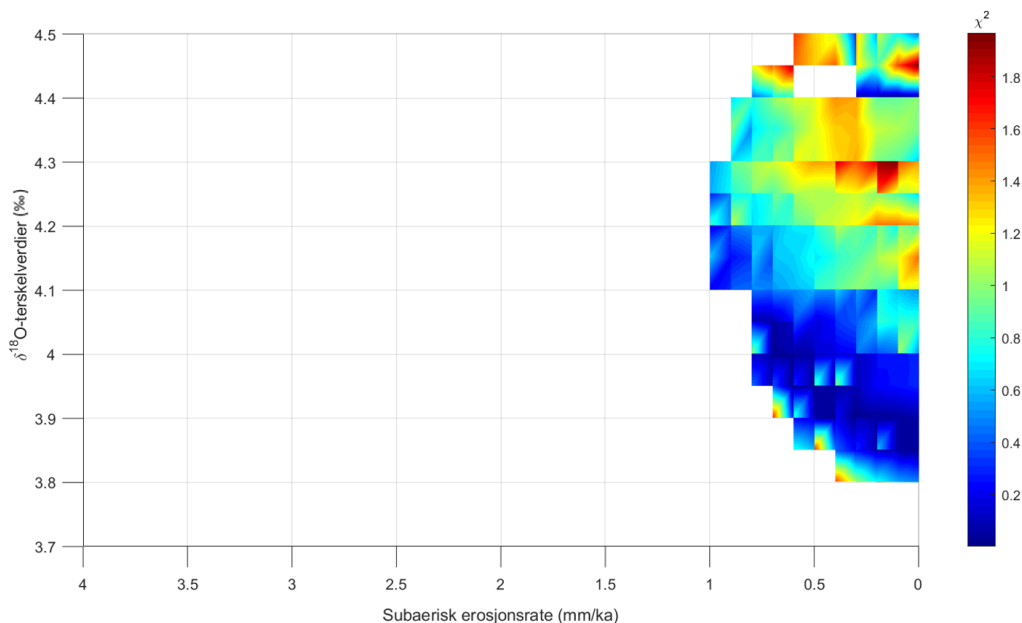


Figur 4.8: 3D-plott som viser variasjon i χ^2 -verdi med endring av overdekning og $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdier med en bestemt subaerisk erosjonsrate 0,2 mm/ka for prøve E222A-01. I plottet er den laveste χ^2 -verdi for hver endring langs x- og y-aksen brukt. Fargeskala viser hvilke χ^2 -verdi punktene i plottet har.

Ved å velge subaerisk erosjon som en konstant vil det være mulig å lage 41 forskjellige plott, ettersom intervallet for subaerisk erosjonsrate settes fra 0 til 4 mm/ka med simuleringen i Hitland-koden. Hvis antall overdekninger brukes som konstant i et 3D-plott, vil det være mulig å lage opp mot 40-50 forskjellige figurer. Ettersom det derfor vil være tidkrevende å lage alle de potensielle plottene, er det tilført en akse til i 3D-plottene for å lage et 4D-plott som inkluderer alle miljøparametrene. Dette gjøres ved å visualisere den beste godkjente landskaphistorien for hver endring av parametrene (figur 4.9 og 4.10). De tre forskjellige miljøparametrene settes på hver sin akse, der χ^2 -verdien illustreres med en fargeskala. Alle de beste godkjente landskaphistoriene inkluderes i plottet på samme måte som 3D-plottet. Dette resulterer i at alle de plottede χ^2 -verdiene i figuren viser den beste verdien for de kryssende aksene (miljøparametrene). Figur 4.9 og 4.10 viser 4D-plott for prøve E222A-01 fra forskjellige vinkler.



Figur 4.9: 4D-plott som viser variasjon av χ^2 -verdier med endring av $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdier, antall overdekninger og subaeriske erosjonsrater for prøve E222A-01. Fargeskalaen til høyre viser hvilke χ^2 -verdier punkene i plottet har. Den laveste χ^2 -verdien for hver endring langs aksene er plottet, og er innenfor 1σ usikkerhet til målt konsentrasjon.



Figur 4.10: 4D-plott som viser variasjon av χ^2 -verdier med endring av $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdier og subaeriske erosjonsrater for prøve E222A-01. Fargeskalaen til høyre viser hvilke χ^2 -verdier punkene i plottet har. Den laveste χ^2 -verdien for hver endring langs aksene er plottet, og er innenfor 1σ usikkerhet til målt konsentrasjon.

4.2 Resultater fra Rendalssølen

I dette delkapittelet blir resultatene fra Rendalssølen presentert. Først blir prøvepunkter fremstilt i bananplott. Deretter blir resultater fra simulasjoner i Hitland-koden for prøvedata presentert.

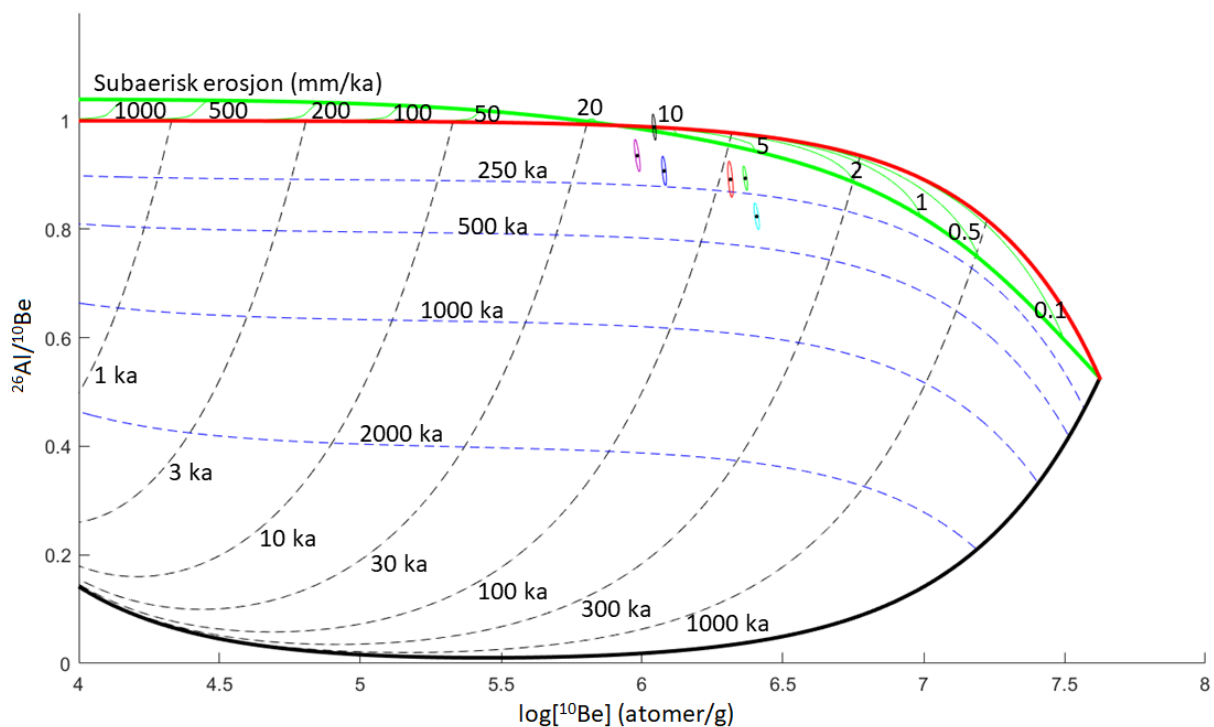
4.2.1 Visualisering av prøvedata i bananplott

Tilsynelatende eksponeringsaldre i tabell 3.2 viser høyere aldre enn tiden til deglasiasjon i området (10 ka). Dette arbeidet tar utgangspunkt i at hele fjellmassivet til Rendalssølen var dekket av is før deglasiasjonen. Dette indikerer at flatene som er prøvetatt, må ha vært utsatt for flere eksponeringsperioder. Imidlertid styrker det også antagelsen om at studieområdet var dekket av kaldbasert is. Dette er på grunn av at når > 2 meter av berggrunnen eroderer vekk, er det omkring 0 arv etter tidligere eksponering igjen i berggrunnen (Dunai, 2010). Derfor kan ikke isdekket i LGM-tid ha vært erosivt.

Ved bruk av bananplottet vil det være mulig å få en bedre oversikt over den totale alderen til prøveflatene. I bananplottet blir forholdstallet mellom nuklidene ^{26}Al og ^{10}Be inkludert i tillegg til ^{10}Be -konsentrasjonen. Derfor vil plottet gi informasjon om minimum varighet av isoverdekning og eksponering til prøveflatene (figur 4.11).

Prøvepunkt til REN 1406 (lyseblå) går lengst ned og til høyre i bananplottet og har den tilsynelatende eldste kompliserte historien. Det er mulig å finne alderen til den yngste kompliserte historien ved å summere konturene i bananplottet. Horisontale konturer indikerer varigheten av overdekning og gir REN 1406 en overdekning på omkring 350 ka. De vertikale konturene viser varighet av eksponering og gir REN 1406 omtrent 170 ka med eksponering. Derfor vil dette tilsvare en kompleks historie på minimum 520 ka, der det ikke er tatt hensyn til usikkerhets ellipsen. Det observeres at to andre flater (REN 1513 og REN 1407) ligger nært REN 1406 i bananplottet. REN 1513 (grønn) får en total historie

på minimum 340 ka, og REN 1407 (rød) får en minimumsalder på ca 320 ka ved bruk av konturene. De tre siste flatene er lokalisert lengre til venstre og forholdsvis høyere i bananplottet enn REN 1406, REN 1407 og REN 1513. REN 1403 (mørkeblå) får en total historie på minimum 240 ka, mens REN 1516 (lilla) gir en alder på 180 ka. REN 1511 (svart) er lokalisert direkte på den røde linjen for kontinuerlig eksponering og indikerer at prøven ikke har vært overdekket. Alderen til REN 1511 bør derfor være lik den tilsynelatende ^{10}Be -eksponeringsalderen i tabell 3.2 på $55 \pm 0,8$ ka. I bananplottet visualiseres ^{10}Be -eksponeringsalderen til 60 ka og gir en forskjell på omkring 5 ka. Forskjellen kan begrunnes med at forskjellig skalering er anvendt i de forskjellige metodene. LSD-skalering er brukt i koden til bananplottet, mens Lm-skalering er anvendt i tabell 3.2. Imidlertid er alderen visuelt bestemt, og forskjellen kan også komme av feil avlesning.



Figur 4.11: Bananplott der den logaritmiske konsentrasjonen av ^{10}Be er på x-aksen og forholdet $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ på y-aksen. Ellipsene til de plottede konsentrasjonene er i forskjellige farger for å separere prøvepunktene. Lyseblå ellipse er prøveflate REN 1406, grønn = REN 1513, rød = REN 1407, mørkeblå = REN 1403, svart = REN 1511 og lilla = REN 1516. Plottet er normalisert med prøvedata fra REN 1403.

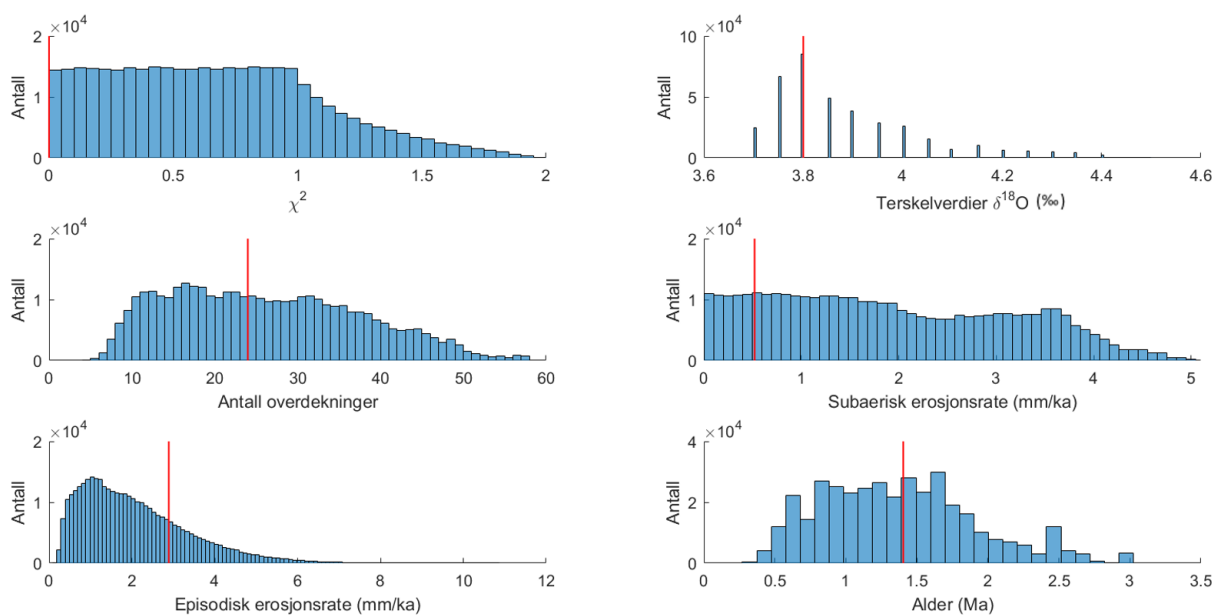
4.2.2 Simulering av prøvedata i Hitland-koden

Hitland-koden blir brukt for å simulere historier til de prøvetatte flatene ved Rendalssølen. Resultatene fra Hitland-koden gir parametre og variabler som er innenfor 1σ usikkerhet til den målte konsentrasjonen (prøvedata). I dette arbeidet er subaeriske og episodiske erosjonsrater vektlagt og blir presentert for hver prøveflate. $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdier er også inkludert, der godkjente verdier gir informasjon om hvilke verdier som fører til isoverdekning ved studieområdet. Antall overdekninger er også tatt med i resultatene for å gi en oversikt over hvor mange isoverdekninger prøveflatene kan ha blitt utsatt for. Ved å kombinere $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdier og antall overdekninger for godkjente landskapshistorier kan den totale komplekse alderen bestemmes. Dette er interessant i forbindelse med hvor gamle flatene kan være. Imidlertid inkluderes også χ^2 -verdier for å kunne si noe om hvor godt simuleringen finner gode landskapshistorier til prøveflatene. 10-testen ved bruk av 10 % av 1σ usikkerhet av målt konsentrasjon (prøvedata) er ikke benyttet her. Årsaken til dette er at 10-testen har dårlig påvirkning på intervallene til godkjente verdier (diskuteres i kapittel 5.1). Hver flate vil bli presentert med et histogram som viser verdier til godkjente simulerte landskapshistorier. I tillegg blir landskapshistorien med lavest χ^2 -verdi presentert.

REN 1403

Prøvedata til REN 1403 gir 374 610 godkjente landskapshistorier i Hitland-koden innenfor 1σ usikkerhet av målt konsentrasjon. Resultatene viser at Hitland-koden får χ^2 -verdier helt ned mot 0 (figur 4.12). De godkjente $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdiene gir resultater til alle de testede verdiene mellom 3,7 og 4,5 ‰. Antall overdekninger til godkjente landskapshistorier er 4-58 begravinger, som tilsvarer en total kompleks alder mellom 0,33 og 3 Ma. Den subaeriske erosjonsraten går fra 0 til 5 mm/ka, mens den episodiske erosjonsraten er mellom 0,1 og 10,9 mm/ka.

I studien av Margreth et al. (2016) blir hyppigheten av godkjente verdier langs intervallene til parametrene og variablene vektlagt. Den største hyppigheten av $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdier observeres til 3,7-4,05 ‰, der typetallet er ved 3,8 ‰. Antall overdekninger har størst hyppighet mellom 9 og 50 og et typetall ved 15 overdekninger. Typetallet til total kompleks historie er på omkring 1,6 Ma, og har et intervallet på ca. 0,6-1,9 Ma ved størst hyppighet. Episodisk og subaerisk erosjonsrate har henholdsvis typetall på 1 og 0,5 mm/ka. Intervallet for størst hyppighet av erosjonsrater er omkring 0,2-4 mm/ka for episodisk og 0-4 mm/ka for subaerisk. $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdien med lavest χ^2 -verdi er ved 3,8 ‰ og 24 episoder med overdekning, som tilsvarer en total kompleks historie på 1,4 Ma. Den subaeriske erosjonsraten er på 0,5 mm/ka og den episodiske erosjonsraten er på 2,9 mm/ka for lavest χ^2 -verdi. Resultatene er oppsummert i tabell 4.2.

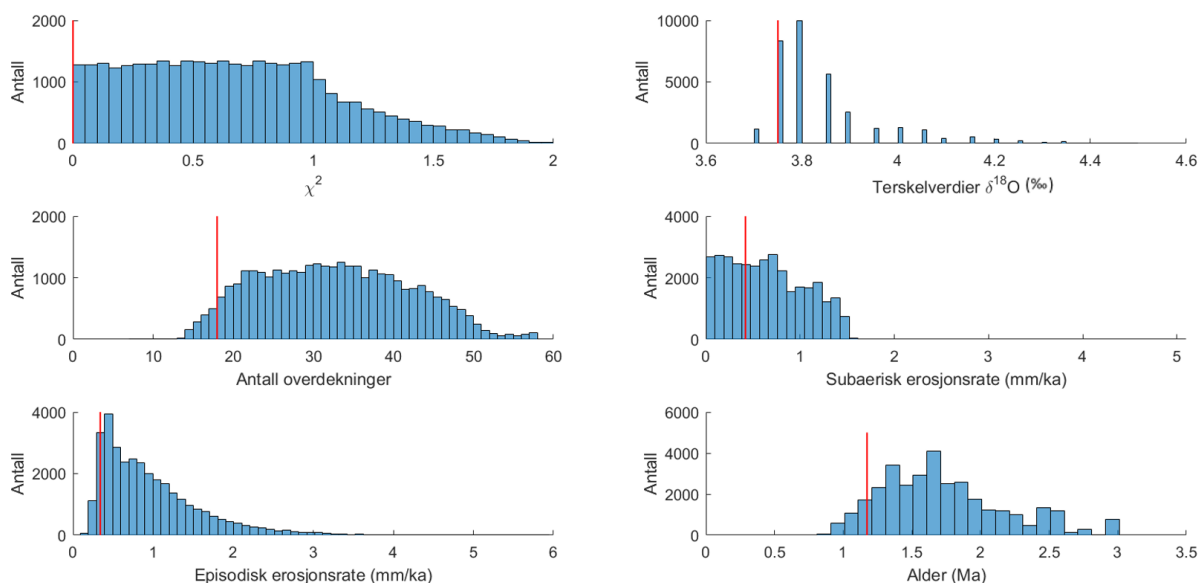


Figur 4.12: Fordeling av resultater til godkjente landskapshistorier ved simulasjon av prøvedata fra REN 1403 i Hitland-koden. De røde strekene markerer verdier for den beste alternative landskapshistorien (lavest χ^2 -verdi).

REN 1406

Prøvedata til REN 1406 gir 33 039 godkjente landskapshistorier ved simulering i Hitland-koden innenfor 1σ usikkerhet til målt konsentrasjon. Resultatene viser at simuleringen finner χ^2 -verdier helt ned mot 0 (figur 4.13). $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdier med godkjente landskaphistorier strekker seg mellom 3,7 og 4,5 ‰. Antall overdekninger til godkjente landskaphistorier er mellom 13 og 58 overdekninger, som tilsvarer total kompleks historie mellom 0,86 og 3 Ma. Den subaeriske erosjonsraten går fra 0 til 1,6 mm/ka, mens den episodiske erosjonsraten er mellom 0,1 og 5,9 mm/ka.

Størst hyppighet av $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdiene er omkring intervallet 3,75-3,95 ‰, der typetallet er ved 3,8 ‰. Antall overdekninger har tilsynelatende flest godkjente verdier mellom 15-50 og et typetall ved 34 overdekninger. Typetallet til total kompleks historie er på omkring 1,6 Ma, og intervallet med størst hyppighet er mellom 1,1 og 2,2 Ma. Episodisk og subaerisk erosjonsrate har henholdsvis et typetall på 0,4 og 0,7 mm/ka. Intervallet for mange godkjente erosjonsrater er omkring 0,2-2 mm/ka for episodiske og mellom 0 og 1,5 mm/ka for subaeriske erosjonsrater. Den beste alternative landskaphistorien (lavest χ^2 -verdi) gir 3,75 ‰ i $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdi og 18 episoder med overdekning, som tilsvarer en total kompleks historie på 1,17 Ma. For denne alternative landskaphistorien er den subaeriske erosjonsraten på 0,4 mm/ka, og den episodiske erosjonsraten er på 0,3 mm/ka. Resultatene er oppsummert i tabell 4.2.



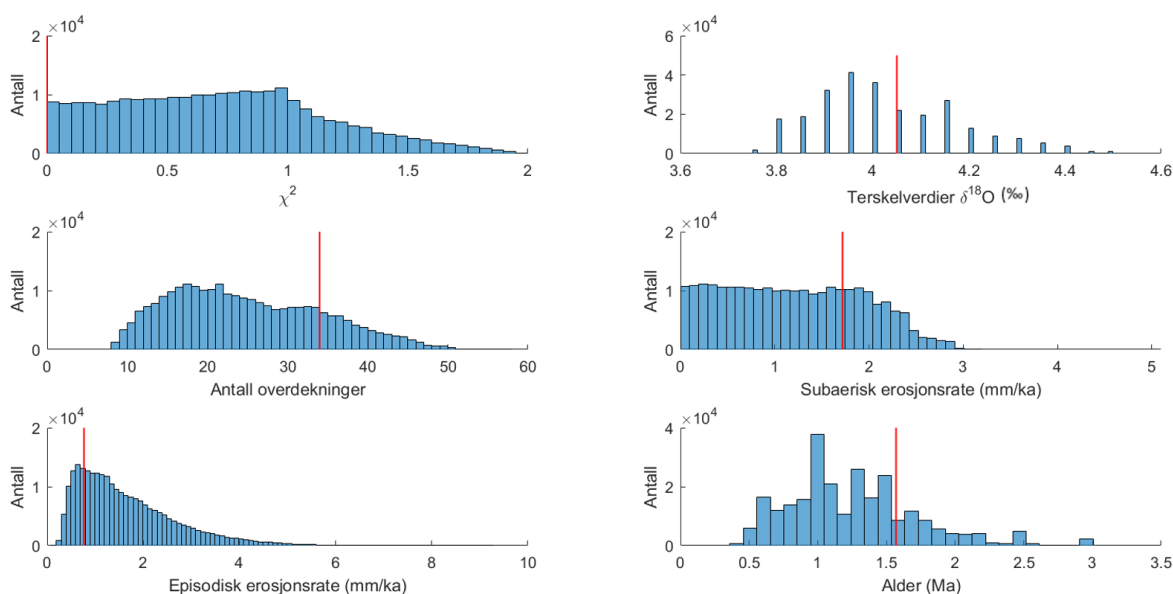
Figur 4.13: Fordeling av resultater til godkjente landskapshistorier ved simulasjon av prøvedata fra REN 1406 i Hitland-koden. De røde strekene markerer verdier for den beste alternative landskapshistorien (lavest χ^2 -verdi).

REN 1407

Prøvedata til REN 1407 gir 255 909 godkjente landskapshistorier i Hitland-koden innenfor 1σ usikkerhet til målt konsentrasjon. Resultatene viser at simuleringen får χ^2 -verdier helt ned til mot 0 (figur 4.14). Godkjente $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdiene til landskapshistorier er simulert mellom 3,75 og 4,5 ‰. Antall overdekninger til godkjente landskapshistorier varierer fra 8 til 58 begravinger, og gir en total kompleks historie fra 0,39 til 3 Ma. Den subaeriske erosjonsraten er 0-3,2 mm/ka, mens den episodiske erosjonsraten er mellom 0,1 og 9,3 mm/ka.

Hyppigheten av $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdiene er størst mellom 3,8 og 4,2 ‰ der typetallet er ved 3,95 ‰. Antall overdekninger har størst hyppighet er 10-40 og et typetall på omkring 22 overdekninger. Typetallet til total kompleks historie er ved omkring 1 Ma, og intervallet er rundt 0,6-1,8 Ma for størst hyppighet. Episodisk og subaerisk erosjonsrate har henholdsvis et tilsynelatende typetall på 0,6 og 0,2 mm/ka. Intervallet for størst hyppighet er omkring 0,3-3 mm/ka for episodisk og 0-2,3 mm/ka for subaerisk erosjonrate. Den laveste χ^2 -verdien til landskapshistoriene er ved $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdien 4,05 ‰. Videre har den 34

episoder med overdekning, som tilsvarer en total kompleks historie på 1,6 Ma. Subaerisk erosjonsrate er på 1,7 mm/ka, og den episodiske erosjonsraten er ved 0,8 mm/ka. Resultatene er oppsummert i tabell 4.2.



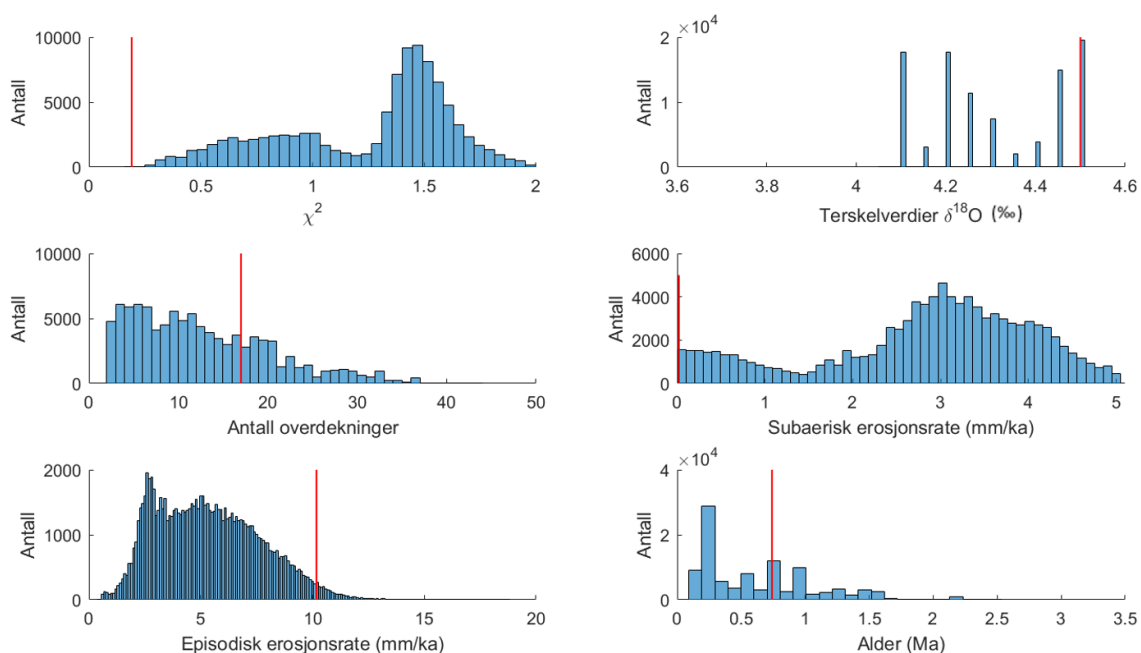
Figur 4.14: Fordeling av resultater til godkjente landskapshistorier ved simulasjon av prøvedata fra REN 1407 i Hitland-koden. De røde strekene markerer den beste alternative landskapshistorien (lavest χ^2 -verdi).

REN 1511

Prøvedata til REN 1511 gir 97 940 godkjente simulerte landskapshistorier i Hitland-koden, innenfor 1σ usikkerhet til målt konsentrasjon. Resultatene viser at simuleringen ikke får mindre χ^2 -verdier enn 0,19 og har godkjente $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdier mellom 4,05 og 4,5 ‰ (figur 4.15). Antall overdekninger til godkjente landskapshistorier varierer mellom 2 og 44 begravinger, som tilsvarer at den totale komplekse historien varierer mellom 0,13 og 2,52 Ma. Den subaeriske erosjonsraten har en rekkevidde på 0-5 mm/ka, mens den episodiske erosjonsraten varierer mellom 0,4 og 18,8 mm/ka.

Hyppigheten av $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdier varierer mye i det gitte intervallet til de godkjente $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdiene. Antallet varierer mye ved små endringer, men typetallet er imidlertid på 4,5 ‰. Antall overdekninger har størst hyppighet mellom 2 og 25 og et typetall på omkring 3 overdekninger. Typetallet til total kompleks historie er på omkring 200 ka og har et intervall for størst hyppighet fra 0,1 til 1 Ma. Episodisk og subaerisk erosjonsrate har henholdsvis et typetall på 2,6 og 2,9 mm/ka. Intervallet med størst hyppighet for dem er omkring 2-10 mm/ka for episodisk og 2-4,5 mm/ka for subaerisk erosjonsrate.

Landskaphistorien med lavest χ^2 -verdi har $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdien 4,5 ‰ og 17 episoder med overdekning, som tilsvarer en total kompleks historie på 0,74 Ma. Den subaeriske erosjonsraten er på 0 mm/ka og den episodiske erosjonsraten er på 10,2 mm/ka. Resultatene er oppsummert i tabell 4.2.



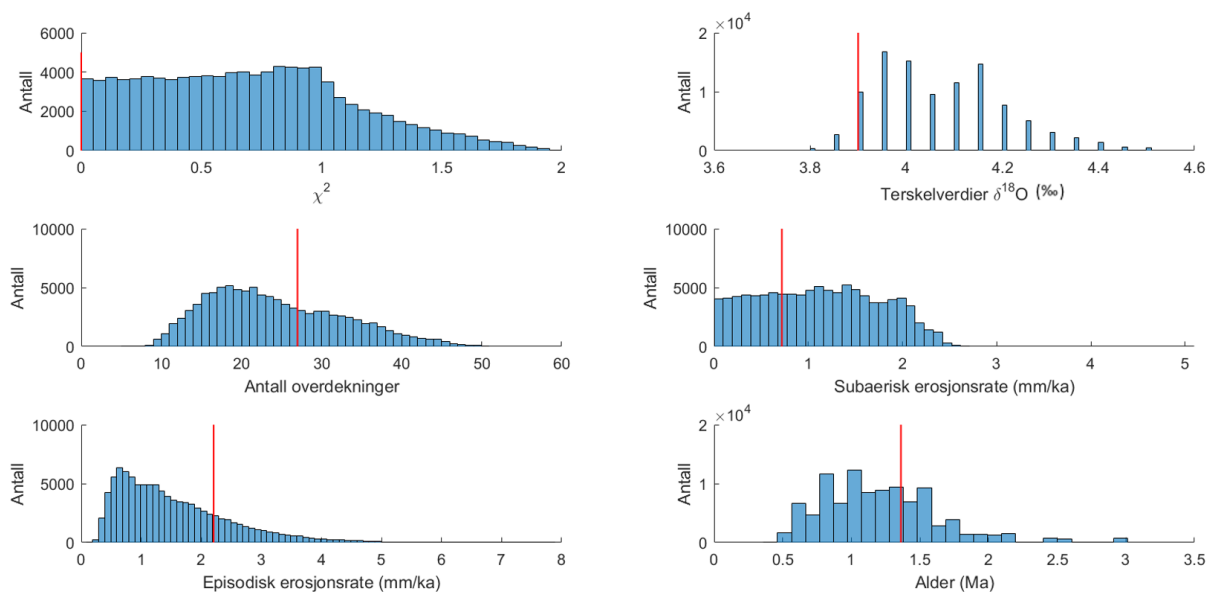
Figur 4.15: Fordeling av resultater til godkjente landskaphistorier ved simulasjon av prøvedata fra REN 1511 i Hitland-koden. De røde strekene markerer verdier for den beste alternative landskaphistorien (lavest χ^2 -verdi).

REN 1513

Prøvedata til REN 1513 gir 100 984 godkjente simulerte landskapshistorier i Hitland-koden, innenfor 1σ usikkerhet til målt konsentrasjon. Resultatene viser at simuleringen får χ^2 -verdier tilnærmet lik 0 (figur 4.16). Godkjente $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdier er simulert mellom 3,8 og 4,5 ‰. Antall overdekninger til godkjente landskapshistorier varierer mellom 5 og 51 begravinger, som tilsvarer at den totale komplekse historien er mellom 0,42 og 3 Ma. Den subaeriske erosjonsraten varierer mellom 0 og 2,7 mm/ka, mens den episodiske erosjonsraten er mellom 0,1 og 7,8 mm/ka.

Hyppigheten av $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdiene er størst i intervallet mellom 3,9 og 4,2 ‰ og har et typetall på 3,95 ‰. Antall overdekninger har størst hyppighet mellom 11 og 40 og et typetall omkring 18 overdekninger. Typetallet til total kompleks historie er på omkring 1 Ma, og intervallet er fra 0,5 til 1,5 Ma for størst hyppighet. Episodisk og subaerisk erosjonsrate har henholdsvis et tilsynelatende typetall på 0,6 og 1,4 mm/ka. Intervallet med størst hyppighet er omkring 0,2-3 mm/ka for episodisk og 0-2,1 mm/ka for subaerisk erosjonrate.

Landskaphistorien med lavest χ^2 -verdi har 3,9 ‰ i $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdi og 27 episoder med overdekning. Dette gir en total kompleks historie på 1,36 Ma. Den subaeriske erosjonsraten er på 0,7 mm/ka og den episodiske erosjonsraten er på 2,2 mm/ka. Resultatene er oppsummert i tabell 4.2.



Figur 4.16: Fordeling av resultater til godkjente landskapshistorier ved prøvedata fra REN 1513 i Hitland-koden. De røde strekene markerer verdier for den beste alternative landskapshistorien (lavest χ^2 -verdi).

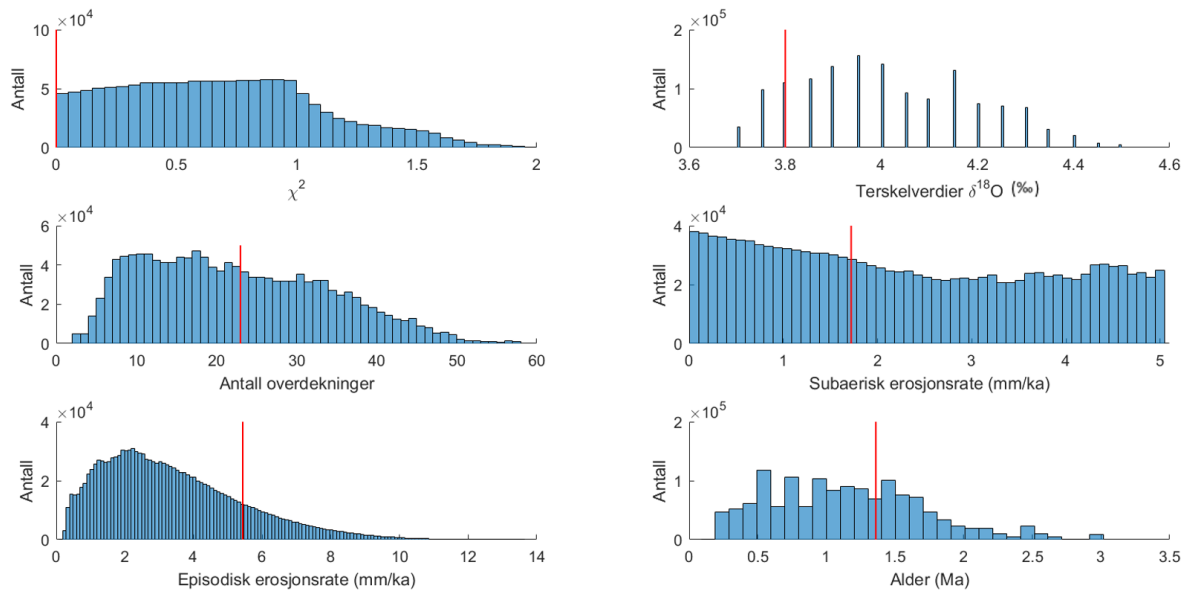
REN 1516

Prøvedata til REN 1516 gir 1 376 386 godkjente simulerte landskapshistorier i koden innenfor 1σ usikkerhet. Resultatene viser at simulering av prøvedata til REN 1516 gir mange flere godkjente landskapshistorier enn de andre prøvene (figur 4.17). $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdier til godkjente landskapshistorier strekker seg over hele det testede intervallet på 3,7-4,5 ‰. Antall overdekninger til godkjente landskapshistorier er mellom 2 og 58 begravninger, som tilsvarer en alder mellom 0,13 og 3 Ma. Den subaeriske erosjonsraten er fra 0 til 5 mm/ka, mens den episodiske erosjonsraten er mellom 0,1 og 13,7 mm/ka.

Størst hyppighet av $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdier er omkring intervallet 3,75-4,3 ‰ der typetallet er ved 3,95 ‰. Antall overdekninger for flest godkjente verdier er mellom 5 og 50, mens typetallet er på 17 overdekninger. Typetallet til total kompleks historien er på omkring 0,5 Ma og har et intervallet med størst hyppighet mellom 0,2 og 1,9 Ma. Episodisk og subaerisk erosjonsrate har henholdsvis et typetallet på 2,2 og 0 mm/ka. Intervallet med flest

godkjente episodiske erosjonsrater er omkring 0,3-6 mm/ka. Imidlertid gir hele intervallet til den subaeriske erosjonsraten store hyppigheter med alle verdiene.

Landskapshistorien ved lavest χ^2 -verdi gir 3,8 ‰ i $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdi og 23 episoder med overdekning, som tilsvarer en total kompleks historie på 1,36 Ma. Den subaeriske erosjonsraten er da på 1,7 mm/ka, og den episodiske erosjonsraten er ved 5,4 mm/ka. Resultatene er oppsummert i tabell 4.2.



Figur 4.17: Fordeling av resultater til godkjente landskapshistorier ved prøvedata fra REN 1516 i Hitland-koden. De røde strekene markerer verdier for den beste alternative landskapshistorien (lavest χ^2 -verdi).

Resultatene fra simulering av prøvedata fra studieområdet er vist i tabell 4.2. Hver simulering tester omkring 320 millioner forskjellig forsøk (runder) for prøvedata med de forhåndsbestemte parametrene og variablene. Nesten alle de brukte flatene får landskaphistorier ned mot 0 i χ^2 -verdi. Unntaket er flaten til REN 1511, hvor det er vanskelig å finne landskaphistorier for prøvedata med lave χ^2 -verdier. Dette er den samme flaten som treffer direkte på den kontinuerlige eksponeringslinjen i bananplott (figur 4.11). I kapittel 5.2 vil alternative årsaker til dette problemet bli diskutert.

Tabell 4.2: Tabellen viser resultater ved bruk av prøvedata fra Rendalssølen i Hitland-koden. Usikkerhet er satt til 1σ usikkerheten fra AMS analyse.

Prøve ID	Episodisk erosjon			$\delta^{18}\text{O}$ -verdier			Subaerisk erosjon			Simulert alder		
	mm/ka	-	+	‰	-	+	mm/ka	-	+	Ma	-	+
REN 1403	2,9	2,8	8	3,8	0,1	0,7	0,5	0,5	4,5	1,4	1,1	1,6
REN 1406	0,3	0,2	5,6	3,75	0,05	0,75	0,4	0,4	1,2	1,2	0,3	1,8
REN 1407	0,8	0,7	8,5	4,05	0,3	0,45	1,7	1,7	1,5	1,6	1,2	1,4
REN 1511	10,2	9,8	8,6	4,5	0,45	0	0	0	5	0,7	0,6	1,8
REN 1513	2,2	2,1	5,6	3,9	0,1	0,6	0,7	0,7	2	1,4	1	1,6
REN 1516	5,4	5,3	8,3	3,8	0,1	0,7	1,7	1,7	3,3	1,4	1,3	1,6

Kapittel 5

Diskusjon

Diskusjon er delt opp i to deler, som i resultater, kapittel 4. I den første delen diskuteres den nye Hitland-koden. Dette gjøres ved å diskutere likheter og forskjeller mellom Margreth-koden og Hitland-koden. Det vil også bli diskutert hvor følsom Hitland-koden er med endringen som inkluderer subaerisk erosjon i erosjonsdybde. Til slutt vil det bli diskutert hvordan miljøparametre samspiller og varierer i koden. Den andre delen i diskusjonen tar for seg resultatene fra Rendalssølen. Det blir estimert $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdier, total kompleks alder, subaerisk og episodisk erosjonsrate for fjellmassivet. I tillegg vil resultatene bli diskutert opp mot landskapsutvikling ved indre Østlandet i kvartærtid.

5.1 Hitland-koden

Delkapittelet er delt opp i fem deler: modifikasjon av kode, sammenligning mellom Margreth et al. (2016) og dette arbeidets resultater, følsomhet til modifikasjon, variasjon og samspill mellom miljøparametre.

5.1.1 Modifikasjon

Endringene jeg har gjort i Margreth-koden (Margreth, 2015), er flere. Hitland-koden har en systematisk gjennomgang av alle $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdier, overdekninger og subaeriske erosjonsrater (miljøparametre) ved simulering. For hver endring av et miljøparameter i simulering blir 10 000 tilfeldige plukkehendelser testet før et nytt miljøparameter testes. Alle landskaphistoriene som får en simulert konsentrasjon innenfor 1σ usikkerhet til målt konsentrasjon i prøvedata, blir lagret og er en mulig landskaphistorie for prøveflaten. Fordelen med en slik oppbygging er at man vet at Hitland-koden har kjørt alle miljøparametrene mot hverandre. Margreth-koden velger miljøparametrene tilfeldig i simulering, som gir en usikkerhet om alle parametrene er kjørt mot hverandre. En annen viktig endring i Hitland-koden er at kun en prøveflate fra hver lokalitet blir simulert. Dette er forskjellig fra Margreth-koden som benytter to eller flere prøver med forskjellig grad av forvitring fra samme lokalitet for hver simulering. Margreth-koden summerer de laveste χ^2 -verdien ($\sum \chi^2$) mellom prøvene for hver runde med bestemte miljøparametre i simuleringen. Deretter velges den minste $\sum \chi^2$ som den beste landskaphistorien og lagres i resultatene. Det er antatt at prøvene som brukes i Margreth-koden har de samme landskaphistoriene (miljøparametre), men prøvene har vært utsatt for ulik grad av episodisk erosjonsrate (plukkehendelser). Endringen i Hitland-koden, der en flate brukes, er gjort for å forenkle Margreth-koden, og for å fokusere mer på en bestemt flate. Dette gjør Hitland-koden mer brukervennlig for prøvelokaliteter med kun en prøvetatt flate. Utfordringen med bruk av en flate er at graden av frihet i systemet til Hitland-koden øker. Årsaken til dette er at det kun er en flate i simuleringen som skal finne landskaphistorier innenfor 1σ usikkerhet til målt konsentrasjon. Hvis flere flater er med i samme simulering vil det sannsynligvis være færre landskaphistorier som passer for alle flatene. Grunnen til dette er at en landskaphistorien kan passe til nuklidekonsentrasjonen i den ene flaten, men ikke den andre. Margreth-koden tester nuklidekonsentrasjonen til landskaphistorien ved å endre variablene for glacial plukking 500 ganger. Dette gjøres for å se om nuklidekonsentrasjonen da passer den simulerte konsentrasjonen innenfor 1σ usikkerhet. Resultatet av denne endringen er at intervallet for godkjente landskaphistorier kan bli større for Hitland-koden,

spesielt med hensyn til miljøparametrene.

I Hitland-koden taes det hensyn til subaerisk erosjon på en mer realistisk måte. Endringen omfatter at erosjonsdybden blir tilpasset den subaeriske erosjonen i tillegg til plukkehendelser. Margreth-koden tar ikke hensyn til endring i erosjonsdybden for subaerisk erosjon, og inkluderer kun plukkehendelser. Ved å tilføre subaerisk erosjon i den beregnede dybden for hver eksponeringsperiode i simulering vil beregning av den simulerte erosjonsdybden gå lengre ned i berggrunnen. Dette vil resultere i en mer riktig simulert dybde i Hitland-koden.

Konsekvensen ved å fjerne litt av berggrunnen for hver eksponeringsepisode er at den simulerte konsentrasjon av kosmogene nuklider til en bestemt landskaphistorie vil være lavere. Derfor må en flate som er simulert i Hitland-koden eksponeres mer for å oppnå samme konsentrasjon som Margreth-koden. Dette kan gi grunnlag for eldre alder (flere isoverdekninger) for berggrunnen ved bruk av Hitland-koden. Det kan også føre til større $\delta^{18}\text{O}$ -verdier som resulterer i at berggrunnen blir utsatt for lengre eksponeringsperioder. En forutsetning for at dette skal være tilfellet er at den subaeriske erosjon er større enn null. Hvis den subaeriske erosjonsraten er 0 mm/ka vil det ikke skje endring i erosjonsdybde til berggrunnen under eksponering og Hitland-koden bør gi like resultater som Margreths kode. Følsomheten til denne endringen blir diskutert i delkapittel 5.1.3.

Margreth-koden behandler resultatene fra en simulering med sannsynlighetstetthet, mens Hitland-koden ikke gjør dette. Sannsynlighetstetthet i Margreth-koden går over et større intervall, og gir resultater som også ligger utenfor 1 σ usikkerhet til målt konsentrasjon. Funksjonene brukes for å gi et bilde av hvor sannsynlige ulike resultater i en simulering er opp mot hverandre. Videre har Margreth (2015) begrenset sannsynlighetstetthet med 1 σ intervall av sannsynlighetstetthet. Dette fører til at sannsynlighetstetthet av Margreth et al. (2016) kan ha større intervaller enn intervallene til den nye Hitland-koden. Imidlertid

kan intervallene med 1σ av sannsynlighetstetthet være mindre enn intervallene til den nye Hitland-koden. Årsaken til at sannsynlighetstetthet ikke er blitt anvendt i dette arbeidet er at funksjonene består av avansert statistikk og det er tidskrevende å kode på nytt. Det er derfor utført en alternativ test (10-testen) i Hitland-koden for å se om det er mulig å begrense intervallene til godkjente parametre og variabler på en god måte. 10-testen blir diskutert videre i kapittel 5.1.2. Det er i tillegg laget flere 3D- og 4D-plott for å visualisere samhandling og endring av χ^2 -verdier i Hitland-koden. Det vil gi muligheten til å forstå resultatene bedre og observere dem på nye måter.

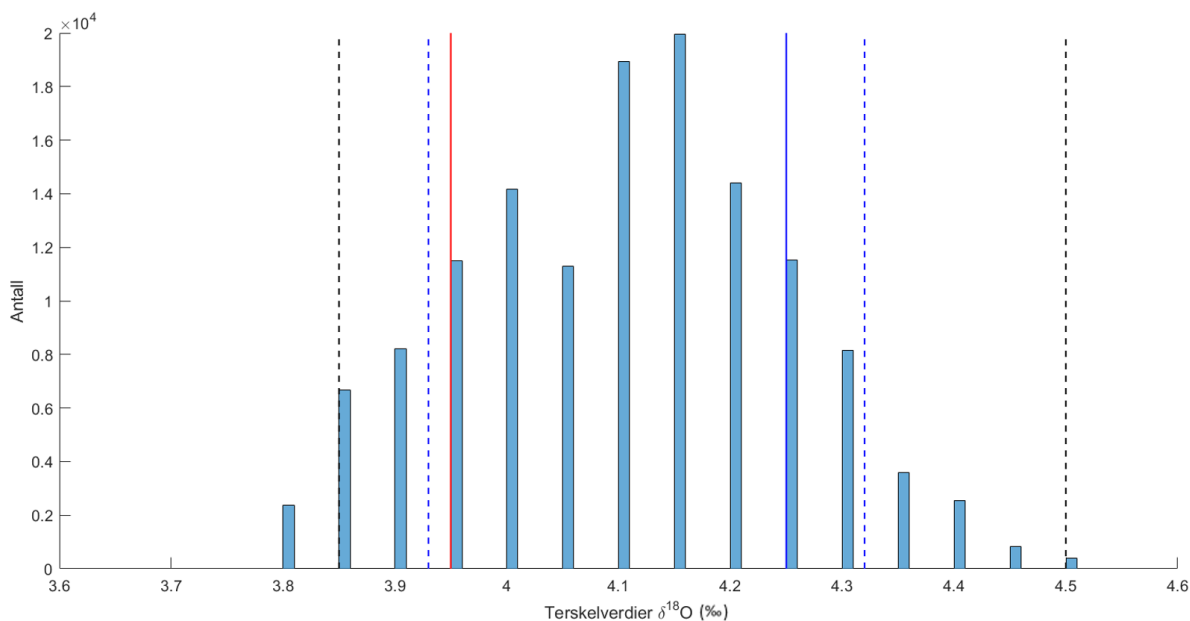
5.1.2 Sammenligning av Hitland- og Margreth-koden

I kapittel 5.1.1 er det beskrevet hvilken forskjeller det er mellom Margreth- og Hitland-koden. Den nye koden bruker ikke sannsynlighetstetthet, og derfor vil en direkte sammenligning av resultatene være vanskelig å utføre. Margreth-koden vil ha en mindre grad av frihet, der den simulerte landskapshistorien må passe for flere prøver. Dette resulterer i at Hitland-koden har større grad av frihet, og vil ha mulighet til å få større intervaller for godkjente landskapshistorier. Imidlertid viser sannsynlighetstetthet til Margreth et al. (2016) resultater utenfor 1σ usikkerhet til målt konsentrasjon (prøvedata). Derfor er det mulig at sannsynlighetstetthet til Margreth et al. (2016) viser større intervall enn Hitland-koden. For å sammenligne kodene best mulig blir intervallet med 1σ usikkerhet av sannsynlighetstetthet fra Margreth et al. (2016) resultater anvendt. Da bør intervallene mellom Margreth-koden og Hitland-koden ha omtrent de samme begrensningene.

10-testen i dette arbeidet vektlegger χ^2 -verdier ved bruk av 10 % av 1σ usikkerhet til målt konsentrasjon (prøvedata). Dette er gjort for å se om det kan være en effektiv måte for å redusere størrelsen til intervallene med å utelukke store χ^2 -verdier for parametre og variabler. Under vil resultatene i tabell 4.1 fra resultat kapittelet bli diskutert. Prøve E222A-01 blir gått nøye igjennom, mens for prøve A186A-01 og A355A-01 blir kun de viktigste forskjellene og likhetene beskrevet. Dette for ikke å gjøre delkapittelet unødvendig langt.

E222A-01:

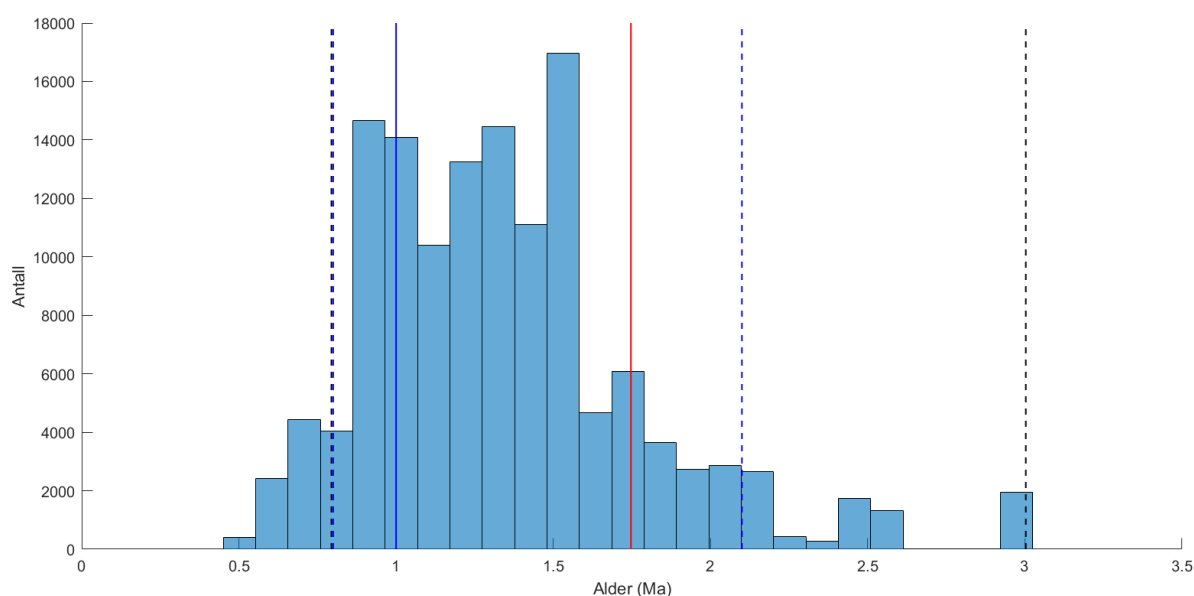
Resultatene til Margreth et al. (2016) for prøve E222A-01 reflekterer landskapshistorier som skal passe for tre prøver fra samme lokalitet. Dette medfører at intervallene til miljøparametrene mest sannsynlig vil være mindre i resultatene av Margreth et al. (2016). $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdiene som er godkjent av Margreth et al. (2016), strekker seg over intervallet 3,93-4,32 ‰ (blå stiplet linje), der typetallet er på 4,25 ‰ (blå linje) (figur 5.1). Resultatene fra dette arbeidet strekker seg henholdsvis fra 3,8 til 4,5 ‰, med den beste χ^2 -verdien på 3,95 ‰. Imidlertid er typetallet for $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdien 4,15 ‰ i de nye resultatene. Det er derfor en forskjell mellom kodene på 0,1 ‰ med fokus på typetall, hvilken $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdi som har flest godkjente resultater. Intervallet mellom $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdiene for kodene er forskjellige der Hitland-koden har et betydelig større intervall. Dette skyldes sannsynligvis bruken av intervallet med 1 σ usikkerhet til sannsynlighetstetthet som resulterer i at graden av frihet synker i Margreth-koden. I Hitland-koden blir alle resultatene innenfor 1 σ usikkerhet til målt konsentrasjon lagret som godkjente landskapshistorier. Ved bruk av 10-testen på $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdiene endres den laveste verdien fra 3,8 til 3,85 ‰, mens 10-testen ikke har noen innvirkning på den øvre $\delta^{18}\text{O}$ -verdien. Det nye intervallet vil da være fra 3,85 til 4,5 ‰ og gir en minimal endring på 5 %. Imidlertid ekskluderes omtrent 85 % av alle de godkjente resultatene innenfor 1 σ usikkerhet til målt konsentrasjon i Hitland-koden. Dette indikerer at 10-testen fjerner mange godkjente verdier, men har en lav effekt på å minke intervallet for $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdien.



Figur 5.1: Fordeling av godkjente $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdier ved simulasjon av prøvedata (E222A-01) i Hitland-koden, med 1σ usikkerhet. Den røde streken markerer $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdien som har den laveste χ^2 -verdien. De svarte stiplede linjene markerer intervallet for verdier som er innenfor 10-testen. De blå stiplede linjene viser intervallet med 1σ usikkerhet til sannsynlighetstetthet av Margreth et al. (2016) resultater, mens den blå heltrekte linjen viser typetallet.

I resultatene til Margreth et al. (2016) er ikke antall isoverdekninger presentert, men det er fremstilt total kompleks historie (alder), som er definert av antall overdekninger og $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdier. Den totale komplekse historien vil derfor være et relativt mål på antall isoverdekninger. Total kompleks alder strekker seg mellom intervallet 0,8 til 2,1 Ma (blå stiplede linjer), der typetallet er 1 Ma (blå linje) i resultatene til Margreth et al. (2016) (figur 5.2). I Hitland-koden er imidlertid intervallet fra 0,5 til 3 Ma. Den beste alderen basert på den laveste χ^2 -verdien er på 1,8 Ma (rød linje), mens typetallet er på 1,5 Ma i resultatene til Hitland-koden. I dette tilfellet har også Hitland-koden et større intervall for godkjente verdier enn resultatet av Margreth et al. (2016). Ved bruk av 10-testen reduseres imidlertid intervallet til 0,8-3 Ma (svarte stiplede linjer). Dette tilsvarer at begrensningene til intervallet blir redusert med 12 %. Det indikerer også at testen har en minimal effekt når omtrent 85 % av de godkjente resultatene fjernes. Ved å studere figur 5.2 er det mulig å observere visuelle likheter mellom kodene. I intervallet mellom

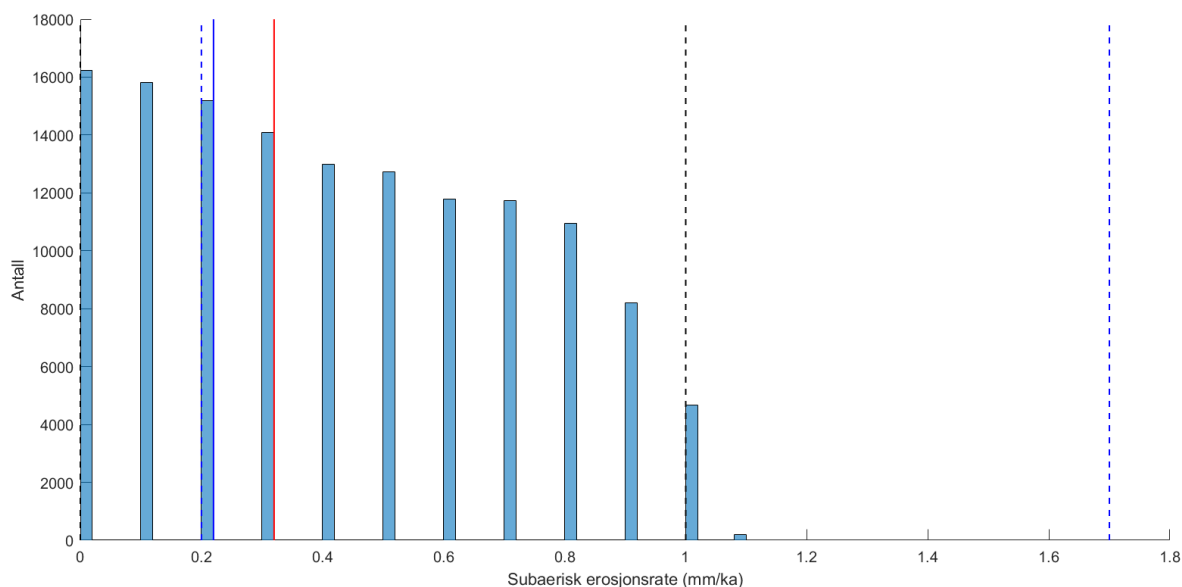
0,9 og 1,6 Ma er det klart flest godkjente resultater per total kompleks alder. Dette er ikke det samme intervallet som er bestemt av Margreth et al. (2016), men godt innenfor. Det blir derfor antatt at resultatene er nokså like når kodenens grad av frihet vektlegges. I tillegg består resultatet av Margreth et al. (2016) av intervallet 1σ usikkerhet til intervallet sannsynlighetstetthet dekker. Derfor kan Margreth et al. (2016) resultater ha høyest hyppighet i samme område som resultatet til Hitland-koden.



Figur 5.2: Fordeling av godkjente aldre ved simulasjon av prøvedata (E222A-01) i Hitland-koden, med 1σ usikkerhet. Den røde streken markerer alderen som har den laveste χ^2 -verdien. De svarte stiplede linjene markerer intervallet for verdier som er innenfor 10-testen. De blå stiplede linjene viser intervallet med 1σ usikkerhet til sannsynlighetstetthet av resultatene til Margreth et al. (2016), mens den blå linjen viser typetall.

Den subaeriske erosjonsraten strekker seg fra 0,2 til 1,7 mm/ka (blå stiplede linjer), og et typetall på 0,2 mm/ka (blå linje) i resultatene til Margreth et al. (2016) (figur 5.3). I Hitland-koden viser resultatene imidlertid et mindre intervall fra 0 til 1,1 mm/ka. Den beste χ^2 -verdien er ved 0,3 mm/ka (rød linje), og typetallet til resultatene er ved 0 mm/ka. Resultatene til Hitland-koden er ikke blitt behandlet med sannsynlighetstetthet og skal i utgangspunktet ha en større grad av frihet. Derfor burde resultatene gi et større intervall enn resultatene av Margreth et al. (2016). Imidlertid viser simuleringen at Hitland-

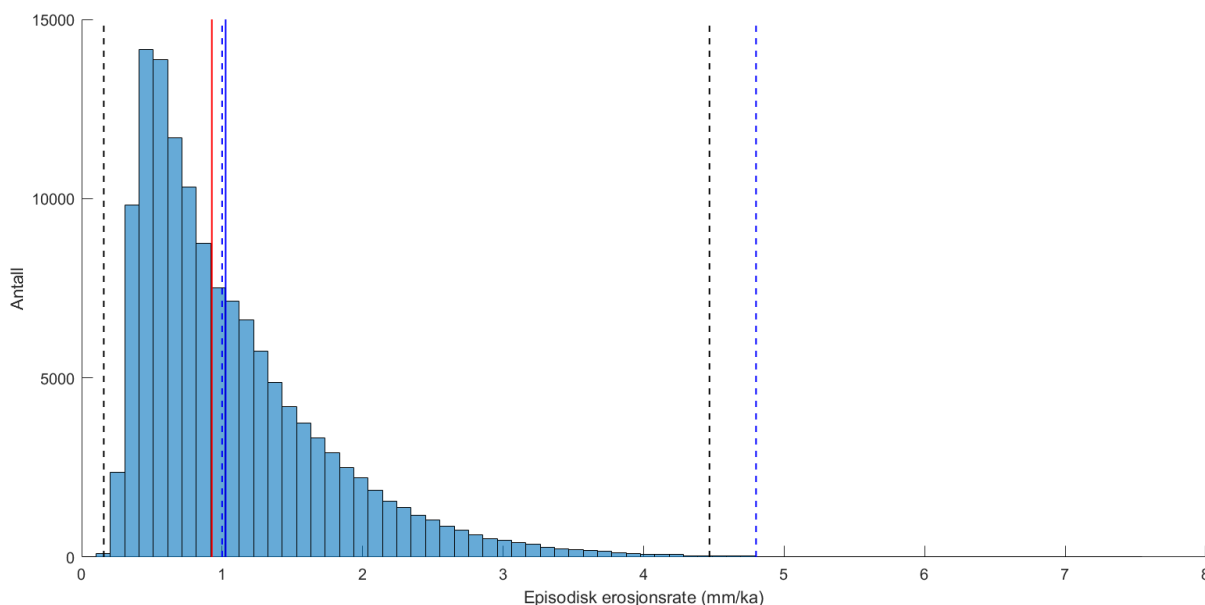
koden får mindre verdier og intervall enn Margreth-koden. Årsaken til dette kan være at Margreth-koden bruker den laveste $\sum \chi^2$ -verdien (som tidligere nevnt er $\sum \chi^2$ summen av de laveste χ^2 -verdiene av alle prøveflatene fra samme prøvelokalitet). Dette kan resultere i at den subaeriske erosjonen passer dårlig for prøve E222A-01, men veldig bra for de to andre prøvene. Derfor kan resultater av den laveste $\sum \chi^2$ -verdien for de tre prøvene gi høye χ^2 -verdier for prøve E222A-01, men lave $\sum \chi^2$ -verdier for de to andre prøvene. Dette kan medføre at resultatet til Margreth et al. (2016) har større intervall. Ved bruk av 10-testen endres den øvre grensen til 1 mm/ka (9 %). Dette medfører at 10-testen ikke gir noen nevneverdig forskjell for den subaeriske erosjonen.



Figur 5.3: Fordeling av godkjente subaeriske erosjonsrater ved simulasjon av prøvedata (E222A-01) i Hitland-koden, med 1σ usikkerhet. Den røde streken markerer erosjonsrate som har den laveste χ^2 -verdien. De svarte stiplede linjene markerer intervallet for verdier som er innenfor 10-testen. De blå stiplede linjene viser intervallet med 1σ usikkerhet til sannsynlighetstett av Margreth et al. (2016) sine resultater, mens den blå heltrekte linjen viser typetallet.

Den simulerte episodiske erosjonsraten til Margreth et al. (2016) strekker seg fra 1 til 4,8 mm/ka (blå stiplede linjer), der typetallet er på 1 mm/ka (blå linje) (figur 5.4). I Hitland-koden simuleres resultater til intervallet 0,1-7,5 mm/ka. Den beste χ^2 -verdien er ved 0,9 mm/ka (rød linje), og typetallet er ved 0,4 mm/ka. Intervallet til Hitland-koden er større enn intervallet til Margreth et al. (2016). Imidlertid består intervallet av Margreth et al. (2016) av 1 σ usikkerhet til sannsynlighetstetthet og vil derfor gi et mindre intervall enn 1 σ usikkerhet til målt konsentrasjon, som er brukt i Hitland-koden. Den største andelen av resultatene i Hitland-koden er mellom 0,1 og 3 mm/ka, som er ved lavere erosjonsrater enn de minste erosjonsratene til intervallet av Margreth et al. (2016). Årsaken til den lave erosjonsraten kan være samspillet mellom episodisk og subaerisk erosjon, der begge erosjonsratene er inkludert i erosjonsdybden av berggrunnen i Hitland-koden. Ved å se på hvor mye intervallet endrer seg med 10-testen, blir intervallet nevneverdig mindre. Intervallet endres til 0,2-4,5 mm/ka, som tilsvarer en endring på 42 %. Det nye intervallet har en nokså lik størrelse som resultatet fra Margreth et al. (2016), men verdiene til den episodiske erosjonsraten er betraktelig mindre.

Verdiene av de godkjente terskelintervallene i Hitland-koden er relativt like resultatet til Margreth et al. (2016). Resultatene er fremstilt på forskjellige måter og har ulik grad av frihet i simuleringene. Ved lik behandling av resultatene i kodene er det sannsynlig at resultatene vil være like. Bruken av 10-testen ekskluderer omtrent 85 % av resultatene, men utgjør ikke en stor forskjell i intervallet til $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdien for prøve E222A-01. Årsaken til dette er at lave χ^2 -verdier finnes nesten over hele det godkjente intervallet. Total kompleks historie (alder), er relativt det samme som antall isoverdekninger og har stor spredning i Hitland-koden. Det er imidlertid høyest hyppighet for godkjente resultater innenfor intervallet til resultatene av Margreth et al. (2016). Den beste χ^2 -verdien og typetallet er imidlertid flere 100 ka eldre. Ved bruk av 10-testen minskes intervallet med 12 % og utgjør en liten forskjell ettersom 85 % av landskapshistoriene er ekskludert. Med å vektlegge større grad av frihet og at sannsynlighetstetthet ikke er brukt i Hitland-koden gir intervallet omkring den samme totale komplekse historien. Den suba-



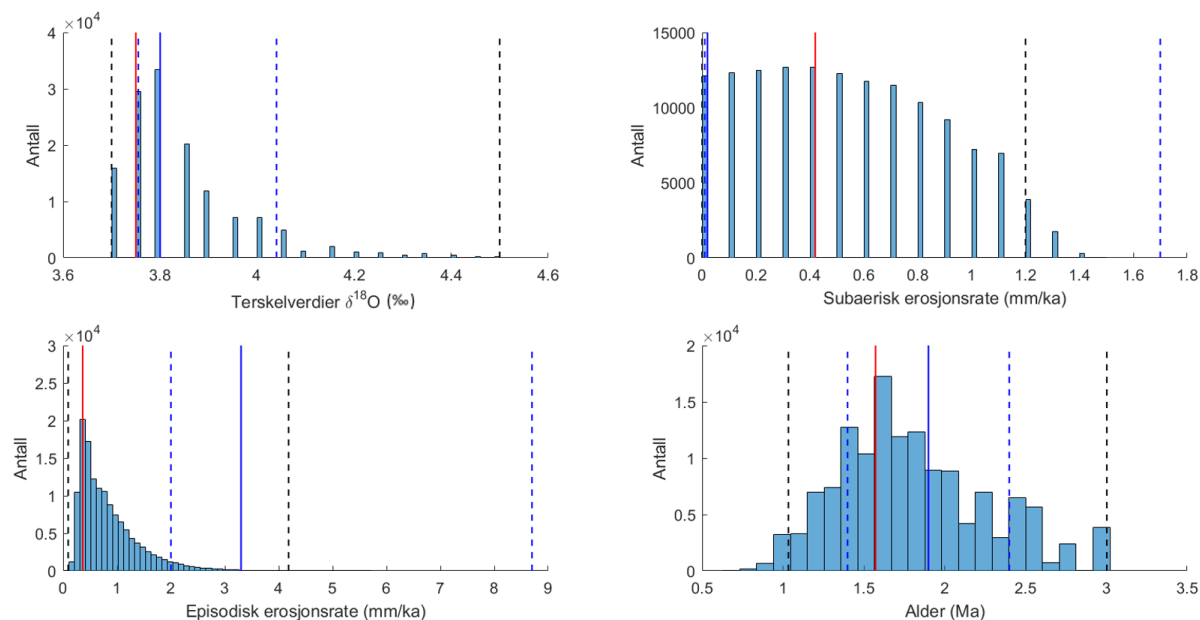
Figur 5.4: Fordeling av godkjente episodiske erosjonsrater ved simulasjon av prøvedata (E222A-01) i Hitland-koden, med 1σ usikkerhet. Den røde streken markerer erosjonsrate som har den laveste χ^2 -verdien. De svarte stiplede linjene markerer intervallet for verdier som er innenfor 10-testen. De blå stiplede linjene viser intervallet med 1σ usikkerhet til sannsynlighetstetthet av Margreth et al. (2016) resultater, mens den blå heltrekte linjen viser typetallet til resultatene.

eriske erosjonsraten skiller seg fra resultatet av Margreth et al. (2016) med et mindre intervall og verdier for erosjonsrater. Årsaken til dette er sannsynligvis på grunn av hvordan kodene velger godkjente subaeriske erosjonsrater. Margreth-koden bruker den laveste $\sum \chi^2$ -verdien mellom tre prøver, mens Hitland-koden bruker kun χ^2 -verdier for E222A-01. Derfor kan Margreth-koden få erosjonsrater som passer E222A-01 dårlig, men veldig godt for de to andre prøvene. Bruk av 10-testen utgjør små forskjeller i intervallet (9 %) til den subaeriske erosjonsraten, slik som de andre miljøparametrene. Den episodiske erosjonsraten har et intervall som er større enn resultatene til Margreth et al. (2016). Imidlertid er det flest godkjente resultater med lavere erosjonsverdier enn de laveste erosjonsratene til Margreth et al. (2016). Ved bruk av 10-testen minkes intervallet med 42 %, en betydelig endring i forhold til intervallene for $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdier, total kompleks historier og subaeriske erosjonsrater. Dette indikerer at bruk av lavere usikkerhet (10 % av 1σ til målt konsentrasjon) gir større effekt på subaerisk erosjonsrate enn de andre intervallene. For-

skjell mellom ny og gammel kode er imidlertid at Hitland-koden gir tilsynelatende lavere episodiske erosjonsrater enn resultatet av Margreth et al. (2016) for flate E222A-01. Dette kan eventuelt skyldes samspillet mellom episodisk og subaerisk erosjonsrate ved endring av erosjonsdybden i simuleringen.

Oppsummert gir Hitland-koden ved simulering av landskapshistorier for prøve E222A-01 omtrent de samme $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdiene. Når det gjelder total kompleks historie ser det ut til at den nye Hitland-koden simulerer eldre aldre, men innenfor begrensningene til Margreth et al. (2016). Både subaerisk og episodisk erosjon har lavere erosjonsrate og høyere hyppighet av godkjente landskapshistorier ved tilsynelatende lavere verdier enn Margreth et al. (2016). Imidlertid er intervallet deres definert med 1 σ usikkerhet til sannsynlighetstetthet ved bruk av $\sum \chi^2$ -verdier. Det blir derfor antatt at forskjellene mellom kodene skjer ved ulik behandling av resultatene og forskjeller i kodenenes oppbygging. 10-testen gir små utslag for å begrense intervallene med å ekskludere vekk store χ^2 -verdier. Omtrent 85 % av alle landskapshistoriene fjernes ved bruk av 10-testen, men intervallene blir sjelden mindre enn 10 %. Unntaket er for episodisk erosjonsrate, som blir 42 % mindre.

A186A-01:



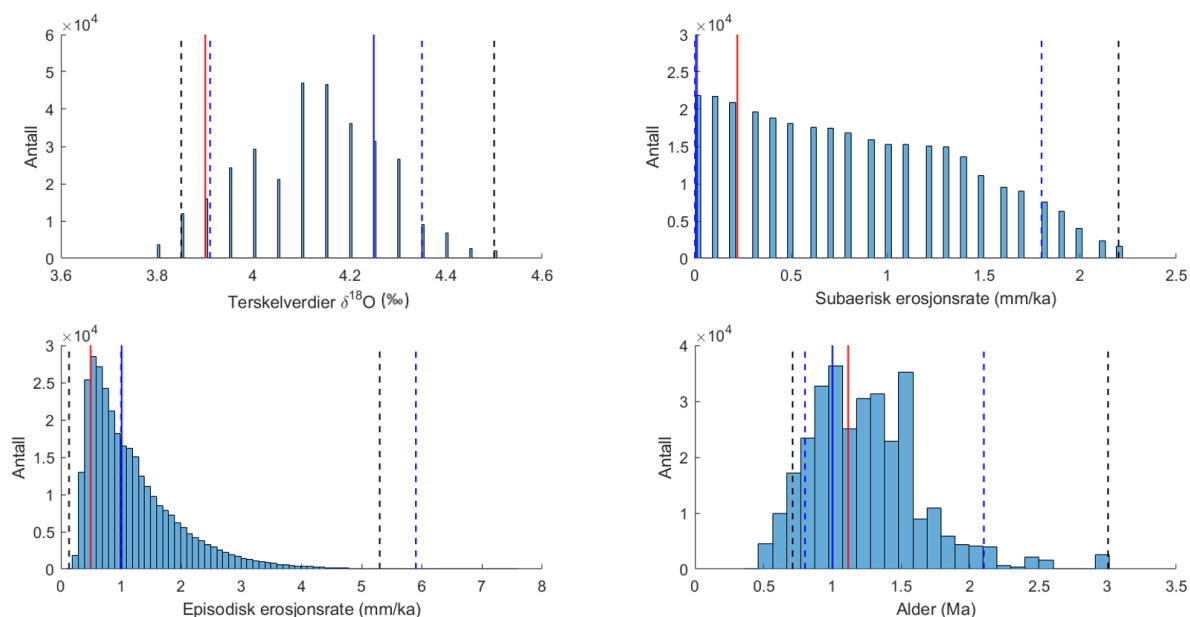
Figur 5.5: Fordeling av godkjente landskapshistorier til parametre og variabler ved bruk av prøvedata fra A186A-01 med 1σ usikkerhet i Hitland-koden. De røde strekene markerer hvilke verdier som gir den laveste χ^2 -verdien i plottene. De svarte stiplede linjene markerer intervallet for verdier som er innenfor 10-testen. De blå stiplede linjene viser intervallet til 1σ usikkerhet av sannsynlighetstetthet til resultatene av Margreth et al. (2016). De blå heltrekte linjene viser hvor typetallet til resultatene av Margreth et al. (2016) er.

Resultatene til Margreth et al. (2016) for flate A186A-01 reflekterer landskapshistorier som skal passe for tre prøver fra samme prøvelokalitet. Dette betyr at resultatene av Margreth et al. (2016) vil ha en mindre grad av frihet enn Hitland-kodens resultater. Intervallene til $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdiene mellom kodene er relativt likt med hensyn til grad av frihet og ulik behandling av resultatene (figur 5.5). Typetallet er lik i begge kodene, og intervallet til Margreth et al. (2016) dekker intervallet til den hyppigste delen med verdier fra Hitland-koden. Det er en forskjell i form av at Hitland-koden finner mange godkjente verdier ved $3,7\text{‰}$, som er en mindre verdi enn hva resultatene til Margreth et al. (2016) tillater. Imidlertid består intervallet til Margreth et al. (2016) av 1σ usikkerhet til sannsynlighetstetthet. Derfor dekker sannsynligvis hovedfunksjonen av Margreth et al. (2016) verdien $3,7\text{‰}$ også. Ved å senke usikkerheten til 10% av 1σ til målt konsentrasjon i

10-testen skjer det ingen endring i begrensingene til intervallet. Resultatet av den totale komplekse historien fra simulering av A186A-01 i Hitland-koden varierer mye og strekker seg nesten over hele intervallet (figur 5.5). Dette er en forskjell fra intervallet til resultatene av Margreth et al. (2016), som har en mindre begrensning på godkjente aldre. Imidlertid består intervallet til Margreth et al. (2016) av 1σ usikkerhet til sannsynlighetstetthet og derfor vil intervallet være mindre. Den beste komplekse aldrene med lavest χ^2 -verdi har samme alder som typetallet på 1,57 Ma i Hitland-koden. Dette er en del yngre enn hva Margreth-koden produserer (1,9 Ma). Dette er en forskjell fra prøve E222A-01 der Hitland-koden ga eldre kompleks alder. Det skjer heller ikke noen store forskjeller i intervallet for kompleks alder ved å senke usikkerheten til Hitland-koden. Den subaeriske erosjonsraten har et mindre intervall enn resultatene til Margreth et al. (2016). Verdiene mellom kodene er imidlertid svært like, der forskjellen ligger i at Margreth-koden simulerer godkjente erosjonsrater som er litt høyere. Ved å utføre 10-testen senkes imidlertid den subaeriske erosjonsraten fra 0-1,5 mm/ka til 0-1,2 mm/ka. Dette resulterer i at begrensningene til intervallet minker 20 %. Derfor gir testen en større effekt på flate A186A-01 enn E222A-01 for den subaeriske erosjonsraten. Det er tydelig forskjeller i resultatene for episodisk erosjonsrate mellom kodene, der Hitland-koden har største andel av godkjente verdier i området 0,1-3 mm/ka. Det skal nevnes at den episodiske erosjonsraten strekker seg til 5,7 mm/ka i Hitland-koden, men dette gjelder for svært få godkjente resultater. Resultatene til Margreth et al. (2016) strekker seg mellom intervallet 2-8,7 mm/ka og har et typetall ved 3,3 mm/ka. Det er i dette tilfellet tydelig at Hitland-koden foretrekker mindre verdier for episodisk erosjonsrate enn Margreth-koden for flaten A186A-01. Det er usikkert hva årsaken til forskjellen for episodisk erosjonsrate kan komme av. Det kan være en effekt av at subaerisk erosjon er tilført endring av berggrunnsdybde i den nye simuleringen, og foretrekker derfor en lavere episodiske erosjonsrater. En annen mulighet er at de andre flatene i simuleringen til Margreth et al. (2016) simulerer en lavere subaeriske erosjonsrater. Dette må kompenseres for og kan resultere i at den episodiske erosjonsraten blir høyere i simuleringen til Margreth-koden. Det er i dette tilfellet en større effekt på intervallet ved bruk av 10-testen. Intervallet blir 27 % mindre og strekker seg mellom 0,1 til 4,2 mm/ka

med 10 % av 1σ usikkerhet av målt konsentrasjon i prøvedata.

Oppsummert gir Hitland-koden ved simulering av prøve A186A-01 omkring de samme $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdiene som er i resultatene til Margreth et al. (2016). For total kompleks historie gir Hitland-koden tilsynelatende yngre aldre enn resultatet til Margreth et al. (2016) for denne flaten. Både subaerisk og episodisk erosjonsrate har mindre intervall for erosjonsrater, og har høyest hyppighet av godkjente landskapshistorier ved de laveste erosjonsverdiene. Den episodiske erosjonsraten får lavere verdier fra Hitland-koden enn resultatet til Margreth et al. (2016). Det skal nevnes at det ikke er like store forskjeller for den subaerisk erosjonsrate ved denne prøven som ved prøve E222A-01, der Margreth-koden tillater litt større verdier. Når man ser på hvordan 10-testen endrer intervallene er effekten dårlig. Rundt 85 % av landskapshistoriene blir eliminert med denne testen, men det skjer tilsynelatende kun små endringer i intervallene til $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdier og total kompleks historie. Forøvrig endres den episodiske erosjonsraten 27 % og den subaeriske erosjonsraten 20 %.

A355A-01:

Figur 5.6: Fordeling av godkjente landskapshistorier for parametre og variabler ved bruk av prøvedata fra A186A-01 i Hitland-koden, innenfor 1σ usikkerhet til målt nuklidekonsentrasjon. De røde strekene markerer hvilken verdi som gir lavest χ^2 -verdi i plottene. De svarte stiplede linjene markerer intervallet for verdier som er innenfor 10-testen. De blå stiplede linjene viser intervallet til 1σ usikkerhet av sannsynlighetstetthet fra resultatene til Margreth et al. (2016). De blå heltrekte linjene viser hvor typetallet fra resultatene til Margreth et al. (2016) er.

Resultatene som presenteres av Margreth et al. (2016) fra prøvedata av A355A-01, reflekterer landskapshistorier som skal passe for to prøver fra samme prøvelokalitet. Dette resulterer i at resultatene til Margreth et al. (2016) vil ha en mindre grad av frihet enn resultatene til Hitland-koden. Resultatet til Margreth et al. (2016) for prøve A355A-01 har et intervall mellom 3,91-4,35 ‰ for $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdier. Innenfor dette intervallet har Hitland-koden verdiene med størst hyppighet av godkjente landskapshistorier. Forøvrig strekker intervallet til Hitland-koden seg fra 3,8 til 4,5 ‰, og den beste χ^2 -verdien er ved 3,9 ‰. Typetallet ligger ved 4,1 ‰, som er litt lavere enn typetallet til Margreth et al. (2016) på 4,25 ‰. Det er derfor trolig veldig små forskjeller mellom resultatene når en vektlegge forskjellig behandling og grad av frihet mellom resultatene. Ved å bruke 10-testen skjer det små forskjeller der intervallet endres til 3,85-4,5 ‰, som tilsvarer 7 %

endring. Resultatene fra begge kodene for total kompleks historie er tilsynelatende like. Intervallet er mindre for resultatene til Margreth et al. (2016), men intervallet dekker også området med flest godkjente aldre i Hitland-koden. Ved å ta i bruk 10-testen endres den totale komplekse historien fra 0,4-3 Ma til 0,7-3 Ma og tilsvarer en endring på rundt 12 %. Den subaeriske erosjonsraten er anderledes i dette resultatet sammenlignet med de tidligere prøvene (E222A-01 og A186A-01). I resultatet for Hitland-koden er det et større intervall og større erosjonsrater enn ved resultatet til Margreth et al. (2016). Imidlertid er denne forskjellen liten med tanke på at intervallet til Margreth et al. (2016) bruker 1 σ usikkerhet til sannsynlighetstetthet. Ved bruk av 10-testen skjer det ikke noen endringer i intervallet til den subaeriske erosjonsraten. Intervallet for den episodiske erosjonsraten er imidlertid lik flatene som er beskrevet før (E222A-01 og A186A-01). Størrelsen av intervallene mellom kodene er nokså like, men erosjonsratene er lavere i Hitland-koden. Den nye koden gir et typetallet og laveste χ^2 -verdi på 0,5 mm/ka, mens Margreth et al. (2016) gir et typetall på 1 mm/ka. I tillegg er 1 mm/ka den laveste verdien i intervallet til 1 σ usikkerhet av sannsynlighetstetthet til simuleringen av Margreth et al. (2016). Ved bruk av 10-testen endres intervallet for den episodiske erosjonsraten fra 0,1-7,5 mm/ka til 0,1-5,3 mm/ka, som resulterer i en endring på 30 %.

Oppsummert gir Hitland-koden ved simulering av flate A355A-01 relativt like $\delta^{18}\text{O}$ -verdier. Det samme gjelder for komplekse aldre der det er store likheter når det blir tatt hensyn til forskjellig behandling av resultatene. Den subaeriske erosjonen skiller seg ut der den har høyere verdier enn resultatene til Margreth et al. (2016). Det er imidlertid kun en liten forskjell, og resultatet fra kodene er relativt like når grad av frihet og sannsynlighetstetthet tas med i beregningen. Den episodiske erosjonen gir mindre erosjonsrater og har høyest hyppighet av godkjente landskapshistorier ved de laveste ratene i Hitland-koden. Bruken av 10-testen gir dårlige utslag for reduksjon av intervallene for $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdier, total komplekse aldre og subaerisk erosjonsrater. Omtrent 85 % av verdiene til landskapshistoriene elimineres ved bruk av 10-testen. Imidlertid endres ikke intervallet for subaerisk erosjonsrate, og kun små endringer skjer ved kompleks alder og $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdier. Den

episodiske erosjonsraten endres med 30 %.

Hitland-koden gir flere like resultater som Margreth et al. (2016). Total komplekse aldre og $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdier gir relativt like resultater, men med et bredere intervall. Årsaken til dette kan være at Margreth et al. (2016) bruker flere prøver fra samme prøvelokalitet som resulterer i mindre grad av frihet. Dette gjøre det vanskeligere å finne godkjente landskapshistorier i simuleringer til Margreth et al. (2016). Det er også tatt i bruk sannsynlighetstetthet, og derfor kan intervallene med 1σ usikkerhet av sannsynlighetstetthet være mindre. Det er forskjeller mellom kodene ved subaerisk og episodisk erosjon, der begge erosjonsratene får antatt lavere erosjonsrater i Hitland-koden. En sannsynlig årsak til at den subaeriske erosjonsraten kan være mindre er at Margreth et al. (2016) bruker flere prøveflater i simulering. Ved å bruk flere prøveflater senkes graden av frihet, men det gir også rom for å finne høyere erosjonsverdier for en bestemt prøve ved bruk av $\sum \chi^2$. Årsaken til dette er at det blir da tatt hensyn til de andre flatene i simuleringen som kan foretrekke høyere erosjonsverdier. En annen mulig årsak som kan påvirker den episodiske erosjonsraten, er at endring av dybde i berggrunnen blir tilpasset den subaeriske erosjonsraten i Hitland-koden. Resultatet av dette er at det må lavere episodisk erosjonsrate til for å komme på samme dybde som Margreth-koden. Følsomheten til denne endringen blir diskutert i det neste delkapittelet.

10-testen som senker usikkerheten for godkjente resultater til 10 % av 1σ av målt konsentrasjon til prøvedata er testet på de tre forskjellige flatene. Resultatet av denne testen er at omkring 85 % av de godkjente landskapshistoriene blir eliminert i alle tre simuleringene. Dette er et stort antall av de godkjente landskapshistoriene, og endringene er sjelden større en 10 % for intervallene. Det konkluderes derfor med at dette ikke er en god eller effektiv måte å gjøre intervallene mindre på. Ved bruk av 1σ av målt konsentrasjon er allerede mange sannsynlige landskapshistorier fjernet i simuleringene. Derfor vil en senking av usikkerheten til 10 % kansellere mange gode landskapshistorier. Når intervallene forblir like og ikke har noen påfallende endringer, vil poenget med denne testen forsvin-

ne. Imidlertid har den episodiske erosjonsraten en tilsynelatende større påvirkning ved 10-testen enn $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdi, komplekse aldre og subaerisk erosjon. Intervallet endret mer selv om ikke mer enn 30-40 %, mens hele 85 % av resultatene ekskluderes.

5.1.3 Følsomhet til subaerisk erosjon i Hitland-koden

Følsomheten til Hitland-koden med forskjellige subaeriske erosjonsrater blir testet. Det er da mulig å observere hvor stor innvirkning fjerning av subaerisk erosjonsmateriale har for konsentrasjonen av nuklider i berggrunnen. Utførelsen av følsomhetstesten er ved å simulere en forhåndsbestemt landskapshistorie. En verdi for $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdi, antall overdekninger og de tre forskjellige variablene for glasial plukking er bestemt. Følsomhetstesten blir utført med den laveste χ^2 -verdien til prøveflate A355A-01, der subaerisk erosjon blir testet mellom 0 og 3 mm/ka.

Tabell 5.1: Endring av ^{10}Be -konsentrasjon, med og uten å fjerne erosjonsmaterialet fra berggrunnen. MA = Margreth-koden, HI = Hitland-koden.

Subaerisk erosjonsrate (mm/ka)	Hitland-koden (atomer/g)	Margreth-koden (atomer/g)	Forholdstall (MA/HI)
0	2639300	2639300	1,00
0,1	2579500	2579500	1,00
0,3	2315200	2465500	1,065
0,5	2138600	2358600	1,103
1	1744200	2118700	1,215
3	920410	1453500	1.579

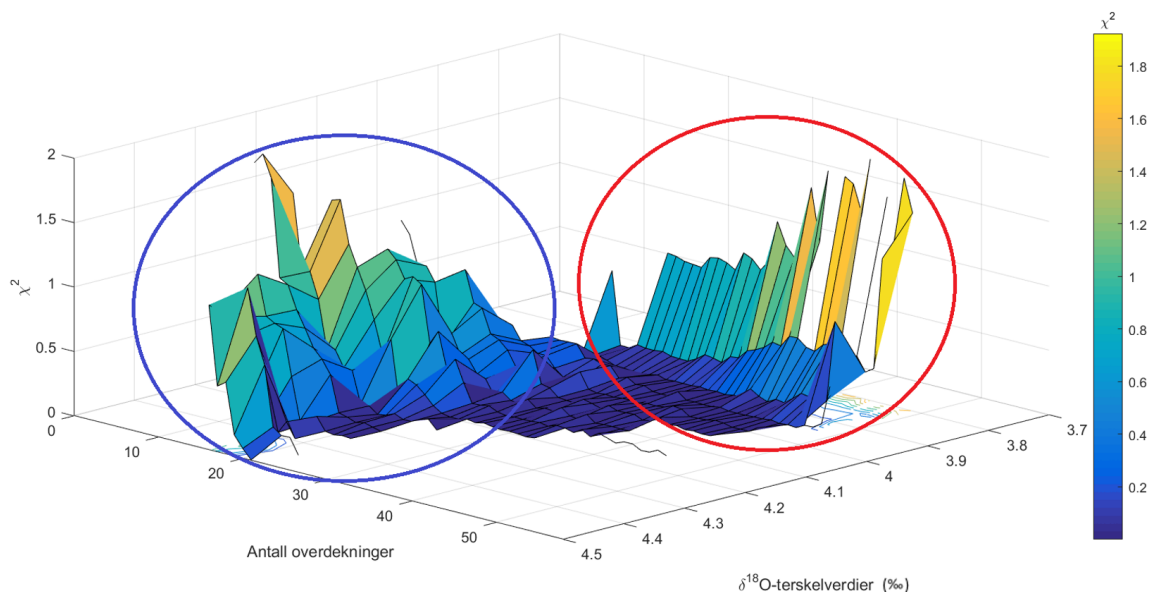
Når den subaeriske erosjonsraten er 0 mm/ka, vil ikke noe dybde i berggrunnen bli fjernet og nuklidekonsentrasjonene skal være lik mellom kodene. En forskjell i konsentrasjonene vil først oppstå når den subaeriske erosjonen blir satt til 0,1 mm/ka. Imidlertid er konsentrasjonene til Hitland- og Margreth-koden det samme når den subaeriske erosjonen er 0,1 mm/ka. Dette kommer av at eksponeringsepisodene i simuleringene sjelden har en varighet som er lenger enn 20 ka. Dette resulterer i at 2 mm skal fjernes fra berggrunnsoverflaten. Problemet med dette er at Hitland-koden endrer dybde i berggrunnen for hver cm. Derfor

er endringen på 2 mm så liten at den ikke blir tatt med i Hitland-koden. Først når den subaeriske erosjonsraten er 0,3 mm/ka eller større begynner endring i dybde til berggrunnen å virke inn på nuklidekonsentrasjonen (tabell 5.1). Årsaken til dette er at det brukes en avrundingskommando i Hitland-koden som runder av erosjonen til nærmeste hele cm. Derfor må det fjernes 5 mm eller mer av berggrunnen i en eksponeringsepisode for at Hitland-koden skal fjerne erosjonsmaterialet. I følsomhetstesten fjerner den nye Hitland-koden 64 cm fra toppen til berggrunnen med en subaerisk erosjonsrate på 0,3 mm/ka, mens Margreth (2015) kode fjerner 53 cm, som tilsvarer tykkelsen til plukkehendelser. Resultatet av testen er at med økt subaerisk erosjonsrate og/eller varighet av eksponering vil forskjellen mellom kodene øke. Den nye Hitland-koden vil frembringe en relativt mindre konsentrasjon av nuklider i berggrunnen enn Margreth-koden når den subaeriske erosjonsraten er $> 0,3$ mm/ka. Dette fører til at Hitland-koden trenger en større mengde eksponering for å oppnå lik konsentrasjon som Margreth-koden. Dette skjer enten ved at man har flere eksponeringsepisoder som resulterer i en lengre historie, eller ved lengre isfrie perioder. Dette kan skje hvis $\delta^{18}\text{O}$ øker, og derfor kan resultatene fra Hitland-koden i teorien gi eldre aldre og/eller høyere $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdi.

5.1.4 Variasjon i miljøparametre

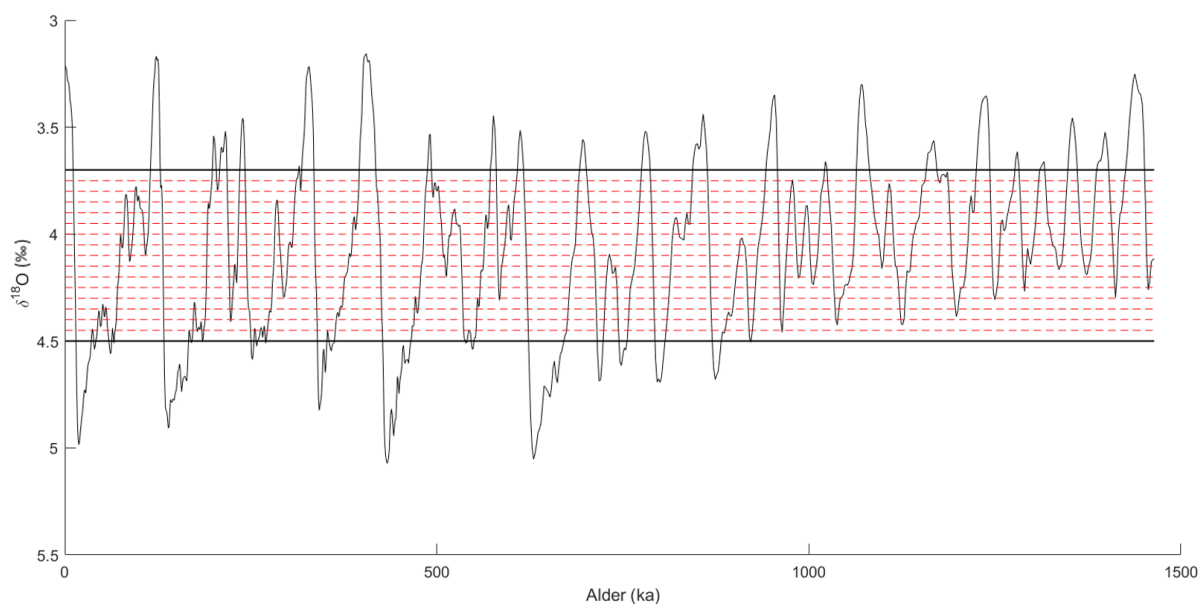
Hitland-koden går systematisk gjennom miljøparametre som blir brukt i simuleringene. Det er presentert to forskjellige 3D-plott for prøve E222A-01. Plottene viser χ^2 -verdier med endring av $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdier, subaeriske erosjonsrater og isoverdekninger i aksene. Imidlertid skjer det store endringer av χ^2 -verdiene med små variasjoner for noen av miljøparametrene. I dette delkapittelet vil mulige årsakene bak disse endringene bli diskutert.

Figur 5.7 viser χ^2 -verdier ved endring av $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdier og isoverdekninger på aksene med konstant subaerisk erosjonsrate. Det er markert to sirkler i figuren, der χ^2 -verdien endres drastisk ved små endringer av parametrene. Den blå sirkelen viser et område ved store endringer ved endring av antall overdekninger. Rød sirkel viser det samme for et område ved endringer av $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdier.



Figur 5.7: Variasjon i χ^2 -verdi med endring av overdekning og $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdier med en bestemt subaerisk erosjonsrate på 0,2 mm/ka. Rød sirkel viser området for $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdier på 3,8-4 ‰, mens blå sirkel viser området mellom 4,1 og 4,5 ‰.

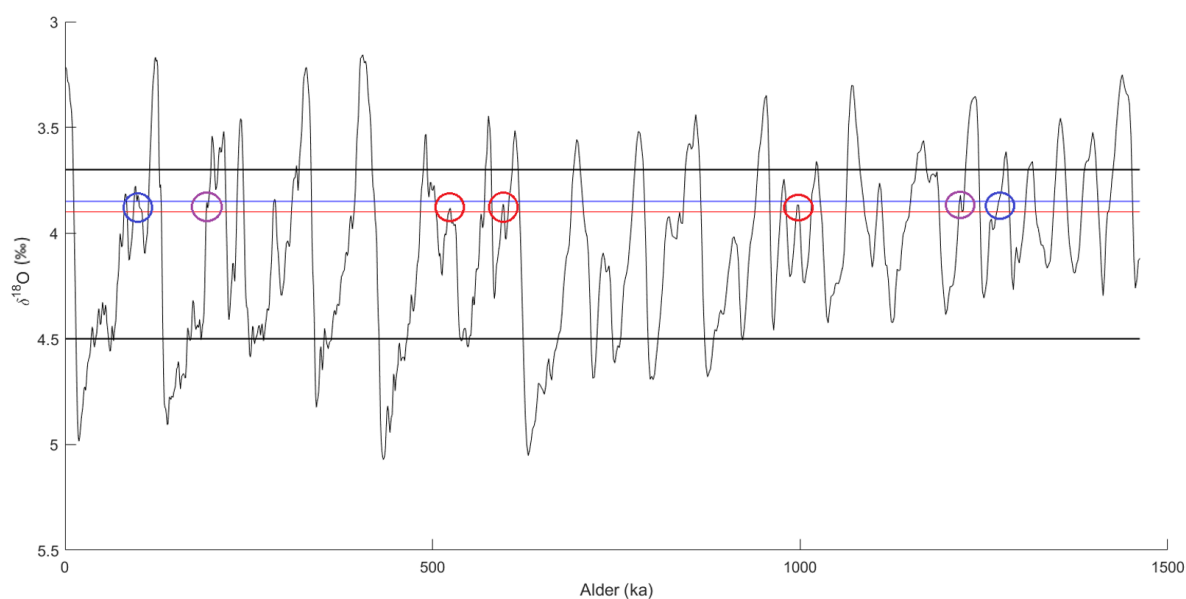
I figur 5.7 observeres det store svingninger av χ^2 -verdier ved små endringer langs aksene. Koden til dette arbeidet utfører 10 000 forsøk på å finne den beste χ^2 -verdien for hver endring i miljøparametrene. Dette bør gi et godt utgangspunktet for å finne en av de laveste χ^2 -verdiene, og variasjonen i figuren skyldes sannsynligvis ikke at det finnes bedre χ^2 -verdier. Derfor er det rimelig å anta at endringene i figuren kommer fra data parametrene er definert ut fra. Både $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdier og antall overdekninger er definert ut fra en utjevnet global bentisk oksygenisotopkurve (Lisiecki & Raymo, 2005). Dette vil si at små endringer i kurven blir jevnet ut. Når $\delta^{18}\text{O}$ -verdien er over en terskelverdi i oksygenisotopkurven, er det en eksponeringsperiode, og når $\delta^{18}\text{O}$ -kurven er under terskelverdien, forekommer en overdekningsperiode (figur 5.8).



Figur 5.8: Oksygenisotopkurven viser alle 17 $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdiene som er simulert i Hitland-koden. De svarte horisontale linjene markerer begrensningen for intervallet til $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdiene. De plottede røde stiplede linjene sammen med de svarte viser alle de mulige tersklene som simuleres i koden.

Oksygenisotopkurven varierer med Milanković-sykluser på 100 og 23 ka (beskrevet i kapittel 2.3.2). Innenfor hver syklus fluktuerer $\delta^{18}\text{O}$ mye, som resulterer i variasjon når oksygenisotopkurven krysser en $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdi. Figur 5.9 illustrerer dette ved å vise

forskjellene mellom verdiene 3,85 og 3,9 ‰. Flere steder får oksygenisotopkurven $\delta^{18}\text{O}$ -verdier under 3,85 ‰ (blå linje), men over 3,9 ‰ (rød linje), som er vist i figur 5.9 med røde sirkler. Resultatet av dette er at $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdien 3,9 ‰ får overdekning, eksponering og overdekning, mens 3,85 ‰ kun har overdekning. Derfor vil $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdien 3,9 ‰ ha en episode mer med overdekning og eksponering. Resultatet av dette vil være at 3,9 ‰ vil ha relativt høyere konsentrasjonen av nuklider og et antall mer med overdekning og eksponering til samme totale komplekse historie (alder) som 3,85 ‰.



Figur 5.9: Oksygenisotopkurven viser to $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdier som er brukt i den Hitland-koden. De svarte horisontale linjene markerer grensene for intervallet $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdier kan ha i en simulering. Terskelen 3,85 ‰ er markert med blå linje, og den røde linjen er for terskelen 3,9 ‰. De blå sirklene viser deler av oksygenisotopkurven der terskelen for 3,9 ‰ har betydelig lengre eksponeringsperiode enn terskelen 3,85 ‰. De røde sirklene viser områder der 3,9 ‰ blir utsatt for eksponering, men ikke 3,85 ‰. De lilla sirklene viser områder der 3,9 ‰ kun blir eksponert, mens 3,85 ‰ blir eksponert, isoverdekket og eksponert igjen.

De blå sirklene i figur 5.9 viser områder i kurven der $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdien 3,9 ‰ har en eksponeringsperiode med betydelig lengre varighet enn $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdien 3,85 ‰. Dette resulterer i at det vil bli en betydelig forskjell ved produksjon av kosmogene nuklider. 3,9 ‰ vil ha lengre eksponering og akkumulere flere kosmogene nuklider enn 3,85 ‰. Resultatet av dette er at begge $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdiene kan ha samme antall overdekninger, men

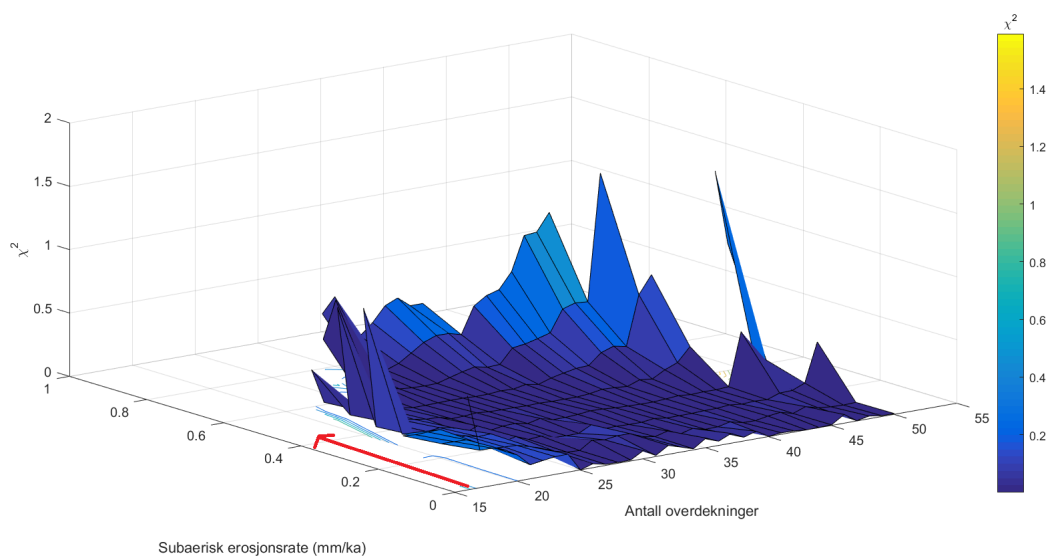
3,9 ‰ vil ha en betydelig lengre varighet med eksponering. En prøve ved 3,9 ‰ vil derfor få høyere konsentrasjon av nuklider ved lik total kompleks historie (alder) som 3,85 ‰ i Hitland-koden.

Flere steder i $\delta^{18}\text{O}$ -kurven gir terskelen 3,9 ‰ eksponering i en periode, mens 3,85 ‰ gir eksponering, isoverdekning og eksponering (lilla sirkler). Resultatet av dette er at $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdien 3,9 ‰ vil ha en høyere konsentrasjon enn 3,85 ‰ ved en bestemt alder. På grunn av at verdien 3,85 ‰ blir eksponert, isoverdekket og eksponert vil denne $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdien få et visst antall mer eksponering og isoverdekning ved samme totale komplekse historie (alder). Ved bruk av terskelen 3,85 ‰ vil en flate få mindre konsentrasjon av kosmogene nuklider enn ved terskelen 3,9 ‰.

Når man endrer $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdien, fører det til at antall isoverdekninger kan variere, og varigheten til bestemte eksponerings- og overdekingsepisoder vil kunne bli annerledes. Konsentrasjonen av kosmogene nuklider til en flate vil sannsynligvis øke med større $\delta^{18}\text{O}$ -verdier til bestemte alder i $\delta^{18}\text{O}$ -kurven. Det vil også være variasjon i antall overdeknings- og eksponeringsepisoder ved en bestemt alder om $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdien endres. Imidlertid kan antallet overdekninger endres begge veier med større eller mindre $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdier. Dette er vist med røde og lilla sirkler. Ved observasjonene i oksygenisotopkurven er det rimelig å anta at 3D-figurer med $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdier eller antall overdekninger på aksene kan variere mye i χ^2 -verdi langs aksene.

Som tidligere nevnt bør 10 000 forsøk ved forskjellige plukkinghendelser føre til at Hitland-koden finner en av de laveste χ^2 -verdiene for hver endring av $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdier, isoverdekninger og subaeriske erosjonsverdier. Denne påstanden kan imidlertid sjekkes visuelt ved å observere den subaeriske erosjonsraten i et 3D-plott med erosjon på en av aksene. Årsaken til dette er at subaerisk erosjon er det eneste parametere som ikke er definert av oksygenisotopkurven. Derfor vil uregelmessigheter langs aksene til subaerisk erosjon tyde på at

simuleringen ikke finner en av de laveste χ^2 -verdiene. Figur 5.10 brukes til å sjekke dette, der subaeriske erosjonsrater og antall overdekninger er langs aksene. $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdien er satt som konstant og medfører at varighet for eksponerings- og overdekningsepisodene er lik i hele figuren.



Figur 5.10: Variasjon i χ^2 -verdi med endring av antall overdekninger og subaeriske erosjonsverdier til bestemt $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdi på 3,95 ‰. Den røde pilen viser akse der overdekning er konstant og det kun er subaerisk erosjon som varierer.

Ved å se på aksene til den subaeriske erosjonsraten i figur 5.10 er det ikke mulig å observere store uregelmessigheter. Dette tyder på at Hitland-koden finner en av de laveste χ^2 -verdiene ved bruk av 10 000 tilfeldige forsøk for plukkehendelser. Derfor blir det antatt at uregelmessighetene på aksene til overdekning og terskelverdi skyldes oksygenisotopkurven og fluktuasjonene i den.

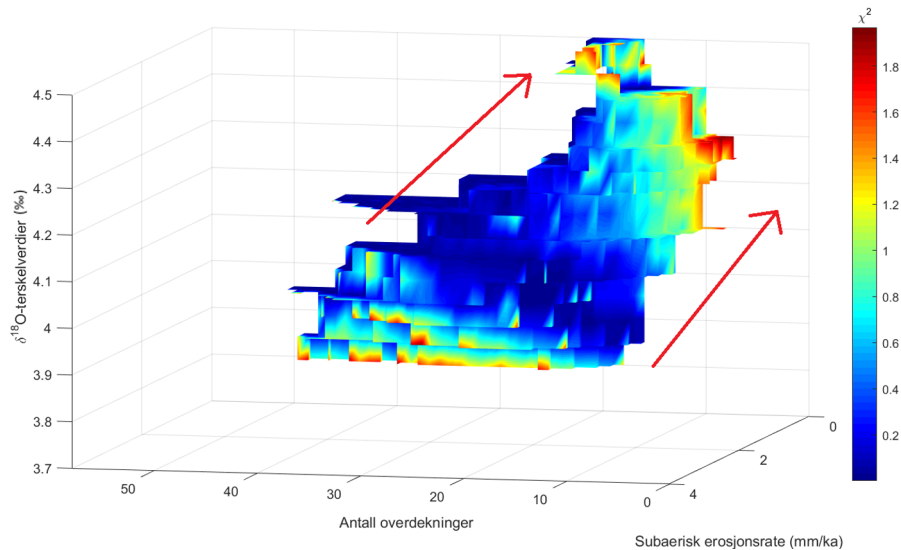
5.1.5 Samspill mellom parametre i Hitland-koden

Samspillet mellom miljøparametrene kan være vanskelig å forutse. Det er derfor produsert et 4D-plott her for å visualisere hvordan parametrene endres ved hverandre innenfor 1σ usikkerhet til målt konsentrasjon (prøvedata). Det observeres to klare trender i 4D-plottet. For å forklare trendene lages et scenario med forhåndsbestemte verdier. Scenarioet bestemmes til en $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdi på 3,8 ‰, subaerisk erosjonsrate på 0,1 mm/ka, 30 overdekninger og et bestemt sett med plukkehendelser for 'riktig' nuklidekonsentrasjon.

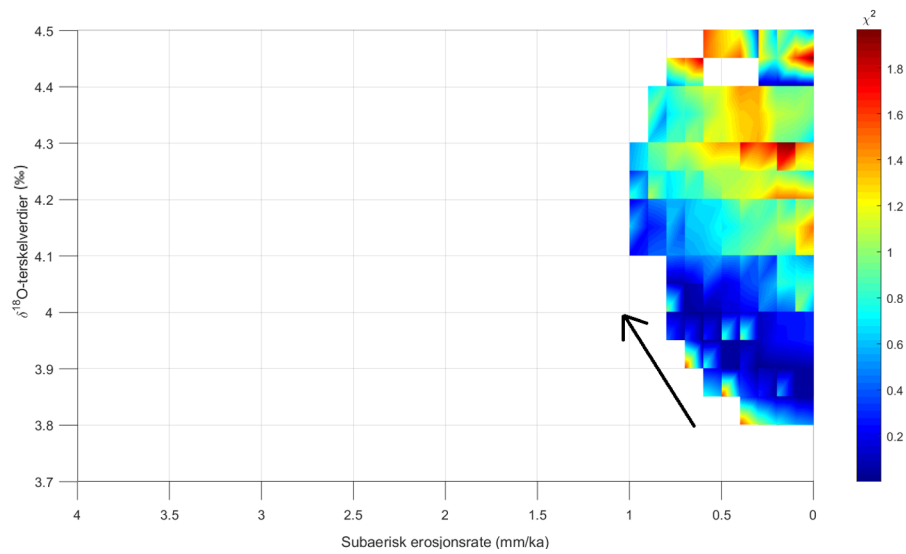
(1) De to røde pilene i figur 5.11 viser hvordan antall overdekninger minker med økt $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdi. Årsaken til dette er at høyere $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdier i oksygenisotopkurven gir eksponeringsepisodene lengre varighet. Derfor vil en økt terskel lik 4,3 ‰ i det forhåndsbestemte scenarioet føre til 'for stor' nuklidekonsentrasjon. Riktig nuklidekonsentrasjon kan oppnås ved å minske antall overdekninger. Da vil nuklidekonsentrasjonen bli mindre og eventuelt oppnå 'riktig' nuklidekonsentrasjon.

(2) Den svarte pilen viser at den subaeriske erosjonsraten øker med økt $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdi (figur 5.12). Dette kommer av at større $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdier gir eksponeringsepisodene økt varighet. Et eksempel kan forklares med det forhåndsbestemte scenarioet. Hvis $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdien økes til 4,3 fra 3,8 ‰, vil simuleringen oppnå en høyere nuklidekonsentrasjon enn det forhåndsbestemte scenarioet (subaerisk erosjonsrate på 0,1 mm/ka, 30 overdekninger og et bestemt sett med plukkinghendelser). For å redusere nuklidekonsentrasjonen til riktig mengde kan den subaeriske erosjonsraten økes. Dette vil medføre at nuklidekonsentrasjonen reduseres til en eventuell 'riktig' mengde.

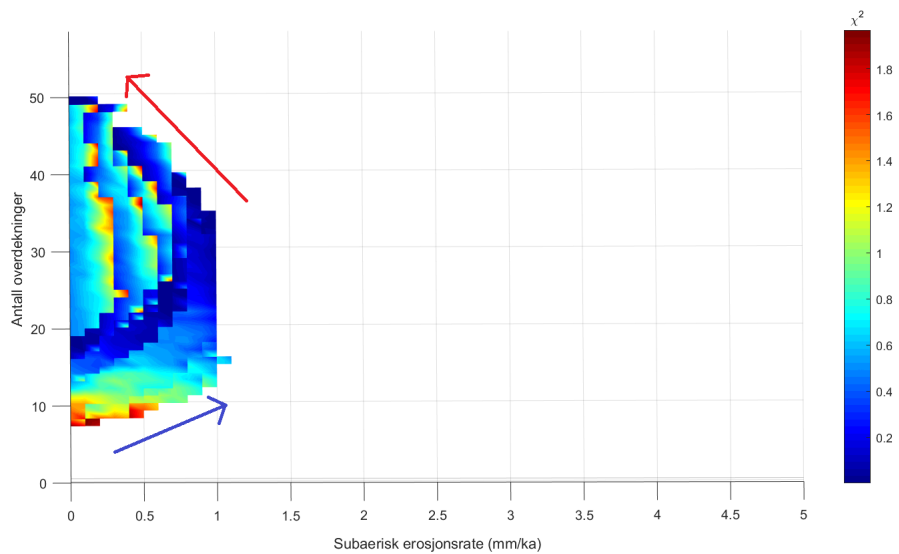
Det observeres også at den subaeriske erosjonsraten endrer seg med antall overdekninger (figur 5.13). Den blå pila i figur 5.13 antyder at den subaeriske erosjonsraten øker ved økt antall overdekninger. I den samme figuren observeres det motsatte der erosjonsraten minsker, illustrert med rød pil. Generelt bør den subaeriske erosjonsraten øke med økt antall overdekninger for å 'stabilisere' nuklidekonsentrasjon med det forhåndsbestemte scenarioet. Imidlertid er nuklidekonsentrasjonen i større grad påvirket av plukkehendelser, og det er nok denne prosessen som hovedsaklig styrer disse endringene i 4D-plottet. Det samme gjelder for de to første eksemplene der plukkehendelser varierer tilfeldig for hver testede landskapshistorie i en simulering.



Figur 5.11: 4D-plott med $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdier, subaeriske erosjonsrater og antall overdekninger for flate E222A-01. De røde pilene viser at antall overdekninger minsker ved større $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdi for godkjente landskapshistorier.



Figur 5.12: 4D-plott som kun viser $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdier og subaeriske erosjonsrater for flate E222A-01. Svart pil viser at subaerisk erosjon øker med økt $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdi.

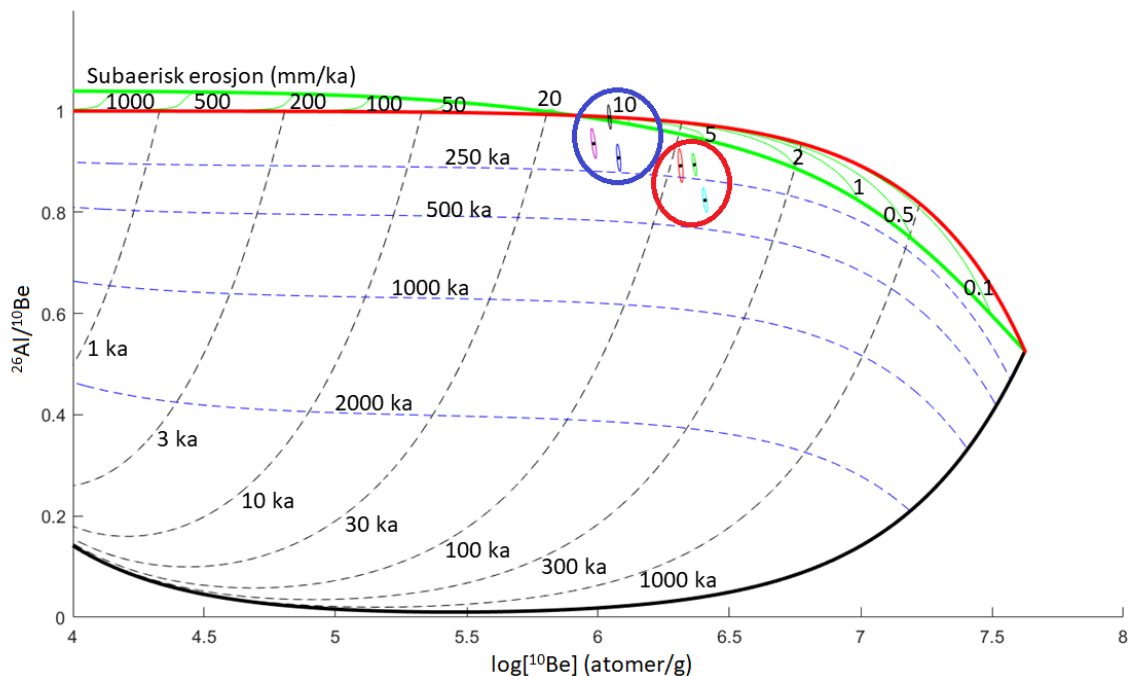


Figur 5.13: Viser 4D-plott som kun viser subaeriske erosjonsrater og antall overdekninger for flate E222A-01. Blå pil viser at subaerisk erosjon øker med økt antall overdekninger, mens den røde pilen viser at subaerisk erosjon minker ved økt antall overdekninger.

5.2 Landskapshistorie og erosjonsrater for Rendalssølen

Dette delkapittelet er delt opp i tre deler. Den første delen gir en gjennomgang av hva bananplottet kan fortelle om historien til prøveflatene. Deretter diskuteres resultater fra simulering av prøvedata i Hitland-koden mot glasielhistorie og erosjonsrater. Til slutt blir estimatene sammenlignet med data fra tilsvarende studier.

5.2.1 Bananplott



Figur 5.14: Bananplott der lyseblå ellipse er prøveflate REN 1406, grønn = REN 1513, rød = REN 1407, mørkeblå = REN 1403, svart = REN 1511 og lilla = REN 1516. Blå sirkel markerer gruppen av prøvetatte flater som har tilsynelatende lavere alder enn gruppen i rød sirkel. Plottet er normalisert med prøvedata fra REN 1403.

Prøvepunkter i bananplottet viser at fem av seks flater gir en komplisert historie med overdekning (figur 5.14). Alle flatene har en tilsynelatende høyere eksponeringsalder enn når det siste store skandinaviske isdekket (24-20 ka) skal ha dekket hele Rendalssølen. Alle flatene fra samme område antas derfor å ha vært dekket av is på samme tid. Dette innebærer at flatene også bør ha vært utsatt for samme eksponeringshistorie. Forskjeller i

alder relateres derfor til forskjeller i erosjonsrate ved eksponerings- og overdekningsperioder. Dette er imidlertid en forenklet antagelse ettersom flatene ligger på forskjellige høyder (1380-1754 m o.h.). Derfor kan de laveste flatene ha vært isdekket, mens flater høyere i studieområdet var isfrie. Den subaeriske erosjonsraten vil også være forskjellig der både kjemisk og mekanisk forvitring er påvirket av temperatur og fuktighet som endrer seg med høyde.

Prøvepunkter i bananplottet er tilsynelatende delt i to grupper med hensyn til nuklidekonsentrasjon. Den første gruppen består av REN 1406, REN 1513 og REN 1407 (rød sirkel) og er plassert lengst til høyre i bananplottet. Gruppen varierer med minimum kompleks alder på 320-520 ka. For å oppnå en så høy minimumsalder må flatene ha vært utsatt for svært lite erosjon under eksponering. Prøvepunktene ^{10}Be -konsentrasjon viser at den subaeriske erosjonsraten ikke kan være større enn 4-6 mm/ka for denne gruppen (figur 5.14). Årsaken til dette er at det vil være fysisk umulig å oppnå nuklidekonsentrasjonene (til prøvedata) om erosjonsraten var høyere (forklart i kapittel 3.2.2). Det er ikke kjent hvorvidt om flatene har oppnådd likevekt av nuklideproduksjon, desintegrasjon og subaerisk erosjon, eller om nuklidekonsentrasjonen fortsatt øker. Den subaeriske erosjonsraten må derfor være < 6 mm/ka for de nevnte flatene. Kvartære isdekker som har dekket flatene, kan heller ikke ha vært erosive og fjernet store mengder masse av berggrunnen. Da ville det ikke vært mulig å oppnå så høye konsentrasjoner ettersom kosmogene nuklider kun produseres i de øverste meterne av berggrunnen (Dunai, 2010). Derfor vil ^{10}Be -konsentrasjoner fra de nevnte flatene være en indikasjon på at isdekkene de siste 320-520 ka var kaldbaserte og at den subaeriske erosjonsraten ikke var større enn 6 mm/ka.

Den andre gruppen består av REN 1403, REN 1511 og REN 1516 (blå sirkel) og er plassert lengre til venstre i bananplottet (figur 5.14). Minimumsaldrene varierer mellom 60-240 ka for disse flatene og er vesentlig yngre enn den andre gruppen (rød sirkel). Den yngste alderen (60 ka) er allikevel omkring seks ganger eldre enn deglasiasjonspunktet (10 ka). Derfor må flatene, med hensyn til antagelsen om isoverdekning i LGM, ha vært

dekket minimum én gang av is. Prøvedata fra REN 1511 er plottet på den kontinuerlige eksponeringslinjen, noe som resulterer i 60 ka kontinuerlig eksponering. Derfor strider $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -forholdstallet til REN 1511 mot antagelsen om isoverdekning i LGM. Årsaken til dette kan for eksempel være feil bruk av konstanter i bananplottet. En mulighet er at produksjonsraten til nuklidene gir et høyere forholdstall av $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$. Dette problemet vil jeg diskutere videre i det neste delkapittelet. Imidlertid gir prøvepunktene til denne gruppen en maksimal subaerisk erosjonsrate mellom 10 og 15 mm/ka i bananplottet. REN 1516 er plassert lengst til venstre i plottet og kan ha hatt subaeriske erosjonsrater opp mot 15 mm/ka.

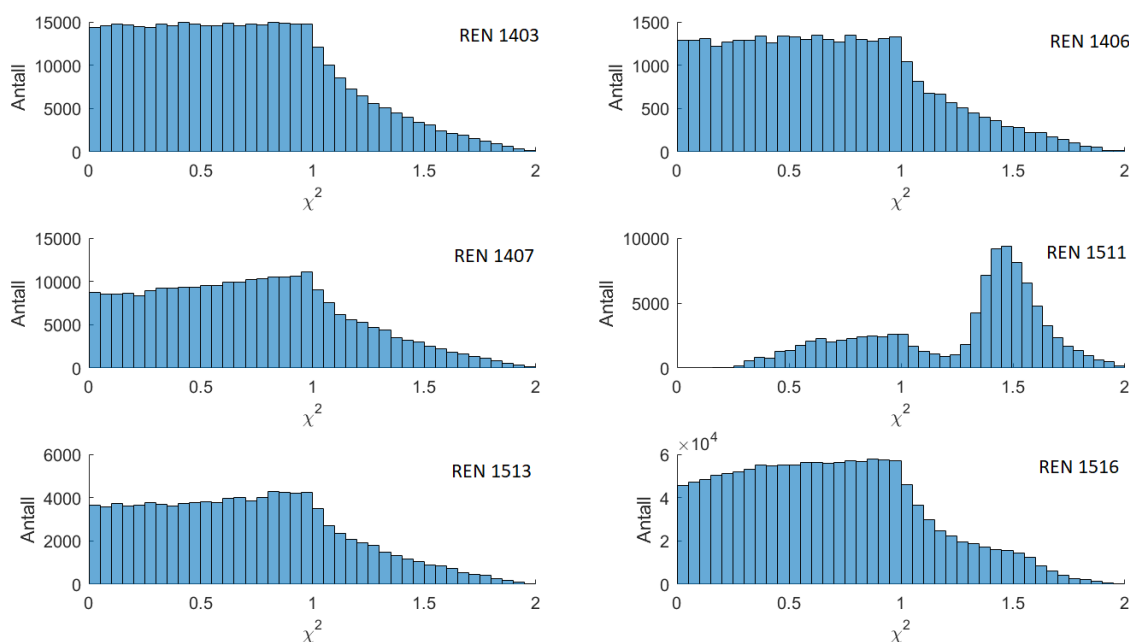
Fem av prøvepunktene gir tilsynelatende høye aldre med kompliserte historier. Dette indikerer at det sannsynligvis må ha vært kaldbaserte isdekker de siste 320-520 ka i studieområdet. Det er beskrevet en forskjell mellom flatene der REN 1403, REN 1511 og REN 1516 gir lavere nuklidekonsentrasjon enn de andre flatene. Det er også usikkert hva som kan forårsaket plasseringen til REN 1511 i bananplottet. Forskjellene til nuklidekonsentrasjonene i de to markerte gruppene i bananplottet kan forklares med plukkehendelser. Flatene som har lave nuklidekonsentrasjoner kan ha hatt en seinere plukkehendelse hvor den øvre delen av berggrunnen med høyest nuklidekonsentrasjon er blitt fjernet. Videre har det ikke vært mulig for flatene å bygge opp igjen nuklidekonsentrasjonene. Et slikt hendelseforløp vil kunne forklare hvorfor disse flatene har lavere nuklidekonsentrasjoner enn de andre prøveflatene. Det kan også delvis forklare plasseringen av REN 1511 i bananplottet, der $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -forholdstallet vil øke med en plukkehendelse. Dette kommer av at $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -forholdet øker ved dybden i berggrunnen fordi produksjonsraten for ^{26}Al øker relativt i forhold til ^{10}Be (Margreth et al., 2016). Imidlertid er det usikkert hvorvidt en plukkehendelse i LGM-tid kan resultere i dette forholdstallet. Punktene i bananplottet er fra flater i samme område, og variasjon i plukkehendelser kan forklare forskjeller i kompliserte aldre. Derfor blir erosjonsraten til gruppen med høyest minimumsalder vektlagt. Dette resulterer i at den maksimale subaeriske erosjonsraten for Rendalssølen ikke kan ha vært høyere enn 6 mm/ka de siste 520 ka.

5.2.2 Glasiasjonshistorie ved Rendalssølen

Et av hovedmålene med dette arbeidet er å estimere landskapshistorien ved Rendalssølen. Fremgangsmåten har vært å simulere sannsynlige landskapshistorier for seks prøveflater som viser tilsynelatende høye ^{10}Be -eksponeringsaldre. I dette delkapittelet vil resultater i form av χ^2 -verdier, $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdier og totale komplekse historier bli diskutert mot hverandre og studieområdet. Imidlertid blir ikke isoverdekninger inkludert i diskusjonen. Dette kommer av at isoverdekninger kombinert med $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdier vil gi et relativt mål på den totale komplekse historien. Derfor vil ikke isoverdekning gi noen ny nyttig informasjon utover hvor mange ganger området har vært isoverdekket i den komplekse historien, og utelates for ikke å gjøre diskusjonen lenger enn nødvendig.

χ^2 -verdier

Prøveflater som simuleres i Hitland-koden, har χ^2 -verdier mellom 0 og 2 for godkjente landskapshistorier. Dette intervallet definerer simulerte konsentrasjoner som er innenfor 1 σ usikkerhet til målt nuklidekonsentrasjon (prøvedata). En lav χ^2 -verdi vil reflektere at den simulerte konsentrasjonen er nærmere målt konsentrasjon, mens en høy χ^2 -verdi vil reflekterer en simulert konsentrasjon som er lenger fra målt konsentrasjon. Alle flatehistoriene som simuleres med unntak av REN 1511, gir χ^2 -verdier som strekker seg fra 0 til 2 (figur 5.15). REN 1511 gir derimot ikke lavere χ^2 -verdier enn 0,19 ved 320 millioner testede alternative landskapshistorier i simulering. Dette er den samme flaten som ble diskutert i bananplottet, og den har en $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -verdi som plotter på den kontinuerlig eksponeringslinjen. At $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -verdien til denne flaten gir spesielle resultater i bananplott og simuleringen er sannsynligvis ikke tilfeldig. Simuleringen greier ikke å finne alternative landskapshistorier som er nærmere enn 10 % av konsentrasjonen til prøvedata. Dette kan skyldes feil bruk av parametrene, variablene eller konstantene i Hitland-koden. Imidlertid gir alle de andre flatene gode resultater ved simulering med Hitland-koden. Derfor blir det antatt at verdiene som blir brukt i koden er gode og problemet må komme av en annen årsak.



Figur 5.15: Fordelingen av χ^2 -verdiene til prøveflatene som er brukt i Hitland-koden. Verdiene i plottene er innenfor 1σ usikkerhet til målt nuklidekonsentrasjon (prøvedata).

REN 1511 (1380 m o.h.) ligger 200-300 meter lavere enn de andre flatene (figur 3.1). Dette kan bety at flaten kan ha vært dekket av varmbasert is i LGM-tid. Imidlertid er flaten prøvetatt i et blokkhav som er antatt til å være bevart under en kaldbasert is. Det er også lateralmorener ved lavere høyde som er tolket til å være avsatt før LGM-tid, og derfor må ha blitt bevart under et kaldbasert isdekke i LGM (Fredin, 2002). En annen årsak kan være at simuleringen ikke greier å produsere et stort nok forholdstall av $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ etter isoverdeking i LGM. Det er to mulige feilkilder som kan forårsake at dette skjer. Den første feilkilden kan være at produksjonsforholdet mellom $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ ikke er riktig og skal være høyere i Hitland-koden. For eksempel foreslår en studie fra Grønland at forholdstallet er innenfor intervallet $7,3 \pm 0,3$ (1σ) (Corbett et al., 2017). I tillegg bruker Knudsen et al. (2019) forholdstallet 6,93, som er forskjellig fra Knudsen & Egholm (2018), som bruker forholdstallet 6,75. Hvis dette stemmer, bør alle prøveflatene bli simulert på nytt med et høyere forholdstall. Den andre feilkilden kan være at nuklidekonsentrasjonene av ^{26}Al og ^{10}Be i prøvedata til REN 1511 er feil. Hitland-koden greier ikke å simulere nuklidekonsentrasjoner for de laveste 10 % av χ^2 , og dette kan indikere at kombinasjonen

av nuklidekonsentrasjonene i REN 1511 ikke er riktig. Årsaken til dette kan være at det har skjedd menneskelig feil ved preparering og/eller analyse. Imidlertid skal man være forsiktig med å se vekk fra resultater, og flaten vil derfor bli brukt videre i diskusjonen.

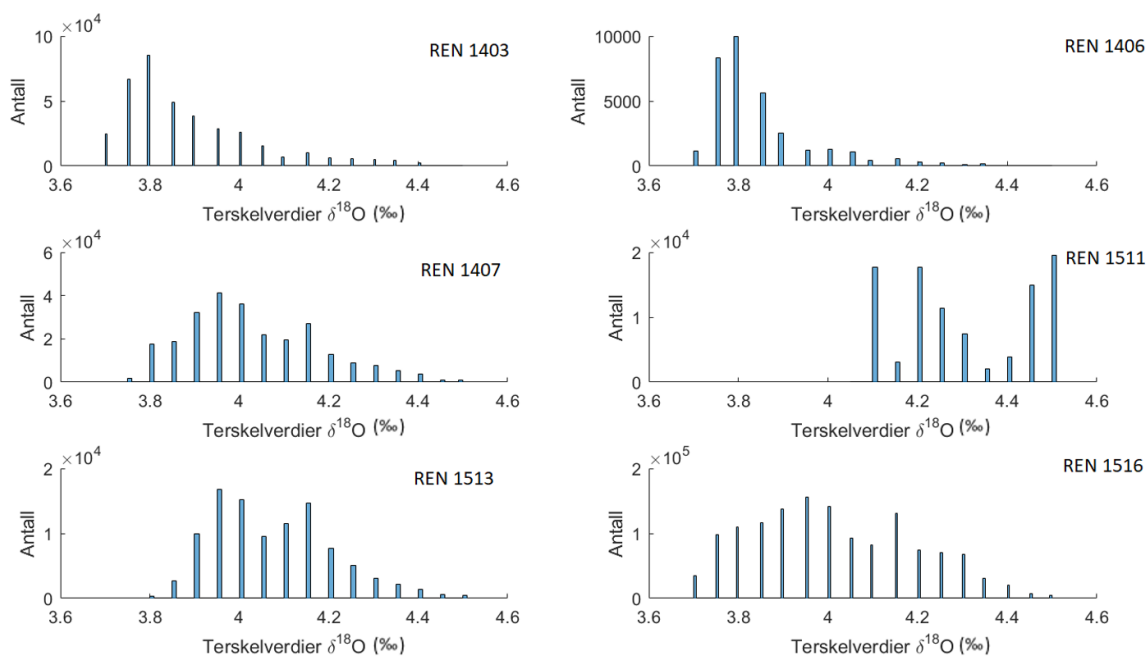
$\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdier

Prøveflatene i dette arbeidet er fra samme område, og det vil være sannsynlig at flatene ble dekket av isdekker på samme tid. Det skal nevnes at det er høydeforskjeller mellom flatene, men disse forskjellene er små når feilkildene i simuleringen tas i betraktning. Det blir derfor antatt at $\delta^{18}\text{O}$ -verdiene for isoverdekning er lik for alle flatene. Dette gir muligheten til å finne en felles $\delta^{18}\text{O}$ -verdi for når studieområdet var isoverdekket.

Resultatene fra de simulerte historiene gir store intervaller med godkjente $\delta^{18}\text{O}$ -verdier. Når alle de godkjente $\delta^{18}\text{O}$ -verdiene inkluderes, blir intervallet for godkjente verdier mellom 3,7 og 4,5 ‰ for Rendalssølen (figur 5.16). Dette tilsier at hele det testede intervallet for $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdiene i simuleringene gir godkjente landskapshistorier. Det er imidlertid mulig å begrense dette intervallet ved å fokusere på hvilke verdier som er mest sannsynlige. Da blir $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdiene som har høyest hyppighet av godkjente alternative landskapshistorier vektlagt sammen med typetallene og de laveste χ^2 -verdiene. Dette gir mulighet til å finne et mindre intervall som gir de mest sannsynlige $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdiene.

$\delta^{18}\text{O}$ -verdier som gir høy hyppighet av godkjente landskapshistorier for prøveflatene er innenfor intervallet 3,7-4,3 ‰, der alle flatene har høye hyppigheter av landskapshistorier mellom 3,9 og 3,95 ‰. Imidlertid er ikke godkjente $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdier for REN 1511 inkludert ettersom simulerte landskapshistorier for flaten gir verdier innenfor 4,05-4,5 ‰. Fra før av skiller REN 1511 seg ut fra de andre simulerte historiene med χ^2 -verdier og i bananplottet. Det samme er tilfellet for $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdiene der REN 1511 gir svært høye verdier sammenlignet med de andre flatene. Årsaken til at dette skjer er at med høyere $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdier blir varigheten til eksponeringsperiodene lenger. Derfor vil den

simulerte nuklidekonsentrasjonen i Hitland-koden bli mer lik den målte konsentrasjonen i prøvedata.



Figur 5.16: Fordelingen av $\delta^{18}\text{O}$ -verdiene til flatene som er brukt i Hitland-koden. Verdiene i plottene er innenfor 1σ -usikkerhet for målt nuklidekonsentrasjon (prøvedata).

Typetallene til de godkjente $\delta^{18}\text{O}$ -verdiene kan brukes til å vurdere de mest sannsynlige $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdiene, ettersom typetallet er den verdien som gir flest godkjente landskaphistorier for hver enkelt flate. Intervallet til typetallene for de simulerte historiene gir $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdiene 3,8-3,95 ‰, men 4,5 ‰ for REN 1511. De laveste χ^2 -verdiene fra de simulerte historiene er en annen verdi som kan tas med ved estimering av de mest sannsynlige $\delta^{18}\text{O}$ -verdiene. Dette er på grunn av at χ^2 gir et relativt mål på hvor nær en simulert landskaphistorie er en målt nuklidekonsentrasjon. Intervallet til de laveste χ^2 -verdiene av de simulerte historiene blir da 3,75-4,05 ‰. Imidlertid er ikke REN 1511 inkludert her heller ettersom den laveste χ^2 -verdien til denne flaten gir en $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdi på 4,5 ‰. Det bør også nevnes at typetallet og den laveste χ^2 -verdien sjelden har en større forskjell enn 0,1 ‰ for hver simulerte historie. Dette indikerer at de laveste verdiene for χ^2 ligger nært typetallene til de simulerte historiene.

Intervallet til alternative godkjente $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdier for studieområdet gir alle de testede $\delta^{18}\text{O}$ -verdiene (3,7-4,5 ‰) i simuleringene. Imidlertid gir bruk av intervallet til flatene med store hyppigheter av de godkjente $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdiene, inkludert typetallene og de laveste χ^2 -verdiene, et mer avgrenset intervall. Resultatet gir de mest sannsynlige $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdiene for flatene mellom 3,75-4,05 ‰, med unntak av REN 1511. Det skal nevnes at $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdiene mellom 3,9-3,95 ‰ gir gode resultater med hensyn til alle flatenes hyppighet av landskapshistorier.

Det er utført flere arbeid som har estimert varigheten av isdekker med forskjellige størrelser i kvartær. Mangerud et al. (1996) antar at store skandinaviske og fjellsentrerte isdekker i Skandinavia dominerte mellom 90-95 % av tiden i kvartær. Kleman & Stroeven (1997) antar imidlertid at fjellene i sentrale deler av Skandinavia var isdekket omkring 1,3 Ma av de siste 2,75 Ma, ved bruk av marin oksygenisotopkurve fra Nord-Atlanterhavet. De antok i tillegg at ytterligere 0,2 Ma var dominert av store (skandinaviske) isdekker. Ligning 5.1 brukes til å beregne prosentandel av varigheten til isoverdekning slik at det er lettere å sammenligne studiene.

Ligningen er gitt ved:

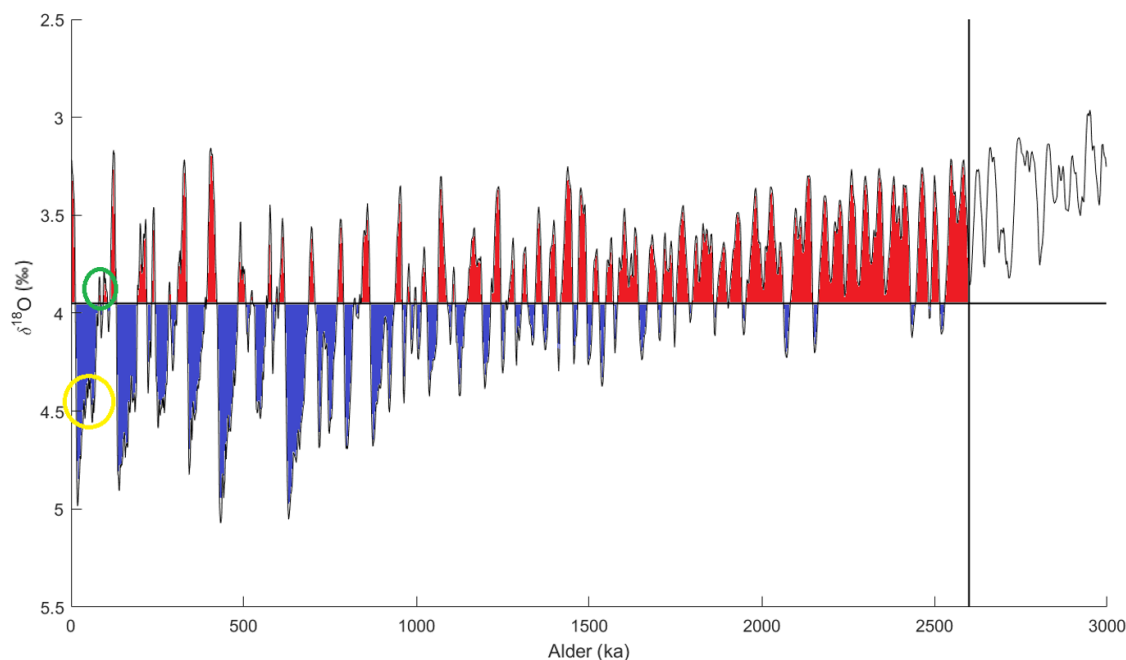
$$\% = \frac{t_{is}}{t_{tot}} 100 \quad (5.1)$$

der % er prosentandel med isoverdekning, mens t_{is} er varighet med isoverdekning og t_{tot} står for den totale varigheten til perioden. Ved bruk av ligningen 5.1 gir studien til Kleman & Stroeven (1997) en prosentandel på 54-55 % med isoverdekning de siste 2,75 Ma. Fredin (2002) utførte et tilsvarende arbeid og antok at isbreer i fjellene i sentrale deler av Skandinavia dominerte 65 % de siste 1,88 Ma.

I dette arbeidet gir de mest sannsynlige estimerte $\delta^{18}\text{O}$ -verdiene for Rendalssølen 37-62 ‰ isoverdekning i kvartærtid. Prosentandelen stemmer godt med Kleman & Stroeve (1997) og Fredin (2002), men ikke med Mangerud et al. (1996). Årsaken til dette er sannsynligvis studienes fremgangsmåte. Kleman & Stroeve (1997) og Fredin (2002) brukte marine oksygenisotopkurver, som er det samme som i dette arbeidet. Mangerud et al. (1996) antok at ekstreme glasiøse hendelser først inntraff når Milanković-syklus på 100 ka begynte å dominere for 900 ka siden, og estimert prosentandel for glasiasjoner som hadde samme størrelse som weichsel (5 ‰). Videre antok de at alle ekstreme varmeperioders varighet var lik holocen (10-15 ka), som tilsvarer 6-8 ‰.

Kleman & Stroeve (1997) brukte en $\delta^{18}\text{O}$ -verdi på 3,7 ‰ som den nedre begrensingen for når isdekker eksisterte sentralt i de skandinaviske fjellene i Nord-Sverige. Rendalssølen som ligger et stykke sørøst for vannskillet, bør derfor ha en høyere $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdi. Hvis intervallet som har stor hyppighet i alle de simulerte historiene (3,9-3,95 ‰ $\delta^{18}\text{O}$) blir vektlagt, endres imidlertid prosentandelen til 44-48 ‰ med isoverdekninger i kvartærtid (figur 5.17). $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdiene 3,9-3,95 ‰ passer derfor bedre som nedre begrensning sammenlignet Kleman & Stroeve (1997).

Rekonstruksjonen av isutbredelsen i weichsel av Lundqvist (1992) passer også godt med de estimerte $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdiene fra Hitland-koden (figur 2.8). Isutbredelsen i rekonstruksjonen illustrerer at området ved Rendalssølen var isfritt ved 100 ka (MIS 5c) og 80 ka (MIS 5a). Videre antar rekonstruksjonen at Rendalssølen var isdekket i MIS 3. Dette samsvarer med estimatene for de simulerte $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdiene (figur 5.17). Hughes et al. (2016) utførte en tilsvarende rekonstruksjon for isutbredelsen de siste 40 ka. Denne illustrasjonen fremstiller Rendalssølen-området som isfritt i tidsintervallet 38-34 ka (MIS 3) ved minimum utbredelse (figur 2.9). For at Rendalssølen skulle vært isfritt ved MIS 3 må den estimerte $\delta^{18}\text{O}$ -verdien være $> 4,3$ ‰, vist med gul sirkel i figur 5.17.



Figur 5.17: Fordeling av eksponering (rød) og isoverdekning (blå) ved Rendalssølen i kvartær tid (vertikal linje) med $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdien 3,95 ‰ (horisontal linje). Den gule sirkelen markerer MIS 3, og den grønne sirkelen markerer MIS 5c og 5a.

Total kompleks historie

Den totale komplekse historien kan variere med ulik grad av plukkehendelser i simulasjon. Årsaken til dette er av at hvis > 2 meter av berggrunnen blir plukket vekk ved en isoverdekning, vil omtrent all målbar arv av nuklider fra tidligere eksponering bli fjernet (Dunai, 2010). Imidlertid kan det være flere plukkehendelser med tykkelse på for eksempel 30-90 cm over flere glasiasjoner. I slike tilfeller vil ikke nuklider i berggrunnen bli fjernet, og den totale komplekse historien fortsetter. Derfor vil flatens totale komplekse historie gi informasjon om hvor lenge en flate har vært utsatt for lite erosjon, der < 2 meter av berggrunnen er fjernet i hver isoverdekning.

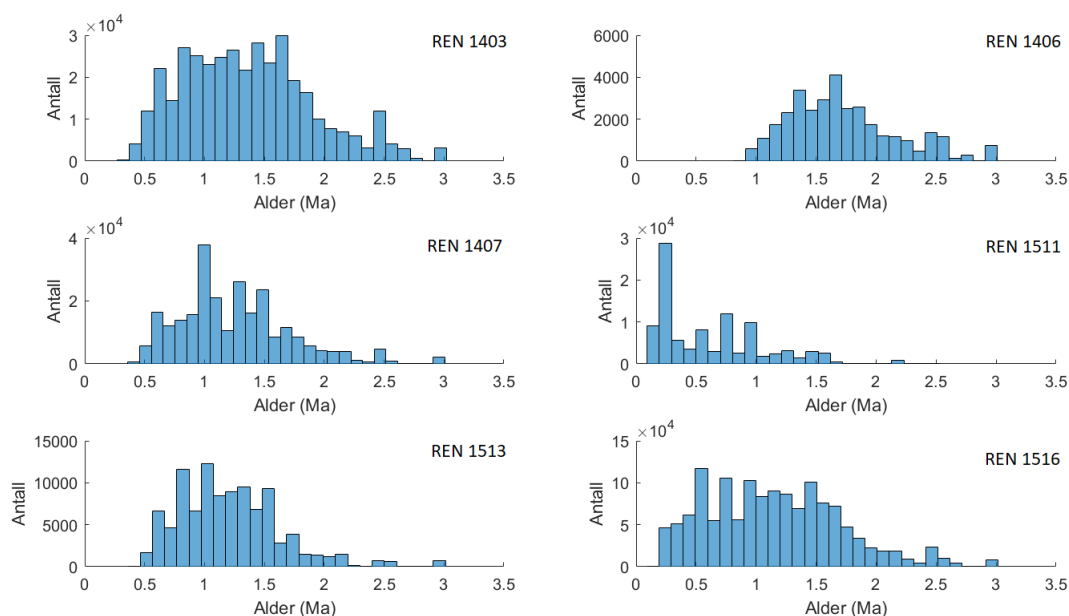
I dette arbeidet fokuseres det på en felles total kompleks historie for studieområdet ved sammenligning av alle flatene. Årsaken til dette er av at nuklidekonsentrasjonene er høye ved prøveflatene og eventuelt kan gjenspeile hvor lenge kaldbaserte isdekker har dominert

i studieområdet. For å kunne estimere berggrunnsoverflatens totale komplekse historie må noen antagelser gjøres. Det blir antatt at alle flatene er blitt plukket < 2 meter i hver glasiasjon siden kaldbaserte isdekker begynte å dominere i studieområdet. Dette innebærer at forskjellene i nuklidekonsentrasjonene i flatene kommer av forskjellig antall og tykkelse av fjernede blokker ved plukkehendelser. Antagelsen medfører videre at flatene er utsatt for lik varighet av eksponering. Dette medfører videre at flatene er utsatt for lik varighet av subaerisk erosjon. Imidlertid er det vekslende litologi for prøveflatene, der alle flatene utenom REN 1403 og REN 1407 (metasandstein) består av metakonglomerat. Derfor kan erosjonsraten i flatene ha små forskjeller, men det antas at denne forskjellen er så liten at det ikke vil påvirke resultatene.

Flatenes simulerte historie gir totale komplekse aldre på 0,13-3 Ma. De minste komplekse aldre til flatene med høyest nuklidekonsentrasjon starter imidlertid ved aldre 0,86 (REN 1406), 0,42 (REN 1513) og 0,39 Ma (REN 1407). Det er derfor rimelig å anta at den nedre begrensningen til den totale komplekse historien skal være eldre. For å finne intervallet som er mest sannsynlig for den totale komplekse historien blir den samme fremgangsmåten som for $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdier anvendt. Da blir de komplekse aldre som har størst hyppighet av godkjente landskapshistorier sammen med typetallene og de laveste χ^2 -verdiene vektlagt.

De komplekse aldre som har stor hyppighet av godkjente alternative landskapshistorier, gir komplekse aldre mellom 0,2 og 2,2 Ma for prøveflatene. Imidlertid har alle flatene stor hyppighet av komplekse aldre innenfor aldre 1,1-1,5 Ma (med unntak av REN 1511). Typetallet til de komplekse aldre er mellom 0,5 og 1,6 Ma for prøveflatene. REN 1516 skiller seg ut ved å gir flere godkjente alternative landskapshistorier med yngre aldre. En mulig årsak til denne forskjellen kan være plasseringen av REN 1516 i bananplottet (figur 5.14). I tillegg til at flaten har en av de laveste nuklidekonsentrasjonene, har flaten også et $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -forholdstall som er høyere enn for de andre flatene. Enten er flaten blitt utsatt for flere (antall) plukkehendelser og simuleringen produserer lettere yngre totale

komplekse historier, eller så har tykkelsen av en plukket blokk vært > 2 meter og fjernet målbar arv for tidligere eksponering. Hvis fjerning av en blokk på > 2 meter er tilfellet, skal ikke REN 1516 inkluderes i den totale komplekse historien. Intervallet til typetallene endres til 1-1,6 Ma når REN 1511 (0,2 Ma) og REN 1516 (0,5 Ma) ikke er inkludert. De laveste χ^2 -verdiene til de komplekse aldrene blir også undersøkt for å begrense intervallet til den totale komplekse historien. Resultatet av dette er at de laveste χ^2 -verdiene strekker seg fra 1,36 til 1,6 Ma. Dette gjelder også for REN 1516, som får lavest χ^2 -verdi ved 1,36 Ma.

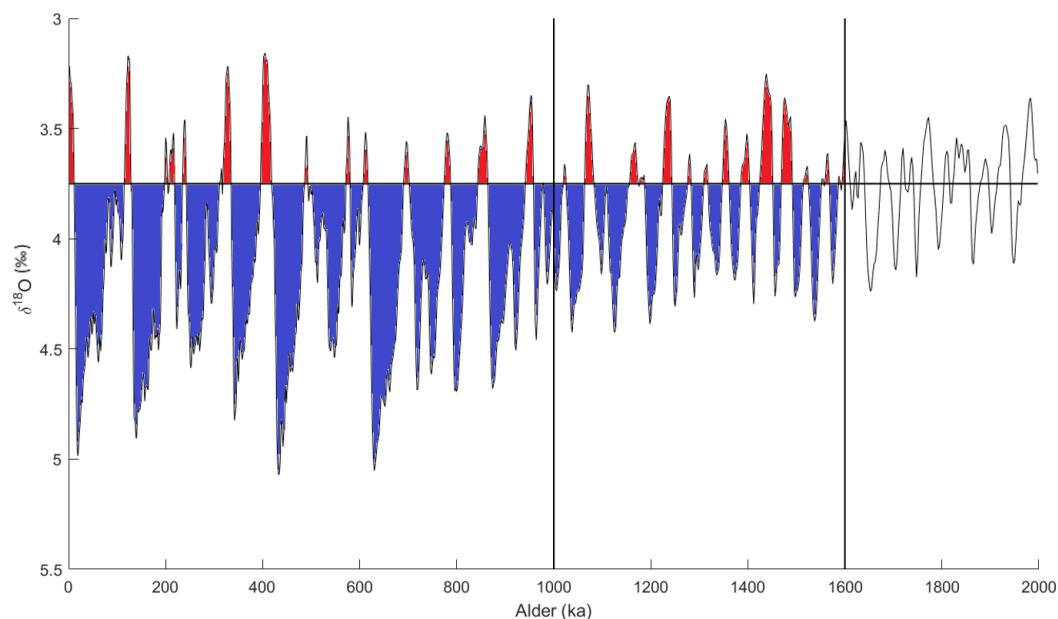


Figur 5.18: Fordelingen av totale komplekse aldre til flatene som er brukt i Hitland-koden. Verdiene i plottene er innenfor 1σ usikkerhet for målt nuklidekonsentrasjon.

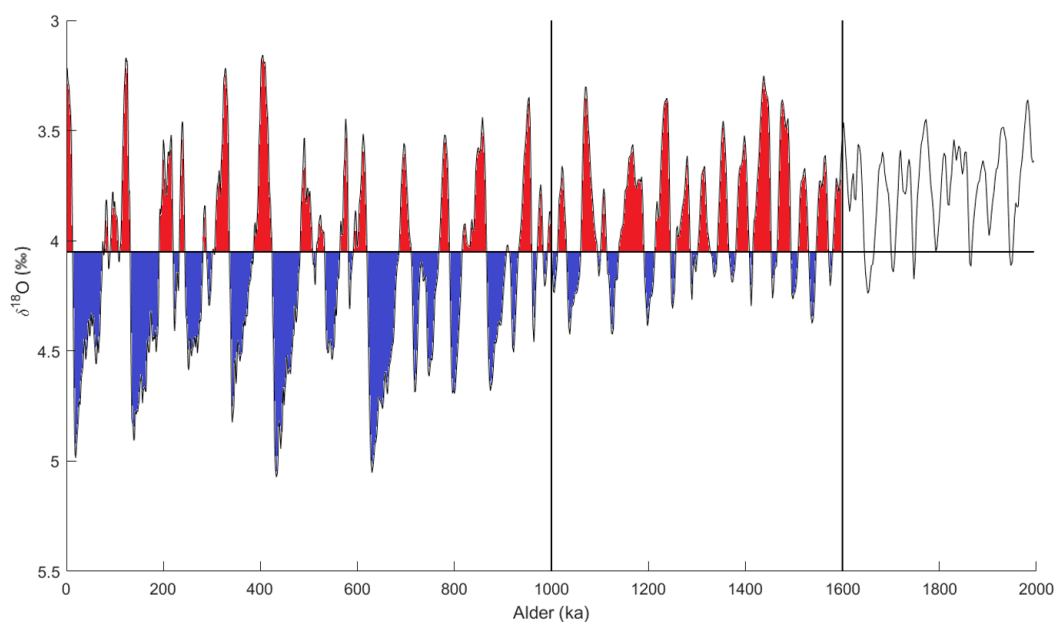
Simuleringene av prøveflatene fra Rendalssølen gir en mest sannsynlig total kompleks historie (alder) fra 1 til 1,6 Ma. Imidlertid er det mulig at den yngste komplekse historien skal være eldre. Årsaken til dette er at den laveste komplekse alderen for de beste χ^2 -verdiene er 1,36 Ma. Det bør også nevnes at den laveste sannsynlige simulerte alderen (1 Ma) korrelerer godt med studien til Sejrup et al. (2005), som daterte Fedjeglasiasjonen til 1,1 Ma. Dette er den første glasiasjonen det er synlige bevis for at gikk forbi vestkysten av Norge.

Fedjeglasiasjonen kan derfor markere en endring til større og mer stabile isdekker i Skandinavia. Hvis dette er tilfellet, kan denne endringen ha ført til kaldbaserte isdekker på indre Østlandet. Mangerud et al. (1996) har også anslått at de ekstreme interglasiale og glasiale hendelsene i Skandinavia skjedde for omtrent 900 ka siden. Om dette er tilfellet, tyder det på at kaldbaserte isbreer sannsynligvis allerede hadde begynt å dominere i studieområdet.

Den totale komplekse alderen til berggrunnsoverflaten i studieområdet reflekterer sannsynligvis hvor lenge området har vært utsatt lite geomorfologisk aktivitet. I dette arbeidet er det antatt at denne komplekse alderen derfor gjenspeiler hvor lenge kaldbaserte isdekker har dominert i studieområdet. Med hensyn til den mest sannsynlige komplekse alderen blir det anslått at Rendalssølen har vært dekket av kaldbaserte isdekker minst de siste 1 Ma. Dette indikerer at Rendalssølen har vært dekket av kaldbasert is 59-81 % av tiden (1 Ma) når de sannsynlige $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdiene (3,75 og 4,05‰ $\delta^{18}\text{O}$) for studieområdet blir brukt (figur 5.19 og 5.20). Når den maksimale totale komplekse alderen (1,6 Ma) vektlegges, gir dette overdekning av kaldbasert is 50-76 % av tiden.



Figur 5.19: $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdi for når eksponerings og kaldbaserte isoverdekninger skjedde ved Rendalssølen. Den horisontale svarte linjen markerer $\delta^{18}\text{O}$ -verdien på 3,75 ‰, og de vertikale linjene avgrensner kompleks alder ved 1 og 1,6 Ma. De røde områdene viser når Rendalssølen ble eksponert, og de blå områdene viser når Rendalssølen var isoverdekket.



Figur 5.20: $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdi for når eksponerings og kaldbaserte isoverdekninger skjedde ved Rendalssølen. Den horisontale svarte linjen markerer $\delta^{18}\text{O}$ -verdien på 4,05 ‰, og de vertikale linjene avgrensner kompleks alder ved 1 og 1,6 Ma. De røde områdene viser når Rendalssølen ble eksponert, og de blå områdene viser når Rendalssølen var isoverdekket.

5.2.3 Subaeriske og episodiske erosjonsrater ved Rendalssølen

Et av hovedmålene til dette arbeidet er å estimere langtids subaerisk og episodisk erosjonsrate (glasial) for Rendalssølen. I dette delkapittelet vil resultater av subaeriske og episodiske erosjonsrater bli diskutert.

Det blir antatt at den subaeriske erosjonsraten er omtrent den samme for alle prøveflatene. Hovedgrunnen til dette er at flatene har nokså lik litologi. Det vil kunne være små forskjeller i erosjonsraten for metasandstein og metakonglomerat, men forskjellen vil være så liten at den ikke kan oppløses i simulering. Dette kommer av at det er for mange usikkerheter knyttet til valg av parametre. Det er også mulig at det kan være forskjeller i den subaeriske erosjonsraten, der noen av dem nevnes her. Hvis en prøveflate fra Rendalssølen har forskjellig total kompleks historie fra de andre prøveflatene, kan det føre til forskjellige subaeriske erosjonsrater. Dette kan skje ettersom subaerisk erosjon kan ha variert med tiden i kvartær. Det bør også nevnes at prøveflatene er på forskjellige høyder. Dette kan virke inn på resultatene ettersom klimaet endrer seg med høyde. Den største høydeforskjellen er mellom REN 1511 (1380 m o.h.) og REN 1403 (1754 m o.h.), der relieffet er på 374 meter. Imidlertid er det antatt at det simulerte resultatet til REN 1511 er upresist og eventuelt feil. Når denne prøveflaten ikke blir inkludert, vil den største høydeforskjellen mellom prøveflatene være 162 meter (REN 1516 på 1592 m o.h., og REN 1403 på 1754 m o.h.). Dette er en liten forskjell med tanke på alle usikkerhetene i simuleringene.

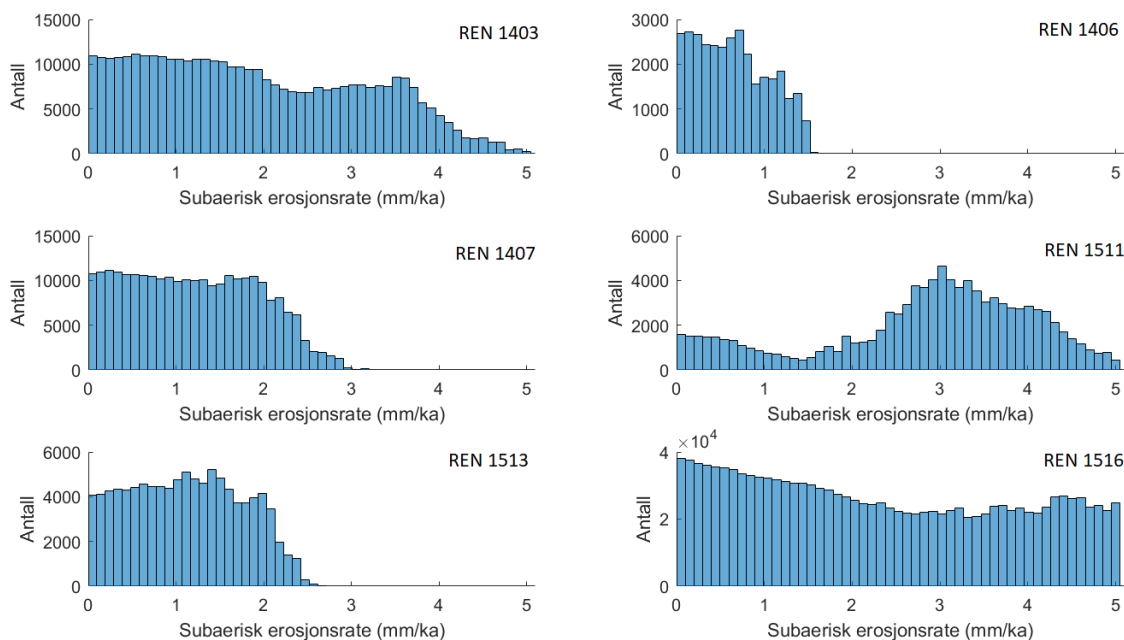
I dette arbeidet skal det også bli estimert et intervall for den mest sannsynlige episodiske erosjonsraten ved Rendalssølen. Det er antatt at den episodiske erosjonsraten er ulik for prøveflatene ettersom de har forskjellige nuklidekonsentrasjoner. Årsaken til dette er at prøveflatene sannsynligvis har hatt plukkehendelser med forskjellig antall og tykkelse gjennom den totale komplekse historien. Dette kan være tilfellet fordi det er lokale endringer i tykkelse og bergstrukturer i berggrunnen. Det observeres også i bananplottet at flatene

plotter ved forskjellige eksponerings- og begravningsepisoder. Når det blir antatt lik total kompleks historie for prøveflatene, skyldes denne forskjellen sannsynligvis forskjellige episodiske erosjonsrater (plukkehendelser).

Estimering av subaerisk erosjonsrate

Ved simulering av hver prøveflate gir Hitland-koden de gjennomsnittlige subaeriske erosjonsratene som er sannsynlige for prøveflatene. Dette skjer ettersom den subaeriske erosjonsraten er en konstant for hver prøveflate i simuleringen. For å finne de beste subaeriske erosjonsratene må prøveflatene med størst nuklidekonsentrasjon bli vektlagt. Da disse prøveflatene har oppnådd høy nuklidekonsentrasjonen fordi de har vært utsatt for mindre episodisk erosjon enn de andre flatene. Dermed kan den subaeriske erosjonsraten bestemmes mer nøyaktig for disse prøveflatene. Flatene som har hatt mer episodisk erosjon, vil ha en lavere nuklidekonsentrasjon (som simuleres i Hitland-koden). Derfor vil simuleringen ha mulighet til å produsere høye subaeriske og/eller episodiske erosjonsrater. Dette betyr at resultatene for prøveflatene med lavere nuklidekonsentrasjoner vil kunne få et større intervall for subaerisk erosjon (figur 5.21).

Flatene som har de høyeste nuklidekonsentrasjonene, er REN 1406, REN 1407 og REN 1513. De godkjente landskapshistoriene til flatene gir subaeriske erosjonsrater mellom 0-3,2 mm/ka (figur 5.21). Dette betyr at for de tre nevnte flatene er det ikke mulig å ha høyere subaeriske erosjonsrater enn 3,2 mm/ka. Det er imidlertid mulig å begrense dette intervallet ytterligere ved å fokusere på hvilke erosjonsrater som er mest sannsynlige. Da blir de subaeriske erosjonsratene med størst hyppighet av godkjente landskapshistorier vektlagt. I tillegg blir typetallene og de laveste χ^2 -verdiene tatt i betraktning, på lik linje med estimering av $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdi og total kompleks alder.



Figur 5.21: Fordelingen av subaeriske erosjonsrater for flatene som er brukt i Hitland-koden. Verdiene i plottene er innenfor 1σ usikkerhet til målt nuklidekonsentrasjon (prøvedata).

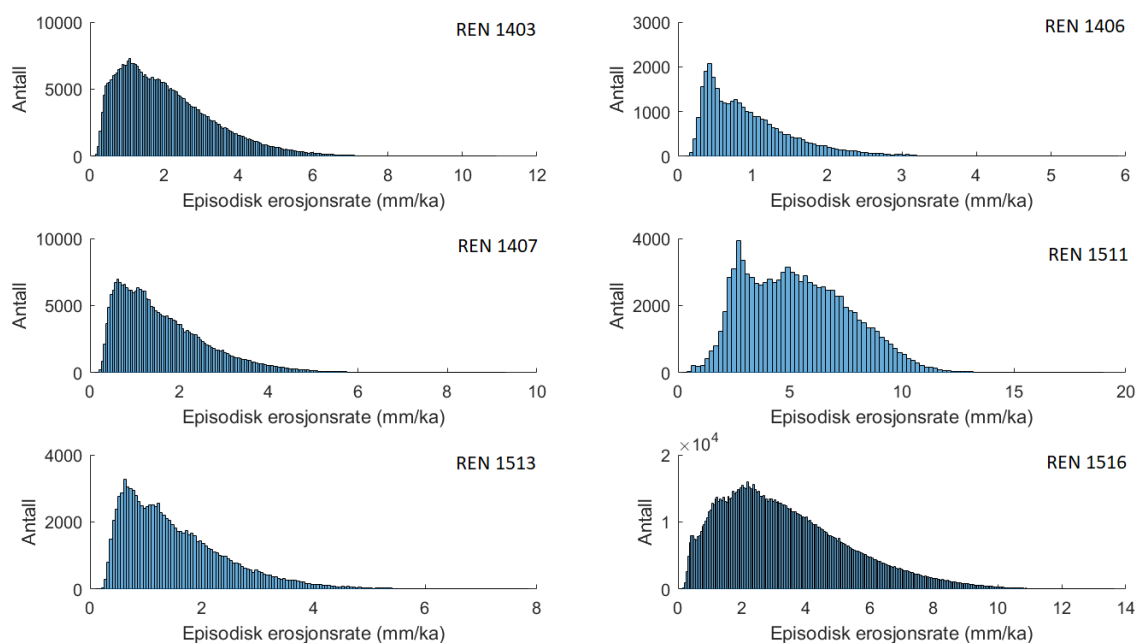
Ved å se på intervallene som har størst hyppighet av godkjente subaeriske erosjonsrater blir det samlede intervallet begrenset til 0-2,3 mm/ka. Videre har alle flatene høy hyppighet av erosjonsrater i intervallet 0-1,5 mm/ka. Dette kommer av at prøveflaten med høyest nuklidekonsentrasjon (REN 1406) gir intervallet 0-1,5 mm/ka. Typetallene til de nevnte flatene har imidlertid et intervall på 0,2-1,4 mm/ka, mens de laveste χ^2 -verdiene strekker seg over intervallet 0,4-1,7 mm/ka.

Det er sannsynlig at den gjennomsnittlige subaeriske erosjonsraten ved Rendalssølen er mellom 0 og 2,3 mm/ka. Imidlertid blir intervallet 0-1,7 mm/ka sett på som et like sannsynlig intervall når typetallene og de laveste χ^2 -verdiene vektlegges. Prøveflaten med høyest nuklidekonsentrasjon (REN 1406) er imidlertid i intervallet 0-1,5 mm/ka, og antyder at den subaeriske erosjonsraten kan være enda lavere. Det blir derfor estimert en gjennomsnittlig subaerisk erosjonsrate ved å bruke typetallene og de laveste χ^2 -verdiene. Alle flatene som er antatt å ha den samme totale kompliserte historien, blir anvendt. Dette

tilsier at alle flatene utenom REN 1511 blir brukt til å estimere den gjennomsnittlige erosjonsraten. Resultatet gir en gjennomsnittlig subaerisk erosjonsrate på 0,8 mm/ka.

Estimering av episodisk erosjonsrate

Den episodiske erosjonsraten er antatt å variere mellom prøveflatene når historier er simulert i Hitland-koden. Derfor blir et intervall for sannsynlige episodiske erosjonsrater estimert. For å estimere den laveste episodiske erosjonsraten er prøveflatene med de høyeste nuklidekonsentrasjonene anvendt for å finne den laveste episodiske erosjonsraten. Årsaken til dette er at flatenes høye nuklidekonsentrasjoner er oppnådd ved lave episodiske erosjonsrater. Flatene med høye nuklidekonsentrasjoner (REN 1406, REN 1407 og REN 1513) gir et intervall på 0,1-9,3 mm/ka. Intervallet kan videre begrenses til 0,2-3 mm/ka ved å fokusere på den episodiske erosjonsratens mest sannsynlige verdier. Når typetallene og de laveste χ^2 -verdiene vektlegges, gir det intervall på henholdsvis 0,4-0,6 mm/ka og 0,4-2,2 mm/ka. Den laveste episodiske erosjonsraten blir derfor satt til $> 0,2$ mm/ka.



Figur 5.22: Fordelingen av subaeriske erosjonsrater til flater som er brukt i Hitland-koden. Verdiene i plottene er innenfor 1σ usikkerhet til målt nuklidekonsentrasjon.

REN 1403 er en av prøveflatene med lavest nuklidekonsentrasjon. Ved å simulere flaten i Hitland-koden fastsettes godkjente komplekse aldre til 0,33-3 Ma. Innenfor dette intervallet er de største hyppighetene av godkjente landskapshistorier fra 0,6 til 1,9 Ma. Typetallet og minste χ^2 -verdi er henholdsvis 1,6 og 1,4 Ma. Dette indikerer at den totale komplekse historien tilsvarer prøveflatene med høyere nuklidekonsentrasjon (REN 1406, REN 1407 og REN 1513). Imidlertid gir simulasjon med lavere nuklidekonsentrasjoner koden mulighet til å simulere høyere erosjonsrater med kortere komplekse aldre. Den subaeriske erosjonsraten gir gode resultater for intervallet 0-4 mm/ka. Imidlertid gir typetallet og den laveste χ^2 -verdien subaerisk erosjonsrate ved 0,5 mm/ka, som stemmer godt overens med flatene som har høyere nuklidekonsentrasjon. Intervallet til de episodiske erosjonsratene som har størst hyppighet, gir verdier mellom 0,2 og 4 mm/ka, der typetallet er 1 mm/ka, og den laveste χ^2 -verdien er 2,9 mm/ka. Dette gir et stort gap mellom typetallet og den laveste χ^2 -verdien. Enten tyder det på at raten til den subaeriske erosjon har vært høy med lav rate av episodisk erosjon, eller at subaerisk erosjonsrate har vært lav og den episodiske erosjonen høy. For denne flaten tolkes den mest sannsynlige forklaringsmodellen til å være at den subaeriske erosjonsraten har vært lav med en høy episodisk erosjonsrate. Grunnen til dette er at en høy episodisk erosjonsrate vil forklare konsentrasjonsforskjellen mellom REN 1403 og flatene med høyere nuklidekonsentrasjoner (REN 1406, REN 1407 og REN 1513). Derfor blir det antatt at REN 1403 har samme komplekse alder som flatene med høyere nuklidekonsentrasjon, men er blitt utsatt for større episodisk erosjonsrate (flere og/eller tykkere plukkehendelser). Den øvre begrensningen for den episodiske erosjonsraten settes derfor til 4 mm/ka. Dette er gjort med hensyn til intervallet som har størst hyppighet av godkjente episodiske erosjonsrater for REN 1403.

Resultatene for REN 1511 blir ikke diskutert ettersom denne prøveflaten gir upålitelige resultater i simulering, som strider imot antagelsen at det var isoverdekning i LGM-tid. Forøvrig gir simuleringen lavest χ^2 -verdi med en subaerisk erosjonsrate på 0 mm/ka og episodisk erosjonsrate ved 10,2 mm/ka for denne flaten. Det er derfor trolig at denne flaten har blitt utsatt for en plukkehendelse i nyere tid.

REN 1516 er en annen prøveflate med lav nuklidekonsentrasjon, og den gir en kompleks alder mellom 0,13 og 3 Ma. De totale komplekse aldrene som har høyest hyppighet av godkjente landskapshistorier, gir intervallet 0,2-1,9 Ma, der typetallet er 0,5 Ma, og minste χ^2 -verdi er ved 1,36 Ma. Den subaeriske erosjonsraten gir gode resultater for hele intervallet 0-5 mm/ka og er sannsynligvis et resultat av den lave nuklidekonsentrasjonen. Typetallet for subaerisk erosjon er forøvrig på 0 mm/ka, og har laveste χ^2 -verdi på 1,7 mm/ka. Derfor er disse ratene relativt like de andre diskuterte flatene. De mest sannsynlige godkjente episodiske erosjonsratene gir intervallet 0,3-6 mm/ka, der typetallet er 2,2 mm/ka, og den laveste χ^2 -verdien er 5,4 mm/ka. Det er derfor et stort gap mellom typetallet og den laveste χ^2 -verdien. Dette er den samme situasjonen som for den tidligere diskuterte flaten REN 1403: Den subaeriske erosjonsraten kan ha vært høy med lav rate av episodisk erosjon, eller at den subaeriske erosjonsraten har vært lav og den episodiske erosjonsraten høy. Det tolkes i dette tilfellet som at den subaeriske erosjonsraten har vært lav og den episodiske erosjonsraten har vært høy, fordi denne kombinasjonen vil forklare de forskjellige nuklidekonsentrasjonene der flatene har den samme totale komplekse historien. En høy episodisk erosjonsrate vil altså gi lavere nuklidekonsentrasjon for REN 1516 enn de andre flatene (REN 1406, REN 1407 og REN 1513). Derfor antas det at REN 1516 (og REN 1403) har en lang og kompleks historie der det har vært mer plukking enn for flatene som har større nuklidekonsentrasjon. På grunnlag av dette settes den maksimale episodiske erosjonsraten opp til 6 mm/ka, som er den øvre begrensningen til intervallet med størst hyppighet av godkjente episodiske erosjonsrater for prøveflate REN 1513.

Oppsummering av estimerte subaeriske og episodiske erosjonsrater

Flatene med høye nuklidekonsentrasjoner (REN 1406, REN 1407 og REN 1513) gir sannsynlige subaeriske erosjonsrater i intervallet 0-1,7 mm/ka. REN 1403 og REN 1516 er to flater med betydelig lavere nuklidekonsentrasjon, men de gir også gode subaeriske erosjonsrater innenfor dette intervallet, ikke minst med tanke på at det er antatt at flatene har hatt større episodisk erosjonsrate enn flatene med høy nuklidekonsentrasjon. Ved å inkludere typetallet og den laveste χ^2 -verdien til alle flatene blir den subaeriske erosjonsraten for studieområdet estimert til 0,8 mm/ka. Dette er gjennomført ved å benytte gjennomsnittet av verdiene for alle flatene med unntak av REN 1511. Den estimerte subaeriske erosjonsraten passer godt med resultatene til Jansen et al. (2019). I dette arbeidet er det antatt at områder som har vært dekket av kaldbaserte isdekker, kan ha en gjennomsnittlig erosjonsrate på < 1 mm/ka.

Den episodiske erosjonsraten varierer mye mellom prøveflatene, der hver enkelt flate har opplevd forskjellige plukkehendelser. Derfor er den største og minste sannsynlige episodiske erosjonsraten for studieområdet estimert. Prøveflatene med de høyest nuklidekonsentrasjonene (REN 1406, REN 1407 og REN 1513) er utsatt for færre plukkehendelser gjennom den totale komplekse historien, og gir intervallet 0,2-3 mm/ka for episodisk erosjon. Derfor brukes intervallet til å begrense den laveste episodisk erosjonsraten for studieområdet, som settes til 0,2 mm/ka. REN 1403 og REN 1516 er to flater som har en vesentlig lavere nuklidekonsentrasjon, men de (flatene) får de samme sannsynlige komplekse aldre som flatene med høyere nuklidekonsentrasjon. Derfor vil disse flatene sannsynligvis ha en høyere episodisk erosjonsrate, der REN 1403 og REN 1516 gir episodiske erosjonsrater mellom 0,2-4 mm/ka og 0,3-6 mm/ka. Prøveflatene brukes derfor for å gi et estimat på den største sannsynlige episodiske erosjonsraten for studieområdet. Dette resulterer i at den episodiske erosjonsratens øvre begrensning er 6 mm/ka. REN 1511 gir episodiske erosjonsrater opp mot 10,2 mm/ka for intervallet med de høyeste hyppighetene. Dette kan indikere at den episodiske erosjonsraten kan ha vært høyere for Rendalssølen. Imidlertid blir ikke REN 1511 inkludert her ettersom historiene fra simulering i Hitland-koden og

prøvepunkt i bananplottet strider mot isoverdekning i LGM-tid.

En av problemstillingene i dette arbeidet er å kvantifisere langtidserosjonsrater for Rendalssølen. Ved å bruke Hitland-koden til å simulere landskapshistorier for flatene estimeres den subaeriske erosjonsraten til å være 0-1,7 mm/ka. Videre er den mest sannsynlige subaeriske erosjonsraten satt til 0,8 mm/ka. Dette er gjort ved bruk av gjennomsnittet til typetallene og de laveste χ^2 -verdiene til alle prøvene (utenom REN 1511). Den episodiske erosjonsraten estimeres til å variere fra 0,2 til 6 mm/ka for studieområdet. (Det skal nevnes at) REN 1511 gir episodiske erosjonsrater opp mot 10,2 mm/ka, men dette er sannsynligvis for en kortere total kompleks historie. Derfor bør REN 1511 vurderes på nytt og eventuelt simuleres med et større forholdstall ($^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$). Dette vil gi muligheten til å se om REN 1511 gir bedre resultater i Hitland-koden og om den øvre episodiske erosjonsraten bør være høyere. Imidlertid er ikke dette utført her gitt en begrenset tidsramme for arbeidet.

5.2.4 Sammenligning med resultater fra andre arbeid

Norge

Den konstante subaeriske erosjonsraten er lav for Rendalssølen ($< 1,7$ mm/ka), med et langtidsperspektiv på > 1 Ma. I denne perioden er det antatt at isdekkene der var kaldbaserte og dekket fjellmassivet når $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdiene er $< 4,05$ ‰. Studieområdet har ved kaldbasert isdekke blitt utsatt for episodisk subglasial erosjon ved plukkehendelser av berggrunnen, med rater mellom 0,2 og 6 mm/ka. $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdiene, de komplekse aldrene og erosjonsratene for Rendalssølen kan brukes til å lage alternative modeller for hvor store mektigheter av berggrunnen som har blitt fjernet ved erosjon (tabell 5.2).

Tabell 5.2: Forskjellige modeller for fjerning av berggrunn ved Rendalssølen. Estimertene er valgt for å illustrere hvordan erosjonsrater, $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdier og totale kompleks historier har påvirket landskapsutviklingen. Fremgangsmåten for de estimerte mektighetene er å beregne varighet av eksponering og isoverdekning innenfor de forskjellige $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdiene og totale komplekse aldrene. Deretter er episodiske erosjonsrater multiplisert med isoverdekningens varighet, og subaeriske erosjonsrater med eksponeringens varighet. Videre er mektighetene til erosjon summert sammen. Modellene med størst mektighet av fjernet materiale er markert med fet skrift for 1 og 1,6 Ma.

		Mektigheter fjernet ved Rendalssølen (m)			
Erosjonsrater (mm/ka)		1 Ma		1,6 Ma	
Subaerisk	Episodisk	3,75 ‰ $\delta^{18}\text{O}$	4,05 ‰ $\delta^{18}\text{O}$	3,75 ‰ $\delta^{18}\text{O}$	4,05 ‰ $\delta^{18}\text{O}$
0	0,2	0,16	0,12	0,24	0,16
0	6	4,86	3,54	7,30	4,86
0,8	0,2	0,31	0,45	0,55	0,79
0,8	6	5,01	3,87	7,60	5,48
1,7	0,2	0,49	0,81	0,90	1,00
1,7	6	5,18	4,24	7,95	5,69

Maksimal fjerning av berggrunn ved Rendalssølen er 5,18 m/Ma når den subaeriske og episodiske erosjonen er henholdsvis 1,7 og 6 mm/ka. Hvis den eldste totale komplekse historien (1,6 Ma) vektlegges, er mektigheter på $< 7,95$ m fjernet ved subaerisk og episodisk erosjon. Dette indikerer at Rendalssølen har blitt erodert < 8 meter hvis kaldbaserte isdekker dominerte der de siste 1,6 Ma.

Steer et al. (2012) sammenlignet sedimentvolumer på den norske kontinentsokkelen med total mengde glasialt erosjonsmateriale. I studien ble det estimert at erosjonsmateriale fra fjordene i Vest-Norge utgjør 35-55 % av materialet på kontinentsokkelen fra sen pliocen og kvartær ($< 2,8$ Ma). Videre estimerte de at hele Sør- og Midt-Norge må ha blitt erodert 300-400 meter i denne perioden for at mektigheten av sedimenter på kontinentsokkelen skal stemme. Dette passer dårlig med estimatene fra simuleringene i Hitland-koden, som gir erosjonsrate på $< 5,2$ m/Ma, med forbehold om sammenligning av erosjonsrater fra små (flater) og store (landsdel) områder. Områder som har vært dekket av kaldbasert is, blir diskutert av Steer et al. (2012). De foreslår at hovedandelen av erosjonen på høyfjellsplatåene skjedde i sen pliocen og tidlig kvartær. Videre skal det ha skjedd et skifte der isdekkene i hovedsak eroderte lavere i terrenget, der daler og fjorder ble (videre) utviklet ved glasial erosjon. Dette skiftet indikerer at isdekkene gikk fra tempererte til kaldbaserte på høyfjellsplatåene, inkludert Rendalssølen. Dette er ikke usannsynlig ettersom den totale komplekse historien til studieområdet er 1-1,6 Ma. Hvis antagelsen til Steer et al. (2012) er riktig, impliserer det at ca. 300-400 meter av berggrunnen ved Rendalssølen må ha blitt fjernet av varmbaserte isdekker omkring 2,8-1 (1,6) Ma. Dette gir en gjennomsnittlig erosjonsrate i studieområdet på 333-167 m/Ma for tiden før kaldbaserte isoverdekninger. Dette er ikke en usannsynlig erosjonsrate når en sammenligner med subglasiale erosjonsrater til varmbaserte isdekker fra andre studier, som for eksempel Jansen et al. (2019), som oppgir erosjonsrater på > 100 m/Ma. Imidlertid har ikke området vært isdekket hele den nevnte perioden. Hvis den laveste sannsynlige $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdien (3,75 ‰) for isoverdekning i studieområdet brukes, gir dette en prosentandel for isoverdekning på 47 % i tidsrommet 2,8-1 Ma. Dette indikerer at den effektive glasiale erosjonsraten minimum må ha vært dobbelt så stor. Derfor har isdekkene ved Rendalssølen før 1 Ma vært svært erosive om en uniform erosjon på 300-400 meter i Sør- og Midt-Norge skal være mulig. Imidlertid er den laveste komplekse historien og $\delta^{18}\text{O}$ -verdien brukt for å få isoverdekning 47 % av tiden. $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdien og den komplekse alderen blir ansett som lave, og er antatt å være høyere i realiteten. Dette innebærer at erosjonsraten sannsynligvis må ha vært enda større om sedimentmektighetene på kontinentsokkelen skal stemme.

Andersen et al. (2018) brukte Markov chain Monte Carlo-koden til Knudsen et al. (2015) for å kvantifisere glasial erosjon på fjellsplatået langs Sognefjorden. Resultatene viser at platået har hatt en betydelig modifikasjon av det pre-glasiale landskapet i løpet av kvartær. Glasial erosjon varierer fra > 30 m/Ma nær kysten (660 m o.h.) til 2-6 m/Ma for de høyestliggende prøveflatene (1730 m o.h.). Studien foreslår derfor at fjellplatåer ikke har vært dekket av kaldbaserte ikke-erosive isdekker i løpet av kvartær. Et annet arbeid er utført av Andersen et al. (2019) i Reinheimen nasjonalpark, mer sentralt i Sør-Norge. Her estimeres erosjonsrater mellom 4 og 8 m/Ma for prøveflater på > 1500 m o.h. ved bruk av den samme koden. Videre indikerer studien at erosjonsratene minker med økt høyde i terrenget. Begge studiene viser en tendens til at erosjonsraten reduseres med økt høyde (m o.h.) i fjell- og viddeområder.

Fjellmassivet Rendalssølen er lokalisert ved Femundsplatået og strekker seg > 1700 m o.h. Den høyeste erosjonsraten for Rendalssølen med overdekning av kaldbasert is er 5,2 m/Ma, og er innenfor erosjonsrateintervallet til begge studiene (Andersen et al., 2018; Andersen et al., 2019). Imidlertid er dette maksimumerosjonsrate ved Rendalssølen, og erosjonsraten kan strekke seg helt ned til 0,1-0,2 m/Ma. Dette indikerer at Rendalssølen kan ha hatt lik eller mindre fjerning av mektigheter enn ved Reinheimen nasjonalpark og fjellplatået langs Sognefjorden.

Resultatene fra dette arbeidet støtter ikke tolkningen at det har vært en uniform erosjon av Sør-Norge på 300-400 meter siden sen pliocen (2,8 Ma). En av årsaken til dette er at det virker usannsynlig at 300-400 meter skal ha blitt fjernet i tidsrommet fra sen pliocen (2,8 Ma) til midten av kvartær (1-1,6 Ma) ved Rendalssølen. Studiene til Andersen et al. (2018) og Andersen et al. (2019) indikerer imidlertid at erosjonsraten ved fjell- og viddeområder har vært så høy at den har modifisert det pre-glasiale landskapet i løpet av kvartær. Videre demonstrerer de at erosjonsraten minker ved økt høyde. Når det gjelder Rendalssølen kan dette ha skjedd før kaldbaserte isdekker begynte å dominere omkring 1-1,6 Ma. Det er også blitt foreslått at forholdstallet for nuklideproduksjonen til ^{10}Be og

^{26}Al skal være høyere enn 6,75, som er brukt her (Corbett et al., 2017). Dette vil resultere i en lengre total kompleks historie for Rendalssølen, og sannsynligheten for uniform erosjon vil bli enda mindre.

Grønland og Canada

Corbett et al. (2013) analyserte ^{10}Be og ^{26}Al i flere prøver fra berggrunn og flyttblokker ved Upernavik, nordvest på Grønland. Ved å plote prøvedata som prøvepunktene i et bananplott gir den eldste berggrunnen (745 m o.h.) en minimum kompleks historie på > 989 ka. Knudsen et al. (2015) brukte prøvedata som ga den eldste komplekse historien fra Corbett et al. (2013) i simulering av kompleks historie. Resultatene fra simuleringen gir en subaerisk erosjonsrate på $< 2,9$ mm/ka og glasiale erosjonsrater mellom 0,93 og 2,28 mm/ka. Dette er lave erosjonsrater, og det kan tyde på at området ved Upernavik har vært overdekket av kaldbaserte isdekker den siste 1 Ma. Margreth et al. (2016) gjennomførte et tilsvarende arbeid i Cumberland Peninsula (Canada) ved bruk av Margreth-koden. Det ble brukt flere prøveflater i denne studien fra høyfjellsplatå på halvøya. Resultatet til Margreth et al. (2016) gir en subaerisk erosjonsrate på < 2 mm/ka og en episodisk erosjonsrate fra 2 til 18 mm/ka for de siste 2,5 Ma for Cumberland-halvøya.

Gjennom sammenligning av resultatene fra de nevnte studiene og dette arbeidet observeres det at alle studiene får lave subaeriske erosjonsrater ($< 2,9$ mm/ka). Det antas derfor at den subaeriske erosjonsraten har vært nokså lik for høyfjellsområdene i Cumberland Peninsula (Canada), Upernavik (Vest-Grønland) og ved Rendalssølen (indre Østlandet) i siste delen av kvartærtid (< 1 Ma). Den episodiske erosjonsraten skiller seg imidlertid ut da den er henholdsvis lavere for Upernavik og høyere for Cumberland Peninsula enn for Rendalssølen. Årsaken til dette er sannsynligvis forskjellige egenskaper og strukturelle svakheter for bergartene som er prøvetatt. Studiene tyder på at områdene har vært dekket av kaldbaserte isdekker siste > 1 Ma. Dette støtter at kaldbaserte isdekker har dominert ved store deler av den nordlige halvkule > 1 Ma.

Kapittel 6

Konklusjon

En ny kode (Hitland-koden) for å simulere landskapshistorier til prøveflater er produsert i dette arbeidet. Hitland-koden er forskjellig fra andre tilsvarende koder, da den går systematisk gjennom parametre for $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdier, totale komplekse historier og subaeriske erosjonsrater. Dette har gjort det mulig å produsere flere 3D- og 4D-plott som visualiserer disse parametrene.

- Beregning av subaerisk erosjonsrate inkluderer nå endring av dybde i berggrunn sammen med glasial plukking. Dette gir koden en mer presis fremstilling av virkeligheten. Videre effekt av endringen inntreffer når den subaeriske erosjonsraten er $> 0,3$ mm/ka i simulering. Dette innebærer at Hitland-koden i teorien vil kreve mer eksponering enn Monte Carlo-koden (Margreth, 2015). Imidlertid viser sammenligningen av resultater fra kodene at endringene ikke utgjør betydelige forskjeller i resultatene.
- Det ble utført en test ved å benytte landskapshistorier som har χ^2 -verdier mindre eller lik 10% av 1σ usikkerhet til målt nuklidekonsentrasjon i prøvedata (10-testen). 10-testen ble utført for å se om det er mulig å minimere intervallene til godkjente parametre ved å utelukke høye χ^2 -verdier. Resultatet av denne testen er at om-

kring 85 % av de godkjente landskapshistoriene blir ekskludert, men intervallene til parametrene minsker sjelden mer enn 10 %. Det er derfor konkludert med at en senkning av usikkerheten til målt konsentrasjon har en minimal effekt på intervallene til godkjente parametre.

- Subaerisk erosjonsrate for Rendalssølen er estimert til å være omkring 0-1,7 mm/ka. Videre er den mest sannsynlige verdien satt til 0,8 mm/ka ved bruk av gjennomsnittet av typetallene og de laveste χ^2 -verdiene. Den episodiske erosjonsraten er estimert til å variere mellom 0,2-6 mm/ka.
- Det er antatt at den komplekse historien til landoverflaten ved Rendalssølen reflekterer hvor lenge kaldbaserte isdekker har dominert i området. Den komplekse historien er estimert til å være mellom 1 og 1,6 Ma lang, der den laveste komplekse alderen trolig skal være eldre. For disse komplekse historiene har isoverdekning i studieområdet inntruffet ved $\delta^{18}\text{O}$ -terskelverdier $> 4,05 \text{ ‰}$.
- Estimerte verdiene fra simulering av Hitland-koden innebærer at de største sannsynlige mektighetene som er fjernet av berggrunnen ved Rendalssølen er $< 5,2 \text{ m/Ma}$. Dette impliserer at det ikke har vært uniform erosjon av fjell- og viddeområdene i Sør-Norge siden sen pliocen (2,8 Ma).

Forslag til videre arbeid

- Videre arbeid med hensyn til landskapshistorien for indre Østlandet vil være å utføre tilsvarende arbeid som dette i andre områder. Dette vil gi muligheten til å studere det større bildet til glasiasjonshistorien til indre Østlandet og Skandinavia generelt.
- Nuklidekonsentrasjonene til flate REN 1511 gir et forholdstall mellom ^{26}Al og ^{10}Be , som indikerer tilsynelatende kontinuerlig eksponering. Corbett et al. (2017) diskuterer forholdstallet mellom nuklidene, og antar at forholdet skal være innenfor rekkevidden $7,3 \pm 0,3$ (1σ). Det hadde derfor vært interessant å simulere REN 1511 med et høyere forholdstall. Eventuelt bør alle prøveflatene simuleres på nytt med et høyere forholdstall. Dette vil ha en stor innvirkning på fremstillingen av den totale komplekse historien til Rendalssølen.
- Hitland-koden har en større grad av frihet enn tidligere Monte Carlo-kode (Margreth, 2015). Ved å inkludere flere kosmogene nuklider i Hitland-koden vil grad av frihet senkes. En mulighet er å inkludere ^{36}Cl , som har en halveringstid på 300 ka (Dunai, 2010). Dette kan utføres ettersom Rendalsformasjonen består av feltspatrik sandstein. Ved å ta i bruk flere nuklider vil resultatene fra simulering gi mindre intervaller for total kompleks alder, terskelverdier og erosjonsrater.
- En annen måte å forbedre Hitland-koden på er å inkludere sannsynlighetstetthetsfunksjoner i koden. Dette vil føre til en mer objektiv vurdering av resultatene.
- Den nye koden går systematisk gjennom miljøparametrene med rutenett søk. For å oppnå en fullstendig optimalisering av Hitland-koden bør episodisk erosjon inkluderes i den systematiske gjennomgangen. Dette vil gi bedre muligheter for å studere episodisk erosjonsrate sammen med de andre parametrene, blant annet i 3D- og 4D-plott.

Referanser

- Andersen, J. L., Egholm, D. L., Knudsen, M. F., Linge, H., Jansen, J. D., Goodfellow, B. W., Pedersen, V. K., Tikhomirov D., Olsen J. & Fredin, O., 2019. Pleistocene evolution of a Scandinavian plateau landscape. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 123, 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. & Xu, S., 2018. Widespread erosion on high plateaus during recent glaciations in Scandinavia. *Nature Communications* 9, 830.
- Argento, D., Reedy, R. & Stone, J., 2013. Modeling the Earth's cosmic radiation. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B* 294, 464-469.
- Balco, G., Stone, J. O., Lifton, N. A. & Dunai, T. J., 2008. A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from ^{10}Be and ^{26}Al measurements. *Quaternary Geochronology* 3, 174-195.
- Benn, D. I. & Evans, D. J. A., 2010. *Erosional Processes, Forms and Landscapes. Glaciers & Glaciations*. 2. ed. Routledge, Taylor & Francis Group, New York, 1-802.
- Chmeleff, J., Von Blanckenburg, F., Kossert, K. & Jakob, D., 2010. Determination of the ^{10}Be half-life by multicollector ICP-MS and liquid scintillation counting. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B* 268, 192-199.
- Colbeck, S. C., St Lawrence, W. & Gow, A.J., 1978. Creep Rupture at Depth in a Cold Ice Sheet. *Nature* 275, 733.
- Corbett, L. B., Bierman, P. R., Neumann, T. A., & Rood, D. H., 2013. Constraining landscape history and glacial erosivity using paired cosmogenic nuclides in Upernavik, northwest Greenland. *Geological Society of America Bulletin* 125, 1539-1553.
- Corbett, L. B., Bierman, P. R., Rood, D. H., Caffee, M. W., Lifton, N. A. & Woodruff, T. E., 2017. Cosmogenic $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ surface production ratio in Greenland. *Geophysical Research Letters* 44, 1350-1359.
- Craig, H., 1961. Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters. *Science* 133, 1833-1834.

- Dahl, S. O., Linge, H., Fabel, D. & Murray, A. S., 2010. Extent and timing of the Scandinavian Ice Sheet during the Late Weichselian (MIS 3/2) glacier maximum in central southern Norway - link to the Norwegian Channel Ice Stream? The 29th Nordic Geological Winter Meeting. Oslo, Norway.
- Dahl, S. O., Nesje, A. & Øvstedal, J., 1997. Cirque glaciers as morphological evidence for a thin Younger Dryas ice sheet in east central southern Norway. *Boreas* 26, 161-180.
- Dunai, T. J., 2010. *Cosmogenic Nuclides: Principles, Concepts and Applications in the Earth Surface Sciences*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 1-187.
- Eidelman, S., Hayes, K. G., Olive, K. A., Aguilar-Benitez, M., Amsler, C., Asner, D., Babu, K. S., Barnett, R. M., Beringer, J., Burchat, P. R., Carone, C. D., Caso, C., Conforto, G., Dahl, O., D'Ambrosio, G., Doser, M., Feng, J. L., Gherghetta, T., Gibbons, L., Goodman, M., Grab, C., Groom, D. E., Gurtu, A., Hagiwara, K., Hernandez-Rey, J. J., Hikasa, K., Honscheid, K., Jawahery, H., Kolda, C., Kwon, Y., Mangano, M.L., Manohar, A.V., March-Russell, J. & Masoni, A., 2004. Review of particle physics, *Physics Letters B* 592, 1-1109.
- Fabel, D., Stroeven, A. P., Harbor, J., Kleman, J., Elmore, D. & Fink, D., 2002. Landscape preservation under Fennoscandian ice sheets determined from in situ produced ^{10}Be and ^{26}Al . *Earth and Planetary Science Letters* 201, 397-406.
- Fredin, O., 2002. Glacial inception and Quaternary mountain glaciations in Fennoscandia. *Quaternary International* 95-96, 99-112.
- Gillespie, A. R. & Bierman, P. R., 1995. Precision of terrestrial exposure ages and erosion rates estimated from analysis of cosmogenic isotopes produced in situ. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 100, 24,637-24,649.
- Goehring, B. M., Brook, E. J., Linge, H., Raisbeck, G. M. & 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, 320-336.
- Gosse, J. C. & Phillips, F. M., 2001. Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. *Quaternary Science Reviews* 20, 1475-1560.
- Heggen, E. S. F., Juliussen, H. & Etzelmüller, B., 2005. Mountain permafrost in Central-Eastern Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography* 59, 94-108.
- Heisinger, B., Lal, D., Jull, A., Kubik, P., Ivy-Ochs, S., Knie, K. & Nolte, E., 2002a. Production of selected cosmogenic radionuclides by muons: 2. Capture of negative muons. *Earth and Planetary Science Letters* 200, 357-369.
- Heisinger, B., Lal, D., Jull, A., Kubik, P., Ivy-Ochs, S., Neumaier, S., Knie, K., Lazarev, V. & Nolte, E., 2002b. Production of selected cosmogenic radionuclides by muons: 1. Fast muons. *Earth and Planetary Science Letters* 200, 345-355.

- Hughes, A. L. C., Gyllencreutz, R., Lohne, Ø. S., Mangerud, J. & Svendsen, J. I., 2016. The last Eurasian ice sheets - a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1. *Boreas* 45, 1-45.
- Hölemann, J. A. & Henrick, R., 1994. Allochthonous versus autochthonous organic matter in Cenozoic sediments of the Norwegian Sea: Evidence for the onset of glaciations in the northern hemisphere. *Marine Geology* 121, 87-103.
- Ivy-Ochs, S. & Kober, F., 2008. Surface exposure dating with cosmogenic nuclides. *Quaternary Science Journal* 57, 179-209.
- Jansen, J. D., Knudsen, M. F., Andersen, J. L., Heyman, J. & Egholm, D. L., 2019. Erosion rates in Fennoscandia during the past million years. *Quaternary Science Reviews* 207, 37-48.
- Juliussen, H. & Humlum, O., 2007. Preservation of block fields beneath Pleistocene ice sheets on Sølen and Elgåhogna, central-eastern Norway. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementary Issues* 51, 113-138.
- Kleman, J., 2008. Geomorphology - Where glaciers cut deep. *Nature Geoscience* 1, 343-344.
- Kleman, J. & Stroeven, A. P., 1997. Preglacial surface remnants and Quaternary glacial regimes in northwestern Sweden. *Geomorphology* 19, 35-54.
- Kleman, J., Stroeven, A. P. & Lundqvist, J., 2008. Patterns of Quaternary ice sheet erosion and deposition in Fennoscandia and a theoretical framework for explanation. *Geomorphology* 97, 73-90.
- Knudsen, M. F. & Egholm, D. L., 2018. Constraining Quaternary ice covers and erosion rates using cosmogenic $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ 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. & 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.
- Knudsen, M.F., Egholm, D. L. & Jansen, j. D., 2019. Time-integrating cosmogenic nuclide inventories under the influence of variable erosion, exposure, and sediment mixing. *Quaternary Geochronology* 51, 110-119.
- Korschinek, G., Bergmaier, A., Faestermann, T., Gerstmann, U. C., Knie, K., Rugel, G., Wallner, A., Dillmann, I., Dollinger, G., von Gostomski, C.L., Kossert, K., Maiti, M., Poutivtsev, M. & Remmert, A., 2010. A new value for the half-life of ^{10}Be by Heavy-Ion Elastic Recoil Detection and liquid scintillation counting. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B* 268, 187-191.
- Lal, D., 1991. Cosmic ray labeling of erosion surfaces: insitu nuclide production rates and erosion models. *Earth and Planetary Science Letters* 104, 424-439.

- Lambeck, K., Purcell, A., Zhao, J. & Svensson, N-O., 2010. The Scandinavian Ice Sheet: from MIS 4 to the end of the Last Glacial Maximum. *Boreas* 39, 410–435.
- Lauritzen, S.-E., Lovlie, R., Moe, D. & Østbye, E., 1990. Paleoclimate deduced from a multidisciplinary study of a half-million-year-old stalagmite from Rana, Northern Norway. *Quaternary Research* 34, 306-316.
- Lifton, N., Sato, T. & 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.
- Linge, H., Brook, E. J., Nesje, A., Raisbeck, G. M., Yiou, F. & Clark, H., 2006. In situ ^{10}Be exposure ages from southeastern Norway: implications for the geometry of the Weichselian Scandinavian ice sheet. *Quaternary Science Reviews* 25, 1097-1109.
- Lisiecki, L. E. & Raymo, M. E., 2005. A Plio-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic ^{18}O records. *Paleoceanography* 20, 522-533.
- Lundqvist, J., 1992. Glacial stratigraphy in Sweden. Geological Survey of Finland, Special Paper 15, 43-59.
- Mangerud, J., 2004. Ice sheet limits in Norway and on the Norwegian continental shelf. *Developments in Quaternary Science* 2, 271-294.
- Mangerud, J., Gyllencreutz, R., Lohne, Ø. & Svendsen, J. I., 2011. Chapter 22 - Glacial History of Norway. In *Developments in Quaternary Science* 15, 279-298.
- Mangerud, J., Jansen, E. & Landvik, J. Y., 1996. Late Cenozoic history of the Scandinavian and Barents Sea ice sheets. *Global and Planetary Change* 12, 11-16.
- Mangerud, J., Sønstegaard, E., Sejrup, H. P. & Haldorsen, S., 1981. A continuous Eemian-Early Weichselian sequence containing pollen and marine fossils at Fjøsanger, western Norway. *Boreas* 10, 137-208.
- Mannerfelt, C., 1941. Glacial-morfologiska studier i norska högfjäll. *Norsk geografisk tidskrift* 8, 9-47.
- Mannerfelt, C., 1945. Några glacialmorfologiska formelement: och deras vittnesbörd om inlandsisens avsmältningmekanik i svensk och norsk fjällterräng. *Geografiska Annaler* 27, 1-239.
- 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. *Earth Sciences*, PhD. Dalhousie University, Halifax, 1-457.
- Margreth, A., Gosse, J. C. & 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.
- Nesje, A., 2012. *Brelære: bre, landskap, klimaendringer og datering*, Kristiansand, Høyskoleforlaget AS.

- Nesje, A., Dahl, S. O., Anda, E. & Rye, N., 1988. Block fields in southern Norway: Significance for the Late Weichselian ice sheet. *Norsk geologisk tidsskrift* 68, 149-169.
- Nesje, A., McCarroll, D. & Dahl, S. O., 1994. Degree of rock surface weathering as an indicator of ice-sheet thickness along an east-west transect across southern Norway. *Journal of Quaternary Science*, 9, 337-347.
- Nishiizumi, K., Kohl, C. P., Arnold, J. R., Klein, J., Fink, D., & Middleton, R., 1991. Cosmic ray produced ^{10}Be and ^{26}Al in Antarctic rocks: exposure and erosion history. *Earth and Planetary Science Letters* 104, 440-454.
- Nishiizumi, K., 2004. Preparation of ^{26}Al AMS standards. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B* 223-224, 388-392.
- Nishiizumi, K., Imamura, M., Caffee, M. W., Southon, J. R., Finkel, R. C. & McAninch, J., 2007. Absolute calibration of ^{10}Be AMS standards. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B* 258, 403-413.
- Nystuen, J. P., 1987. Synthesis of the tectonic and sedimentological evolution of the late Proterozoic-early Cambrian Hedmark Basin, the Caledonian Thrust Belt, southern Norway. *Norsk geologisk tidsskrift* 67, 395-418.
- Nystuen, J. P., 2013. Urtidskontinentet brytes opp. I: 120-147 Ramberg, I. B., Bryhni, I., Nøttvedt, A. & Rangnes, K., 2013. *Landet blir til: Norges geologi*. 2 ed. Norsk geologisk forening, Trondheim.
- Nystuen, J. P. & Ilebekk, S. 1981. Stratigraphy and Caledonian structures in the area between the Atnsjøen and Spekedalen windows, Sparagmite region, Southern Norway. *Norsk geologisk tidsskrift* 61, 17-24.
- Ottesen, D., Rise, L., Andersen, E. S., Bugge, T. & Eidvin, T., 2009. Geological evolution of the Norwegian continental shelf between 61°N and 68°N during the last 3 million years. *Norwegian Journal of Geology* 89, 251-265.
- Pillans, B. & Gibbard, P., 2012. The Quaternary period. I: Gradstein F. M., Ogg J. G., Schmitz M. & Ogg G. (eds) *The Geologic Time Scale*. Elsevier, Amsterdam, 979-1010.
- Ryser, C., Luethi, M., Blindow, N., Suckro, S., Funk, M. & Bauder, A., 2013. Cold ice in the ablation zone: Its relation to glacier hydrology and ice water content. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 118, 693-705.
- Sejrup, H. P., Hjelstuen, B. O., Torbjørn Dahlgren, K. I., Hafliðason, H., Kuijpers, A., Nygård, A., Praeg, D., Stoker, M. S. & Vorren, T. O., 2005. Pleistocene glacial history of the NW European continental margin. *Marine And Petroleum Geology* 22, 1111-1129.
- Sejrup, H. P., Larsen, E., Landvik, J., King, E. L., Hafliðason, H. & Nesje, A., 2000. Quaternary glaciations in southern Fennoscandia: evidence from southwestern Norway and the northern North Sea region. *Quaternary Science Reviews* 19, 667-685.

- Siegert, M. J., Dowdeswell, J. A. & Melles, M., 1999. Late Weichselian glaciation of the Eurasian High Arctic. *Quaternary Research* 52, 273–285.
- Sollid, J. L. & Sørbel, L., 1994. Distribution of glacial landforms in Southern Norway in relation to the thermal regime of the last continental ice sheet. *Geografiska Annaler* 76 A, 25-35.
- Steer, P., Huisman, R. S., Valla, P. G., Gac, S. & Herman, F., 2012. Bimodal Plio-Quaternary glacial erosion of fjords and low-relief surfaces in Scandinavia. *Nature Geoscience* 5, 635-639.
- Stone, J. O., 2000. Air pressure and cosmogenic isotope production. *Journal of Geophysical Research* 105, 23,753–23,759.
- Stroeven, A. P., Heyman, J., Fabel, D., Björck, S., Caffee, M. W., Fredin, O. & Harbor, J. M., 2015. A new Scandinavian reference ^{10}Be production rate. *Quaternary Geochronology* 29, 104-115.
- Svendsen, J. I., Alexanderson, H., Astakhov, V. I., Demidov, I., Dowdeswell, J. A., Funder, S., Gataullin, V., Henriksen, M., Hjort, C., Houmark-Nielsen, M., Hubberten, H. W., Ingólfsson, Ó., Jakobsson, M., Kjær, K. H., Larsen, E., Lokrantz, H., Lunkka, J. P., Lyså, A., Mangerud, J., Matiouchkov, A., Murray, A., Möller, P., Niessen, F., Nikolskaya, O., Polyak, L., Saarnisto, M., Siegert, C., Siegert, M. J., Spielhagen, R. F. & Stein, R., 2004. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia. *Quaternary Science Reviews* 23, 1229-1271.
- Taylor, J., 1997. *Introduction to error analysis: the study of uncertainties in physical measurements*, 2. ed. University Science Books, Sausalito, Calif, 1-327.
- Vorren, T. O. & Mangerud, J., 2007. Istider kommer og går. I: 481-531 Ramberg, I. B., Bryni, I. og Nøttvedt, A. (red.) *Landet blir til: Norges geologi*. Norsk geologisk forening, Trondheim.

Internett:

GeoNorge, 2019. Tilgjengelig fra:

<https://kartkatalog.geonorge.no/search> [Besøkt 18.03.2019]

Kartverket, 2019. Tilgjengelig fra:

<https://www.kartverket.no/> [Besøkt 28.01.2019]

Miljøverndepartementet, 2011. Tilgjengelig fra:

<https://www.regjeringen.no/no/aktuelt/solen-landskapsvernomrade/id633715/> [Besøkt 16.01.2019]

NGU, 2019a. Referanse til kart: Nystuen, j. P., 1987, Lillehammer - berggrunnskart M. 1:250 000, Norges geologiske undersøkelse. Tilgjengelig fra:

<http://geo.ngu.no/kart/berggrunn/> [Besøkt 01.05.2019]

NGU, 2019b. Løsmasser: Nasjonal løsmassedatabase. Tilgjengelig fra:

<https://www.ngu.no/emne/datasett-og-nedlasting> [Besøkt 18.03.2019]

SeNorge, 2018a. Normalnedbør 1961-1990. Tilgjengelig fra:

<http://www.senorge.no/?p=klima> [Besøkt 21.01.2019]

SeNorge, 2018b. Normaltemperatur 1961-1990. Tilgjengelig fra:

<http://www.senorge.no/?p=klima> [Besøkt 21.01.2019]

Vedlegg A

Innhold

Hitland-koden	1
Data	1
Beregninger	4
Figurer	9
1)	10
2)	12
3)	14
4)	16
5)	18

Hitland-koden

Kode for simulering av landskapshistorier ved bruk av kosmogene nuklider.

```
% Koden er en videreutvikling av Margreth (2015) Monte Carlo-kode.  
  
% Koden vektlegger enda mer erosjonsdybde, der subaerisk erosjon er  
% inkludert. I tillegg blir miljøparametre gått systematisk igjennom  
% med rutenett søk (grid search). For hver endring i miljøparametre  
% blir 10 000 forsøk for tilfeldige plukkehendelser testet i  
% simuleringen.  
  
% Laget av Audun Mikal Risti Hitland med hjelp fra Annina Margreth  
% og Henk Keers.
```

Data

Henter prøvedata fra exel ark:

```
filename = 'Input_bananagram_HL_3.xlsx';  
burial_data = xlsread(filename); %For exel filer  
  
site      = 6; % Hvilke prøveflate som skal simuleres. (REN_1406)  
  
% Henter prøvedata.  
lats      = burial_data(site,1);  
longs     = burial_data(site,2);  
elevs     = burial_data(site,3);  
Be_concs  = burial_data(site,4);  
Be_errs   = burial_data(site,5);  
Al_concs  = burial_data(site,6);  
Al_errs   = burial_data(site,7);  
  
% Laster inn begravnings- og eksponeringsepisoder:  
exp_data  = load('expdata.txt');  
bur_data  = load('burdata.txt');
```

```

% Definerer forskjellige terskelverdier:
thresholds = bur_data(1,:); % Verdier
threshold_size = [1:1:numel(thresholds)]; % Antall verdier

% Maksimalt antall isoverdekninger:
maxbur      = numel(bur_data(:,1)); %(58)

% Minimum antall isoverdekninger å simulere for en kompleks historie:
minbur      = 2; % Bør være 2<

% Bestemmer subaerisk erosjon:
sae_erate   = [0:0.1:5]; %(m/Ma = 1e-1 cm/ka = 1e-4 cm/a)

% Estimert tid med eksponering siden deglasiasjon ved prøveflate (ka):
deglac      = 10; %Rundt 10 ved Rendalssølen

% Gjennomsnittlig istykkelse over prøveflate (cm):
icethick    = 70800; % Rendalssølen (2300 m o.h.)

% Bergart og is sin massetetthet (g/cm^3):
r_density   = 2.65; % metasandstein
ice_density = 0.9;

% Blokk tykkelse som blir glasialt plukket.
% Setter verdier for lognormal-fordeling (cm):
avthick     = 60; % Gjennomsnitt
stdthick    = 10; % Standardavvik

% Error, rekkevidde for simulert konsentrasjoner for å bli akseptert
  som
% en verdi:
sigma       = 1;

% Avspilling av fremgang til simulasjon om 'true':
usewaitbar  = true;

% Antall forsøk før endring av miljøparametre:
maxnoresults = 10000;

% Referanse for spallogen produksjon (atoms/g/a):
refspalprod = 4.02; % Stroeven et al.(2015)

% Forholdstallet mellom produksjonsratene til Al26/Be10:
ratio       = 6.75; %Følger Balco et al. (2008); 6.1/1.106 for å
  reflektere recalibrering av Nishiizumi et al. (2007)

% Dempingslengde for nøytroner (g/cm^2):
neu_atten   = 160; %Følger Balco et al. (2008); Se Gosse and Phillips
  (2001)

% Desintegrasjonskonstant (1/s):
Be_lambda   = log(2)/1378000; % Chmeleff et al. (2010), Korschinek et
  al. (2010)

```

```

Al_lambda = log(2)/720000; % Nishiizumi (2004)

% Gjennomsnittlig begravningsdyp:
depth_ice = icethick*ice_density/r_density;

% Definerer produksjonsrater ved prøveflate for spallogen, hurtig og
% negativ myonproduksjon:
% Skaleringsfaktorer (LSD) for siste isfrie intervall:
maxage_dgl = deglac * 1000; % Konverterer fra ka til a
LSD10 = LSD(lats(1,1),longs(1,1),elevs(1,1),1,maxage_dgl,-1,10);
LSD26 = LSD(lats(1,1),longs(1,1),elevs(1,1),1,maxage_dgl,-1,26);
agegrid = 0:1:maxage_dgl;

% Gjennomsnittlig avbrytnings stivhet (RC) og sol modellering (SPhi)
% over bestemt
%tid:
meanRC = mean(interpolate(LSD10.tv,LSD10.Rc,agegrid));
meanSPhi = mean(interpolate(LSD10.tv,LSD10.SPhi,agegrid));

% Gjennomsnittlig produksjonsrate ved siste eksponeringsepisode.
Be10_spprod =
  mean(refspalprod.*interpolate(LSD10.tv,LSD10.Be,agegrid));
Al26_spprod =
  mean(refspalprod.*ratio.*interpolate(LSD26.tv,LSD26.Al,agegrid));
[Be10_fmuprod, Be10_nmuprod] = CP_P_mu_totalLSD(0 *
  r_density,LSD10.pressure,meanRC,meanSPhi,consts,10,'no');
[Al26_fmuprod, Al26_nmuprod] = CP_P_mu_totalLSD(0 *
  r_density,LSD10.pressure,meanRC,meanSPhi,consts,26,'no');

% Skaleringsfaktorer (LSD) for tidligere eksponerings- og
% overdekningsepisoder.
maxage = 100000; % Tid en vil integrere produksjonsrate i.
LSD10 = LSD(lats(1,1),longs(1,1),elevs(1,1),1,maxage,-1,10);
LSD26 = LSD(lats(1,1),longs(1,1),elevs(1,1),1,maxage,-1,26);
agegrid = 0:1:maxage;

% Gjennomsnittlig avbrytnings stivhet (RC) og sol modellering (SPhi)
% over tid:
meanRC = mean(interpolate(LSD10.tv,LSD10.Rc,agegrid));
meanSPhi = mean(interpolate(LSD10.tv,LSD10.SPhi,agegrid));

% Gjennomsnittlig spallogen overflate produksjonsrate over en bestemt
% tid:
Be_spalprodrate =
  mean(refspalprod.*interpolate(LSD10.tv,LSD10.Be,agegrid));
Al_spalprodrate =
  mean(refspalprod.*ratio.*interpolate(LSD26.tv,LSD26.Al,agegrid));

% Defineres en matrise med 1 cm steg i dybde til berggrunn:

```

```

% Defineres for å lagre myon produksjonsverdier ved forskjellige dyp.
muon_depth = 0:1:round(maxbur*100);
fmuon_prod = nan(4,numel(muon_depth));
nmuon_prod = nan(4,numel(muon_depth));

%Gjennomsnittlig myon produksjonsrate:
for i_muon = 1:numel(muon_depth)
    [fmuon_prod(1,i_muon), nmuon_prod(1,i_muon)]
    = CP_P_mu_totalLSD(muon_depth(i_muon) *
    r_density,LSD10.pressure,meanRC,meanSPhi,consts,10,'no');
    [fmuon_prod(2,i_muon), nmuon_prod(2,i_muon)]
    = CP_P_mu_totalLSD(muon_depth(i_muon) *
    r_density,LSD10.pressure,meanRC,meanSPhi,consts,26,'no');
    [fmuon_prod(3,i_muon), nmuon_prod(3,i_muon)] =
    CP_P_mu_totalLSD((muon_depth(i_muon)+depth_ice) *
    r_density,LSD10.pressure,meanRC,meanSPhi,consts,10,'no');
    [fmuon_prod(4,i_muon), nmuon_prod(4,i_muon)] =
    CP_P_mu_totalLSD((muon_depth(i_muon)+depth_ice) *
    r_density,LSD10.pressure,meanRC,meanSPhi,consts,26,'no');
end
%=====

```

Beregninger

Start av landskapshistorie simuleringen:

```

% Lager en matrise til å lagre godkjente resultater:
res_acc = struct('values', nan(1, 13), 'lowering', nan(1,
    7), 'events', nan(1, maxbur), 'thickn', nan(1, maxbur+1));

% Lage matrise for godkjente resultat til plukkehendelser.
innerbest = nan(maxnoresults, 10);

% Lage matrise for beste resultat til hver endring av miljøparameter.
% Matrisen vil bestå av de beste resultatene som brukes i 3D- og 4D-
plott.
bestofbest = nan(1, 10);

numb_runs = 0; % Totalt antall forsøk i simulering.
counter_exp = 0; % Teller alle vellykkede forsøk/godkjente historier.
counter_best = 0; % Teller beste resultat for hver endring i
    parametre.

% Viser hvor langt simuleringen har kommet.
if usewaitbar
    fprintf('\n starter MC-simulering')
    fprintf('%7d/%7d',0, 0)
end

Miljøparametre Definerer miljøvariabler: 1) terskel ved isoverdekning 180, 2) Hvor mange
isoverdekninger, 3) Subaerisk erosjonsrate.

% 1) Setter terskelverdier for 180 og definerer overdekning- (bur) og
% eksponeringsintervallene (exp):

```

```

for i_threshold = threshold_size

threshold = thresholds(i_threshold); %Finner hvilke 180 verdi
exp_dur = exp_data(:,i_threshold); %Finner eksponeringsepisoder for
180
bur_dur = bur_data(2:end,i_threshold); %Finner overdekningsepisoder
for 180
exptimes = exp_dur(~isnan(exp_dur)); %fjerner NAN
burtimes = bur_dur(~isnan(bur_dur)); %fjerner NAN

% Snur vektorene, må ha de eldste intervallet først.
texp      = flipud(exptimes)' * 1000; %Konverterer eksponering fra
ka til a.
texp(1,end) = deglac * 1000; % Det siste intervallet i interglasial
tid er kjent.
tbur      = flipud(burtimes)' * 1000; %Konverterer overdekning fra
ka til a.
maxbur    = numel(tbur); %Setter total antall for tbur
(overdekninger).

% 2) Finner hvor mange overdekninger som er til bestemt terskelverdi:
for i_burnumb = [minbur:1:maxbur]
    burnumb = i_burnumb;
    bur_index = maxbur+1 - burnumb; %Hvor en skal starte i
overdeknings vektoren.
    burev     = bur_index:maxbur; % Definerer antall
overdekninger i vektoren.

% 3) Setter subaerisk erosjonsrate:
for i_erate = sae_erate

    eros = i_erate/10000; %Konverterer fra m/Ma til cm/a.
    elambda = zeros(1,6);

    % Definerer desintegrasjon med hensyn til subaerisk
erosjon.
    elambda(1) = Be_lambda + eros*r_density/
neu_atten; %spallogen 10Be
    elambda(2) = Al_lambda + eros*r_density/
neu_atten; %spallogen 26Al
    elambda(3) = Be_lambda + eros*r_density/1510; %negativ
myon 10Be (Heisinger et al., 2002a)
    elambda(4) = Al_lambda + eros*r_density/1510; %negativ
myon 26Al (Heisinger et al., 2002a)
    elambda(5) = Be_lambda + eros*r_density/4320; %Hurtig
myon 10Be (Heisinger et al., 2002b)
    elambda(6) = Al_lambda + eros*r_density/4320; %Hurtig
myon 26Al (Heisinger et al., 2002b)

Plukkehendelser 1) Hvor mange blokker, 2) Hvilke tid plukking skjer, 3) Hvor tykke.

if usewaitbar

```

```

        fprintf('\b\b\b\b\b\b\b\b\b\b\b\b\b\b\b\b\b%7d/%7d',
counter_best,i_threshold)
        end

        noresult = true; % Nullstiller noresult
        counter_att = 0; % Nullstiller forsøk igjennom innerloop
        anser      = false; % ingen godkjente i løp av 10 000
forsøk

        % Nullstiller matriser for godkjente resultater av
plukking
        innerbest(:) = nan;
        conter_cor   = 0; % Teller vellykket antall for 10 000
ganger

        while noresult

            counter_att = counter_att + 1;
            numb_runs = numb_runs + 1;

            % 1) Antall plukkehendelser:
            rand_numbplkev = randperm(burnumb); % Lager en vektor i
tilfeldig rekkefølge
            numb_plkev = rand_numbplkev(1); % Velger det første tallet
i rekken som antall plukkehendelser

            % 2) I hvilke begravning skjedde plukking i:
            rand_burev = burev(randperm(numel(burev)));
            plk_events = sort(rand_burev(1:numb_plkev));

            % 3) Tykkelse for hver plukking:
            plk_thick = ceil(avthick + stdthick*randn(1,numb_plkev));

            % Hendelser av plukking:
            cum_plk = [0, cumsum(plk_thick)];

% Finner endring i dybde til berggrunn for denne landskapshistorien.
        % Vektor som viser tykkelsen av plukking i alle
intervaller:
            plk_event=zeros(1,maxbur);
            plk_event(1,plk_events)=plk_thick;
            plk_d=plk_event(:,bur_index:maxbur);

            % Finner subaerisk erosjon for hvert intervall:
            eros_t=round(eros.*texp(:,bur_index:maxbur));
            % Vektor som viser total fjerning av berggrunn i per.
runde i
            % for loop:
            tot_depth = eros_t + plk_d;

            % Endring i dyp med exp/bur intervaller:
            cum_eros = [0, cumsum(tot_depth)];

```

```

% Setter endring i dypt mot myon dyp:
depth_index = find(cum_eros(end) == muon_depth);

```

Utrekning av simulert konsentrasjon

```

% Definerer en felles vektor for subaerisk erosjon og
glasial plukking:
eros_events = (bur_index:1:maxbur);
numb_events = numel(bur_index:1:maxbur);
% Korte ned uttrykk:
spall_z      = (r_density/neu_atten);
% nullstiller arv:
burbe        = 0;
bural        = 0;

% Utrekning for alternativt eksponerings- og
overdekningsintervaller:
for k = bur_index:1:maxbur
    expbe = burbe*exp(-elambda(1)*texp(k)) +
(Be_spalprodrate/elambda(1))*(1-exp(-elambda(1)*texp(k)))*exp(-
muon_depth(depth_index)*spall_z) + (fmuon_prod(1,depth_index)/
elambda(5))*(1-exp(-elambda(5)*texp(k))) + (nmuon_prod(1,depth_index)/
elambda(3))*(1-exp(-elambda(3)*texp(k)));
    expal = bural*exp(-elambda(2)*texp(k)) +
(Al_spalprodrate/elambda(2))*(1-exp(-elambda(2)*texp(k)))*exp(-
muon_depth(depth_index)*spall_z) + (fmuon_prod(2,depth_index)/
elambda(6))*(1-exp(-elambda(6)*texp(k))) + (nmuon_prod(2,depth_index)/
elambda(4))*(1-exp(-elambda(4)*texp(k)));

    burbe = expbe*exp(-Be_lambda*tbur(k)) +
(Be_spalprodrate/Be_lambda)*(1-exp(-Be_lambda*tbur(k)))*exp(-
(muon_depth(depth_index)+depth_ice)*spall_z) +
(fmuon_prod(3,depth_index)/Be_lambda)*(1-exp(-Be_lambda*tbur(k))) +
(nmuon_prod(3,depth_index)/Be_lambda)*(1-exp(-Be_lambda*tbur(k)));
    bural = expal*exp(-Al_lambda*tbur(k)) +
(Al_spalprodrate/Al_lambda)*(1-exp(-Al_lambda*tbur(k)))*exp(-
(muon_depth(depth_index)+depth_ice)*spall_z) +
(fmuon_prod(4,depth_index)/Al_lambda)*(1-exp(-Al_lambda*tbur(k))) +
(nmuon_prod(4,depth_index)/Al_lambda)*(1-exp(-Al_lambda*tbur(k)));

    % Endrer dybde etter eventuell erosjon for bestemt
    % eksponerings og begravningsintervall:
    for i_plk = 1:numb_events
        if k == eros_events(i_plk)
            depth_index = find(cum_eros(end-i_plk) ==
muon_depth);
        end
    end
end % slutte på loop for bur_index:1:maxbur:

% Endring av konsentrasjon siden tiden til deglasiasjon av
flate:
expbe = burbe*exp(-elambda(1)*texp(maxbur+1)) +
(Be10_spprod/elambda(1))*(1-exp(-elambda(1)*texp(maxbur+1)))*exp(-

```

```

muon_depth(depth_index)*spall_z) + (Be10_fmuprod/elambda(5))*(1-
exp(-elambda(5)*texp(maxbur+1))) + (Be10_nmuprod/elambda(3))*(1-exp(-
elambda(3)*texp(maxbur+1)));
    expal = bural*exp(-elambda(2)*texp(maxbur+1)) +
    (Al26_spprod/elambda(2))*(1-exp(-elambda(2)*texp(maxbur+1)))*exp(-
muon_depth(depth_index)*spall_z) + (Al26_fmuprod/elambda(6))*(1-
exp(-elambda(6)*texp(maxbur+1))) + (Al26_nmuprod/elambda(4))*(1-exp(-
elambda(4)*texp(maxbur+1)));

    %Forskjellen fra simulert verdi og målt verdi til flate.
    chi2 = ((expbe - Be_concs) / Be_errs).^2 + ((expal -
Al_concs) / Al_errs).^2;

    tot_hist =
    (sum(texp(bur_index:end))+sum(tbur(bur_index:end)))/10^6; %i Ma
    last_plkev = (sum(tbur(plk_events(end):end)) +
sum(texp(plk_events(end)+1:end)))/10^3;
    av_exp = (sum(texp(bur_index:end))*10^-6)/tot_hist;

    %Sjekker om verdien i simulering er innenfor sigma 1
usikkerhet til målt konsentrasjon.
    if (Be_concs - sigma*Be_errs <= expbe) && (expbe <=
Be_concs + sigma*Be_errs)
        if (Al_concs - sigma*Al_errs <= expal) && (expal <=
Al_concs + sigma*Al_errs)
            anser = true; % Har godkjente historier i
denne innerloop
            counter_exp = counter_exp + 1; % Vellykket svar
            conter_cor = conter_cor +1; % Antall vellykket for
bestemte verdier ytterloop

            % Lagring:
            res_acc.values(counter_exp, 1:13) = [chi2,
counter_exp, threshold, burnumb, maxbur, eros*10000, numb_runs,
numb_plkev, plk_events(end), cum_plk(2), max(cum_eros), sum(eros_t),
max(cum_plk)];
            res_acc.events(counter_exp, 1:numb_plkev) =
plk_events(end:-1:1);
            res_acc.thickn(counter_exp, 1:numb_plkev) =
plk_thick; %res_acc.(strname).thickn(i_antall, 1:numb_plkev+1) =
cum_plk;
            res_acc.lowering(counter_exp, 1) = numb_plkev/
tot_hist; %lowering frequency = number of events/tot_hist in Ma-1
            res_acc.lowering(counter_exp, 2) =
(sum(plk_thick)/100)/tot_hist; % Episodisk erosjon i m Ma-1
            res_acc.lowering(counter_exp, 3:7) =
[(sum(plk_thick)/100)/numb_plkev, sum(plk_thick)/100, tot_hist,
av_exp*100, last_plkev];

            % Lagring av de beste resultatene i innerloop:
            innerbest(conter_cor,1:10) = [chi2, threshold,
burnumb, eros*10000, tot_hist, numb_runs, numb_plkev, max(cum_eros),
sum(eros_t), max(cum_plk)];

```

```

        end
    end

    if counter_att == maxnoresults %Bryter inner loop ved 10
000 kjøringer
        noresult = false;

        % Lagrer beste verdi for denne inner loopen.
        if anser
            counter_best = counter_best + 1; %teller antall
bestofbest resultat
            minchi2 = min(innerbest(:,1));
            row = min(find(innerbest(:,1) == minchi2));
            bestofbest(counter_best,:) = innerbest(row,:);
        end
    end

    end % Inner loop, (plukkehendelser)

end % Erosjon (subaerisk)
end % Antall isoverdekninger
end % Terskelverdier (hvilke terskel isoverdekning skjer til)
%=====

```

Eksporterer alle godkjente landskapshistorier til tekst fil.

```

% REN_1516_bfb_lambda = bestofbest;
% save REN_1516_bfb_lambda
% REN_1516_res_lambda = res_acc;
% save REN_1516_res_lambda

% Spiller av resultat til simulert prøvedata
fprintf('\n Alle løsninger funnet')
fprintf('%7d/%7d', counter_best,i_threshold)
sumchi2 = min(bestofbest(:,1));
index = find(res_acc.values(:,1) == sumchi2);
index = min(index);

fprintf('\n Optimal løsning')
fprintf('\n sumchi2: %e', sumchi2)
fprintf('\n')
disp([' threshold: ' num2str(res_acc.values(index,3))]);
disp([' antall begravinger: ' num2str(res_acc.values(index,4))]);
disp([' erate: ' num2str(res_acc.values(index,6))]);
disp([' tot_hist: ' num2str(res_acc.lowering(index,5))]);
disp([' episodisk erosjon: ' num2str(res_acc.lowering(index,2))]);

```

Figurer

Matrise med verdier til 3D- og 4D-plott:

```
verdier = bestofbest(:,1:5);
```

```

% Forskjellige figurer:
%1) Fremvisning av data 2D

```

```

%2) Fremvisning av data 3D, der begravings verdi er en konstant.
%3) Fremvisning av data 3D, der terskel verdi er konstant.
%4) Fremvisning av data 3D, der subaerisk erosjon er konstant.
%5) Fremvisning av data 4D, viser, terskel, overdekning, subaerisk
    erosjon med chi2 verdi.

```

1)

Histogrammer av godkjente verdier til alternative landskapshistorier.

```

%For å finne de laveste 10% av 1 sigma til målt konsentrasjon.
x=0;
max_chi2=((sigma*Be_errs + Be_concs) - Be_concs) / Be_errs).^2 +
  ((sigma*Al_errs + Al_concs) - Al_concs) / Al_errs).^2;
chi2_norm=(res_acc.values(:,1) ./ max_chi2); %Normaliserer
min_res=nan(1,1);
for i= 1:numel(res_acc.values(:,1))
    anser= false;
if (chi2_norm((i),1)<= 0.1) %Setter øvre chi2 verdi (0.2--> 10%)
    anser = true;
    if anser
        x=x+1;
        min_res(x,1)= i;
    end
end
end
min_res_acc.values = res_acc.values(min_res,:);
min_res_acc.lowering = res_acc.lowering(min_res,:);

figure
subplot(3,2,1)
hold on;
nbins = 40;
histogram(res_acc.values(:,1),nbins); %chi2
hold on;
line([res_acc.values(index,1), res_acc.values(index,1)],
  ylim, 'LineWidth', 1, 'Color', 'r');
% line([max(min_res_acc.values(:,1)), max(min_res_acc.values(:,1))],
  ylim, 'LineWidth', 1, 'Color', 'k','linestyle','--');
xlabel('\chi^{2}');
ylabel('Antall');
%title('Verdi Chi2 (res)');

subplot(3,2,2)
hold on;
nbins =
  numel((min(res_acc.values(:,3)):0.05:max(res_acc.values(:,3))));
histogram(res_acc.values(:,3)) % Terskelverdier
hold on;
line([res_acc.values(index,3), res_acc.values(index,3)],
  ylim, 'LineWidth', 1, 'Color', 'r');
% line([min(min_res_acc.values(:,3)), min(min_res_acc.values(:,3))],
  ylim, 'LineWidth', 1, 'Color', 'k','linestyle','--');

```

```

% line([max(min_res_acc.values(:,3)), max(min_res_acc.values(:,3))],
ylim, 'LineWidth', 1, 'Color', 'k','linestyle','--');
% line([3.93,3.93], ylim, 'LineWidth', 1, 'Color',
'b','linestyle','--');
% line([4.32,4.32], ylim, 'LineWidth', 1, 'Color',
'b','linestyle','--');
% line([4.25,4.25], ylim, 'LineWidth', 1, 'Color',
'b','linestyle','-');
xlim([3.6 4.6])
xlabel('Terskelverdier  $\Delta^{18}O$  (permil)');
ylabel('Antall');
%title('Fordeling av terskler (res)');

subplot(3,2,3)
hold on;
nbins = minbur:1:max(res_acc.values(:,4));
histogram(res_acc.values(:,4),nbins); % Antall overdekninger
hold on;
% line([min(min_res_acc.values(:,4)), min(min_res_acc.values(:,4))],
ylim, 'LineWidth', 1, 'Color', 'k','linestyle','--');
% line([max(min_res_acc.values(:,4)), max(min_res_acc.values(:,4))],
ylim, 'LineWidth', 1, 'Color', 'k','linestyle','--');
line([res_acc.values(index,4), res_acc.values(index,4)],
ylim, 'LineWidth', 1, 'Color', 'r');
xlabel('Antall overdekninger');
ylabel('Antall');
%title('Fordeling av begravinger (res)');

subplot(3,2,4)
hold on;
nbins = numel(min(res_acc.values(:,6)):0.1:max(res_acc.values(:,6)));
histogram(res_acc.values(:,6),nbins); % Subaerisk erosjonsrate
xlim([0 5.1])
hold on;
line([res_acc.values(index,6), res_acc.values(index,6)],
ylim, 'LineWidth', 1, 'Color', 'r');
% line([min(min_res_acc.values(:,6)), min(min_res_acc.values(:,6))],
ylim, 'LineWidth', 1, 'Color', 'k','linestyle','--');
% line([max(min_res_acc.values(:,6)), max(min_res_acc.values(:,6))],
ylim, 'LineWidth', 1, 'Color', 'k','linestyle','--');
% line([0.2,0.2], ylim, 'LineWidth', 1, 'Color',
'b','linestyle','--');
% line([1.7,1.7], ylim, 'LineWidth', 1, 'Color',
'b','linestyle','--');
% line([0.2,0.2], ylim, 'LineWidth', 1, 'Color', 'b','linestyle','-');
xlabel('Subaerisk erosjonsrate (mm/ka)');
ylabel('Antall');
%title('subaerisk erosjon (res)')

subplot(3,2,5)
hold on;
nbins =
numel(min(res_acc.lowering(:,2)):0.1:max(res_acc.lowering(:,2)));
histogram(res_acc.lowering(:,2),nbins); % Episodisk erosjonsrate

```

```

hold on;
line([res_acc.lowering(index,2), res_acc.lowering(index,2)],
      ylim, 'LineWidth', 1, 'Color', 'r');
% line([min(min_res_acc.lowering(:,2)),
        min(min_res_acc.lowering(:,2))], ylim, 'LineWidth', 1, 'Color',
        'k','linestyle','--');
% line([max(min_res_acc.lowering(:,2)),
        max(min_res_acc.lowering(:,2))], ylim, 'LineWidth', 1, 'Color',
        'k','linestyle','--');
% line([2.5,2.5], ylim, 'LineWidth', 1, 'Color',
        'b','linestyle','--');
% line([4.8,4.8], ylim, 'LineWidth', 1, 'Color',
        'b','linestyle','--');
% line([1,1], ylim, 'LineWidth', 1, 'Color', 'b','linestyle','-');
xlabel('Episodisk erosjonsrate (mm/ka)');
ylabel('Antall');

subplot(3,2,6)
hold on;
nbins =
    numel(min(res_acc.lowering(:,5)):0.1:max(res_acc.lowering(:,5)));
histogram(res_acc.lowering(:,5),nbins); % Total kompleks historie
    (alder)
xlim([0 3.5])
hold on;
line([res_acc.lowering(index,5), res_acc.lowering(index,5)],
      ylim, 'LineWidth', 1, 'Color', 'r');
% line([min(min_res_acc.lowering(:,5)),
        min(min_res_acc.lowering(:,5))], ylim, 'LineWidth', 1, 'Color',
        'k','linestyle','--');
% line([max(min_res_acc.lowering(:,5)),
        max(min_res_acc.lowering(:,5))], ylim, 'LineWidth', 1, 'Color',
        'k','linestyle','--');
% line([res_acc.lowering(index,5), res_acc.lowering(index,5)], ylim,
        'LineWidth', 1, 'Color', 'r');
% line([0.8,0.8], ylim, 'LineWidth', 1, 'Color',
        'b','linestyle','--');
% line([2.1,2.1], ylim, 'LineWidth', 1, 'Color',
        'b','linestyle','--');
% line([1,1], ylim, 'LineWidth', 1, 'Color', 'b','linestyle','-');
xlabel('Alder (Ma)');
ylabel('Antall');

```

2)

3D-plott av xz, planetet til subaerisk erosjon og terskelverdier: Da vises erosjon mot terskel: x=erosjon, y=burnumb, z=terskel

```

% Velger hvilket begravningsnummer(y) planet xz skal være på:
% Finner alle verdier med begravnings nr:
yy = find(verdier(:,3) == 40);

% Definerer planet xz for alle verdier med bestemt begravnings nr:

```

```

xz= verdier(yy,:);

% Lager en tom matrise med erosjon- og terskelverdier til Chi2
verdier:
matrise = nan(numel([0:0.1:max(xz(:,4))]),numel(threshold_size));

%Finner alle (z) terskelverdier for hvert intervall erosjon (x):
for i =1:numel([0:0.1:max(xz(:,4))]); %alle erosjonsrater
    eros= sae_erate(i);

    % Finner alle terskelverdier for (i) bestemt erosjonsrate
    index = find(xz(:,4) == eros);

    % Går igjennom hver verdi:
    for d = 1:numel(index);
        verdi=index(d);

        % Finner terskelverdier for (i):
        thres_verdi= xz(verdi,2);

        % Plasserer Chi2 på riktig plass i matrisen:
        for x= 1:numel(threshold_size);
            thres=thresholds(x); %sammenligner slik at en kan sette inn i
matriks
            if thres == thres_verdi;
                matrise(i,x) = xz(verdi,1);
            end
        end
    end
end
end

figure
surf(thresholds,[0:0.1:max(xz(:,4))],matrise)
xlabel('Terskelverdier');
ylabel('Subaerisk erosjon');
zlabel('Chi2');
title('Terskel mot subaerisk erosjon');

figure
meshc(thresholds,[0:0.1:max(xz(:,4))],matrise)
xlabel('Terskels');
ylabel('Subaerisk erosjon');
zlabel('Chi2');
title('Terskel mot erosjon');

figure
subplot(1,2,1)
hold on;
imagesc(thresholds,sae_erate,matrise);
axis([3.7 4.5 0 6.5]);
xlabel('Terskel');
ylabel('Subaerisk erosjon');
cc= colorbar('southoutside');
title(cc,'Chi2');

```

```

subplot(1,2,2)
hold on;
contourf(thresholds,sae_erate,matrise)
xlabel('Terskelverdier');
ylabel('Subaerisk erosjon');
cc=colorbar('southoutside');
title(cc,'Chi2');
hold off;

```

3)

3D-plott av xy-planet av subaerisk erosjon og isoverdekninger: x=erosjon, y=burnumb, z=terskel Finner alle verdier på planet xy med terskelverdien:

```

zz = find(verdier(:,2) ==3.95);

% Lager ny matrise for figur med kun 10% av 1sigma usikkerhet til målt
% konsentrasjon:
x=0;
%Finner max chi2 verdi for simuleringer innenfor 1sigma usikkerhet.
max_chi2=(((sigma*Be_errs + Be_concs) - Be_concs) / Be_errs).^2 +
  (((sigma*Al_errs + Al_concs) - Al_concs) / Al_errs).^2;

% Finner verdier innnfor max_chi2:
min_zz=nan(1,1);
for i= 1:numel(zz)
  anser= false;
  if (verdier(zz(i),1)<= max_chi2*0.1) %Setter øvre chi2-verdi til
    (0.2--> 10%)
    anser = true;
    if anser
      x=x+1;
      min_zz(x,1)=zz(i);
    end
  end
end
end
% Definerer planet xz:
xy= verdier(zz,:);
min_xy=verdier(min_zz,:);

% Matrise x=erosjon, y=isoverdekninger
matrise = nan(numel(sae_erate),max(xy(:,3)));
min_matrise = nan(numel([0:0.1:max(min_xy(:,4))]),max(xy(:,3)));

% Finner alle isoverdekninger for hvert intervall i x (subaerisk
  erosjon)
for i =1:(numel(sae_erate)); % Alle subaeriske erosjonsrater
  eros= sae_erate(i);

  index = find(xy(:,4) == eros); %Hvilke row som inneholder (i)

  % Går igjennom hver verdier:

```

```

for d = 1:numel(index);
    verdi=index(d);
    bur_numb= xy(verdi,3); % Finner verdier for hver bestemte erosjon

    % Finner antall isoverdekninger
    for x= 1:max(xy(:,3)); % Isoverdekning
        burnumb=x;
        % Sammenligner slik at en kan sette inn i matriks
        if burnumb == bur_numb;
            matrise(i,x) = xy(verdi,1);
        end
    end
end
end

%For alle verdier under bestemt prosent av 1sigma med bestemt
terskelverdi:
%Finner alle begravningsnummer for hvert intervall i x (erosjon)
for i =1:(numel(sae_erate)); % Alle subaeriske erosjons rater
    eros= sae_erate(i);

    index = find(min_xy(:,4) == eros); %Hvilke row som inneholder (i)

    % Går igjennom hver verdier:
    for d = 1:numel(index);
        verdi=index(d);
        bur_numb= min_xy(verdi,3); % Finner verdier for hver bestemte
erosjon

        % Finner antall isoverdekninger
        for x= 1:max(min_xy(:,3)); % Isoverdekninger
            burnumb=x;
            % Sammenligner slik at en kan sette inn i matriks
            if burnumb == bur_numb;
                min_matrise(i,x) = min_xy(verdi,1);
            end
        end
    end
end

end

% Figur for prosent av 1 sigma usikkerhet:
figure
surfc([1:1:max(xy(:,3))],[0:0.1:max(min_xy(:,4))],min_matrise)
xlim([15 55])
ylim([0 1])
zlim([0 2])
cc=colorbar('vertical');
title(cc,'\chi^{2}')
xlabel('Antall overdekninger');
ylabel('Subaerisk erosjonsrate (mm/ka)');
zlabel('\chi^{2}');
%title('Erosjon mot begravning');

% Figur med simulert usikkerhet:

```

```

figure
surf([1:1:max(xy(:,3))],sae_erate,matrise)
cc=colorbar('vertical');
title(cc, '\chi^{2}')
xlim([0 55])
ylim([0 4])
zlim([0 2])
xlabel('Antall overdekninger');
ylabel('Subaerisk erosjonsrate (mm/ka)');
zlabel('\chi^{2}');
%title('Erosjon mot begraving');

figure
subplot(1,2,1)
hold on;
contourf([1:1:max(xy(:,3))],[0:0.1:max(min_xy(:,4))],min_matrise);
axis([minbur max(xy(:,3)) 0 2]);
%caxis([0 2])
cc=colorbar('southoutside');
title(cc, 'Chi2');
xlabel('Begravinger');
ylabel('Erosjon');

subplot(1,2,2)
hold on;
contourf([1:1:max(xy(:,3))],sae_erate,matrise)
axis([minbur max(xy(:,3)) 0 2]);
caxis([0 2])
cc=colorbar('southoutside')
xlabel('Begravinger');
ylabel('Erosjon');
title(cc, 'Chi2');
hold off;

```

4)

3D modell av yz-planet mellom isoverdekning og terskelverdier: x=erosjon, y=burnumb, z=terskel Finner alle verdier på planet yz med subaerisk erosjon:

```

xx = find(verdier(:,4) ==0.2);

% Vektlegger en prosentandel av målt usikkerhet:
x=0;
min_xx=nan(1,1);
for i= 1:numel(xx)
    anser= false;
    if (verdier(xx(i),1)<= max_chi2*0.1); % (0,1 --> 10%)
        anser = true;
        if anser
            x=x+1;
            min_xx(x,1)=xx(i);
        end
    end
end

```

```

end

% Definerer planet xz:
yz= verdier(xx,:);
min_yz=verdier(min_xx,:);

% Matrise y=burnumb, z=terskel
matrise = nan(max(yz(:,3)), numel(thresholds));
min_matrise = nan(max(min_yz(:,3)), numel(thresholds));

%Finner alle terskelverdier for isoverdekninger:
for i =1:max(yz(:,3)); %alle erosjons rater
    burnumb= (i);

    index = find(yz(:,3) == burnumb); %Hvilke row som inneholder (i)

    for d = 1:numel(index);
        verdi=index(d);

        % Finner terskelverdi for (i):
        thres_verdi= yz(verdi,2);

        % Plasserer Chi2 på riktig plass i matrisen:
        for x= 1:numel(threshold_size);
            thres=thresholds(x); %sammenligner slik at en kan sette inn i
matriks
            if thres == thres_verdi;
                matrise(i,x) = yz(verdi,1);
            end
        end
    end
end
end

%For alle verdier under bestemt chi2 verdi med subaerisk erosjon:
for i =1:max(min_yz(:,3)); %alle erosjons rater
    burnumb= (i);

    index = find(min_yz(:,3) == burnumb); %Hvilke row som
inneholder (i)

    % Går igjennom hver verdier:
    for d = 1:numel(index);
        verdi=index(d);

        % Finner terskel-verdi for (i):
        thres_verdi= min_yz(verdi,2);

        % Finner antall begravinger
        % Plasserer Chi2 på riktig plass i matrisen:
        for x= 1:numel(threshold_size);
            thres=thresholds(x); %sammenligner slik at en kan sette inn i
matriks
            if thres == thres_verdi;
                min_matrise(i,x) = min_yz(verdi,1);
            end
        end
    end
end

```

```

        end
    end
end
end
figure
surfc(thresholds, [1:1:max(yz(:,3))],matrise) %meshc
cc=colorbar('vertical');
title(cc, '\chi^{2}')
xlabel('\delta^{18}O-terskelverdier');
ylabel('Antall overdekninger');
zlabel('\chi^{2}');
xlim([3.7 4.5])
ylim([0 58])
zlim([0 2])

figure
surfc(thresholds, [1:1:max(min_yz(:,3))],min_matrise)
cc=colorbar('vertical');
title(cc, '\chi^{2}')
xlabel('\delta^{18}O-terskelverdier');
ylabel('Antall overdekninger');
zlabel('\chi^{2}');
%title('Erosjon mot begravning');
xlim([3.7 4.5])
ylim([0 58])
zlim([0 2])

```

5)

4D-figur der chi2 er plotter for bestemte terskelverdier, isoverdekninger og subaeriske erosjonsrater. x=subaerisk, y=overdekning, z=terskelverdi, c=chi2

```

%For å minske chi2, MAKERES UT NÅR IKKE I BRUK!
% x=0;
% min_verdier=nan(1,1);
% for i= 1:numel(verdier(:,1))
%     anser= false;
%     if (verdier((i),1)<= 0.2) %Setter øvre chi2 verdi (0.2--> 10%)
%         anser = true;
%         if anser
%             x=x+1;
%             min_verdier(x,1)= i;
%         end
%     end
% end
% end
% verdier = verdier(min_verdier,:);
% bestofbest = bestofbest(min_verdier,:);

% Lager en matrise med, x-y-z akse og chi2 verdier for hvert punkt:
matrise = nan(numel(sae_erate),max(verdier(:,3)),numel(thresholds));
for z = 1:numel(thresholds)

```

```

zz = find(verdier(:,2) == thresholds(z)); % Finner alle verdier ved
terskel

% Definerer planet xz:
xy= verdier(zz,:);

% Finner alle verdier erosjonsrater for hvert intervall terskelverdi:
for i =1:(numel(sae_erate)); % Alle erosjons rater
    eros= sae_erate(i);
    index = find(xy(:,4) == eros); % Antall per erosjon

    for d = 1:numel(index);
        g=index(d);
        a= xy(g,3); % Finner verdi for hver enkelt verdi med bestem
erosjon

        for x= 1:max(verdier(:,3)); % Overdekning
            burnumb=x; % Sammenligner slik at en kan sette inn i matrise
            if burnumb == a;
                matrise(i,x,z) = xy(g,1);
            end
        end
    end
end
end
end

[x,y,z,v] = flow;
figure;
xslice = [0:1:58]; % Isoverdekning
yslice = [0:0.1:5]; % Subaerisk erosjon
zslice = [3.7:0.05:4.5];% Terskelverdier
slice([1:1:max(verdier(:,3))],sae_erate,thresholds,matrise,xslice,yslice,zslice);
view(3);
axis([0 58 0 5 3.7 4.5]);
grid on;
colormap(jet(64));
cc=colorbar('vertical');
title(cc, '\chi^{2}')
shading interp;
xlabel('Antall overdekninger');
ylabel('Subaerisk erosjonsrate (mm/ka)');
zlabel('\delta^{18}O-terskelverdier');
%title('Chi2 ved forskjellige miljø verdier');

```

Published with MATLAB® R2015b