

Jordskjelv som utløser massebevegelser i Norge og stabilitetsanalyse av Preikestolen med seismisk last

Torbjørn Sletten Haga



Masteroppgave i Geovitenskap

Institutt for Geovitenskap

UNIVERSITETET I BERGEN

November 2019

Sammendrag

Jordskjelv er en av hovedårsakene til massebevegelser i områder med høy seismisk aktivitet. I Norge, som innehar lav-moderat seismisk aktivitet, er det gjort lite forskning på dette. Eneste eksempelet av artikler om dette tema i Norge, er fra jordskjelvet i Nordland i 1819, der flere massebevegelser ble utløst. For å utforske potensialet om flere hendelser, ble jordskjelv med magnituder over 4,5 filtrert ut fra den norske jordskjelvdatabasen. Dette gav totalt 86 jordskjelv, med episenter i og nær de norske landegrensene. Ved å korrelere jordskjelvene mot registrerte skredhendelser i skrednett.no, og rapporterte skredhendelser fra de makroseismiske arkiv, i form av spørreskjemaer, brev, og avisartikler, var det mulig å finne flere hendelser der jordskjelv har utløst massebevegelser i Norge de siste 200 åra. Totalt ble seks hendelser funnet, der jordskjelv utløser massebevegelser i Norge, basert på datasett fra skrednett.no og makroseismiske arkiv. Disse hendelsene er fra 1819 (Nordland), 1904 (Oslo), 1939 (Øst-Agder), 1954 (Hordaland), 1958 (Rogaland), og 1974 (Troms). Typen av massebevegelser som er utløst inkluderer steinsprang, steinskred, leirskred, og jordskred. Resultatene viser også en sammenheng mellom magnitudo og distanseforhold mellom episenter og massebevegelse, men dette forholdet er større enn for tidligere studier som er gjort på dette emnet.

NGU arbeider for øyeblikket å kartlegge potensielt ustabile bergartsformasjoner i Norge. Tidligere studier av stabiliteten til Preikestolen i Rogaland, antyder at det er en stabil formasjon, med lav sannsynlighet til å rase ut. Det demonstreres her hvordan jordskjelv kan påvirke stabiliteten til Preikestolen. Stabilitetsanalysen med seismisk last gjøres i RS2, som er et 2D «Finite Element» program, og som brukes mot ingeniørgeologiske formål. Resultatet av simuleringene angir at Preikestolen vil rase ned ved høye seismiske koeffisienter, som indikerer unormalt høye bakkebevegelser for Norge. Verdiene for de seismiske koeffisientene som vil være kritiske for utrasing av Preikestolen, oppnås ved jordskjelv med magnituder (M_w) på 6,6 og 7,4, langs forkastningene som er lokalisert henholdsvis 13 og 20 kilometer unna Preikestolen. Simuleringer antyder også at stabiliteten til Preikestolen ikke vil påvirkes nevneverdig av jordskjelv med magnituder på mellom 4,0 og 5,5.

Forord

Først og fremst vil jeg takke min hovedveileder Mathilde Bøttger Sørensen, førsteamanuensis ved Universitetet i Bergen, for en interessant, spennende, og utfordrende masteroppgave. Kontinuerlige møter og hjelpsomme kommentarer underveis, har hele tiden gitt meg forsterket motivasjon i arbeidet. Jeg vil også takke min medveileder Katrine Mo, prosjektrådgiver ved NGI, for god og viktig hjelp knyttet til stabilitetsanalysen av Preikestolen med seismisk last, der denne delen av oppgaven også er bygget på hennes masteroppgave ved NTNU, fra 2018. En takk rettes også til Atle Nesje, professor ved Universitetet i Bergen, for korrekturlesing av bakgrunnskapittel om Norges geologiske historie og massebevegelser. Takk også til Universitetet i Bergen for nødvendige datasett og programvarer til denne oppgaven.

Videre vil jeg takke kollegaer ved Sport Outlet Nesttun, og særlig butikksjef Thomas Nordal, for å ha tilrettelagt arbeidstider etter mine ønsker, særlig gjennom innspurten av masteroppgaven. Jeg er takknemlig for å ha hatt en deltidsstilling her gjennom flere år, parallelt som jeg har vært student ved Universitetet i Bergen.

En takk rettes også til fotballmiljøet fra Trott 3 i Bergen, for sportslig og sosialt samvær gjennom flere år. Selv om vi befinner oss på laveste divisjonsnivå i Norge, er dette noe som har gitt meg stor glede. Det har også vært en fin arena for å få ut litt frustrasjon og aggresjon når det trengs.

Til slutt vil jeg takke medstudenter, venner, og familie for inspirasjon og motivasjon til å fullføre masteroppgaven.

Innholdsfortegnelse

Sammendrag	II
Forord	IV
Innholdsfortegnelse	V
1 Innledning	1
1.1 Generell innledning.....	1
1.2 Mål for studiet	3
1.3 Tilgjengelige programvarer	4
1.4 Områdebeskrivelse av Preikestolen.....	5
1.5 Oppsummering av masteroppgaven til Mo (2018).....	5
2 Bakgrunn.....	8
2.1 Norges geologiske historie.....	8
2.2 Tidligere studier om jordskjelvtløste massebevegelser.....	10
2.3 Seismisitet i Norge	16
2.3.1 Seismisitet i Rogaland	20
2.4 Massebevegelser i Norge.....	22
2.4.1 Skred fra fast fjell	26
2.4.2 Jord og flomskred.....	27
2.4.3 Leirskred.....	28
2.4.4 Andre skredtyper.....	29
3 Metoder.....	30
3.1 Metoder for jordskjelvtløste massebevegelser i Norge	30
3.1.1 Analyse av jordskjelvdata i Norge	30
3.1.2 Sammenligning av jordskjelv mot registrerte massebevegelser.....	30
3.1.3 Rapporterte massebevegelser fra makroseismiske arkiver	31
3.1.4 Nedbørsstatistikk fra eKlima	31
3.2 Metoder for stabilitetsanalyse med seismisk last for Preikestolen.....	32
3.2.1 Stabilitetsanalyser	32
3.2.2 RS2.....	36
4 Data	42
4.1 Jordskjelv med potensiale for utløsning av massebevegelser	42
4.2 Utregninger for seismiske input-verdier i RS2	46
4.2.1 Maksimale magnituder for forkastninger i Rogaland	46
4.2.2 Utregning av PGA-verdier ved Preikestolen.....	50

4.2.3	Utregning av seismiske koeffisienter	54
5	Resultater	60
5.1	Jordskjelvtløste massebevegelser i Norge	60
5.1.1	Oppsummering av resultater fra jordskjelvtløste massebevegelser i Norge.....	60
5.1.2	Jordskjelvet i Nordland – 1819/08/31, $M_L=5,8$	62
5.1.3	Jordskjelvet i Oslofjorden - 1904/10/23, $M_L=5,4$	65
5.1.4	Jordskjelvet i Telemark - 1939/10/09, $M_w=4,6$	68
5.1.5	Jordskjelvene i Hordaland - 07/07/1954, $M_L=4,9$	70
5.1.6	Jordskjelvet i Rogaland – 1958/08/06, $M_w=5,4$	72
5.1.7	Jordskjelvet i Troms – 28/04/1974, $M_L=4,7$	75
5.1.8	Hendelser med større usikkerheter	77
5.1.9	Jordskjelvet utenfor Oslofjorden – 1851/04/13, $M_L=4,6$	77
5.1.10	Jordskjelvet utenfor kysten av Trondheim – 1958/01/23, $M_w=5,5$	78
5.1.11	Jordskjelvet utenfor kysten av Møre – 1988/08/08, $M_L=5,3$	79
5.1.12	Jordskjelvet ved kysten av Sogn – 1989/01/23, $M_L=5,2$	80
5.1.13	Jordskjelvet i Hordaland – 2000/08/12, $M_L=4,5$	82
5.2	Stabilitetsanalyse av Preikestolen med seismisk last	84
5.2.1	Input-modeller av Preikestolen.....	84
5.2.2	Simuleringer uten seismisk last.....	85
5.2.3	Rasvolum og skredbevegelse	87
5.2.4	Simuleringer med seismisk last og utvikling av sikkerhetsfaktor.....	93
5.2.5	Simuleringer med høy seismisk last	96
6	Diskusjon	99
6.1	Jordskjelvtløste massebevegelser.....	99
6.1.1	Diskusjon av resultatene	99
6.1.2	Usikkerheter knyttet til jordskjelvtløste massebevegelser.....	101
6.1.3	Skredtyper utløst av jordskjelv i Norge	104
6.1.4	Avstand og magnitudoeforhold mellom episenter og massebevegelse.....	105
6.1.5	Geografisk fordeling av jordskjelvtløste massebevegelser	108
6.1.6	Potensiale for fremtidige jordskjelvtløste massebevegelser	109
6.2	Stabilitetsanalyse av Preikestolen med seismisk last	110
6.2.1	Stabiliteten til Preikestolen under jordskjelvlaster	110
6.2.2	Evaluering av analysemetoder	111
6.2.3	Potensialet for store jordskjelv i nærheten av Preikestolen.....	115
6.2.4	Stabilitetsanalyse av Preikestolen med moderat seismisk last.....	118
6.2.5	Potensiale for generering av tsunami ved utrasing av Preikestolen.....	120

6.3	Videre anbefalte studier	122
7	Konklusjon	123
8	Referanser.....	126
9	Vedlegg.....	131

1 Innledning

1.1 Generell innledning

I områder med høy seismisk aktivitet utløser ofte store jordskjelv ulike typer massebevegelser. Globalt sett er det gjort flere studier på hvordan et jordskjelv utløser ulike typer massebevegelser. Jordskjelvtløste massebevegelser har globalt sett vært dokumentert i over 2000 år, og bare gjennom det siste århundret har det ført til titusenvistapte menneskeliv, og økonomisk tap på mange milliarder dollar (Keefer, 1984). I Norge er jordskjelvtløste massebevegelser lite dokumentert, men siden Norges seismiske aktivitet betegnes som lav til moderat, (Bungum et al., 2009) er mulighetene til stede for at jordskjelv kan utløse massebevegelser fra skrånninger. Frekvensen på massebevegelser i Norge er svært høy, og siden de første registreringene av skred ble gjort, har over 4000 mennesker mistet livet i skredulykker (Furseth, 2006).

Norges velkjente landskap med fjorder, daler, og bratte stigninger er et direkte resultat av glasier og deglasier gjennom kvartær. En konsekvens av dette er flere ustabile fjellsider, og potensielle rasområder. Skred er Norges fremste geofare, der i gjennomsnitt 12-13 mennesker mister livet i skredulykker hvert år. De fleste skred i Norge forekommer i glasielt utviklet landskap med bratte fjellsider, og høye elvebredder, som eksisterer langs nesten hele Norges kystlinje. Likevel kan skred forekomme i nesten alle typer terreng, og ingen landsdel er fri fra skred. Beregninger viser at omtrent 10 % av Norges befolkning lever i områder som er utsatt for ulike typer skred (Furseth, 2006).

Avsetningene fra store fjellskred er lokalisert i bunn av daler eller fjorder, og studier viser at frekvensen av fjellskred i flere norske fjorder er over 1 hendelse på 1000 år (Blikra et al., 2006). Dersom et fjellskred har utløp i en fjord, kan konsekvensene av dette føre til en tsunami, som kan være ødeleggende for mennesker, bygninger, og miljø. Siden 1900 har Norge blitt utsatt for tre tsunamihendelser, der til sammen 174 mennesker mistet livet (Harbitz et al., 2014).

Årsaken til utløsningen av store fjellparti gjennom holocen er fortsatt usikkert, men nøkkelfaktorer for utløsning inkluderer trolig nedbør, seismisk aktivitet, krypeprosesser, og deglasiasjonen etter siste istid. Studier har funne postglasiale forkastninger i to fjellskredsoner, og dette kan indikere at et stort jordskjelv står bak utløsningen av store fjellparti (Blikra et al., 2006). Under siste istid var hele Norge dekket av tykk is på opp mot 3 kilometer på det meste, dette førte til at landet ble presset ned. Da isen smeltet ved inngangen av holocen, ble landet løftet opp som følge av isostatisk likevekt, dette medførte høy seismisk aktivitet med flere store jordskjelv (Bungum et al., 2009). Det antas at større jordskjelv var en medvirkende årsak til å utløse allerede ustabile fjellsider i tiden etter siste istid (Blikra et al., 2006).

Selv om dagens seismisitet er langt lavere enn etter isavsmeltingen, betegnes den likevel som lav-moderat, og er den høyeste i Nord-Europa (Olesen et al., 2013). Norge er ikke bundet til noen direkte platebevegelser, og landet er lokalisert som en passiv kontinentalmargin. Likevel skjer det mange mindre jordskjelv her, som regel med magnituder under 3,5. Bakgrunn for jordskjelv i Norge er hovedsakelig fra «ridge push» kraften ved midthavsryggen i Atlanterhavet, men jordskjelv kan også komme fra andre faktorer som glasialt oppløft etter siste istids deglasiasjon, store sediment avsetninger på havbunnen, og fra topografiske faktorer (Fejerskov & Lindholm, 2000). Med jevne mellomrom skjer det også større jordskjelv, med magnituder over 5.

Det største jordskjelvet i Norge i de siste århundrene er fra 31. august 1819, i Nordland, med magnitudo (M_L) på 5,8. Den 23. oktober 1904, ble også Østlandet rammet av et jordskjelv med magnitudo (M_L) på 5,4 (Bungum et al., 2009). Fra jordskjelvet i 1819 antas det at jordskjelvet utløste flere massebevegelser i Nordland, blant annet et steinskred ($<100\ 000\text{m}^3$), og flere steinsprang (Bungum & Olesen, 2005). Fra vitenskapelige artikler er dette det eneste dokumenterte jordskjelvet som har utløst massebevegelser i Norge de siste århundrene (Kebeasy et al., 2008; Bungum & Olesen, 2005). Det eksisterer derimot noen artikler om jordskjelv som har generert submarine skred, der utløsningen av skredmassene skjer under havnivå.

Jordskjelv kan utløse alle typer av massebevegelser (Keefer, 1984; Jibson, 1996). Når jordskjelv utløser massebevegelser, skiller man ofte mellom tre ulike typer: glidende skred, glidende strømning, og skred i fritt fall. Videre blir glidende skred delt inn i tre typer: sammenhengende masse, oppsprukket masse, og debrisyfylt masse (Tang et al., 2011). Grunnet positiv sårbarhetsfaktor, og lave/moderate jordskjelvmagnituder, forårsaker jordskjelv små konsekvenser i Norge. De største jordskjelvene fra 1904 og 1819 forårsaket noen materielle skader som små ødeleggelser på hus, noen skorsteiner som falt ned, og knuste vindusruter (spørreskjema, makroseismiske arkiv, 1819; spørreskjema makroseismiske arkiv, 1904). Ingen mennesker har trolig mistet livet som følge av jordskjelv i Norge gjennom de siste århundrene. Som følge av dette er det lite trolig at jordskjelv vil føre til store direkte konsekvenser i fremtiden, men de sekundære geofarene som kan utløses av jordskjelv kan komme til å forårsake større skader i fremtiden. Sekundære geofarer som kan utløses av jordskjelv i Norge er massebevegelser, og påfølgende sekundæreffekter av fjellskred med utløp i fjorder, kan generere en tsunami.

1.2 Mål for studiet

Hovedmålet med oppgaven er å finne hendelser der jordskjelv har utløst massebevegelser i Norge gjennom de siste hundreårene, og dermed også finne potensialet for at det kan skje i fremtiden. Dette er en problemstilling det er gjort lite forskning på. Tidligere studier har antydnet at jordskjelv med magnituder over 4, kan utløse massebevegelser fra skråninger (Keefer, 1984). Norge blir regelmessig utsatt for jordskjelv med magnituder over 4,0, og ut ifra tidligere studier (Keefer, 1984; Jibson, 1996) antyder dette at jordskjelv har potensiale for å utløse massebevegelser i Norge.

Den første delen av oppgaven består av å finne hendelser der jordskjelv i Norge ($M > 4,5$) kan ha utløst massebevegelser. Metoden for dette er å sammenligne den norske jordskjelvdatabasen mot skreddatabasen i skrednett.no, samt å finne rapporterte rashendelser fra de makroseismiske arkiv. Langvarig eller intens nedbør er hovedårsaken til utløsninger av massebevegelser, både i Norge, og globalt sett (Høeg et al., 2014). For å undersøke påvirkningsgraden nedbør kan ha hatt for jordskjelvutløste massebevegelser, er det også inkludert nedbørsstatistikk fra eKlima.met.no. Videre kan resultatene fra

jordskjelvtløste massebevegelser i Norge sammenlignes mot tidligere studier, som inkluderer skredtyper som blir utløst, og avstandsforhold mellom episenter og massebevegelse ved ulike magnituder.

Del to av oppgaven går ut på å undersøke hvilken effekt jordskjelv vil ha for stabiliteten i en nærmest vertikal fjellside. I denne oppgaven brukes Preikestolen i Rogaland, som er en av Norges fremste turistattraksjoner. I dette arbeidet brukes et simuleringsverktøy til å evaluere hvordan ulike jordskjelv vil påvirke stabiliteten til Preikestolen. Denne delen av oppgaven er bygget videre fra en tidligere masteroppgave ved NTNU av Mo (2018). Ved å bruke flere metoder som feltundersøkelser, labarbeid, og numeriske analyser var resultatet at Preikestolen er stabil slik den er i dag, men det er usikkert hvordan stabiliteten vil påvirkes fra jordskjelv av ulike magnituder (Mo, 2018). For å bergene stabiliteten til Preikestolen med seismisk last, brukes RS2, utviklet av Rocscience.

1.3 Tilgjengelige programvarer

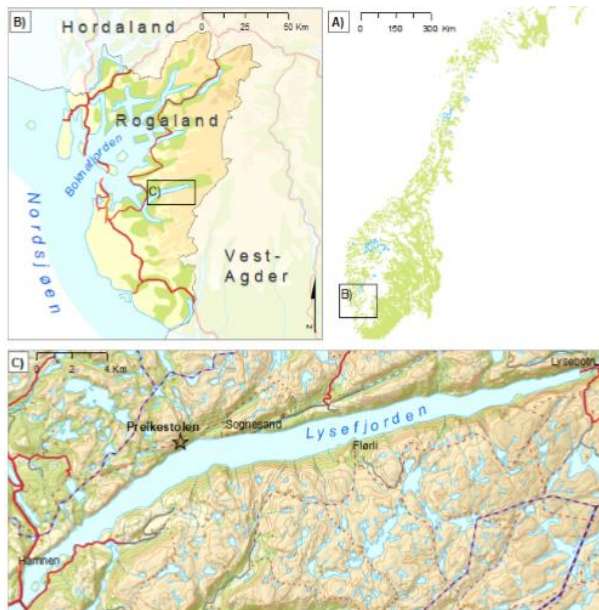
Tabell 1.3-1 gir en oversikt over programvarer og datasett som brukes i denne oppgaven, samt deres formål.

Tabell 1.3-1: Oversikt over tilgjengelige programvarer og datasett som brukes i denne oppgaven.

Programvare/datasett	Tilgjengelig hos	Formål
RS2	Rocscience/UiB	Stabilitetsanalyse av Preikestolen
SEISAN	UiB	Filtrere jordskjelv fra den Norske jordskjelvdatabasen
Makroseismiske arkiv	UiB	Se etter rapporterte skredhendelser i forbindelse med jordskjelv
Matlab	UiB	Utrekninger og grafer
Dmap.no	Fri tilgjengelighet	Registrere forkastninger nær Preikestolen
Google Earth	Fri tilgjengelighet	Kartlegge jordskjelv og forkastninger
Skrednett.no	Fri tilgjengelighet	Registrerte skredhendelser
eKlima.met.no	Fri tilgjengelighet	Nedbørsstatistikk
Excel	Fri tilgjengelighet	Grafer

1.4 Områdebeskrivelse av Preikestolen

Preikestolen er en av Norges mest kjente bergartsformasjoner, og er lokalisert nordøst langs den 42 kilometer lange Lysefjorden, i Rogaland. På begge sider av fjorden er det bratte, nær vertikale dalsider, og Preikestolen er lokalisert på den nordlige siden av fjorden. Flere hundretusen mennesker besøker Preikestolen årlig, noe som utgjør det til et av Norges fremste turistmål (Mo, 2018).



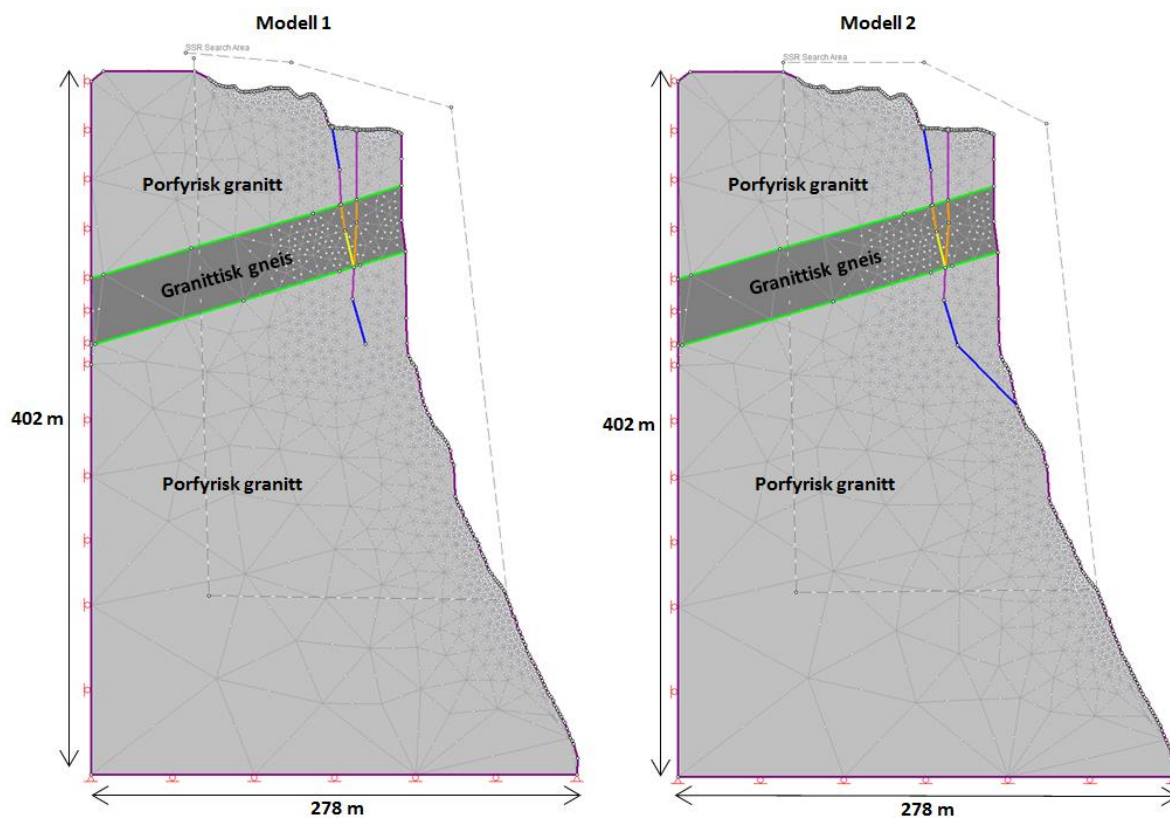
Figur 1.4-1: Oversiktskart over område i og rundt Preikestolen (Mo, 2018).

1.5 Oppsummering av masteroppgaven til Mo (2018)

Del to av oppgaven bygger videre på masteroppgaven om stabiliteten til bergartsformasjonen Preikestolen i Rogaland, skrevet av Katrine Mo i 2018, ved NTNU. Denne masteroppgaven var en del av arbeidet til NGU, som for øyeblikket arbeider med å kartlegge og evaluere potensielt ustabile skråninger i Rogaland. Ved å bruke metoder som geologisk kartlegging, bakkebasert LiDAR scanning og fotogrammetri, bergartsmålinger i lab, og numeriske analyser ble det konkludert med at slik situasjonen for Preikestolen er i dag, er den relativt stabil, med lav sannsynlighet for å rase ned.

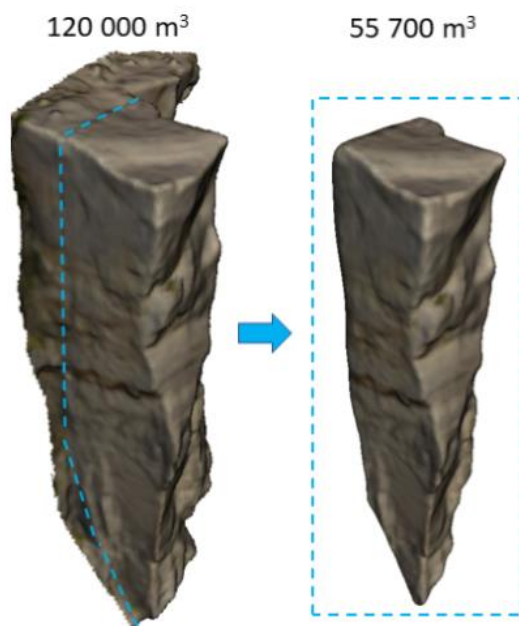
NGUs geologiske kartlegging viser til at Preikestolen består av to litologier. Øvre og nedre del av formasjonen består av porfyrisk granitt, der et mindre lag granittisk gneis, skjærer seg inn mellom den porfyriske granitten. Som figur 1.5-1 angir, brukes to modeller for

simuleringer av Preikestolen i RS2. Modell 1 angir den observerte sprekken i felt, der sprekken stopper inni bergmassene, mens modell 2 utgjør et verst tenkelig tilfelle, der sprekken er forlenget ut mot dagen. Slik Preikestolen står i dag, antydes det fra Mo (2018), at modell 1 utgjør den mest sannsynlige modellen.



Figur 1.5-1: Modell 1 og 2 for Preikestolen. Venstre figur angir modell 1, med observert sprekk. Høyre figur angir modell 2, som utgjør et verst tenkelig tilfelle, der sprekken er forlenget ut mot dagen.

Videre ble sprekkesystemene brukt til å estimere omtrent volum for eventuell utrasing av Preikestolen. Ved å bruke «Poissons Surface Reconstruction» i programmet CloudCompare, ble utfallet av volum delt i to scenarier. Scenario 1 er det største, og baserer seg på den bakerste sprekken i modellene, her utgjør volumet omtrent $120\,000\text{ m}^3$. Den bakerste sprekken ved Preikestolen er dekket av blokker og sediment, og er vanskelig å observere på overflaten. Scenario 2 har et volum på omtrent $55\,700\text{ m}^3$, og baserer seg på den fremste sprekken i overflaten av platået. Det knyttes usikkerhet til volumestimeringene, men de regnes som gode indikatorer av potensielt rasvolum (Mo, 2018).



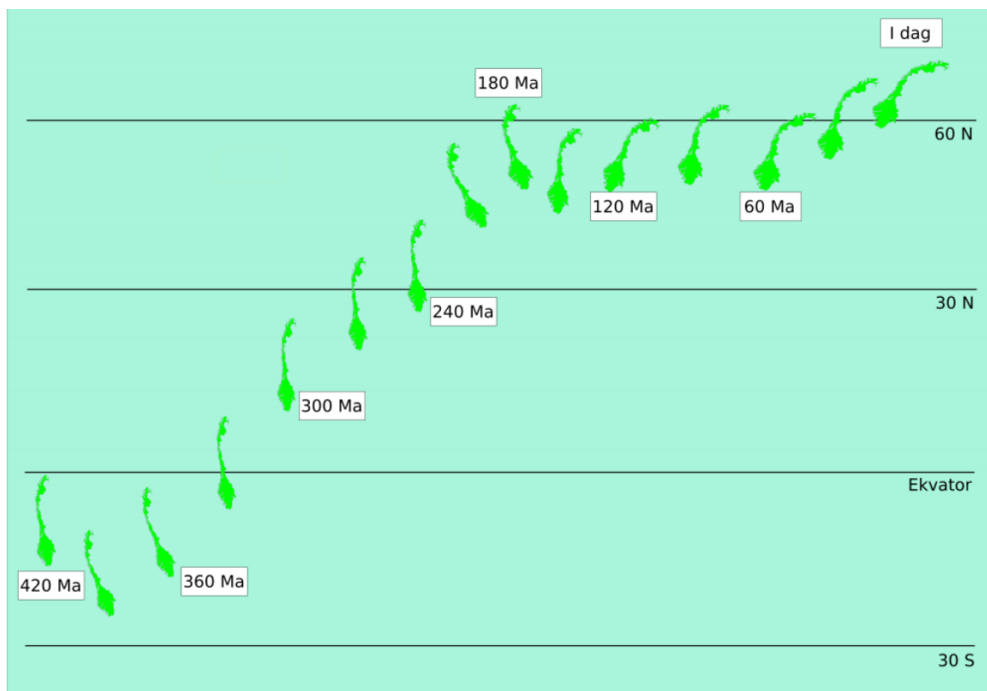
Figur 1.5-2: Volumestimat for potensielt utrasingsmateriale ved Preikestolen, fordelt på to scenarier. Scenario 1 har et estimert volum på $120\,000\text{ m}^3$, mens scenario 2 har et estimert volum på $55\,700\text{ m}^3$. Hentet fra Mo (2018).

I RS2 ble modellene i figur 1.5-1 brukt, og ved å definere et «Shear Strength Reduction»-område gir simuleringene av modellene sikkerhetsfaktoren for formasjonen. Sikkerhetsfaktoren til modell 1, slik man antar at Preikestolen står i dag, var på 6,12. Dette er en høy sikkerhetsfaktor, som angir at formasjonen er stabil. Modell 2 for Preikestolen, med forlenget sprekk ut mot dagen, ble også estimert til å ha en relativt høy sikkerhetsfaktor på 4,17. Dette antyder at Preikestolen, slik den står i dag, er en stabil formasjon, med svært lav sannsynlighet for utrasing. Som videre arbeid for stabiliteten til Preikestolen anbefales det å gjøre nøyaktige deformasjonsmålinger, som vil begrense usikkerheter for stabilitetsanalysen. I tillegg anbefales det å gjøre en stabilitetsanalyse av Preikestolen med seismisk last, for å undersøke hvilken effekt jordskjelv kan ha for stabiliteten til formasjonen (Mo, 2018).

2 Bakgrunn

2.1 Norges geologiske historie

I dag er Norge plassert sentralt inne på Baltika platen, og utgjør en passiv kontinentalmargin. Slik har det ikke alltid vært, og opp gjennom geologisk tid har Norge vært en del av en fjellkjede på størrelse med dagens Himalaya, inngått i superkontinentet Pangea, vært lokalisert på sørlig halvkule, utsatt for vulkanisme, og hatt utallige perioder med istider og mellomistider (Trømborg, 2006). Figur 2.1-1 viser hvor Norge har vært lokalisert opp gjennom geologisk tid.



Figur 2.1-1: Norges geografiske plassering gjennom de siste 420 millioner år. Hentet fra NGU (2019b).

Ved inngangen til kambrium (542 millioner år siden) var Norge slitt ned til et flatt slettelandskap; det subkambriske peneplan. Gjennom ordovicium, silur, og devon gjennomgikk Norge den kaledonske fjellkjedefoldningen, der kontinentplatene Baltica og Laurentia kolliderte ved subduksjon av det tidligere laptetushavet. Fjellkjeden dannet sin

maksimal størrelse i devon, og var trolig på størrelse med dagens Himalaya (Skjeseth & Næsheim, 1996). Gjennom karbon og perm var Norge en del av superkontinentet Pangea, som omfattet mesteparten av den kontinentale jordskorpen. Norge var i denne perioden preget av vulkansk aktivitet, og store jordskjelv (Trømborg, 2006).

Jordens mellomtid (251 – 66 millioner år) var preget av tropisk klima og høy forvitningsgrad. Dette førte til Norge ble slitt ned til et sammenhengende lavland med sletter, dalsenkninger, og lave fjell (Skjeseth & Næsheim, 1996). Superkontinentet Pangea ble splittet opp, og kontinentene fikk etter hvert en plassering som ikke er helt ulik den i dag. Grunnet den store graden av forvitring og ekstensjon i mellomtiden ble også grunnlaget for olje og gassutvinning på kontinentalsokkelen lagt i denne perioden (Trømborg, 2006). Paleogen og neogen periodene (66 – 2,5 millioner år) var preget av et kaldere klima, som førte til mye frostsprengning og erosjon, som igjen førte til at store sedimentmasser ble avsatt ute i havet. Landet ble hevet etter mellomtiden, slik at elver eroderte seg ned i fjellmassene, og dannet elvedaler (Skjeseth & Næsheim, 1996).

Perioden kvartær (2,5 – i dag) preges av store og hurtige klimaendringer, som resulterte i intervaller av mellomistider og istider. I istidene eroderte isbreene seg ned i de allerede eksisterende og forvitrende elvedalene, og dette var med på å skape dagens karakteristiske norske landskap, med fjorder, hengende daler, store U-daler, øyer, og skjærgårder (Trømborg, 2006). Ved siste istids maksimum for omtrent 20 000 år siden, var hele Fennoskandinavia dekket av en tykk iskappe, som var opp til 3 km på det høyeste. I ettertid smeltet denne isen fort, og Norge var isfritt ved inngangen til holocen, for omtrent 12 000 år siden. Etter isen forsvant, begynte landet å heve seg etter å ha vært nedpresset av isen, dette ga høy seismisk aktivitet med store jordskjelv, frem til landhevingen begynte å avta for omtrent 6000 år siden (Braathen et al., 2004).

2.2 Tidligere studier om jordskjelvutløste massebevegelser

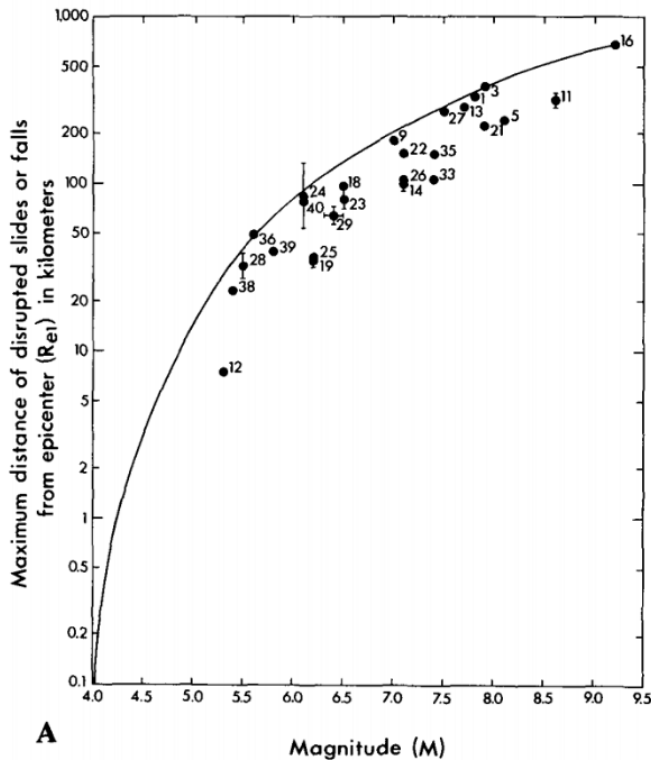
Tidligere forskning på jordskjelvutløste massebevegelser, viser at antall jordskjelvutløste massebevegelser er størst i soner med høy seismiske aktivitet (Keefer, 1984). Antallet og størrelsen av jordskjelvene er størst ved konvergerende plategrenser, noe som fører til at land som Chile, Japan, og Filipinene er svært utsatt for jordskjelv. De fleste studiene gjort fra jordskjelvutløste massebevegelser er knyttet til områder ved konvergerende plategrenser, men jordskjelv forekommer også i intraplate settinger, slik som Norge. Jordskjelvene i intraplate settinger er ofte moderate i styrke, og overstiger sjelden magnituder på over 5. I dette kapittelet gis det en oversikt over tidligere studier om jordskjelvutløste massebevegelser, og det vises til eksempler fra Kina, Italia, Spania, og Østlige-USA.

Massebevegelser langs skråninger er en naturlig geofare, og kan ha flere utløsningsmekanismer. Siden 1970-tallet har forskere sett på sammenhengen mellom jordskjelv som utløser ulike typer massebevegelser (Valagussa et al., 2014). Jordskjelv kan utløse alle typer massebevegelser, men studier over historiske hendelser tyder på at de vanligste formene for jordskjelvutløste massebevegelser er steinsprang, steinskred, og løsmasseskred med redusert kohesjon. De samme studiene viser også at steinsprang, fjellskred og hurtige massestrømmer utgjør størst fare for mennesker (Keefer, 1984). Langs konvergerende plategrenser er sjansen større for at jordskjelv utløser massebevegelser, men data fra både California og Japan viser at jordskjelv med moderat størrelse også kan utløse ulike massebevegelser (Kobayashi et al., 1990).

Ved å studere 40 historiske jordskjelv som utløste massebevegelser, antyder Keefer (1984) at magnituden påvirker størrelsen på massebevegelsen, og ved å korrelere data vil et jordskjelv med magnitude 9,2, kunne utløse massebevegelser over et område på 500 000 km². Faktorer som magnitude, grad av bakkebevegelse, og forhold mellom magnitude og avstand til episenter ble brukt til å estimere hvilken grad av bakkebevegelse som er nødvendig for å utløse massebevegelser i utsatte områder. I studiene til Keefer (1984) skilles det mellom utsatte massebevegelser, som steinsprang, steinskred, og løsmasseskred med redusert kohesjon, mot mer stabile og dyptsittende massebevegelser som fjellskred, jordskred og leirskred med høyere kohesjon. Det antydes at det trengs mindre grad av bakkebevegelse for å utløse de utsatte massebevegelsene enn de mer kohesive, stabile og dyptsittende massebevegelsene (Jibson, 1996).

Geologien i område spiller også inn på hvordan jordskjelv utløser massebevegelser. Geologien omhandler bergartstype, sprekke mønster, poretrykk, helningsgrad til stigning, sedimenter, og jordsmonn. Svakt sementerte bergarter med sprekker, og som er oppdelt i flere lag vil være mer utsatt for utrasing enn sterke magmatiske og metamorfe bergarter uten store sprekker og porerom (Jibson, 1996). Studier tyder også på at de fleste jordskjelvtløste massebevegelser ikke er en reaktivering av en tidligere massebevegelse, og at de aller fleste jordskjelvtløste massebevegelser ikke har vært utsatt for utrasing tidligere (Keefer, 1984).

Fra de samme 40 historiske jordskjelvene, med magnituder mellom 5,2 til 9,5 forsket Keefer (1984) på den maksimale avstanden mellom jordskjelvets episenter til de utløsende massebevegelserne. Disse jordskjelvene var lokalisert i områder med høy seismisk aktivitet. Figur 2.2-1 angir disse resultatene, og viser samtidig en regresjonsmodell for det maksimale avstandsforholdet mellom episenter og de utløste massebevegelserne mot magnituder. Studiene viser også at dype jordskjelv har potensiale til å utløse massebevegelser over større distanser, enn det som er tilfelle for grunne jordskjelv (Keefer, 1984).



Figur 2.2-1: Forhold mellom maksimal avstand fra episenter til utløst massebevegelse fra 40 historiske jordskjelv. Hentet fra Keefer (1984).

Figur 2.2-1 viser at det er en sammenheng mellom magnitudo og maksimal avstand fra episenter til utløst massebevegelse. Forholdet mellom jordskjelv og massebevegelser er komplekst, og avhenger av mange faktorer knyttet til terreng, geologi, klima, geomorfologi, og seismologi (Zhu et al., 2013). Disse faktorene omhandler hvor stabil skråningen er, og inkluderer hvordan andre utløsningsmekanismer har påvirkning for skråningen.

I samme studie fra Keefer (1984), er det også forsket på de minste magnitudene og intensitetene fra jordskjelv som kan utløse massebevegelser. Disse studiene er basert på intensitetsrapporter fra jordskjelv i USA mellom 1958 og 1977. Studiene antyder at jordskjelv med magnitudo på 4,0 er det minste som kan utløse steinsprang og steinskred, mens magnitudo på 6,0 er det minste som kan utløse fjellskred. For jordskjelv med magnituder mindre enn 4,0 er det svært få rapporter om massebevegelser, og i et slikt tilfelle med lav magnitudo kan massebevegelsen være utløst av flere faktorer, der jordskjelv i kombinasjon med andre utløsningsmekanismer kan ha forårsaket skredhendelsen (Keefer, 1984). Mindre jordskjelv kan også redusere motstandskreftene i en skråning, uten at skråningen blir utsatt for utrasing (Kveldsvik et al., 2008; Popescu, 2002). Tabell 2.2-1 angir de minste magnitudene og intensitetene som utløser massebevegelser, men verdiene for magnituder og intensiteter er ingen eksakt fasit, men en tilnærming for virkeligheten.

Tabell 2.2-1: Oversikt over de minste magnitudene og makroseismiske intensitetene som kan utløse massebevegelser. Modifisert fra Keefer (1984).

Laveste jordskjelv magnitudo	Type massebevegelse
4,0	Steinsprang, steinskred, løsmasseskred med redusert kohesjon
5,0	Utglidningsskred, blokkskred, jordsig, submarine skred
6,0	Fjellskred
6,5	Løsmasseskred med høy kohesjon
Laveste makroseismisk intensitet	
IV	Steinsprang, steinskred, og løsmasseskred med redusert kohesjon
V	Fjellskred, og skredtyper med høyere kohesjon

Jibson (1996) utførte en studie som bygger videre på Keefer's (1984) betraktninger. Metodene som Jibson (1996) brukte var å først identifisere skredmateriale, deretter å datere det med forskjellige metoder som dendrokronologi, karbondatering, lichenometri, pollenanalyser, geomorfologiske analyser, og forvitningsanalyser. Keefer (1984) kom frem til at jordskjelv med styrke på 4,0 var den minste magnituden som kunne utløse jordskjelv, mens Jibson's (1996) studier antyder at jordskjelvet må ha en magnitudo på mellom 5 og 6 for å utløse massebevegelser. Likevel kunne massebevegelser bli utløst av magnituder mindre enn 5, men disse massebevegelsene ble trolig utløst av at skredpakken allerede var utsatt for utrasing før jordskjelvet inntraff. Samme studier gir indikasjoner på at massebevegelser kan bli utløst flere dager etter selve jordskjelvet, der jordskjelv og etterskjelv svekker skredmateriale, før det utløses noen dager senere (Jibson, 1996).

Flere andre studier har også tatt for seg tidsforholdet mellom jordskjelvet og de utløste massebevegelsene. Tabell 2.2-2 gir en oversikt over store jordskjelv, som har utløst massebevegelser, og tidsintervallet mellom jordskjelvet og de utløste massebevegelsene. Massebevegelsene kan bli utløst like etter jordskjelvet, men de kan også utløses 1-7 dager etter jordskjelvet (Tatard & Grasso, 2013). For jordskjelvet i Weichuan i 2008, ble massebevegelser utløst opp til 250 dager etter jordskjelvet. Dette skyldes at jordskjelvet og etterskjelvene har redusert motstandskreftene til skredpakkene, slik at skråningene var utsatt for utrasing i lang tid etter jordskjelvet (Tatard & Grasso, 2013).

Tabell 2.2-2: Timing mellom jordskjelv og utløste massebevegelser. M_w angir momentmagnituden for jordskjelvet, N_{mb} står for antall massebevegelser utløst av jordskjelvet, og Δt_{oft} angir tidsintervallet (i dager) til de siste massebevegelsene ble utløst. Modifisert fra Tatard & Grasso (2013).

	Weichuan, Kina 2008	Chi-Chi, Taiwan 1999	Kashmir, India 2005	Fiordland, New Zealand 2003	Northridge, USA 1994	Rotoehu, New Zealand 2004
M_w	7,9	7,6	7,6	7,6	6,6	5,6
N_{mb}	60 104	9272	2424	459	11 111	51
Δt_{oft}	250	6	12	7	0	6

I etterkant av studiene til Keefer (1984), er det skjedd flere hendelser som knytter jordskjelv til massebevegelser. En av de mest signifikante hendelsene skjedde i Weichuan, Kina, i mai 2008. Et jordskjelv med magnitudo (M_w) 7,9 utløste over 60 000 massebevegelser over et

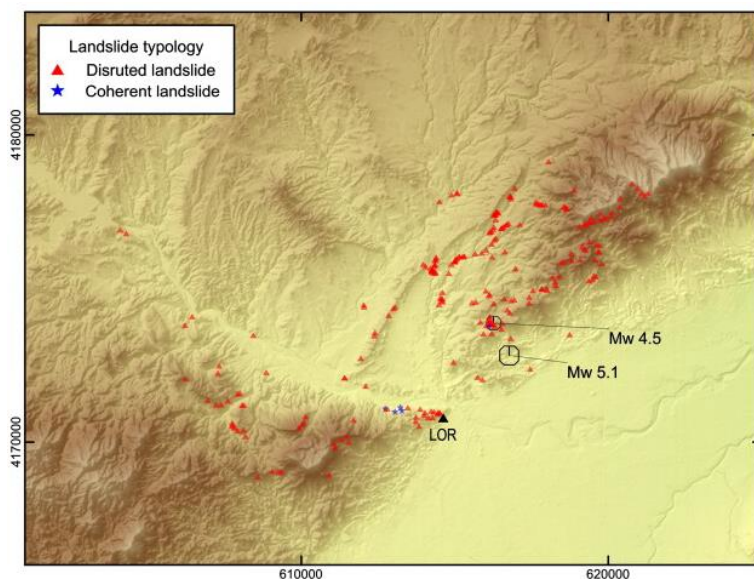
område på 48 678 km². Mange typer massebevegelser ble utløst, blant annet to store fjellskred (Zhu et al., 2013; Tatard & Grasso, 2013). Jordskjelvet i Weichuan i 2008 forårsaket mer enn 87 000 tap av menneskeliv, og rundt 375 000 ble skadet. Rundt 20 % av alle dødsfall skyldtes massebevegelser som ble utløst av jordskjelv. Andre årsaker til dødsfall var jordskjelvets ødeleggelser, branner, sykdommer, og flom (Tang et al., 2011).

Østlige deler av Nord-Amerika har relativt lik geologi og seismisitet som Norge. Østlige USA er lokalisert langt unna plategrenser, og utgjør en passiv kontinentalmargin, slik som Norge. 23. august 2011 inntraff et jordskjelv med magnitudo (M_w) på 5,8, med episenter i Mineral, Virginia, USA. Dette jordskjelvet hadde samme magnitudo som det største norske jordskjelvet fra Nordland i 1819. Jordskjelvet i Virginia utløste steinsprang og steinskred på avstander opp mot 245 kilometer fra episenteret (Jibson & Harp, 2012). Dette skiller seg fra tidligere studier fra Keefer (1984) og Jibson (1996), der et jordskjelv med magnitudo på 5,8, ikke utløser massebevegelser på distanser høyere enn 50-65 kilometer. En lignende hendelse skjedde i 1988, med episenter ved Saguenay, Canada, og magnitudo (M_w) på 5,8. Dette jordskjelvet utløste massebevegelser over avstander på 180 kilometer.

Massebevegelserne som ble utløst av dette jordskjelvet var hovedsakelig marin leire, som hadde redusert kohesjon grunnet høy nedbør i forkant av jordskjelvet (Jibson & Harp, 2012).

Det er også gjort studier om jordskjelvutløsende massebevegelser i Europa. Et eksempel på dette er studiene gjort i Italia av Wasowski et al. (2013). Ut ifra historiske data skjer jordskjelv med høy magnitudo (>7) svært sjelden, men jordskjelv med magnituder over 6 skjer med jevne tidsrom. Det antydes at jordskjelv i Italia har utløst flere massebevegelser i skråninger (Boschi et al., 1995). Mange potensielt ustabile skråninger ligger i nærheten av tett befolkning, så overvåkingen og studier av slike skråninger har høy prioritet (Wasowski et al., 2013). I 2016 utløste et jordskjelv med magnitudo (M_w) 6,2, med episenter i fjellkjeden Appeninene, Italia, flere massebevegelser i skråninger fra denne fjellkjeden. Disse massebevegelserne ble utløst nordøst og nordvest for episenteret, og PGA-verdiene ved disse utløsningene var over 490 cm/s² (Huang et al., 2017). Peak Ground Acceleration (PGA) er den maksimale akselerasjonen som skjer ved en lokalitet i forbindelse med et jordskjelv, der PGA-verdier avhenger av magnituden til jordskjelvet og avstanden fra episenter (Bykova, 2016). Bakgrunn for massebevegelser i fjellområder i Italia er ofte basert på interaksjoner mellom klima, seismologi, og menneskelig aktivitet (Wasowski et al., 2013).

Det finnes også flere eksempler i Europa, der jordskjelv har utløst flere massebevegelser. I 2011 inntraff et jordskjelv med magnitudo (M_w) 5,1 i Lorca, sørøstlige Spania. Dette jordskjelvet utløste 256 massebevegelser i et område på omtrent 104 km^2 rundt episenteret. De fleste av massebevegelsene som ble utløst var steinsprang, steinskred, og løsmasseskred, og 97 % av alle massebevegelsene ble antydnet til å ha vært utsatte skråninger, med lav sikkerhetsfaktor. Skredhendelsene fra Lorca, Spania er angitt i figur 2.2-2. Litologien i område består hovedsakelig av kalkstein, konglomerat, sandstein, og løsmasser (Alfaro et al., 2012). Dette er litologier som har lavere motstandskrefter mot bakkebevegelser, i forhold til hardere, sterkere, og metamorfiserte bergarter som finnes i Norge.



Figur 2.2-2: Kart over utløste massebevegelser fra jordskjelvene rundt Lorca, Spania, i 2011. De røde symbolene angir massebevegelser med redusert kohesjon, mens de blå symbolene angir massebevegelser med høyere kohesjon. Hentet fra Alfaro et al. (2012).

Jordskjelv kan utløse alle typer massebevegelser, og alle disse massebevegelsene kan også bli utløst av andre utløsningsmekanismer. Massebevegelser som er utsatt for forvitring, sprekker, skjærkrefter, eller saturasjon er mer utsatt for å bli utløst av jordskjelv (Jibson, 1996). Selv om det er gjort mange studier knyttet til jordskjelvutløste massebevegelser er temaet fortsatt komplekst, og til enhver hendelse er det knyttet usikkerheter.

2.3 Seismisitet i Norge

Norge er lokalisert i en intraplatesetting, langt unna plategrenser, og utgjør en passiv kontinentalmargin. Likevel skjer det mange jordskjelv i Norge, som regel med magnitudo under 3,5. Slike jordskjelv er ofte så svake at de ikke vekker folks interesse (Bungum et al., 1998). Jordskjelvene er som regel grunne, og oppstår sjelden på dyp større enn 30 km. Jordskjelv med magnitudo over 5 skjer også i Norge, men er som regel fordelt over større tidsrom.

Ifølge seismisitetsrater i Norge de siste 1000 åra, er det ifølge Bungum et al. (1998) sannsynlig at et jordskjelv med magnitudo på 5, 6, og 7, kan forekomme henholdsvis hvert 10., 100., 1100. år. Disse antagelsene er basert på gjennomsnittsintervall fra den norske jordskjelvdatabasen som går tilbake til år 974. Siden år 974 er det ingen registreringer fra jordskjelv med magnitudo over 6,0, men registreringen av jordskjelv mellom år 974 til 1800-tallet er begrenset, og flere hendelser er ikke registrert. Antagelsene til Bungum et al. (1998) angir dermed gjennomsnittsintervall for ulike magnitudo, med store usikkerheter.

Observasjoner knyttet til paleoseismologi gir indikasjoner på at det var stor seismisk aktivitet, med mange og store jordskjelv i Fennoskandinavia etter deglasiasjonen fra siste istid, for omtrent 12 000 år siden. Distinkte forkastningsformasjoner og skredformasjoner i både Troms og Møre og Romsdal kan være indikasjoner på jordskjelvutløste massebevegelser, som kan knyttes tilbake til siste istids deglasiasjon (Anda et al., 2000). Norge har vært utsatt for omtrent 20 istider (og samme antall korresponderende mellomistider) de siste 600 000 årene. Dersom hver deglasiasjon gav jordskjelv med høy magnitudo, kan jordskjelvutløste massebevegelser ha skjedd i stor grad gjennom deglasiasjonsperiodene (Olesen et al., 2013).

Undersøkelser fra Blikra et al. (2002) indikerer at jordskjelv har utløst massebevegelser i slakt terreng i Ulvik og Haram. Flere skredformasjoner dannet i slakt terreng ved Balsfjord-Lyngen, Troms, antas å ha vært utløst av store jordskjelv, like etter siste istids deglasiasjon (Blikra et al., 2002). Utløsning av store fjellparti forårsakes av gravitasjonskollaps i bergartsmassene som trigges av en utløsningsmekanisme.

Når landhevingen fra siste istid roet seg for rundt 6000 år siden, minket også den seismiske aktiviteten i Norge. Det antas at tektoniske prosesser er hovedårsaken til jordskjelv i Norge i løpet av de siste 6000 årene, i stedet for glasialt oppløft, som var tilfelle ved siste istids deglasiasjon (Olesen et al., 2013).

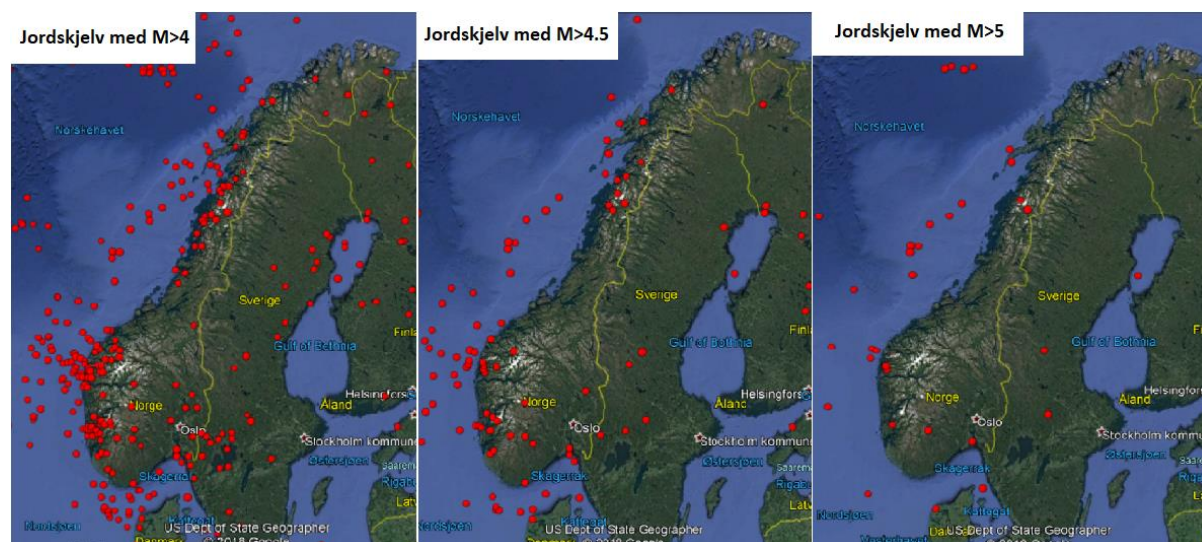


Figur 2.3-1: Seismisitet over Fennoskandinavia. Jordskjelv som har magnituder mindre enn 3, er filtrert ut. De røde prikkene viser til størrelsen av jordskjelvene. Jordskjelvene er hentet fra den norske jordskjelvdatabasen, og plottet inn på Google Earth (2019).

Figur 2.3-1 angir seismisiteten over Fennoskandinavia, med magnituder over 3,0.

Seismisiteten i Norge er tydelig høyere enn i land som Sverige, Danmark, og Finland.

Seismisiteten i Norge er høyest ved Østlandet, kysten av Vestlandet og Nordland. I områder som Midt-Norge, Trøndelag, Øst-Agder, og Finnmark er seismisiteten lav. Øverst til venstre i figur 2.3-1 er et lite segment fra midthavsryggen mellom Norge og Grønland inkludert, her er seismisiteten høy. Figur 2.3-2 angir seismisiteten over Fennoskandinavia, med magnitundefilter på henholdsvis 4,0, 4,5, og 5,0.



Figur 2.3-2: Jordskjelfordeling over Fennoskandinavia med magnitdefilter på henholdsvis 4,0, 4,5, og 5,0 over Fennoskandinavia. Jordskjelfvene er hentet fra den norske jordskjelfdatabasen, og plottet inn på Google Earth (2019).

En studie utført av Fejerskov og Lindholm (2000) hadde som mål å evaluere hvilke faktorer som fører til generering av spenningsfeltet i Norge, og som danner jordskjelv på norsk sokkel. Spenning generes på forskjellige måter, i forskjellige geologiske settinger, og spenningsmekanismene angis som kontinentale, regionale, eller lokale. Analytisk og numerisk modellering av spenningsdata ble brukt for å finne hvilke mekanismer som danner jordskjelv i Norge. Fejerskov og Lindholm (2000), sammen med andre studier konkluderer med at «ridge-push» kraften er hovedmekanismen bak spenningsfeltet i Norge. Denne mekanismen er av kontinental orden, og omfatter tektoniske bevegelser. Regionale faktorer som bidrar til økt spenning, og generering av jordskjelv i Norge er sedimenttilførsel på kontinentalsokkelen, glasialt oppløft etter siste istid, og tetthetskontraster i bergarter (Fejerskov og Lindholm, 2000; Fjeldskaar et al., 2002).

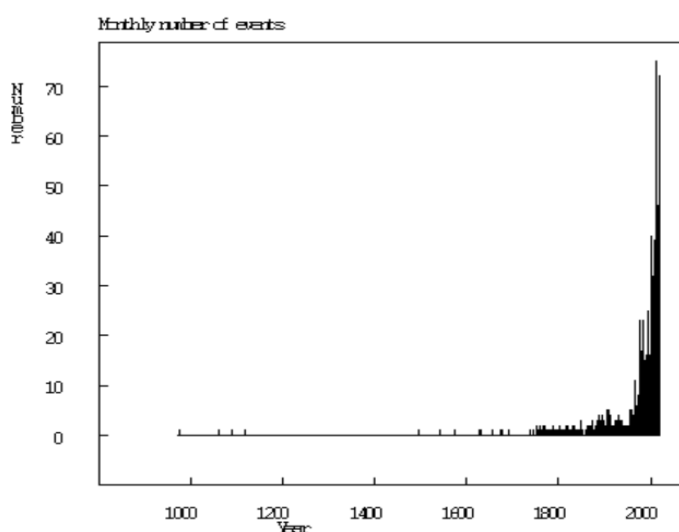
Den kontinentale «ridge push» mekanismen som genererer spenning i Norge er dannet fra midthavsryggen i Atlanterhavet, som er lokalisert mellom Norge og Grønland. Kraften dannes av elevert havbunnstopografi langs midthavsryggene, der ny og avkjølt basalt fører til at tettheten øker. Den eleverte havbunnstopografien danner en kompresjonskraft som vil være null ved midthavsryggen, men som øker med økende alder til havbunnen (Fejerskov og Lindholm, 2000). Jo lenger unna midthavsryggen, jo kraftigere blir kompresjonskraften, og

dermed dannes et spenningsfelt i dette område, som inkluderer Norge (Fejerskov & Lindholm, 2000; Olesen et al., 2013).

Andre mekanismer som fører til jordskjelv i Norge er av regionale og lokale faktorer, og innehar ikke tektonisk relevans. Sedimenttilførsel kan generere jordskjelv med høye sedimentasjonsrater på kontinentalsokkelen. Jordskjelv i denne settingen dannes av at sedimenter øker trykket på jordskorpen, noe som er med på å generere spenning.

Tetthetsforskjeller kan føre til jordskjelv, der skorpen innehar kontraster i bergartenes tetthet. Glasialt oppløft resulterer i jordskjelv grunnet landets isostatiske oppløft etter siste istid, men denne faktoren har mindre betydning for jordskjelv i dag, ettersom landhevingen kun ligger på noen millimeter i året (Fjeldskaar et al., 2002; Bungum et al., 2010). Videre kan lokale faktorer som omhandler topografi danne jordskjelv, men dette skjer sjelden i Norge (Fejerskov og Lindholm, 2000).

Før 1980-tallet var antall seismiske stasjoner i Norge begrenset. En hadde lite informasjon om fordelingen av jordskjelv, og informasjonen fra mindre jordskjelv var begrenset. I senere tid har Norge fått et langt bedre seismisk nettverk, noe som har resultert i bedre forståelse av seismisk aktivitet i Norge (Bungum et al., 2009). Figur 2.3-3 viser hvordan registreringen av jordskjelv har forbedret seg, særlig de siste 40 årene. Mange tidligere jordskjelv frem til 1900-tallet er ikke registrert, men det antas at de fleste store jordskjelvene er registrert fra 1800-tallet.

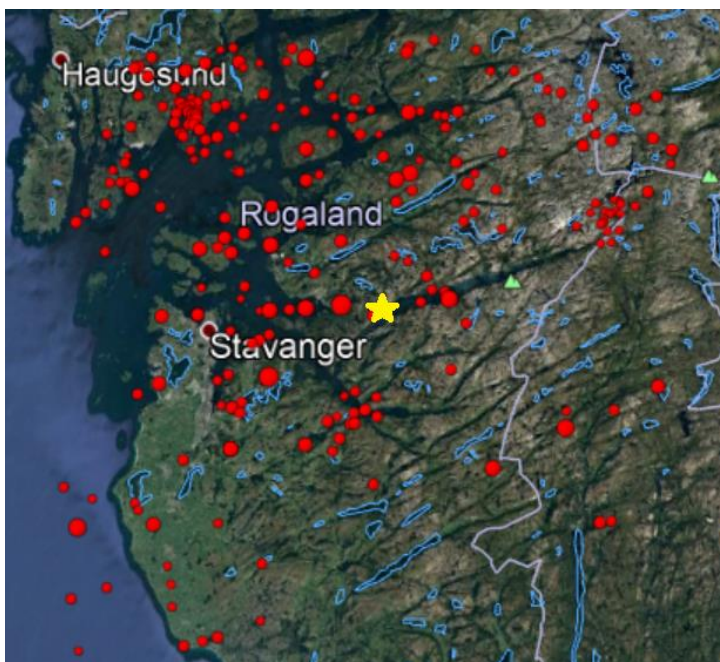


Figur 2.3-3: Fordeling av antall jordskjelv mot år fra den norske jordskjelvdatabasen, i tidsrommet mellom 0974-2018.

Den beste måten for å studere historiske jordskjelv på er gjennom jordskjelv kataloger, som går langt tilbake i tid. Informasjonen i disse kan være begrenset, men en beskrivelse av tidspunkt, lokalitet, og magnitudo er de viktigste parameterne i arbeidet om å knytte jordskjelv til massebevegelser.

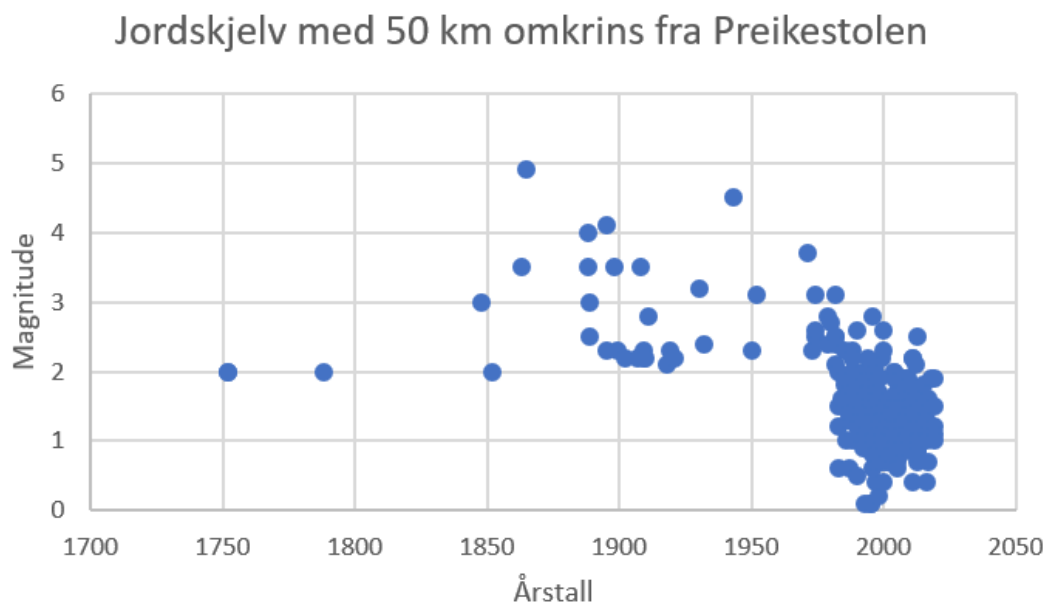
2.3.1 Seismisitet i Rogaland

For å evaluere hvordan jordskjelv påvirker stabiliteten til Preikestolen, er det viktig å ha bakgrunnskunnskap om seismisiteten i Rogaland. Dette gir informasjon om hvor store jordskjelv Rogaland og Preikestolen har vært utsatt for, og dermed også potensiale for større jordskjelv i fremtiden. Figur 2.3.1-1 viser seismisiteten rundt Preikestolen, i et polygon med 50 km avstand fra Preikestolen.



Figur 2.3.1-1: Jordskjelv rundt Preikestolen. Jordskjelv fra den norske jordskjelvdatabasen, plottet inn på Google Earth (2019). Preikestolen er markert med gul stjerne.

Figur 2.3.1-1 viser fordelingen og størrelsen av registrerte jordskjelv nær Preikestolen. På 1980-tallet ble Norges seismiske nettverk oppdatert til å detektere mindre jordskjelv enn det som tidligere ble registrert. I figur 2.3.1-2 er dette vist tydelig, der frekvensen over registrerte jordskjelv økes betraktelig etter 1970-tallet. De mindre jordskjelvene har hele tiden skjedd, men er kun registrert ved det oppdaterte seismiske nettverket.



Figur 2.3.1-2: Plott av jordskjelvmagnituder fordelt i tid i område 50 km rundt Preikestolen mellom tidsrommet 1700 – 2019.

Det største jordskjelvet gjennom de siste århundrene skjedde i 1863, og hadde en magnitudo (M_L) på 4,9. Dette jordskjelvet hadde episenter 5 km nordvest fra Preikestolen. Fra 1700 og til i dag er det registrert fire jordskjelv med magnituder over 4,0. Dette indikerer at området rundt Preikestolen har relativt lav seismisitet, der jordskjelv med magnituder over 4,0, skjer i gjennomsnittlige tidsrom på mer enn 75 år. Siden 1945 er det ikke registrert noen jordskjelv med magnituder over 4,0 i dette området.

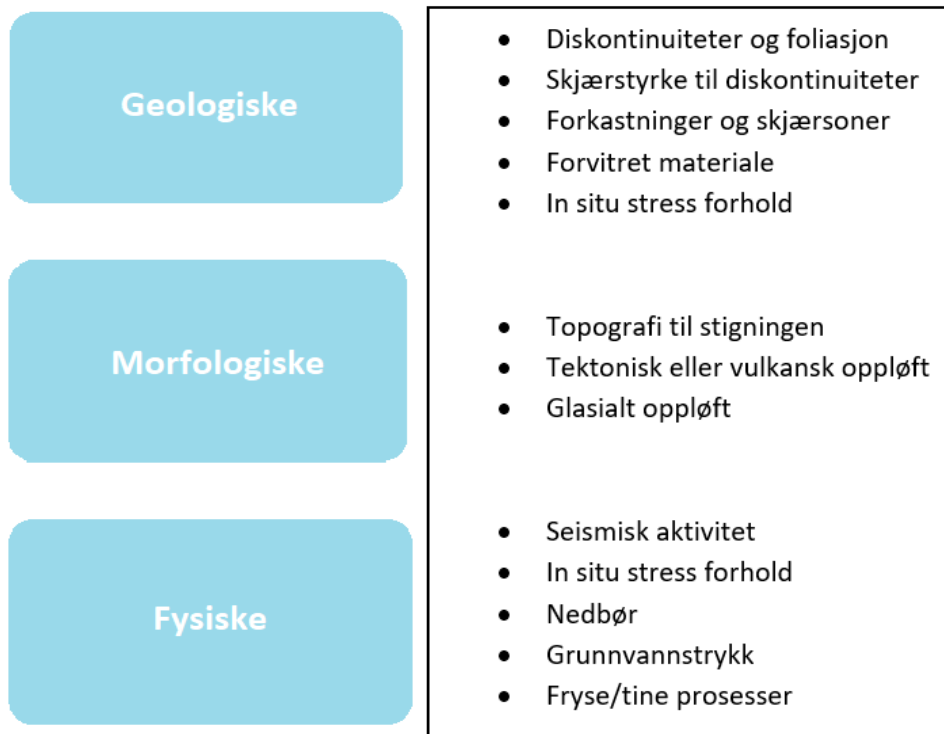
I en avstand på 50 kilometer rundt Preikestolen, er det også flere forkastninger i dette området. Ved å bruke Wells & Coppersmith's (1994) estimeres de maksimale magnitudene ved disse forkastningene. Utregningen av de maksimale magnitudene avhenger av koeffisienter fra Wells & Coppersmith (1994), og forkastningenes lengde. Ut ifra dette vet man både maksimal magnitudo og avstanden fra forkastningsbrudd til Preikestolen. Disse verdiene ligger til grunn for utregningen av maksimale PGA-verdier ved Preikestolen.

2.4 Massebevegelser i Norge

I Norge er massebevegelser den mest vanlige og alvorlige naturkatastrofen. I løpet av de siste 200 årene har nesten 2500 mennesker mistet livet i skredulykker, og i tillegg kommer konsekvenser på avlinger, dyr, skade på mennesker, materielle skader, og økonomisk tap (Furseth, 2006).

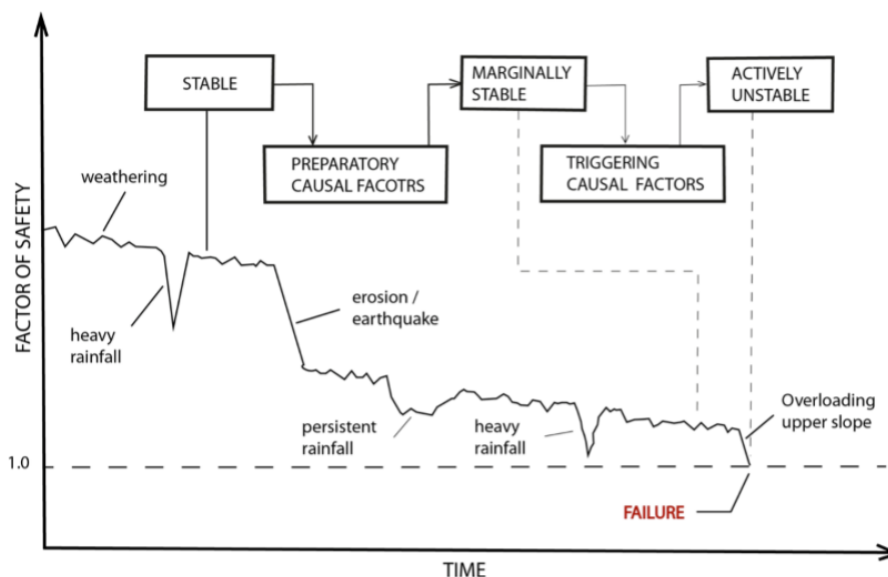
Det særegne norske landskapet ble i hovedsak utviklet under og like etter den siste istiden, dette resulterte i bratte fjell- og dalsider på Vestlandet og i Nord Norge. Andre steder i Norge som Østlandet og Trøndelag, som var dekket av hav ved slutten av forrige istid, ble store mengder marin leire avsatt. Dette resulterte i en flatere topografi, med tykke sedimentsekvenser (Høeg et al., 2014). Disse landskapsformende prosessene under siste istid ligger derfor til grunn for forholdene for massebevegelser i Norge.

Som følge av geomorfologiske faktorer er landskapet i Norge preget av mange potensielt ustabile fjellskråninger, der mange massebevegelser er utløst som følge av dette. Faktorer som påvirker stabiliteten i skråninger er skråningstopografi, orientering og skjærstyrke av diskontinuiteter, grunnvannstrykk i sprekker, in-situ spenning, seismisk aktivitet, og fryse/tine prosesser (Grøneng, 2010). Det er fortsatt usikkert hvordan de ulike faktorene samspiller, og svekker stabiliteten til skråninger, men kombinasjonen av orienteringen til diskontinuiteter og grunnvannstrykk anses som de mest signifikante faktorene (Mo, 2018). Figur 2.4-1 oppsummerer faktorene som reduserer motstandskreftene til en skråning, der det skiller mellom geologiske, morfologiske, og fysiske faktorer.



Figur 2.4-1: Geologiske, morfologiske, og fysiske faktorer som reduserer motstandskrefter i en skråning. Modifisert fra Grøneng (2010).

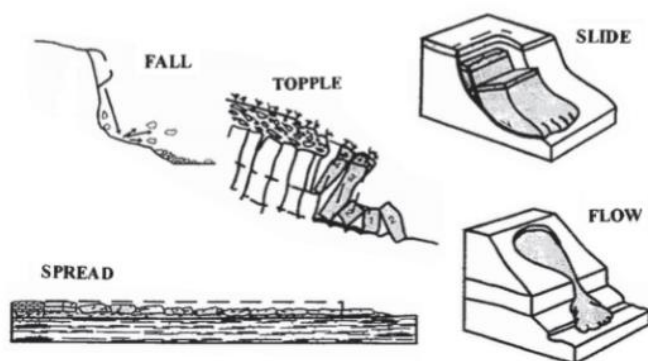
De virkende prosessene for redusering av stabiliteten til en skråning virker over tid. Figur 2.4-2 viser hvordan en skråning påvirkes av ulike utløsningsmekanismer. Sikkerhetsfaktoren angir forholdet mellom skjærkreftene og motstandskreftene. Når skråningens sikkerhetsfaktor understiger 1, vil skråningen bli utsatt for utrasing (Wyllie & Mah, 2004). Flere mekanismer kan over tid føre til at motstandskreftene reduseres, slik at skråningen utsettes for utrasing (Popescu, 2002).



Figur 2.4-2: Eksempel på hvordan stabiliteten til en skråning utvikler seg med tid, der flere mekanismer virker sammen, og til slutt gir utrasing for en skråning. Hentet fra Popescu (2002).

Massebevegelser skjer når skjærkreftene overgår motstandskreftene til en skråning. Skjærkreftene er et resultat av faktorer som gravitasjon, forvitring, vann, erosjon, endring av helning, menneskelig aktivitet, og jordskjelv. Kohesjon og friksjon er faktorene som utgjør motstandskreftene, og som opprettholder stabiliteten i skråningen. Friksjonen utgjør en motstandskraft mellom skredmassen og underlaget, mens kohesjon er evnen bergarter eller løsmasser har til å holde sammen. Dersom en skråning blir utsatt for intensiv eller langvarig nedbør, vil kohesjonen i bergarter eller løsmasser reduseres, dette kan føre til at gravitasjonskreftene overviner motstandskreftene, og skråninger blir utsatt for utrasing (Wyllie & Mah, 2004). Skråninger som er brattere enn 25-30° kan være utsatt ulike typer skred, dersom forholdene tillater det (NGU, 2019a).

Det eksisterer en rekke ulike klassifikasjoner av massebevegelser, disse baserer seg på ulike kriterier som skredbevegelse, hastighet, volum, innhold, og utløsningsmekanisme. Et av de mest anerkjente klassifikasjonssystemene for massebevegelser er utviklet av Varnes (1978). Fordelen med dette klassifikasjonssystemet er at det beskriver både innholdet i massebevegelsen og utløsningsbevegelsen. Varnes klassifikasjonssystem deler utløsningsbevegelsen inn i fall, utvelting, plan utglidning, spredning, strømmende masse, og deformasjonsbevegelse, slik som figur 2.4-3 illustrerer (Varnes, 1978).



Figur 2.4-3: Illustrasjon av fem ulike utløsningsbevegelser for massebevegelser. En sjette utløsningsbevegelse er en kompleks deformasjonsbevegelse. Hentet fra Hungr et al. (2014).

Innholdet i skredmassen gir informasjon om hva skredpakken består av, og kan være fast fjell, leire, jordsmonn, og løsmasser. Varnes (1978) klassifikasjonssystem gir ikke direkte informasjon om hastighet og volumet av skredmassene, men disse kan delvis tolkes av bevegelsen massen løses ut ifra. Varnes klassifikasjonssystem ble oppdatert av Hungr et al. (2014), og dette oppdaterte systemet gir en oversiktlig inndeling over skredtyper med ulikt innhold og utfallsbevegelser. Det oppdaterte klassifikasjonssystemet er angitt i tabell 2.4-1.

Tabell 2.4-1: Klassifikasjonssystemet over massebevegelser utviklet av Varnes (1978), og oppdatert av Hungr et al. (2014).

Type of movement	Rock	Soil
Fall	1. Rock/ice fall	2. Boulder/debris/silt fall
Topple	3. Rock block topple 4. Rock flexural topple	5. Gravel/sand/silt topple
Slide	6. Rock rotational slide 7. Rock planar slide 8. Rock wedge slide 9. Rock compound slide 10. Rock irregular slide	11. Clay/silt rotational slide 12. Clay/silt planar slide 13. Gravel/sand/debris slide 14. Clay/silt compound slide
Spread	15. Rock slope spread 18. Rock/ice avalanche	16. Sand/silt liquefaction spread 17. Sensitive clay spread
Flow		19. Sand/silt/debris dry flow 20. Sand/silt/debris flowslide 21. Sensitive clay flowslide 22. Debris flow 23. Mud flow 24. Debris flood 25. Debris avalanche 26. Earth flow 27. Peat flow
Slope deformation	28. Mountain slope deformation 29. Rock slope deformation	30. Soil slope deformation 31. Soil creep 32. Solifluction

2.4.1 Skred fra fast fjell

Det finnes tre typer skred fra fast fjell, disse er steinsprang, steinskred og fjellskred. Disse tre massebevegelser klassifiseres fra hverandre med hensyn på volum. En ny bransjestandard er nå ute for høring, der blant annet NGU, NVE, og flere andre konsulenter går sammen om for å definere steinsprang som under 100 m^3 , steinskred som mellom 100 og $100\,000 \text{ m}^3$, og fjellskred som over $100\,000 \text{ m}^3$. Tidligere er steinsprang definert ved et volum på under 100 m^3 , steinskred som mellom 100 og $10\,000 \text{ m}^3$, og fjellskred som over $10\,000 \text{ m}^3$. I denne oppgaven vil det nye klassifikasjonskriteriet brukes, der fjellskred antydes å ha et utløsningsvolum på over $100\,000 \text{ m}^3$ (NGU, 2019a).

Steinsprang og steinskred forekommer oftest i Norge, og gjør regelmessig skade på veier. Slike skred gir sjelden tap av menneskeliv, men de materielle skadene kan være store. Steinsprang består i hovedsak av individuelle blokker eller oppsprukket masse som enten faller ned med rulling, fritt fall, eller spretting. Steinskred består av en større bergmasse, som blir oppsprukket til flere blokker ved avsetning. Steinskred genereres vanligvis i skråninger som er brattere enn 30° (Keefer, 1984; NGU, 2019a).

Fjellskred med volum på over $100\,000 \text{ m}^3$, forekommer sjeldnere. Fjellskred er en mer dyptsittende og kohesiv massebevegelse, med høyere motstandskrefter enn steinsprang og steinskred (Keefer, 1984). Fjellskred er også vanskelig å sikre seg mot, og det mest effektive tiltaket for å unngå tap av menneskeliv er overvåking av potensielle fjellskred, og varslingsystem (NGU, 2019a). Dersom et fjellskred har utløp i en fjord, kan konsekvensene bli store, ettersom store fjellskred kan generere en tsunami.

Utløsningsmekanismene for skred fra fast fjell er i stor grad avhengig av vanntrykk, sprekkesystem, og svakhetssoner i berggrunnen. I tillegg kan en kombinasjon av en eller flere faktorer under gi skred fra fast fjell (Høeg et al., 2014):

- Vanntrykk i sprekkesoner kan utløse skred i fast fjell, og minke stabiliteten til et ustabil fjellparti.
- Langvarig eller intens nedbør kan utløse skred fra fast fjell. Dette er den hyppigste årsaken til utløsning av massebevegelser, både i Norge, og globalt sett.
- Rask snøsmelting på våren, kombinert med stor nedbør og tele i jorda kan utløse alle typer massebevegelser.

- Frostsprengning der vann trenger seg inn i sprekker, og fryser. Skjer denne prosessen gjentatte ganger, vil det kunne utløse skred fra fast fjell. Denne prosessen er mest aktuell på høst og vår, der temperaturen svinger rundt frysepunktet flere ganger.
- Rotsprengning kan utløse skred fra fast fjell, der røtter trenger seg inn i sprekkesystemer, og ekspanderer disse sprekkeene.
- Kjemisk forvitring fører til en langsom utvikling av ustabile mineraler langs sprekkesystemer, og vil kunne utløse skred dersom partiet blir forvitret langs svakhetssoner over lengre tid.
- Ulike typer erosjon, som bølgeerosjon fjerner masse fra bergartspartier, og vil kunne undergrave formasjonen, slik at den blir ustabil, og potensielt utløses.
- Seismisk aktivitet kan utløse alle typer massebevegelser.
- Menneskelig aktivitet som sprengning, gruvedrift, anleggsarbeid, og veiarbeid kan resultere i at foten under et bratt parti blir svekket, og skredmassen utløses deretter.
- Langsom deformasjon av jordsmonn, som siger sakte utover et svakhetsplan, og reduserer skjærstyrken til fjellpartiet.

2.4.2 Jord og flomskred

I Norge er jordskred og flomskred vanlige skredtyper. Disse skredtypene utløses i løsmasser, i skråninger på over 25° (NGU, 2019a). De vanligste utløsningsmekanismene for jord- og flomskred er intens eller vedvarende nedbør og/eller snøsmelting, og høyt vanninnhold i løsmassene (NVE, 2016). Andre utløsningsmekanismer for slike skred er undergraving av skråningsfot, ytre påvirkninger fra steinsprang og steinskred, seismisk aktivitet, og menneskelig påvirkning som anleggsarbeid, hogst, og veibygging (Høeg et al., 2014).

Forskjellen mellom jordskred og flomskred er gitt ved innholdet av vann. Flomskred vil vanligvis følge et dreneringsløp, og har dermed et høyt innhold av vann, som styrer bevegelsen (Høeg et al., 2014). Vannet i massen kan rive med store mengder løsmasser, blokker, trær, og vegetasjon langs transporten mellom utløsningspunktet og avsetningspunktet (NVE, 2016). Jordskred har en mer glidende bevegelse, uten noen strømming som kommer av vanninnholdet (Høeg et al., 2014). Jord og flomskred fører sjelden til tap av menneskelig liv, med skjedde sist i høst, da en mann omkom i Jølster som

følge av et jordras. Slike skredtyper er en vanlig årsak til stengning av veier i Norge. I internasjonal sammenheng kan slike skred forårsake stor skade, grunnet dårlig sårbarhetsfaktor, og høy eksponering av mennesker (Høeg et al., 2014).

2.4.3 Leirskred

Leirskred, eller kvikkleireskred er en skredtype av finkornet sediment, der kornstrukturen kollapser selv om sedimentpakken i utgangspunktet er fast. Kvikkleire ligger vanligvis som en uproblematisk pakket masse, men dersom den blir overbelastet og omrørt, kan kornstrukturen oppløses, og kvikkleiren omformes til en flytende masse (NVE, 2016). Ved utløsning av kvikkleireskred, vil skredmassene kunne bevege seg langt (noen kilometer), og med høy hastighet (opp mot 30 km/t). Kvikkleireskred forekommer oftest i Trøndelag og Østlandet, grunnet de massive leiravsetningene som ble avsatt her etter siste istid (Høeg et al., 2014). Konsekvensene av et kvikkleireskred kan være fatale, ettersom det oppstår plutselig, og er vanskelig å varsle mot. De mest dramatiske kvikkleireskredene i Norge de siste 200 årene, er Verdalraset i 1893, der 116 mennesker mistet livet, og Rissaskredet i 1973, der en person omkom (NGU, 2019a).

Av årsaker for kvikkleireskred skilles det mellom naturlige prosesser og menneskelig aktivitet. Naturlige prosesser inkluderer erosjon fra vassdragene, vertikal dybdeerosjon som fører til sideerosjon, og langvarig eller intens nedbør som vil øke skjærspenningen. Av menneskelige aktiviteter som vil kunne utløse kvikkleireskred vil utbygging av områder føre til endring i de hydrologiske forhold, noe som spiller inn på utløsningen av kvikkleireskred. I tillegg kan hogst av skog, ved og i nærheten av leirskråninger utløse kvikkleireskred. Oppfylling på toppen av en leirskråning, vil også øke skjærspenningen til den underliggende leiren, noe som igjen øker sannsynligheten for utrasing av kvikkleire (Høeg et al., 2014).

2.4.4 Andre skredtyper

For denne oppgaven er de aktuelle skredtypene beskrevet over. Det finnes også flere typer massebevegelser, som også kan forårsake skader på mennesker, bebyggelse, og miljø, da særlig snøskred og undersjøiske skred (Høeg et al., 2014). Andre massebevegelser som kryp og solifluksjon skjer ved sakte deformasjon av jordsmonn, og vil i liten grad ha påvirkning for noen, ettersom konsekvensene er små. Snøskred er også en hyppig skredtype i Norge, men sammenhengen mellom jordskjelv og utløste snøskred blir ikke vurdert i denne oppgaven.

3 Metoder

3.1 Metoder for jordskjelvutløste massebevegelser i Norge

Arbeidet med å finne jordskjelvutløste massebevegelser i Norge, gjennom de siste århundrene ble gjort i fire steg:

1. Analyse av jordskjelvdata fra den norske jordskjelvdatabasen.
2. Sammenligning av jordskjelv mot registrerte massebevegelser i skrednett.no.
3. Lese gjennom makroseismiske arkiv, og finne rapporterte massebevegelser fra jordskjelvene
4. Bruke tilgjengelig nedbørsstatistikk fra eKlima.met.no, for å undersøke hvilken påvirkningsgrad nedbør kan ha hatt for antatt jordskjelv utløst massebevegelse.

3.1.1 Analyse av jordskjelvdata i Norge

Formålet med analyse av jordskjelvdata i Norge var å finne jordskjelv i og rundt Norge som har potensiale til å utløse massebevegelser. Det første steget i arbeidet var å filtrere ut de største jordskjelvene i og rundt Norge fra den norske jordskjelvdatabasen, som strekker seg tilbake til år 974. Dette ble gjort i programvaren SEISAN, ved å bruke et magnitdefilter på minimum 4,5, og et geografisk polygon som filtrerer ut alle jordskjelv utenfor polygonet. Polygonet ble satt et stykke utenfor Norges landegrenser, ettersom jordskjelv kan utløse massebevegelser over større distanser (Keefer, 1984; Jibson, 1996).

3.1.2 Sammenligning av jordskjelv mot registrerte massebevegelser

Formålet med å bruke datasettet i skrednett.no, er å filtrere søket mot datoer til de 86 jordskjelvene, for å undersøke om det kan ha blitt utløst noen massebevegelser på samme tidspunkt, og i nærheten av jordskjelvenes episenter.

I mange av skredhendelsene oppgis det også en beskrivelse på hvilke skader massebevegelsen førte til, og hva som utløste massebevegelsen. Fra skrednett.no er det stor forskjell i antall registrerte skredhendelser, fordelt i tid. I løpet av de siste 20 årene har

flere skredhendelser blitt registrert, men før dette var registreringen begrenset. Dette kan bety at noen jordskjelvtløste massebevegelser ikke er blitt registrert i skrednett.no, og at historiske jordskjelvdatabaser er bedre egnet til å gi informasjon om jordskjelvtløste massebevegelser.

3.1.3 Rapporterte massebevegelser fra makroseismiske arkiver

Fra alle de 86 jordskjelvene fra den norske jordskjelvdatabasen, finnes det makroseismiske arkiver fra hvert jordskjelv. Disse arkivene inneholder spørreskjema, brev, og avisutskrifter. Formålet for arbeidet gjennom de makroseismiske arkivene er å finne rapporter som indikerer at jordskjelvet kan ha utløst massebevegelser. Dersom et jordskjelv har utløst massebevegelser, vil det være naturlig å finne meldinger om dette fra de makroseismiske arkivene.

For jordskjelvene mellom 1904 – 2018 ble de makroseismiske arkivene ved UiB undersøkt. Grunnet begrenset informasjon, ble det digitale Skandinaviske jordskjelvarkivet brukt for jordskjelvene mellom 1497 – 1904. I appendiks 1 er det listet opp et sammendrag fra hvert jordskjelv, basert på rapportene fra de makroseismiske arkivene. Her vises det til hvilke intensiteter jordskjelvet har utgjort, og hvilke observasjoner som er lagt til grunn av innsendere av spørreskjemaer og brev, samt avisutklipp.

3.1.4 Nedbørsstatistikk fra eKlima

Ved å finne nedbørsstatistikk for potensielle lokaliteter der jordskjelv kan ha utløst massebevegelser i Norge, kan effekten av nedbør evalueres. Dette kan være med på å bekrefte om massebevegelsen er en direkte årsak fra jordskjelvet, eller om jordskjelvet har hatt mindre effekt, og at massebevegelsen er en direkte årsak fra nedbør.

eKlima er en nettside med tilgang til databaser om klimadata fra det Norske Meteorologiske Institutt. Databasen inneholder målinger gjort av Meteorologisk Institutt tilbake til 1957, men det eksisterer også et mer begrenset antall stasjoner som når tilbake til 1860-tallet (eKlima.met.no, 2019).

3.2 Metoder for stabilitetsanalyse med seismisk last for Preikestolen

3.2.1 Stabilitetsanalyser

Det eksisterer flere metoder for å utforske stabiliteten til en skråning, de har alle forskjellige fremgangsmåter, kompleksitet, applikasjoner, og resultat (Raguvanshi, 2017):

1. **Konvensjonelle tilnærminger:** kinematiske analyser, empiriske metoder, «Limit Equilibrium Method» (LEM), probabilistiske metoder
2. **Numerisk modellering:** Kontinuitetsanalyser, diskontinuitetsanalyser, hybridanalyser

Analyser basert på konvensjonelle tilnærminger

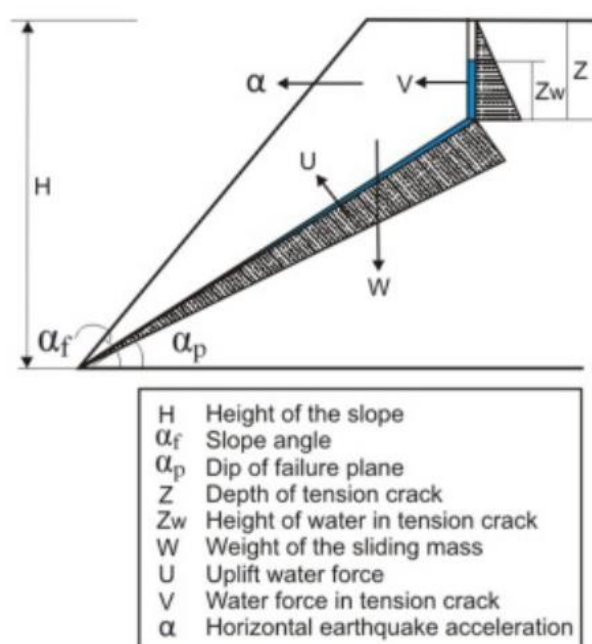
I tilfeller ved komplekse bergartsformasjoner brukes vanligvis ikke kinematiske analyser (Stead et al., 2006). Kinematiske analyser er den enkleste analysemetoden, men slike analyser vil kun gi potensiale for utrasingen av en skråning. Kinematiske analyser gir ikke informasjon over hvordan utløsningsmekanismer påvirker stabiliteten til en skråning (Raguvanshi, 2017). Kinematiske analyser blir derfor ofte brukt i et tidlig stadium for utforskningen til en skråning, og dersom skråningen viser tegn til utrasing, blir ofte numeriske modelleringer brukt, som er en mer kompleks analysemetode (Alzo'ubi, 2016).

På 1980-tallet ble empiriske metoder utviklet for å evaluere stabiliteten i skråninger, denne metoden er basert på forskjellige klassifiseringssystem av bergartsmasser (Raguvanshi, 2017). Ved slike metoder er det ikke mulig å simulere effekt av ytre faktorer, og mekanismer som fører til utrasing. Metoden er enkel å anvende, men gir begrenset resultat.

«Limit equilibrium methods» (LEM) er en relativt enkel metode, som baserer seg på en sikkerhetsfaktor som avhenger av de drivende krefter for utrasing og motstandskrefter som holder skredmassene sammen. Ratioen mellom motstandskreftene og de drivende krefter for utrasing gir sikkerhetsfaktoren til skråningen. Dersom sikkerhetsfaktoren har verdier høyere enn 1, anses skråningen som stabil, dersom sikkerhetsfaktoren er lavere enn 1, er skråningen ustabil, og utsatt for utrasing. Ved sikkerhetsfaktor med verdi på nøyaktig 1, er skråningen i kritisk tilstand (Hoek & Bray, 1981). Skråninger med sikkerhetsfaktor under 1,4, anses som potensielt farlig, ettersom skråningen da er i fare for å bli utsatt for utrasing.

Figur 3.2.1-1 viser hvordan ulike krefter påvirker en skråning, og disse vektorverdiene blir brukt i utregning av sikkerhetsfaktoren ved LEM-analyse.

Ved LEM analyser vil sikkerhetsfaktoren være invers proporsjonal med høyden til skråningen. En høyere skråning vil ha mer innvirkning av skjærspenning, der sikkerhetsfaktoren vil bli lavere. Sikkerhetsfaktoren er også direkte proporsjonal mot skjærstyrken til det potensielle glideplanet. Når skjærstyrken økes, som defineres av parametrene kohesjon og friksjonsvinkelen, økes også sikkerhetsfaktoren (Hoek & Bray, 1981). Sikkerhetsfaktoren ved LEM analyser påvirkes ut i fra geometrien til skråningen, glideplanets karakteristikk, nedbør, og andre eksterne utløsningsfaktorer (Raguvanshi, 2017). I tabell 3.2.1-1 sammenlignes LEM mot numerisk modellering.



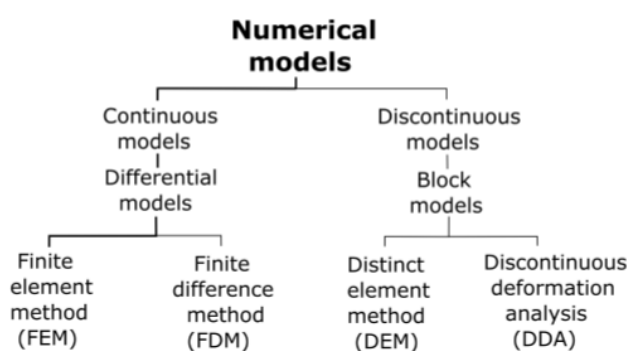
Figur 3.2.1-1: Drivende krefter vist med vektorer, som kan føre til utrasing av en skråning. Hentet fra Raguvanshi (2017).

Probabilistiske metoder bruker parametere som viser usikkerhet, og som viser stabiliteten til en skråning fra en probabilistisk vinkel. Det brukes kjente parametere, og disse er ofte de geometriske parameterne, som høyde til skråning, inklinasjon på ulike faser av skråningen, og helning til potensielt glideplan. De tilfeldige variablene er de som viser usikkerhet som kohesjon, friksjonsvinkel, poretrykksforhold, og flere andre parametere. På samme måte som analysemetoden LEM, estimeres en sikkerhetsfaktor for skråningen, men denne

sikkerhetsfaktoren vil ha usikkerhet grunnet de usikre vektorvariablene som blir brukt i utregningen (Raguvanshi, 2017).

Numerisk modellering

Ved mer komplekse bergartsformasjoner er det lite anvendelig å bruke analysemetoder basert på konvensjonelle tilnæringer (Raguvanshi, 2017). Skråninger innehar ofte variasjoner i geometri, ikke-lineære glideplan, ulik fordeling av vannkrefter, flere litologier, og flere sprekkesett (Alzo'ubi, 2016). Dette er alle faktorer som bidrar til økt kompleksitet, og for å simulere skråninger med kompleksitet er numerisk modellering anbefalt (Raguvanshi, 2017). I tillegg til å være en bedre metode for komplekse bergartsformasjoner, vil også numeriske analyser gi en forståelse for mekanismer som fører til utrasing av skråninger (Alzo'ubi, 2016). Numeriske modelleringsmetoder involverer enten kontinuitetsanalyser eller diskontinuitetsanalyser. Hybride numeriske analyser involverer både kontinuitetsanalyser og diskontinuitetsanalyser, for å optimalisere deres fordeler (Eberhard, 2006). Figur 3.2.1-2 angir de forskjellige analysemetodene for stabiliteten til skråninger ved numerisk modellering.



Figur 3.2.1-2: Forskjellige analysemetoder innenfor numerisk modellering. Hentet fra Sandøy (2012).

Ved kontinuitetsmodellering blir hele bergartsmassen behandlet som en kontinuerlig masse. Kontinuitetsmodellering brukes for skråninger hvor bergartsmassene er relativt uniform. Kontinuitetsmodellering deles inn i «Finite Element Method» (FEM), Finite Difference Method (FDM), og Boundary Element Method (BEM). Input data for kontinuitetsmodellering er spenning/deformasjonsforhold, in-situ spenning, skjærspenning, grunnvannsforhold,

seismisk last, vanntrykk, sprekkegeometri, bergartsparametere og andre relevante parametere.

Hovedutfordringen ved kontinuitetsmodellering er å definere bergartsmassene som en kontinuerlig masse, og derfor brukes det tilnærminger av virkeligheten. Ved forenkling av inputparametere, vil resultatet av simuleringen påvirkes av dette (Raguvanshi, 2017).

Kontinuitetsmodellering er ikke godt egnet til å modellere skråninger med flere sprekkesett og litologier (Wyllie & Mah, 2004). Ved flere sprekkesett er utløsningsmekanismen styrt av de samhandlende sprekkesettene (Raguvanshi, 2017).

Diskontinuitetsmodellering er bedre egnet for bergartsmasser som innehar diskontinuiteter, med kompleks litologi, sprekkemønstre, og struktur. Utløsningsmekanismen ved slik modellering er ofte styrt av diskontinuitetene i bergartsmassene (Raguvanshi, 2017). Inputdata som er nødvendig for slik modellering er skråningsgeometri, parametere for diskontinuiteter, skjærstyrke ved diskontinuiteter, in-situ spenning, og grunnvannsforhold (Stead et al., 2006). Innenfor diskontinuitetsmodellering eksisterer det to metoder som blir brukt i modelleringen, «Distinct Element Method» (DEM), og «Discontinuous Deformation Analysis» (DDA).

Tabell 3.2.1-1: Sammenligning mellom numeriske metoder og LEM. Modifisert fra (Wyllie & Mah, 2004).

Analyse resultat	Numeriske metoder	«Limit Equilibrium» metoden
<i>Likevekt</i>	Løsning oppnådd overalt	Løsning oppnådd kun for spesifikke objekter
<i>Spenning</i>	Utregnet overalt ved bruk av ligninger som blir løst implisitt i programmet	Omtrentlig utregning ved enkelte overflater
<i>Deformasjon</i>	Deformasjonsverdier i bestemte deler av modellen	Ikke evaluert noen steder
<i>Brudd av bergartsmassene</i>	Bruddforhold oppnådd over hele modellen	Brudd kun tillatt på forhånds definerte overflater
<i>Kinematikk</i>	Mekanismene som utvikles tilfredsstillende kinematiske begrensninger	En enkelt kinematisk verdi er spesifisert i sammenheng med de bestemte geologiske forholdene

3.2.2 RS2

RS2 (tidligere Phase²) er et 2D «Finite Element» program, utviklet av Rocscience, som anvendes til løsmasser og bergartsanalyser. RS2 kan bli brukt innenfor ulike ingeniørgeologiske formål som stabilitetsanalyser av skråninger, utgraving av tunneller, grunnvannsanalyser, probabilistiske analyser, konsolideringsanalyser, og dynamiske analyser (Rocscience, 2019). I denne oppgaven vil 2D modellering bli brukt for å finne ut hvordan jordskjelv kan påvirke stabiliteten til Preikestolen. RS2 er basert på kontinuitetsmodellering, ved å bruke «Finite Element» metoden. Fordelen med å benytte FEM i forhold til FDM, er at FEM gir et bedre og mer fleksibelt mesh-forhold, slik at resultatet av simuleringene blir mer realistisk (Alzo'ubi, 2016).

Fra felt og labarbeid utviklet Mo (2018) input verdier til RS2, som ligger til grunn i denne oppgaven, der seismisk last skal inkluderes for Preikestolen. Input modellene utviklet av Mo (2018) brukes i dette arbeidet, der det videre inkluderes seismisk last i simuleringene. For å inkludere seismisk last i RS2 blir en pseudostatisk seismisk analyse brukt (Rocscience, 2019).

Pseudostatisk seismisk analyse i RS2

Det er utviklet flere metoder for å utforske hvordan jordskjelv påvirker stabiliteten til en skråning. Pseudostatisk analyse var tidligst utviklet, og denne analysen modellerer den seismiske skjelvingen som en permanent kraft (Jibson, 2011). Denne kraften legges til i hvert element av input modellene til Mo (2018). Det er senere utviklet flere analyser over seismisk last i skråninger. Spenning- deformasjons analyse, og permanent forflytningsanalyse er nyere, og mer kompliserte analyser som omhandler faktorer som indre spenning/deformasjon i elementene, ekstern last, tyngdekraft, og modellering av jordsmonnet (Jibson, 2011).

Spenning-deformasjonsanalyse anses å være den beste analysemodellen for store skråninger, men har stor kompleksitet, er vanskelig å anvende, og har høy kostnad (Jibson, 2011). Permanent forflytningsanalyse anses som en mellomting mellom pseudostatisk analyse og spenning-deformasjons analyse. Pseudostatisk analyse anses som den enkleste metoden, men bør kun brukes på forhåndsberegninger. Dersom resultatene viser at

skråningen kan være utsatt for utrasing, bør mer kompliserte metoder anvendes for å videre evaluere stabiliteten til en skråning (Jibson, 2011).

I RS2 brukes pseudostatisk seismisk last for å inkludere effekten av jordskjelv (Sandøy, 2011). Den seismiske lasten blir definert ved å bestemme horisontal og vertikal seismisk koeffisient. Vanligvis brukes kun den horisontale komponenten, ettersom de vertikale kreftene har en tendens til å gå mot null (Jibson, 2011; Wyllie & Mah, 2004). Effekten av et jordskjelv blir lagt til i hvert element i modellen, og den seismiske kraften, F_s , er gitt ved (Rocscience, 2019):

$$F_s = kW_{FE}, \quad 3.2.2-1$$

der W_{FE} angir vekten av hvert element i modellen, og k er den seismiske koeffisienten, som er gitt ved (Jibson, 2011):

$$k_{h,v} = \frac{a_{h,v}}{g}, \quad 3.2.2-2$$

der $a_{h,v}$ angir enten horisontal eller vertikal akselerasjon, mens g er tyngdekraften (Jibson, 2011). Enhetene til $a_{h,v}$ og g må være de samme, og oppgis ofte i cm/s^2 eller g -enheten.

Det viktigste og vanskeligste aspektet med pseudostatisk analyse er å bestemme den seismiske koeffisienten, k . Det eksisterer flere måter å definere seismiske koeffisienter på. En kan bruke historiske koeffisientverdier, som er basert på magnituder, intensiteter, eller enkle PGA-beregninger. De historiske koeffisientverdiene er angitt i tabell 3.2.2-1. En kan definere de seismiske koeffisientene ut ifra maksimale PGA-verdier ved den aktuelle skråningen. Dette gjøres ved å regne ut maksimale magnituder ved forkastninger, og deretter å bruke passende «Ground Motion Prediction Equation», GMPE, for å beregne de maksimale PGA-verdiene ved den aktuelle skråningen (Bykova, 2016).

Tabell 3.2.2-1: Historiske verdier for horisontale seismiske koeffisienter, basert på magnituder, intensiteter, og enkle utregninger av PGA-verdier. Hentet fra Jibson (2011).

Table 1
Pseudostatic coefficients from various studies.

Investigator	Recommended pseudostatic coefficient (k)	Recommended factor of safety (FS)	Calibration conditions
Terzhagi (1950)	0.1 (R-F=IX) 0.2 (R-F=X) 0.5 (R-F>X)	>1.0	Unspecified
Seed (1979)	0.10 ($M=6.50$) 0.15 ($M=8.25$)	>1.15	<1 m displacement in earth dams
Marcuson (1981)	0.33–0.50 \times PGA/ g	>1.0	Unspecified
Hynes-Griffin and Franklin (1984)	0.50 \times PGA/ g	>1.0	<1 m displacement in earth dams
California Division of Mines and Geology (1997)	0.15	>1.1	Unspecified; probably based on <1 m displacement in dams

R-F is Rossi-Forel earthquake intensity scale.

M is earthquake magnitude.

PGA is peak ground acceleration.

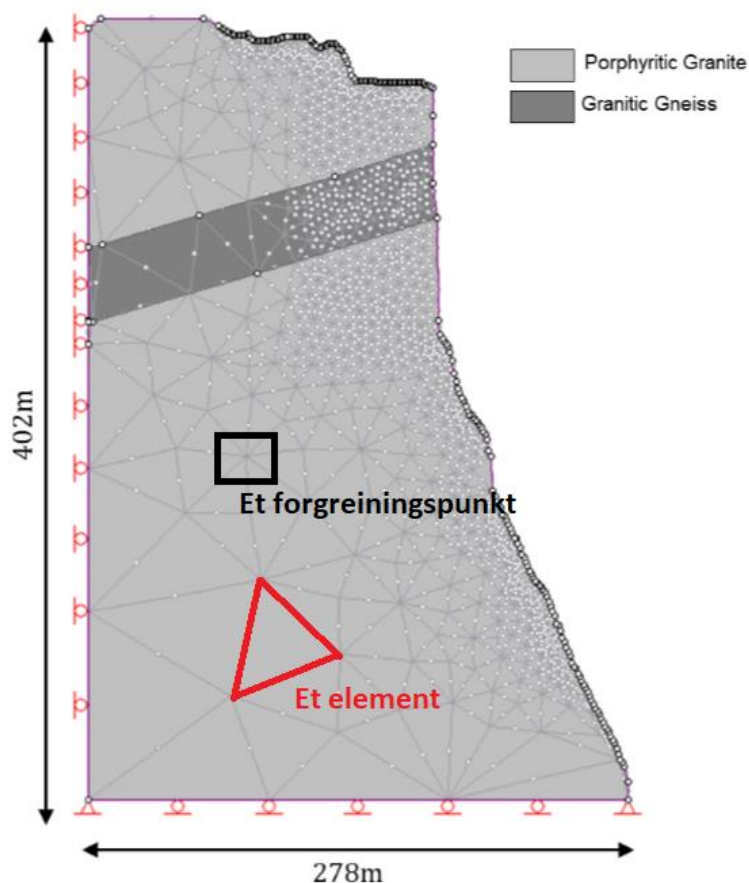
g is acceleration of gravity.

Siden PGA-verdiene i virkeligheten kun virker over et lite tidsrom, tas dette høyde for i utregningene av de seismiske koeffisientene. Studier fra Kavazanjian et al. (2011) og Bray & Travasarou (2009) har brukt formler for å beregne fraksjonsverdier av de maksimale PGA-verdiene som blir kalkulert. Grunnet at pseudostatiske analyser behandler jordskjelvkraften som konstant, vil en fraksjonsverdi av PGA-verdiene gi et mer realistisk resultat av simuleringene med jordskjelvløst (Kavazanjian, 2013; Bray & Travasarou, 2009; Jibson, 2011). Mer om disse utregningene blir beskrevet i kapittel 4.2.

«Finite element method» - FEM

FEM er trolig den mest brukte metoden i numeriske analyser, den har flere fordeler som å inkludere flere faktorer i samme modell, samt å modellere komplekse laggrenser, og behandle ikke-lineære responser (Hammah et al., 2007). Ved kontinuitetsmodellering blir bergartsmassene behandlet som et kontinuitetsmateriale som er delt inn i avgrenset antall elementer. Både FDM og FEM produserer et sett av algebraiske ligninger som løses, ved FEM er ligningsettene løst implisitt, der en løsning blir funnet ved å bruke matriser som ligger inni programmet (Raguvanshi, 2017).

Den generelle ideen bak FEM er at den finner løsninger for en potensiell modell eller funksjon, som innehar x antall ukjente verdier. De ukjente verdiene blir justert flere ganger, helt til de passer den aktuelle modellen (Paknys, 2016). Ved FEM modellering blir bergartsmassene delt inn i et fikset antall elementer av ulik form (Grøneng, 2010). Disse elementene kan beveges, roteres, og løsne fra modellen ved utrasing av bergartsmassene (Mo, 2018). Spenningsforholdene blir kalkulert inni hvert element, mens total deformasjon relateres til forflytningen av hvert forgreiningspunkt (Wyllie & Mah, 2004). Figur 3.2.2-1 angir elementer og forgreiningspunkter i modellen av Preikestolen, som er utviklet av Mo (2018).



Figur 3.2.2-1: 2D modell av Preikestolen ved bruk av FEM i RS2, der element og forgreiningspunkt er definert. Litologien for modellen er også angitt. Modifisert fra Mo (2018).

«Shear Strength Reduction» - SSR

Stabilitetsanalyser i RS2 gjøres vanligvis med et SSR-område, men det kan også gjøres uten SSR-område. Med et SSR-område tvinges modellen til å redusere styrken for kun det området som er definert. Ofte er et SSR-område knyttet til områder rundt et sprekkeseett, ettersom skråninger raser ut langs glideplanet til sprekkesettene. Uten et SSR-område blir hele styrken til modellen redusert, og en kan ved dette tilfellet finne ut hvor spenningen er høyest over hele modellen, og finne hvor det er mest sannsynlig at nye sprekker blir dannet (Rocscience, 2019; Mo, 2018). Uten et SSR-område er det derimot ikke mulig å finne sikkerhetsfaktoren for formasjonen, ettersom den bestemmes ut ifra SSR-område.

Sikkerhetsfaktoren er en nyttig tilnærming for å bestemme hvor nær en skråning er utsatt for utrasing. Sikkerhetsfaktorens nøyaktighet avhenger av nøyaktigheten til de geotekniske input dataene (Hammah et al., 2004). Sikkerhetsfaktoren blir kalkulert ut ifra ratioen mellom de aktuelle skjærkreftene som er til stede i bergartsmassen og minimum kraft som vil føre til utrasing (Wyllie & Mah, 2004). I denne metoden blir FEM systematisk brukt til å finne den spenningsreducerende faktoren, som gir verdien for at formasjonen er på grensen til utrasing. Denne verdien kalles «Critical Strength Reduction Factor», CSRF, og tilsvarer sikkerhetsfaktoren for formasjonen (Wyllie & Mah, 2004; Rocscience, 2019). Ved simulering med et SSR-område, vil simuleringen vise den totale forflytningen som oppnås, dersom styrken av bergartsmassene reduseres in-situ mot sikkerhetsformasjonen (Rocscience, 2019).

For å finne CSRF anbefales det å bruke Mohr & Coloumbs bruddkriterier, som er gitt ved (Hammah, 2007):

$$\tau = c + \sigma_n \tan \phi, \quad 3.2.2-3$$

hvor τ er skjærkrefter, σ_n er normalspenningen langs glideplanet, c er kohesjonen i materialet, og ϕ er friksjonsvinkelen. Ligningen kan omskrives til:

$$\frac{\tau}{F} = c^* + \tan \phi^*, \quad 3.2.2-4$$

hvor F er reduksjonsfaktor, $c^* = c/F$, hvor c er Mohr-Coloumbs kohesjon, ϕ^* er ϕ/F , som er som er friksjonen i forhold til Mohr-Coloumbs bruddkriterie.

Studier fra Hammah et al. (2004) viser at resultatene for «Finite Element» metoden egner seg bra for både uniforme og ikke-uniforme bergartsformasjoner. Prinsippet bygger på kontinuitetsmodellering, men ved å inkludere flere elementer, som sprekkesystem i kontinuitetsmodellen, vil prinsippet også egne seg bra for bergartsformasjoner som fremstår som ikke-uniforme, med flere litologier og sprekkesystem (Hammah et al., 2004). SSR metoden krever i motsetning til LEM metoden, mye arbeid i felt og laboratorium, for å inkludere geologiske parametere fra skråningen (Sandøy, 2012).

Fordelen med å bruke SSR metoden gjennom et «Finite Element»-program som RS2, er at SSR metoden (i forhold til «Limit Equilibrium Method») ikke trenger noen antagelser om formen eller lokaliteten til glideplanet. SSR metoden vil også fastslå de mest kritiske utrasingsmekanismene, og den korresponderende sikkerhetsfaktoren til skråningen (Rocscience, 2019). Viktige input parametere for modelleringen i RS2 er (Mo, 2018; Sandøy, 2012):

- Grenseforhold → Reele og artefiske grenser
- Mesh forhold → Type mesh, antall element, gradient faktor, antall eksterne forgreiningspunkt
- Material innstillinger → Plastisk eller elastisk deformasjon
- Bruddkriterie → Mohr – Coulomb eller Hoek – Browns bruddkriterie
- Bergartsparametere
- Lokalisering av sprekkesystem
- Grunnvannsforhold
- Virkende spenning til bergartsformasjonen
- Ytre faktorer som destabiliserer en bergartsformasjon. For eksempel grunnvann, nedbør, tine/fryse prosesser, og jordskjelv.

Modelleringen av Preikestolen, med input parameterne listet over, er gjort av Mo (2018). I oppgaven knyttet til Preikestolen vil forkastningene i området rundt Preikestolen ligge til grunn for den seismiske koeffisienten k , som brukes i simuleringene i RS2. I kapittel 4.2 blir utregningene for seismiske koeffisienter angitt.

4 Data

4.1 Jordskjelv med potensiale for utløsning av massebevegelser

Totalt ble 86 jordskjelv fra jordskjelvdatabasen filtrert ut i tidsrommet mellom 1497 – 2018. Grunnet begrensede seismiske nettverk frem til 1800-tallet, er flere jordskjelv ikke registrert fra tidligere århundrer, men fra 1800-tallet er registreringen av større jordskjelv komplett (Bungum et al., 1998). Figur 4.1-1 inkluderer det geografiske polygonet, med et magnitdefilter på minimum 4,5, og angir jordskjelve fra den norske jordskjelvdatabasen, som har potensiale til å utløse massebevegelser.



Figur 4.1-1: Jordskjelv fra den norske jordskjelvdatabasen, plottet inn på Google Earth (2019), med geografisk polygon, og et magnitdefilter på minimum 4,5. De røde prikkene angir jordskjelve i og rundt Norge fra 1497-2018, som har potensiale til å utløse massebevegelser i Norge.

Tabell 4.1-1: Jordskjelv med magnituder over 4,5 i og rundt Norges landegrenser. Br. grad antyder breddegrad, og Le. grad antyder lengdegrad. Hendelsene er hentet fra den norske jordskjelvdatabasen, i tidsrom mellom 0974 – 2018. Områdeforklaring: Kyst=like utenfor landområde, utenskjærs=et stykke utenfor kysten, x/y=x på grense mot y.

#	År – dato	Br. grad	Le. grad	Dybde	M _L	M _w	m _c og m _b	Område
1	1497/01/10	62,00	15,00	0		5,5		Sverige, Jämtland
2	1657/05/04	59,00	10,50	28		4,8		Oslofjorden
3	1745/02/07	57,30	8,50	10	4,7	2,5		Kysten, Danmark
4	1758/12/31	68,80	26,40	23		4,5		Finland, nær Finnmark
5	1759/12/22	57,70	11,10	10	5,6	5,5		Kyst, mellom Sverige og Danmark
6	1774/10/29	59,50	7,00	10	4,6	3,0		Indre Rogaland/Agder
7	1794/01/01	57,80	9,20	10	4,5	4,4		Mellom Norge og Danmark
8	1819/08/31	66,40	14,40	15	5,8	4,6		Nordland
9	1834/08/17	61,50	4,10	15	4,9	2,0		Kysten, Sogn
10	1834/09/03	59,50	7,90	15	5,0	4,5		Telemark
11	1841/04/03	57,00	8,50	20	4,5	5,3		Nord i Danmark
12	1851/04/13	58,80	10,80	10	4,6	3,5		Kysten, Østlandet
13	1865/05/07	59,00	6,10	15	4,9	4,7		Rogaland
14	1866/03/09	65,20	6,00	15	5,7	5,9		Utenskjærs, Trøndelag
15	1871/06/30	58,10	8,00	0		4,7		Vest-Agder/Øst-Agder
16	1879/01/04	61,00	2,00	15	4,5	4,4		Utenskjærs, Sogn
17	1880/08/04	63,60	3,90	15	4,5	3,0		Utenskjærs, Trøndelag
18	1886/01/16	57,20	6,40	15		4,4		Utenskjærs, Sørlandet
19	1886/10/24	60,00	6,90	15	4,8	4,5		Møre/Sogn
20	1892/05/15	61,40	5,10	15	5,2	5,7		Kysten, Sogn
21	1894/01/02	60,00	15,00	0		5,1		Sverige, Ørebro
22	1894/07/23	67,90	13,30	15	5,4	3,4		Nordland
23	1894/10/30	63,30	13,0	15		4,1		Kysten, Nordland
24	1895/02/05	65,00	6,00	15	5,3	2,2		Utenskjærs, Trøndelag
25	1899/01/31	60,10	5,50	15	4,6	4,5		Hordaland
26	1901/11/09	59,70	13,80	29	4,5	4,7		Sverige, nær Østlandet
27	1902/01/25	61,60	5,00	7		4,5		Kysten, Sogn
28	1902/02/09	59,50	4,00	0		4,5		Hordaland
29	1904/10/23	59,20	10,50	15	5,4	6,5		Oslofjorden
30	1904/10/30	69,70	18,90	5		4,7		Troms
31	1905/02/06	61,50	5,10	15	4,5	2,0		Hordaland
32	1906/06/03	57,60	6,20	15	4,5	4,2		Utenskjærs, Sørlandet
33	1907/01/10	59,60	12,30	24	4,6	4,7		Sverige, nær Østlandet
34	1907/01/14	66,60	9,50	15	5,0	4,9		Utenskjærs, Nordland
35	1907/01/27	66,20	8,60	15	5,2	5,2		Utenskjærs, Nordland
36	1907/06/29	60,50	7,80	15	4,2	4,5		Buskerud/Hordaland
37	1908/06/30	67,20	14,60	15	4,6	2,0		Nordland
38	1911/08/24	60,00	5,90	15	4,5	4,9		Hordaland
39	1913/07/19	64,30	6,30	15	5,0	4,9		Utenskjærs, Trøndelag
40	1913/08/04	61,30	5,20	15	4,9	5,2		Sogn
41	1913/09/11	68,30	13,20	15	4,8	5,0		Kysten, Nordland

42	1918/04/10	61,50	5,90	15	4,8	4,7		Sogn
43	1920/09/06	67,10	13,90	15	4,4	4,5		Nordland
44	1927/01/24	59,90	1,80	15	5,3	5,7		Utenskjærs, Hordaland
45	1929/05/23	57,20	6,60	15	4,4	4,9		Utenskjærs, Sørlandet
46	1929/05/29	57,30	6,40	15	4,3	4,7		Utenskjærs, Sørlandet
47	1935/07/17	65,90	7,20	15	5,0	5,0		Utenskjærs, Nordland
48	1938/03/11	61,60	4,10	15	4,3	5,0		Kysten, Sogn
49	1939/10/09	59,30	8,40	15	4,1	4,6		Telemark
50	1942/11/26	59,90	6,20	15	4,5	4,8		Hordaland/Rogaland
51	1943/08/29	58,90	5,90	15	4,5	3,9		Rogaland
52	1954/07/07	59,70	4,90	15	4,9	4,6		Kysten, Hordaland
53	1954/07/07	59,70	5,10		4,9			Hordaland
54	1955/04/03	62,30	5,40	33		4,8		Møre
55	1955/06/03	61,90	4,10	15	5,2	5,0		Kysten, Sogn
56	1957/06/22	68,80	14,30	15	4,5	4,0		Nordland
57	1958/01/23	65,20	6,50	15	5,0	5,5		Utenskjærs, Trøndelag
58	1958/08/06	59,60	5,80	15	4,6	5,4		Rogaland/Hordaland
59	1958/12/19	66,20	13,50	15	4,7	4,8		Nordland
60	1958/12/19	66,36	13,20	0	4,5	4,5		Nordland
61	1961/04/04	61,80	1,50	15	4,5	5,1		Utenskjærs, Sogn
62	1962/10/18	60,90	11,50	15	4,2	4,7		Hedmark
63	1962/12/15	66,70	13,90	15	4,5	5,0		Nordland
64	1966/09/04	62,80	6,00	15	4,3	4,7		Kysten, Møre
65	1967/08/21	57,30	4,70	15	4,0	5,2		Utenskjærs, Sørlandet
66	1968/10/07	61,40	4,00	0		4,7		Kysten, Sogn
67	1974/04/28	68,80	16,20	15	4,7	4,9		Troms
68	1975/11/12	57,20	7,80	0		4,7		Kysten, Danmark
69	1976/10/09	67,60	15,80	57	2,7	4,8		Nordland
70	1977/04/06	61,70	2,30	15	4,2	4,4		Utenskjærs, Sogn
71	1977/05/02	61,126	3,321	0		4,5		Utenskjærs, Sogn
72	1977/11/09	63,169	1,934	10	4,7	4,6		Utenskjærs, Møre
73	1978/09/19	62,340	1,500	0		4,7		Utenskjærs, Møre
74	1980/06/08	60,845	3,588	10	4,5		1,1 (m _b)	Utenskjærs /kyst, Sogn
75	1981/09/03	69,620	13,680	12	4,6		4,8 (m _b)	Kysten av Troms
76	1982/07/29	60,164	2,183	192	4,7		4,7 (m _b)	Utenskjærs, Hordaland
77	1983/03/08	59,657	5,229	23	4,7		4,8 (m _b)	Hordaland
78	1986/02/05	62,666	4,410	15	4,7	3,9	4,8 (m _b)	Utenskjærs, Møre
79	1986/10/26	61,659	3,343	15	4,5	4,0	4,5 (m _c)	Utenskjærs, Sogn
80	1988/08/08	63,663	2,424	15	5,3		4,7 (m _c) 5,5 (m _b)	Utenskjærs, Møre
81	1989/01/23	61,866	4,409	31	5,2		4,8 (m _c)	Kysten, Sogn
82	2000/08/12	59,748	5,329	18	4,5	4,0	3,8 (m _c)	Hordaland
83	2007/01/07	61,991	1,120	10	4,2	4,8	3,9 (m _c)	Utenskjærs, Møre
84	2014/09/15	61,656	14,198	6	4,1	4,7	4,8 (m _b)	Sverige, Jämtland
85	2017/06/30	58,983	1,777	11	4,2			Utenskjærs, Hordaland
86	2018/09/11	68,883	28,365				4,5 (m _b)	Finland, nær Finnmark

4.2 Utrekninger for seismiske input-verdier i RS2

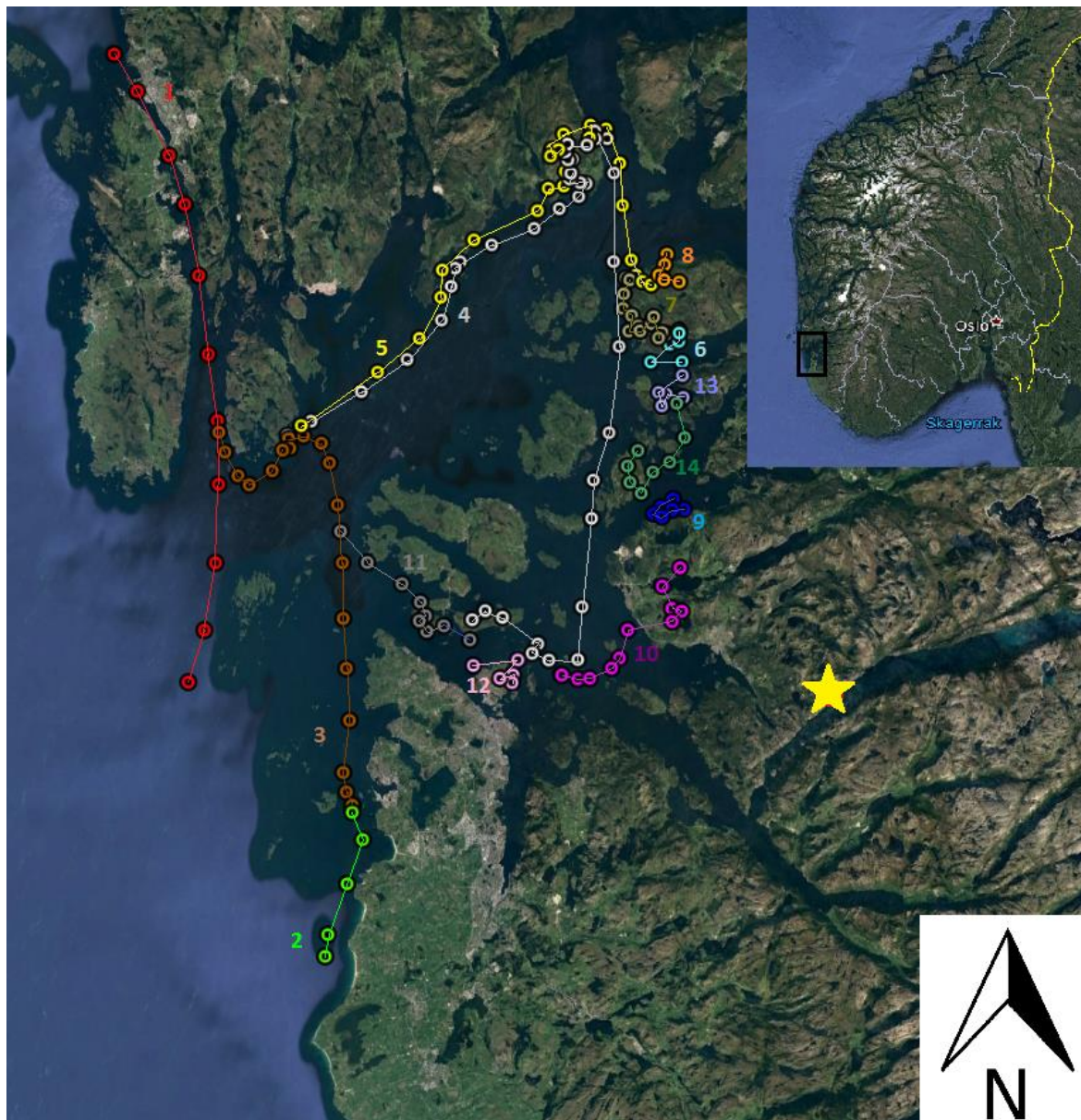
For å inkludere seismisk last i RS2 brukes seismiske koeffisienter. Disse utregningene er angitt i delkapitlene under, og gjøres i rekkefølgen:

1. Beregne maksimale magnituder fra Wells & Coppersmith (1994) for forkastningene nær Preikestolen.
2. Bruke de maksimale magnituder og avstand fra forkastning til Preikestolen, til å utregne maksimale PGA-verdier ved Preikestolen. Her brukes tre GMPE anbefalt av Stewart et al. (2015).
3. Bruke PGA-verdiene ved Preikestolen, for alle forkastninger nær Preikestolen, og beregne de seismiske koeffisientene som legges inn i RS2. Utregningene her er basert på Kavazanjian et al. (2011).

4.2.1 Maksimale magnituder for forkastninger i Rogaland

Formålet med registreringen av forkastninger nær Preikestolen, er å bruke dem til å regne ut maksimal magnitudo (Wells & Coppersmith, 1994), og deretter finne maksimale PGA-verdier ved Preikestolen, som videre brukes til å beregne seismiske koeffisienter. De seismiske koeffisientene blir brukt for å inkludere seismisk last i stabilitetsanalysen av Preikestolen. Karttjenesten i dmap.no, gir muligheter til å registrere forkastningers overflatebrudd. Fra dmap.no ble det kartlagt 14 forkastninger innen 50 km avstand fra Preikestolen. Disse 14 forkastningene er lagt inn på Google Earth, i figur 4.2.1-1.

Lengden til forkastningene varierer på mellom noen få kilometer, til opp mot hundre kilometer. Tabell 4.2.1-2 angir forkastningene, med lengde, retning, helning, og maksimal magnitudo med avvik beregnet fra Wells & Coppersmith's (1994) ligning. Flere av forkastningene svinger, der både retningen og helningen varierer. Lengden til forkastningene er en tilnærmet verdi, og vil kunne ha usikkerhet på pluss/minus 5 kilometer. Alle forkastningene er lokalisert vest for Preikestolen, og flesteparten av forkastningene ligger ved fjorder og øygrupper nordvest i Rogaland.



Figur 4.2.1-1: Kart over de 14 forkastningene som er registrert med 50 kilometers radius fra Preikestolen. Forkastningene er nummerert, og blir henvist med nummer videre. Preikestolen er symbolisert med gul stjerne. Koordinater for forkastninger er hentet fra dmap.no (2019), og plottet inn på Google Earth (2019).

Forkastningene som er registrert fra dmap.no er kartlagt som overflatebrudd. En kan finne maksimal magnitudo ved hver forkastning ved å bruke Wells & Coppersmith's (1994) ligning. Denne ligningen baserer seg på å finne maksimal magnitudo for forkastningene, basert på bruddtype og forkastningens lengde (Wells & Coppersmith, 1994). Maksimal magnitudo for forkastningene, basert på overflatebrudd er gitt av Wells & Coppersmith (1994):

$$M = a + b * \log(SRL), \quad 4.2.1-1$$

hvor M er moment magnitudo (M_w), a og b er bestemte koeffisienter basert på bruddtype, og SRL er lengden til overflatebruddet. Koeffisienter, avvik, og rekkevidder for formel 4.2.2-1 er angitt i tabell 4.2.1-1.

Tabell 4.2.1-1: Koeffisienter, avvik, og rekkevidder for formel $M = a + b * \log(SRL)$. Modifisert fra Wells & Coppersmith, (1994).

Type forkastning	Koeffisient a (avvik)	Koeffisient b (avvik)	Rekkevidde for magnitudo	Rekkevidde for forkastningslengde (km)
Strike-slip	5,16 (0,13)	1,12 (0,08)	5,6 til 8,1	1,3 til 432
Revers	5,00 (0,22)	1,22 (0,16)	5,4 til 7,4	3,3 til 85
Normal	4,86 (0,34)	1,32 (0,26)	5,2 til 7,3	2,5 til 41
Alle	5,08 (0,10)	1,16 (0,07)	5,2 til 8,1	1,3 til 432

Koeffisientene i tabell 4.2.1-1 ligger til grunn når maksimal magnitudo for forkastningene skal bestemmes ut ifra forkastningenes overflatebrudd. Det er vanskelig å vite hvilken type de ulike forkastningene er, så i beregningene er koeffisientene basert på «alle typer forkastninger». Dette fører til at den maksimale magnituden vil få en liten usikkerhet (Wells & Coppersmith, 1994). Avstanden fra Preikestolen blir målt som den korteste distansen fra Preikestolen til forkastningene, og denne distansen brukes i utregningene for å finne maksimale PGA-verdier ved Preikestolen for de forskjellige forkastningene.

Tabell 4.2.1-2: Forkastninger i Rogaland, med informasjon som forkastningslengde, retning, helning, maksimal magnitudo (M_w) og avvik (Wells & Coppersmith, 1994), samt korteste distanse fra forkastning til Preikestolen. Disse forkastningene er plottet med nummer på figur 4.2.1-1.

Forkastning	Lengde (km)	Retning til forkastning	Heller mot	Maksimal magnitudo (W&C, 1994)	Avvik (+/-)	Avstand fra Preikestolen (km)
1	50	Nord mot Sør	Vest	7,1	0,218	48
2	12	Nord mot Sør	Vest	6,3	0,175	37
3	42	Nord mot Sør	Vest	7,0	0,213	37
4	93	Svinger i flere retninger	Sør – Øst, og Vest	7,4	0,237	20
5	52	Nord – Øst og Sør	Sør – Øst, og Vest	7,1	0,220	35
6	6	Irregulær, svinger flere ganger	Heller i flere retninger, uten noen klar tendens	6,0	0,154	29
7	14	Sør mot Nord, før den snur motsatt retning	Heller mot vest, og øst	6,4	0,180	24
8	5	Veldig irregulær, svinger flere ganger	Heller i flere retninger, uten noen klar tendens	5,9	0,148	34
9	6	Svinger, men har Øst – Vest tendens	Nord og Sør	6,0	0,154	19
10	20	Sør – Vest mot Nord - Øst	Nord, og Nord - Vest	6,6	0,919	13
11	15	Nord – Vest mot Sør - Øst	Nord - Øst	6,4	0,182	28
12	7	Svinger, tendens fra vest mot øst.	Heller hovedsakelig mot Sør	6,1	0,159	24
13	6	Svinger sirkulært	Heller i ulike retninger	6,0	0,154	26
14	20	Svinger sirkulært	Heller i ulike retninger	6,6	0,919	22

4.2.2 Utrekning av PGA-verdier ved Preikestolen

PGA er amplituden av den største bakkebevegelsen fra et jordskjelv ved en bestemt lokalitet (Douglas, 2002). I dette tilfelle beregnes PGA-verdiene for den maksimale magnituden for hver av de 14 forkastningene i Rogaland i forhold til avstanden til Preikestolen. Ved å bruke avstand fra Preikestolen, og den maksimale magnituden til forkastningene brukes en «Ground Motion Prediction Equations» (GMPE) til å finne den maksimale horisontale akselerasjonen ved Preikestolen for ulike magnituder og distanser. GMPE blir brukt til å estimere grad av bakkerystelser ved en bestemt lokalitet, ut ifra magnituden til jordskjelvet, og distansen fra episenter til aktuell lokalitet. Måleenhetene for PGA som blir brukt i denne oppgaven er cm/s^2 og g -enheten. De fleste utregninger med PGA er knyttet mot g -enheten.

Når det skal bestemmes hvilken GMPE som skal brukes er det flere kriterier som må passe for det aktuelle område. Det viktigste kriteriet for bestemmelse av en passende GMPE omhandler tektoniske forhold. Andre kriterier som regional geologi, magnitdebegrensninger, distansebegrensninger, distansetype (Joyner-Boore eller distanse fra episenter), og type forkastning (normal, revers, eller transform) må også tas i betraktning for bestemmelse av en passende GMPE (Stewart et al., 2015).

For denne oppgaven er tre GMPE brukt, alle gir forskjellige PGA verdier, men de har samme applikasjoner, og er i utgangspunktet utviklet for Østlige USA (Stewart et al., 2015), som befinner seg i et stabilt kontinent område, slik som Norge. Studier av Stewart et al. (2015) har tatt for seg hvilke GMPE som er mest passende å bruke i ulike tektoniske settinger. I stabile kontinentsettinger anbefales det å bruke GMPE som er utviklet av Pezeshk et al. (2015), Atkinson & Boore (2006), og Silva et al. (2002). I denne oppgaven følges anbefalingene fra Stewart et al. (2015), og disse tre GMPE ligger til grunn for beregningene av maksimale PGA-verdier ved Preikestolen.

1. Pezeshk et al. (2015):

$$\begin{aligned} \log Y = & c_1 + c_2 M_w + c_3 M_w^2 + (c_4 + c_5 M_w) * & 4.2.2-1 \\ & \min \{ \log(R), \log(60) \} + (c_6 + c_7 M_w) * \\ & \max [\min \left\{ \log \left(\frac{R}{60} \right), \log \left(\frac{120}{60} \right) \right\}, 0] + (c_8 + c_9 M_w) * \\ & \max \left\{ \log \left(\frac{R}{120} \right), 0 \right\} + c_{10} R, \end{aligned}$$

der,

$$R = \sqrt{(R_{rup}^2 + c_{11}^2)}, \quad 4.2.2-2$$

hvor Y er verdien til PGA, angitt i g-enhet, M_w er moment magnitude, R er den nærmeste avstanden i kilometer fra forkastningen til aktuell lokalitet, og $c_1 - c_{11}$ er koeffisienter fra Pezeshk et al. (2015). Perioden som bestemmer koeffisientene tilsvarer den spektrale akselerasjonen, og har en periode på 0,01 sekund.

Ligningen fra Pezeshk et al. (2015) er bygget videre fra GMPE utviklet av Campbell (2003), og Pezeshk et al. (2011). Denne GMPE skal gi mer nøyaktige PGA verdier, i forhold til Pezeshk et al. (2011). Fra Stewart et al. (2015) anbefales også GMPE utviklet av Atkinson & Boore (2006). Resultatet til Atkinson & Boore (2006) er basert på stokastisk simulasjon, og er kalibrert mot tilgjengelig data, slik at den også kan brukes både for hard berggrunn, og i områder med sedimenter (Stewart et al., 2015).

2. Atkinson & Boore (2006):

$$\log Y = c_1 + c_2 M + c_3 M^2 + (c_4 + c_5 M) f_1 + (c_6 + c_7 M) f_2 + (c_8 + c_9 M) f_0 + c_{10} R_{cd} + S, \quad 4.2.2-3$$

hvor $f_0 = \max(\log(R_0/R_{cd}), 0)$; $f_1 = \min(\log R_{cd}, \log R_1)$; $f_2 = \max(\log R_{cd}/R_2, 0)$; $R_0 = 10$; $R_1 = 70$; $R_2 = 140$; og $S = 0$ for hard berggrunn. Ved mykere underlag som sedimenter finnes ligninger for kalibrering av S . Y er PGA-verdi målt i cm/s^2 , M er moment magnitude (M_w), og R_{cd} angir den korteste avstanden fra forkastning til aktuell lokalitet. Koeffisientene $c_1 - c_{10}$ er angitt i tabell 4.2.2-1.

Den tredje anbefalte GMPE av Stewart et al. (2015), er utviklet av Silva et al. (2002). Denne ligningen gir mer realistiske PGA-verdier for bakkerystelser med lengre perioder (> 1 sek), og er særlig godt egnet for strukturer som innehar større perioder for bakkebevegelser, slik som høye bygninger (Silva et al., 2002; Stewart et al., 2015).

3. Silva et al. (2002):

$$\ln Y = c_1 + c_2 M + (c_6 + c_7 M) * \ln(R + e^{c_4}) + c_{10}(M - 6)^2, \quad 4.2.2-4$$

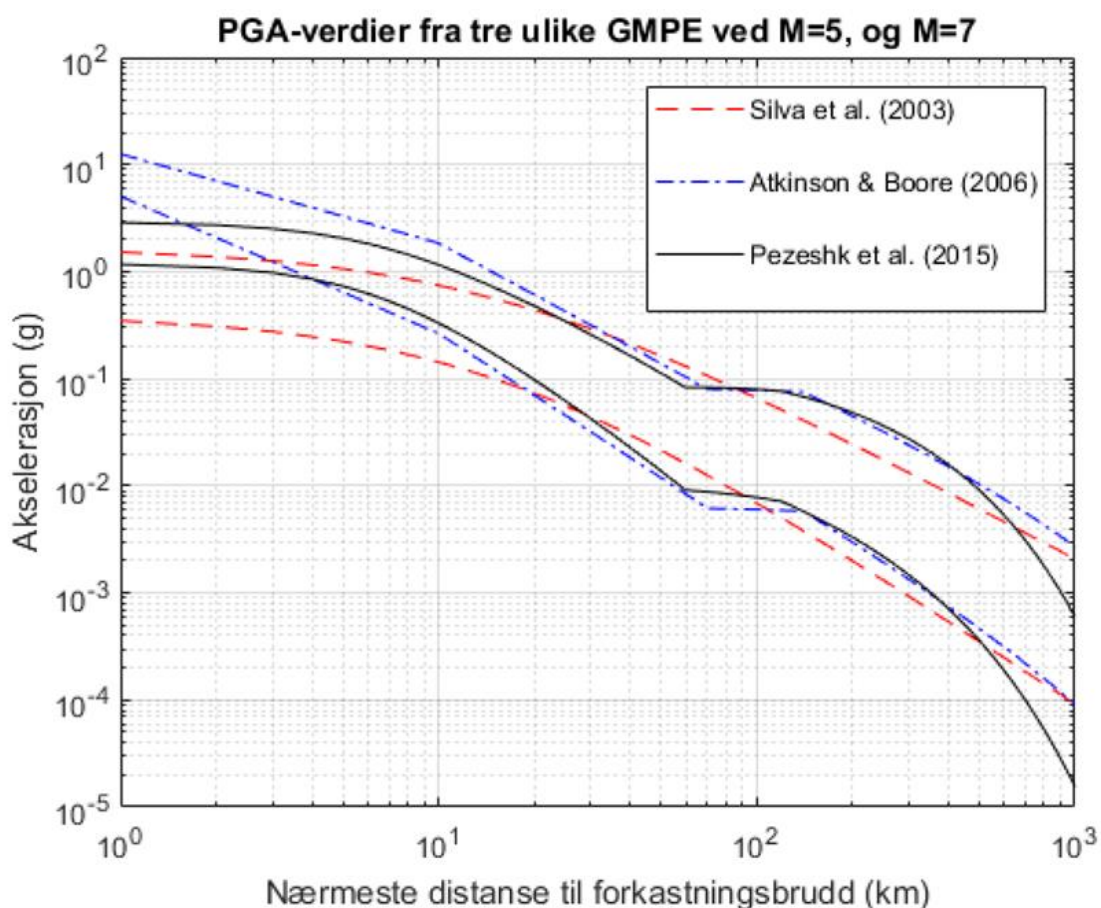
hvor Y tilsvarer PGA-verdier målt i g, R er nærmeste avstand fra forkastning til aktuell lokalitet, M er moment magnituden (M_w), og koeffisientene $c_1 - c_{10}$ baserer seg på PGA, som har periode på 0,01 sekund, og er angitt i tabell 4.2.2-1. I figur 4.2.2-1 er resultatene fra de tre GMPE angitt, med PGA-verdier mot avstander med magnituder på 5,0 og 7,0.

Utrekningene stemmer overens med antagelsene fra Stewart et al. (2015).

Tabell 4.2.2-1: Tabell over de forskjellige koeffisientene som blir brukt i de tre forskjellige GMPE som ligger til grunn for utregningen av PGA-verdier ved Preikestolen.

Koeffisienter	Silva et al. (2002)	Atkinson & Boore (2006)	Pezeshk et al. (2015)
c_1	3,54103	0,907	-0,765463
c_2	0,18904	0,983	0,899411
c_3	--	-0,060	-0,0787391
c_4	2,7	-2,70	-3,53403
c_5	--	0,159	0,294791
c_6	-2,97418	-2,80	-0,479922
c_7	0,19819	0,212	0,117806
c_8	--	-0,301	-2,18173
c_9	--	-0,0653	0,302903
c_{10}	-0,05814	-0,000373	-0,00232654
c_{11}	--	--	6,2422

Dersom det er ønskelig å finne 5 % dempet PSA verdier, må det brukes forskjellige koeffisienter enn de som er brukt i disse undersøkelsene. Da brukes perioder mellom 0,02 – 4 sekund, men dette er ikke relevant for denne oppgaven, der kun maksimale PGA-verdier for Preikestolen estimeres. PGA-verdiene for Preikestolen brukes videre til å beregne de seismiske koeffisientene som legges inn i RS2.



Figur 4.2.2-1: PGA-verdier for magnituder på 5 og 7, ved de tre GMPE for et stabilt kontinent. Figuren er laget med to magnituder per GMPE, nederste av lik farge tilsvarer magnitudo på 5, mens øverste av lik farge tilsvarer magnitudo på 7. PGA-verdiene langs y-aksen er angitt i g-enheten.

Figur 4.2.2-1 viser resultatet av de tre GMPE som er anbefalt av Stewart et al. (2015), med magnituder på 5,0 og 7,0. Verdt å merkes er at verdiene for ligningen til Atkinson & Boore (2006), som er symbolisert med blå stiplet linje i figur 4.2.2-1, har overvurdert PGA-verdiene i distanseintervallet 1-5 kilometer (Atkinson & Boore, 2006). PGA-verdiene ved Preikestolen, for hver av de 14 forkastningene, er gitt i tabell 4.2.2-2. De tre GMPE gir forskjellige PGA-verdier særlig ved korte avstander, men ved økende avstander korrelerer PGA-verdiene bedre.

Tabell 4.2.2-2: Estimering av PGA verdier for Preikestolen for alle nærliggende forkastninger innenfor 50 km fra Preikestolen. Ligningene er gyldige med magnituder mellom 3,0 og 8,0, og avstander under 1000 kilometer (Pezeshk et al., 2015; Silva et al., 2002; Atkinson & Boore, 2006).

Forkastning	Maksimal magnitudo (M_w)	Nærmeste avstand til Preikestolen (km)	PGA (cm/s^2) Silva et al. (2002)	PGA (cm/s^2) Atkinson & Boore (2006)	PGA (cm/s^2) Pezeshk et al. (2015)
1	7,1	48	183,38	159,36	126,40
2	6,3	37	121,60	110,00	109,44
3	7,0	37	227,71	221,54	182,31
4	7,4	20	577,90	805,65	539,65
5	7,1	35	263,60	264,70	211,04
6	6,0	29	123,17	120,45	131,41
7	6,4	24	218,29	256,79	247,72
8	5,9	34	92,18	80,74	88,85
9	6,0	19	195,44	254,22	276,65
10	6,6	13	450,90	866,31	712,84
11	6,4	28	184,75	197,45	193,98
12	6,1	24	167,40	187,86	200,74
13	6,0	26	139,74	146,13	160,24
14	6,6	22	282,92	360,73	329,70

4.2.3 Utregning av seismiske koeffisienter

De seismiske koeffisientene, k , bestemmes ut ifra PGA verdiene til forkastningene. Den seismiske koeffisienten er en lateral kraft, som blir brukt i pseudostatistiske analyser, og representerer en gjennomsnittskraft av seismisk effekt for hele bergartsmassen (Kavazanjian, 2013). PGA er en akselerasjon som kun skjer på et punkt, oftest kun en gang i løpet av et jordskjelv (Bykova, 2016), mens den seismiske koeffisienten er en gjennomsnittsverdi av hele massen, dette fører til at den seismiske koeffisienten som regel har en lavere verdi enn PGA-verdiene (Kavazanjian, 2013).

Den seismiske koeffisienten avhenger av faktorer som sikkerhetsfaktoren til skråningen, magnitudo, bakkebevegelse, og høyden til skråningen (Kavazanjian et al., 2011). Som nevnt tidligere, er det å bestemme den seismiske koeffisienten det mest krevende arbeidet i

pseudostatistiske analyser, og det er utviklet flere metoder på å bestemme koeffisienten. Noen teorier baserer seg på historiske verdier (Terzaghi, 1950; Seed, 1979; Hynes and Franklin, 1984), mens moderne teorier bruker utregninger for å utvinne mest mulige realistiske koeffisient-verdier (Kavazanjian et al., 2011; Bray & Travasarou, 2009).

I denne oppgaven brukes utregninger utviklet av Kavazanjian et al. (2011), ettersom de seismiske koeffisientene avhenger av PGA-verdier, seismisk miljø, og bergartsparemetere. I denne metoden brukes PGA til å finne MHA, som er den maksimale horisontale gjennomsnittsakselerasjonen, med samme enhet som PGA. Etter utregnet MHA, multipliseres denne verdien med en skaleringsfaktor, α . Formelen for den seismiske koeffisienten, k_s , er gitt fra Kavazanjian et al. (2011):

$$k_s = MHA * r, \quad 4.2.3-1$$

der k_s er den seismiske koeffisienten, MHA er maksimal horisontal gjennomsnittsakselerasjon målt i g, og r er en duktilitetsfaktor for bruddmassene, og er alltid en koeffisient mellom 0 og 1. Der $r=1$ utgjør hard berggrunn, mens $r=0,5$ utgjør duktile forhold, typisk for sedimenter. Preikestolen innehar hard berggrunn (Mo, 2018), og derfor er den passende koeffisienten for r lik 1. Formelen for MHA gitt fra Kavazanjian et al. (2011):

$$MHA = \alpha * PGA, \quad 4.2.3-2$$

der,

$$\alpha = 1 + 0.01H (0.5\beta - 1) \quad H \leq 100 \text{ ft}, \quad 4.2.3-3$$

der α er en skaleringsfaktor, som avhenger av H og β . H er høyden til den utsatte skråningen, og β er en seismisk faktor som beskriver grad av seismisitet, og har en verdi mellom 0,5 og 1,5. Der 0,5 utgjør lav seismisitet, 1 utgjør moderat seismisitet, og 1,5 utgjør høy seismisitet (Kavazanjian, 2013). Verdien til α forblir konstant, dersom høyden til skråningen er over 100 fot, noe som tilsvarer rundt 30 meter (Kavazanjian et al., 2011). I Østlige-USA angis β -verdien å ha verdier under 1, ettersom seismisiteten betegnes som moderat (Kavazanjian, 2013).

Fra ligningen til Kavazanjan et al. (2011) skal også α -faktoren multipliseres med 1,2 dersom underlaget i skråningen befinner seg i «Site Class» A eller B. «Site Class» definerer hardheten og motstandskreftene til underlaget, og er basert på fem kategorier mellom A-E. «Site Class» A og B utgjør henholdsvis hard og mellomhard berggrunn, «Site Class» C utgjør en svakere, oppsprukket, og ofte sedimentær berggrunn, mens «Site Class» D og E utgjør svakere underlag grunnet løsmasser (Kavazanjan, 2013). Preikestolen befinner seg innenfor «Site Class» A, og α -faktoren skal derfor økes med 20 %. Formelen for å finne β -faktoren er gitt fra Kavazanjan et al. (2011):

$$\beta = \frac{S_1 * F_v}{PGA * F_{PGA}}, \quad 4.2.3-4$$

der S_1 er spektral akselerasjon ved et sekund, F_v er periodefaktoren til S_1 gitt ut i fra «Site Class» fra A-E, PGA er den den horisontale bakkeakselerasjonen ved et punkt, og F_{PGA} er den tilhørende faktoren for PGA, basert på samme klassifikasjonssystem (Kavazanjan, 2013). Formelen for å finne spektral akselerasjon, S_1 er gitt fra Kavazanjan et al. (2011):

$$S_1 = \frac{PGV}{38 * F_v}, \quad 4.2.3-5$$

der PGV er «Peak Ground Velocity», som er den høyeste grad av hastighet ved et bestemt punkt fra et jordskjelv. For å regne ut β og S_1 , brukes Silva et al.'s (2002) GMPE, i og med at denne inkluderer PGV koeffisienter, og gir ut nokså likt resultat ved større avstander, som de to andre anbefalte GMPE som er beskrevet i kapittel 4.2.2.

I tabell 4.2.3-1 er PGV, S_1 , og β listet opp for de 14 forkastningene nær Preikestolen.

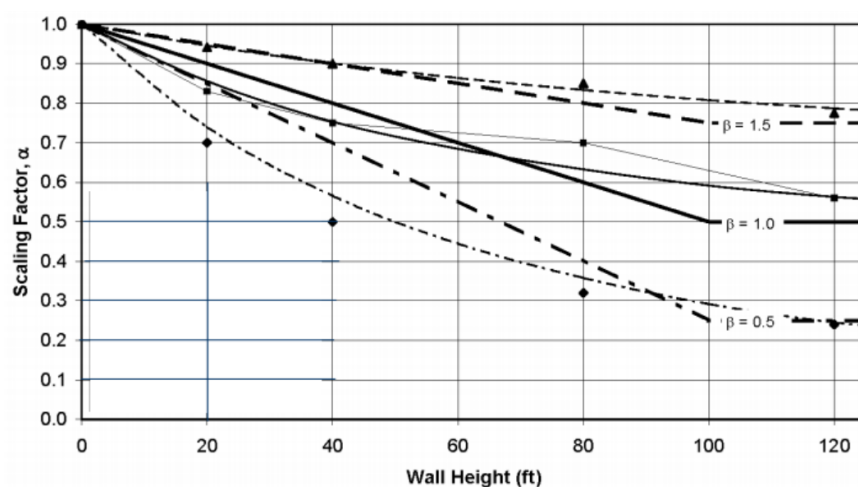
Preikestolens harde berggrunn hører til i «Site Class» A, og dette medfører at faktoren til PGA, F_{PGA} , er 0,7, mens faktoren til S_1 , F_v , er 0,5 (Kavazanjan et al., 2011).

Tabell 4.2.3-1: Tabell over PGA, PGV, spektral akselerasjon ved et sekund, og β -faktoren ut ifra beregninger med GMPE utviklet av Silva et al. (2002).

Forkastning	PGA (g-enhet)	PGV	S_1	β
1	0,1870	5,3350	0,2808	1,0725
2	0,1240	2,8491	0,1500	0,8638

3	0,2322	6,3199	0,3326	1,0232
4	0,5893	16,8225	0,8854	1,0732
5	0,2688	7,4517	0,3922	1,0422
6	0,1256	2,6249	0,1382	0,7857
7	0,2226	5,1002	0,2684	0,8613
8	0,0940	1,9340	0,1018	0,7735
9	0,1993	4,0852	0,2150	0,7706
10	0,4598	10,8347	0,5702	0,8859
11	0,1884	4,3528	0,2291	0,8686
12	0,1707	3,646	0,1908	0,7983
13	0,1425	2,9604	0,1558	0,7810
14	0,2885	6,9105	0,3637	0,9005

Fra tabell 4.2.3-1 er gjennomsnittsverdien til β -faktoren for de 14 forkastningene på 0,89. For utregningene av seismiske koeffisienter blir denne faktoren brukt. Denne verdien til β , samsvarer bra med tilnærmingene til β -verdiene, der en verdi på 0,89 antydes å beskrive lav-moderat seismisk aktivitet (Kavazanjan, 2013). Videre blir α -faktoren bestemt ut ifra β -faktoren, og høyden til formasjonen. Dersom høyden til formasjonen er over 100 fot, vil α -faktoren være konstant, dette er illustrert i figur 4.2.3-1. Derfor settes høyden for Preikestolen til 100 fot, selv om den i utgangspunktet er høyere enn dette. Siden Preikestolen befinner seg i «Site Class» A, multipliseres α -faktoren med en verdi på 1,2 som tilsvarer en økning på 20 % (Kavazanjan et al., 2011).



Figur 4.2.3-1: Resultatet av α -faktoren, basert på forskjellige verdier av β -faktoren, og høyden (i fot) til skråningen. α -faktoren forblir konstant etter skråningen overstiger 100 fot, noe som tilsvarer rundt 30 meter. Hentet fra Kavazanjan et al. (2011).

Fra formlene og faktorene som er beskrevet over, er det mulig å regne ut de seismiske koeffisientene for de tre GMPE. Faktorene α , β , og H , er de samme i ligningen, ettersom det brukes en gjennomsnittsverdi for den seismiske faktoren, β , som er 0,89. Den seismiske koeffisienten avhenger dermed av PGA-verdiene for de ulike GMPE og forkastningene. Den utregnede verdien til skaleringsfaktoren, α , er 0,45. Denne verdien blir brukt ved alle utregningene for de seismiske koeffisientene. Når en vet β -faktoren er det også mulig å bruke figur 4.2.3-1 til å lese av α -faktoren. I tabell 4.2.3-2 har de seismiske koeffisientene tre verdier for hver forkastning, ettersom tre anbefalte GMPE fra Stewart et al. (2015) er brukt. Med kjent α -faktor på 0,45 brukes formel 4.2.3-1 og 4.2.3-2 til å beregne de seismiske koeffisientene. For alle utregningene er g-enheten for PGA brukt.

Tabell 4.2.3-2: Tabell over seismiske koeffisienter for Preikestolen fra de 14 nærliggende forkastningene i Rogaland, basert på GMPE fra Silva et al. (2002), Atkinson & Boore (2006), Pezeshk et al. (2015). PGA verdiene er angitt i g-enheten, ettersom denne enheten blir brukt i utregningene.

Forkastning	PGA (SIL02)	Seismisk koeffisient (SIL02)	PGA (AB06)	Seismisk koeffisient (AB06)	PGA (PEZ15)	Seismisk koeffisient (PEZ15)
1	0,1870	0,0841	0,1625	0,0731	0,1288	0,0508
2	0,1240	0,0558	0,1121	0,0504	0,1115	0,0502
3	0,2322	0,1045	0,2259	0,1017	0,1859	0,0837
4	0,5893	0,2652	0,8215	0,3697	0,5502	0,2476
5	0,2688	0,1210	0,2691	0,1211	0,2152	0,0968
6	0,1256	0,0565	0,1228	0,0553	0,1340	0,0603
7	0,2226	0,1002	0,2618	0,1178	0,2526	0,1137
8	0,0940	0,0423	0,0823	0,0370	0,0906	0,0408
9	0,1993	0,0897	0,2592	0,1166	0,2821	0,1269
10	0,4598	0,2069	0,8833	0,3975	0,7268	0,3271
11	0,1884	0,0848	0,2013	0,0906	0,1978	0,0890
12	0,1707	0,0768	0,1915	0,0862	0,2046	0,0921
13	0,1425	0,0641	0,1490	0,0670	0,1639	0,0738
14	0,2885	0,1298	0,3678	0,1655	0,3362	0,1513

I tabell 4.2.3-2 er alle de horisontale seismiske koeffisienter lagt til. Koeffisientene er den viktigste inputen av seismisk last i RS2, og i programmet multipliseres den seismiske koeffisienten med vekten av hvert element i modellen (Rocscience, 2019).

Den seismiske lasten defineres også ved en vertikal seismisk koeffisient (Rocscience, 2019). Denne kraften kan enten være positiv eller negativ. En positiv vertikal koeffisient betyr at jordskjelvkraften agerer nedover, i samme retning som tyngdekraften, mens en negativ seismisk koeffisient virker oppover, imot tyngdekraften. Den vertikale koeffisienten har ofte mindre betydning for sikkerhetsfaktoren for formasjonen. Dette er på grunn av at de indre vertikale kreftene endrer vekten for elementene, som medfører at de indre vertikale kreftene vil øke vekten til elementene (Pushpa et al., 2017). De horisontale kreftene ved et jordskjelv kan derimot ha langt større konsekvenser, og kun små endringer av disse kreftene kan minke sikkerhetsfaktoren drastisk (Wright & Rathje, 2003).

Studier har tatt for seg forholdet mellom den horisontale seismiske koeffisient, k_h og den vertikale seismiske koeffisient, k_v . Disse studiene har uenighet om betydningen til den vertikale seismiske koeffisienten. Pushpa et al. (2017), Jibson (2011), Wyllie & Mah (2004) og Evangelista et al. (2010) antyder at ved pseudostatistiske analyser har den vertikale seismiske koeffisienten en tendens til å gå mot 0, og at betydningen av denne koeffisienten er minimal.

Studier fra Sun & Ruan (2013) har brukt vertikale seismiske koeffisienter som er $2/3$ av de horisontale seismiske koeffisientene, mens studier fra Zu et al. (2015) har brukt vertikale seismiske koeffisienter som er konstant halvparten av de horisontale seismiske koeffisientene. Etersom det er uenighet om anbefalte verdier for vertikale seismiske koeffisienter, brukes det i denne oppgaven koeffisient-verdier på 0 , $0,5 \cdot k_h$, og $0,64 \cdot k_h$.

5 Resultater

5.1 Jordskjelvutløste massebevegelser i Norge

5.1.1 Oppsummering av resultater fra jordskjelvutløste massebevegelser i Norge

Ved å bruke skrednett.no og makroseismiske rapporter mot hvert jordskjelv, ble det funnet flere hendelser der jordskjelv har, eller kan ha utløst massebevegelser i Norge. Noen av hendelsene virker mer plausible enn andre, mens andre hendelser har flere tilknyttende usikkerheter. Tabell 5.1-1 gir en oversikt over de jordskjelvene som trolig har utløst massebevegelser i Norge. Tabell 5.1-2 gir en oversikt over de jordskjelvene som kan ha utløst massebevegelser, men for disse hendelsene knyttes det flere usikkerheter. Hendelsene fra tabell 5.1-2, blir ikke vurdert videre i diskusjonskapittelet ettersom det knyttes for store usikkerheter til om jordskjelvet utløste massebevegelsene. I vedlegg 4 er alle dokumentasjonene som gir indikasjoner for jordskjelvutløste massebevegelser fra skrednett.no og makroseismiske arkiv lagt inn.

For noen av hendelsene har massebevegelsen skjedd dagen etter jordskjelvet, likevel kan jordskjelvet være en utløsningsmekanisme for massebevegelsen både i form av etterskjelv, og at jordskjelvet fører til at skråningen blir ustabil (Keefer, 1984; Jibson, 1996; Tatard & Grasso, 2013). Mindre bakkebevegelser kan også utløse massebevegelser dersom utløsningsområde allerede er utsatt for utrasing (Jibson, 1996). For å kunne evaluere om nedbør kan ha hatt en effekt for utløsningen, inkluderes også nedbørsstatistikk for område der dette er tilgjengelig fra eKlima.met.no (2019). Faktorer som magnitudo, intensiteter, avstand fra episenter til massebevegelse, varighet av skjelving, og effekt av nedbør legges til grunn når det skal evalueres hvilken påvirkning jordskjelvet kan ha hatt for de aktuelle massebevegelsene.

Tidligere ble skredene fra fast fjell klassifisert etter det gamle klassifiseringssystemet, i denne oppgaven presenteres resultatene med det nye klassifikasjonssystemet, der

steinsprang utgjør et volum på under 100 m³, steinskred utgjør et volum på mellom 100 og 100 000 m³, mens fjellskred utgjør et volum på over 100 000 m³ (NGU, 2019a). Dette betyr at for noen av skredhendelsene, er skredtypen konvertert mot dette klassifikasjonssystemet.

Tabell 5.1-1: Jordskjelvutløste massebevegelser i Norge basert fra registrerte skredhendelser i skrednett.no og rapporter fra makroseismiske arkiv. Usikre hendelser er markert med gul skrift.

Dato for jordskjelv	Magnitude	Breddegrad; lengdegrad til episenter	Skredtype	Breddegrad; lengdegrad til massebevegelse
1819/08/31	5,8 (M _L)	66,40; 14,40	Steinsprang	68,1114; 13,5517
1819/08/31	5,8 (M _L)	66,40; 14,40	Steinsprang	66,4274; 12,8551
1819/08/31	5,8 (M _L)	66,40; 14,40	Steinskred	66,4290; 13,1431
1819/08/31	5,8 (M _L)	66,40; 14,40	Leirskred	66,2762; 13,5560
1819/08/31	5,8 (M _L)	66,40; 14,40	Leirskred	66,2822; 13,6208
1819/08/31	5,8 (M _L)	66,40; 14,40	Jordskred	66,2956; 13,6007
1819/08/31	5,8 (M _L)	66,40; 14,40	Steinskred	67,3087; 14,8512
1904/10/23	5,4 (M _L)	59,20; 10,50	Steinsprang	59,0390; 9,9688
1904/10/23	5,4 (M _L)	59,20; 10,50	Steinsprang	59,1926; 9,9574
1904/10/23	5,4 (M _L)	59,20; 10,50	Leirskred	58,8748; 9,0225
1904/10/23	5,4 (M _L)	59,20; 10,50	Steinsprang	60,8559; 9,6816
1939/10/09	4,6 (M _w)	59,30; 8,40	Steinskred	58,5284; 8,3600
1954/07/07	4,9 (M _L)	59,70; 5,10	Steinsprang	60,1138; 6,5654
1958/08/06	5,4 (M _w)	59,60; 5,80	Steinskred	59,3768; 5,5770
1958/08/06	5,4 (M _w)	59,60; 5,80	Steinskred	60,4890; 5,7508
1958/08/06	5,4 (M _w)	59,60; 5,80	Steinskred	60,5805; 5,7730
1974/04/28	4,7 (M _L)	68,80; 16,20	Leirskred	68,8544; 18,0928

Fra tabell 5.1-1 antydes det at jordskjelvene har hatt en påvirkning på utløsningen av massebevegelser, enten direkte eller i kombinasjon med andre utløsningsmekanismer. For noen av hendelsene i tabell 5.1-1 knyttes det større usikkerheter, og disse hendelsene er derfor markert med gul skrift. Tabell 5.1-2 angir hendelser som innehar for store usikkerheter til å evaluere påvirkningsgraden jordskjelv kan ha hatt for utløsningen til massebevegelser.

Tabell 5.1-2: Jordskjelv som kan ha utløst massebevegelser, eller potensielt vært en medvirkende faktor sammen med andre utløsningsmekanismer. Til disse hendelsene knyttes store usikkerheter.

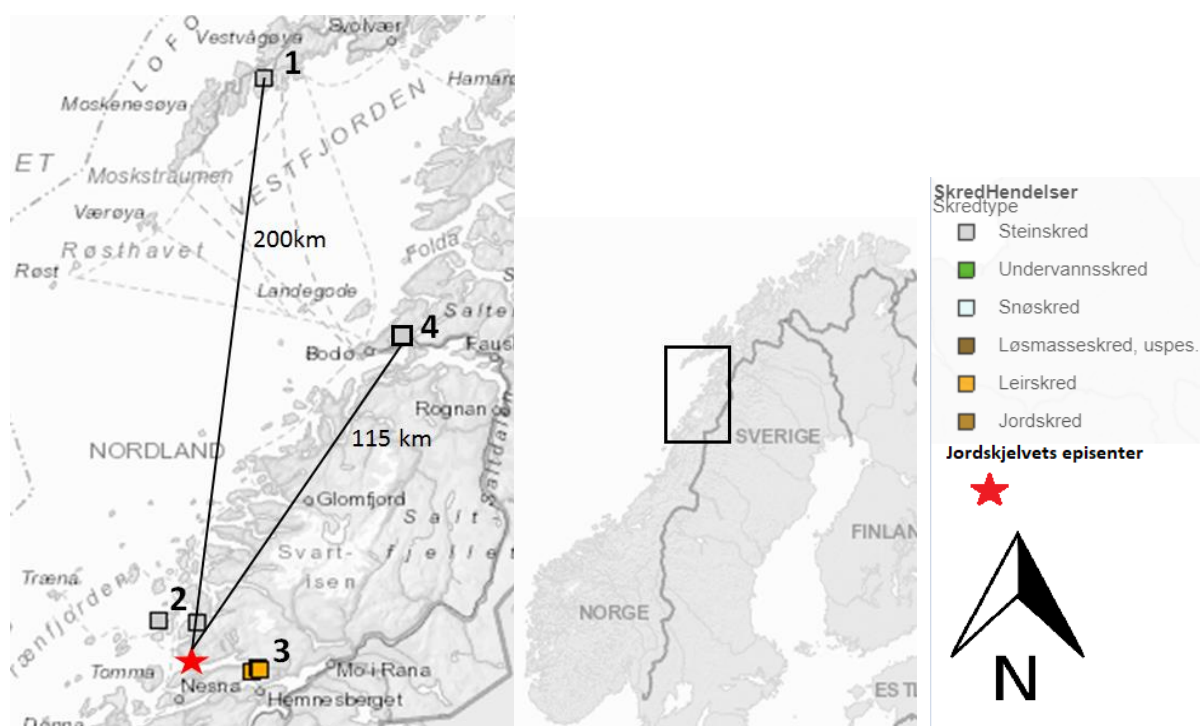
Dato for jordskjelv	Magnitude	Breddegrad; lengdegrad til episenter	Skredtype	Breddegrad; lengdegrad til massebevegelse
1851/04/13	4,6 (M_L)	58,80; 10,80	Steinsprang	59,1272; 11,4246
1958/01/23	5,5 (M_w)	65,20; 6,50	Bevegelser i leirmasser	63,4446; 10,4494
1988/08/08	5,3 (M_L)	66,663; 2,424	Steinsprang	62,1123; 6,5563
1989/01/23	5,2 (M_L)	61,866; 4,409	Steinsprang	61,0106; 6,3478
1989/01/23	5,2 (M_L)	61,866; 4,409	Steinsprang	61,0464; 6,4208
1989/01/23	5,2 (M_L)	61,866; 4,409	Steinsprang	61,1016; 6,5946
1989/01/23	5,2 (M_L)	61,866; 4,409	Steinsprang	61,1732; 6,8920
1989/01/23	5,2 (M_L)	61,866; 4,409	Løsmasseskred	61,0095; 6,3896
1989/01/23	5,2 (M_L)	61,866; 4,409	Løsmasseskred	61,0077; 6,3975
2000/08/12	4,5 (M_L)	59,748; 5,329	Steinsprang	60,6410; 5,9737

5.1.2 Jordskjelvet i Nordland – 1819/08/31, $M_L=5,8$

Dette jordskjelvet omtales som det største registrerte jordskjelvet i Norge. Intensitetene i Lurøy, Rana, og Saltdalsdistriktene var på VII (Bungum & Olesen, 2005). Fra de digitale Skandinaviske jordskjelvarkivene (1819) meldes det fra Lurøy i Helgeland at store blokker falt ned fra fjellsidene. Også fra Bodø meldes det at større blokker falt ned fra fjellsidene, dette antydes også av Bungum & Olesen (2005). Lokaliseringen av episenteret for dette jordskjelvet er noe usikkert, men er estimert til å være der skjelvingene ble opplevd kraftigst (Kebeasy et al., 2008; Bungum & Olesen, 2005).

Rapportene tyder på at Nordland ble rammet av mange etterskjelv i dagene etter jordskjelvet, og en kunne observere etterskjelv helt frem til 20. oktober (skrednett.no, 2019). Fra de Skandinaviske makroseismiske arkivene (1819) meldes det også om ødelagte skorsteiner, mindre skader på bygninger, knuste vinduer, klirring i dører og vinduer, og at større gjenstander flyttet på seg. Varigheten av skjelvingen ble opplyst til å være mellom noen sekunder til 2 minutter, avhengig av hvor nært episenter man befant seg (digitale Skandinaviske jordskjelvarkiv, 1819).

Figur 5.1.2-1 viser hvor massebevegelsene som ble utløst av jordskjelvet er lokalisert. Det er trolig at jordskjelvet utløste enda flere massebevegelser i Nordland (skrednett.no, 2019; Bungum & Olesen, 2005), men disse potensielle massebevegelsene er utelukket fra figur 5.1.2-1, ettersom lokaliteter og beskrivelser om massebevegelsene er uvisst. Jordskjelvet utløste massebevegelser i fire områder i Nordland, og disse er nummerert fra 1 til 4 på figur 5.1.2-1. Den røde stjernen viser hvor jordskjelvets episenter var lokalisert ($M_L=5,8$).



Figur 5.1.2-1: Kart over utløste massebevegelser fra jordskjelvet som skjedde den 31. august, 1819, med magnitudo (M_L) på 5,8. Distanseforhold mellom episenter og massebevegelser er oppgitt for Leknes og Bodø (nummer 1 og 4). Modifisert fra skrednett.no (2019).

I Buksnes (nummer 1 på figur 5.1.2-1) utløste jordskjelvet et steinsprang, i tillegg til mindre leirras som ikke er registrert med eksakt lokalitet (skrednett.no, 2019). Dette steinspranget ble utløst omtrent 200 kilometer fra jordskjelvets episenter, og dette medfører at intensitetene for Buksnes var svakere enn for de andre skredutsatte områdene fra figur 5.1.2-1. Fra Keefer (1984) sine studier hevdes det at jordskjelv med magnitudo på 6 ikke kan utløse massebevegelser, med distanse på mer enn 75 kilometer. Denne hendelsen overgår Keefer (1984) sine beregninger, men det antydes fra skrednett.no (2019) at jordskjelvet

utløste dette steinspranget. Trolig kan skråningen allerede vært utsatt for utrasing før jordskjelvet, og dermed førte moderat skjelving til utløsning av steinspranget.

Ved Lia på Lurøy (nummer 2 på figur 5.1.2-1) ble det meldt om flere ras fra fast fjell, blant annet de to registrerte skredhendelsene som er angitt i figuren. I tillegg meldes det om flere mindre rastilfelle, blant annet på øya Træna (skrednett.no, 2019). Massebevegelsen ved Træna-øyene er ikke registrert på figur 5.1.2-1, ettersom det er ingen beskrivelse av skredtype og eksakt lokalitet for massebevegelsen. Et steinskred og et steinsprang er registrert på figur 5.1.2-1, der særlig steinskredet forårsaket skade på jord og innmark, og truet noen av husene i bunnen av dalen. Ved foten av Lurøyfjellet ligg store blokker igjen etter dette, noen hundre meter nord-øst for Lurøy gård (skrednett.no, 2019). Disse massebevegelesene skjedde innen 10 km unna jordskjelvets episenter, og jordskjelvet ble følt kraftigst i dette distriktet (Kebeasy et al., 2008).

Like ved Mo i Rana (nummer 3 på figur 5.1.2-1) ble en serie av løsmasseskred utløst av jordskjelvet. Det blir også meldt at flere steinsprang ble utløst fra fjellsidene i Rana, men disse er ikke lagt inn i figur 5.1.2-1, ettersom det ikke eksisterer eksakte rapporter fra disse skredhendelsene. Ved Dilkestad i Utskarpen på nordsiden av Ranafjorden gikk et stort leirskred ut i fjorden, og dette ga skade på innmark, samt at en låve falt ned. Fra Stordstrand gård i Hemnæs gikk også et leirskred, som ødela dyrket jord, og en person måtte flytte fra gården sin. Bustadhusene lå i en bakke nedenfor en åkerslette, og når jordskjelvet inntraff, raste åkersletten ut mot fjorden (skrednett.no, 2019). En lignende beskrivelse av leirskredet i Storstrand finnes også i de digitale Skandinaviske jordskjelvarkivene (1819), der det rapporteres: «Ved Storstrand Gård i Ransfjorden, gikk et leirskred på 700 alen, som førte til at en bygning kollapset». Fra skrednett.no (2019) er det også registrert et jordskred i dette område, men det finnes ikke mer informasjon rundt denne skredhendelsen.

Ved Bodø-område (nummer 4 på figur 5.1.2-1) melder det digitale Skandinaviske jordskjelvarkiv (1819) om steinstøv fra dalsidene i Bodø-område. Varigheten av skjelvingen i dette området var på omtrent 1 minutt, og det meldes at store steiner falt ned fra skråningene. Fjellene rystet så sterkt at den forvitrende steinmassen i skråningene falt ned med sterke brak. Bungum & Olesen (2005) antydte at et fjellskred ble utløst, men kriteriet for fjellskred var da på over 10 000 m³, noe som i dag ville vært klassifisert som et steinskred. Distansen mellom episenter og Bodø er på omtrent 115 kilometer, men grunnet

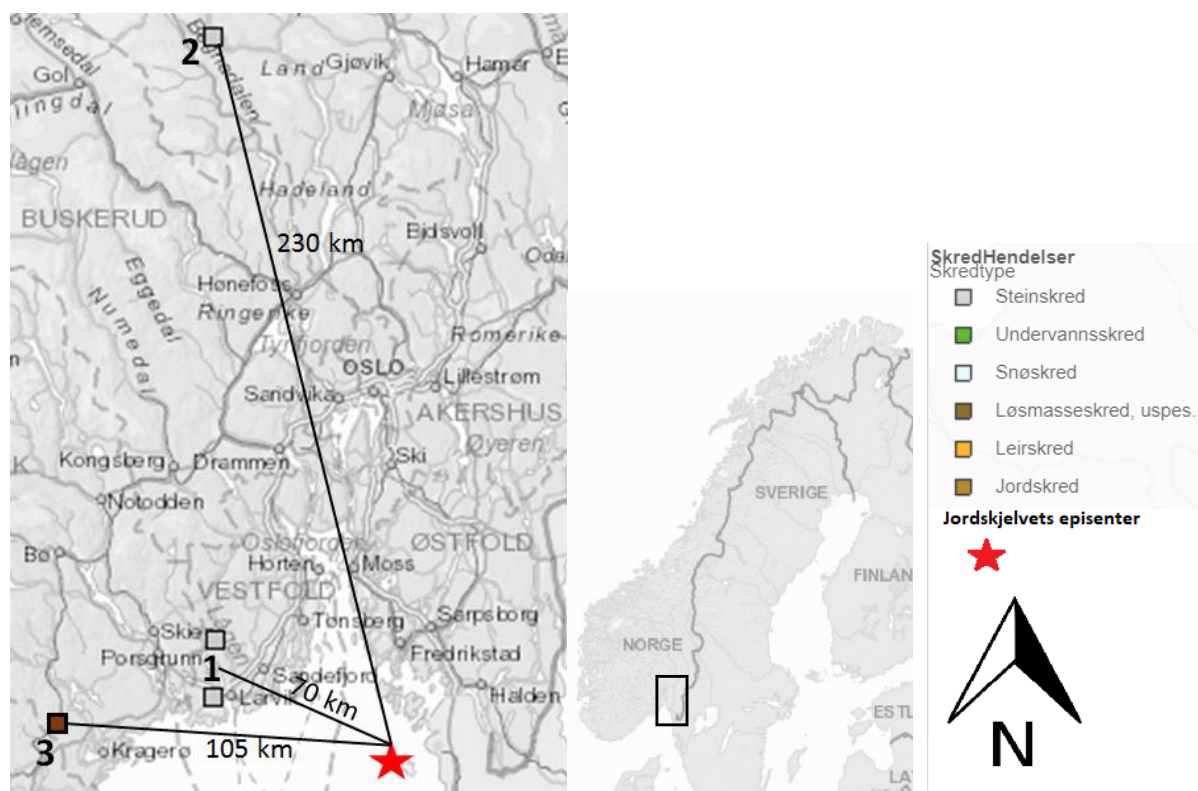
sterke bakkebevegelser i dette området antydes det at jordskjelvet utløste et steinskred ved Bodø. Disse antagelsene er basert fra rapporter fra det digitale Skandinaviske jordskjelvarkivet (1904), og antagelser fra Bungum & Olesen (2005).

Jordskjelvet 31. august 1819 forårsaket flere massebevegelser. Massebevegelsene var tettest konsentrert ved Lurøy og Rana-område. Både Lurøy og Rana lå i nærheten av jordskjelvets episenter, mens for massebevegelsene ved Buksnes og Bodø var episenteret lokalisert til over 100 kilometer. Selv om jordskjelvet utløste flere potensielt farlige massebevegelser, meldes det ikke om personskader, kun skader på åker, innmark, og en bondegård (skrednett.no, 2019).

Det eksisterer ingen værdata fra eKlima.met.no på denne tiden, likevel er det lite som tilsier at nedbør kan ha vært en medvirkende utløsningsmekanisme, ettersom massebevegelsene skjedde like etter jordskjelvet, og at bakkebevegelsene i område var høye. Ut ifra de digitale Skandinaviske jordskjelvarkivene (1819) meldes det om at dagen jordskjelvet inntraff, var den første dagen med klar himmel på en lang periode. De foregående 3 ukene hadde vært preget av mye regn og vind. Nedbøren i ukene i forkant av jordskjelvet har trolig ført til at skråningene ble mer ustabile, slik at skråningene var mer utsatt for utrasing. Dette kan være en medvirkende årsak til at jordskjelvet utløste massebevegelser på distanser opp mot 200 kilometer. Siden det var opphold dagen jordskjelvet inntraff, og at massebevegelsene skal ha blitt utløst direkte av dette, antas det at jordskjelvet var utløsningsmekanismen for massebevegelsene i Nordland.

5.1.3 Jordskjelvet i Oslofjorden - 1904/10/23, $M_L=5,4$

Jordskjelvet 23. oktober i 1904, lokalisert ved Oslofjorden betraktes som det nest største jordskjelvet i Norge gjennom de siste hundreårene (Bungum et al., 2009). Skrednett.no (2019) melder at jordskjelvet utløste to steinsprang i nærheten av Skien og Larvik (nummer 1 på figur 5.1.3-1), og etter rapportene fra skrednett.no kan etterskjelvene de påfølgende dagene ha utløst et steinsprang i nærheten av Lillehammer (nummer 2 på figur 5.1.3-1). Fra de digitale Skandinaviske jordskjelvarkivene (1904) meldes det også om et jordskred ved Gjerstad, 3 mil sør for Risør (nummer 3 på figur 5.1.3-1).



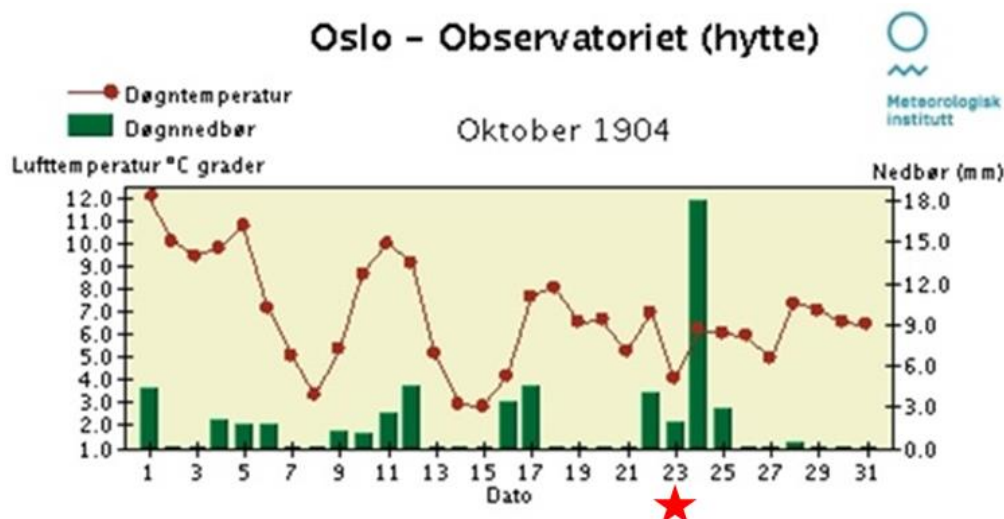
Figur 5.1.3-1: Kart over massebevegelsene som ble utløst av jordskjelvet i Oslofjorden den 23. oktober 1904 ($M_L=5,4$), der de episentrale avstandene er angitt. Lokalitet til episenter er hentet fra Bungum et al. (2009). Modifisert fra skrednett.no (2019).

Fra 5.1.3-1 ble to steinsprang utløst omtrent 70 kilometers avstand fra jordskjelvets episenter. Fra skrednett.no (2019) antydes det at disse to steinsprangene ble utløst av jordskjelvet, og at det skjedde flere ras i området, men disse er ikke registrert. Avstanden på 70 km er ifølge Keefer (1984) for høy til å utløse massebevegelser ved et jordskjelv med magnitudo på 5,4.

Lengst nord på figur 5.1.3-1 (nummer 2) ble det utløst et steinsprang i dagene etter jordskjelvet. Dette steinspranget blokkerte togsporene, og driftsstyreren mente dette steinspranget måtte settes i sammenheng med etterskjelvene som ble følt nokså kraftig i Etnedalen, der steinspranget skjedde (skrednett.no, 2019). Det må uansett knyttes noe usikkerhet til dette, ettersom det ikke finnes mer informasjon om dette. Avstanden fra episenter er ved dette steinspranget omtrent 230 km.

Fra det digitale Skandinaviske jordskjelvarkivet (1904) er det opplysninger om et jordskred ved Gjerstad, der jordmassene gikk ut i elven. Gjerstad ligger omtrent 105 kilometer vest fra

episenteret i Oslofjorden. Fra det digitale Skandinaviske jordskjelvarkivet (1904) siteres det: «Det var hele er et jordras som følge av rystelsene. En lignende oppfatning av hendelsen er til stede i et brev fra Solheim, like ved Gjerstad».



Figur 5.1.3-2: Grafisk fremstilling av nedbør i Oslo gjennom oktober 1904.

Temperaturmålinger er også inkludert, men temperatur har ingen påvirkning for utløsningen av massebevegelsene. Datoen jordskjelvet inntraff er markert med rød stjerne. Hentet fra eklima.met.no (2019).

Figur 5.1.3-2 viser nedbørsstatistikken for Oslo i oktober 1904. Jordskjelvet inntraff 23. oktober, og dagene i forkant var preget av lite nedbør. På de tre foregående ukene, i forkant av jordskjelvet ble det totalt registrert omtrent 30 millimeter nedbør. Dette anses som lite nedbør på tre uker, og nedbør kan ikke ha hatt noen stor effekt for utløsningen av massebevegelsene. Dagen etter jordskjelvet ble 18 millimeter nedbør registrert, dette er mye nedbør på en dag. I dagene etter jordskjelvet ble et steinsprang utløst i Lillehammer-området. Siden det inntraff mye nedbør dagen etter jordskjelvet, er det ikke utenkelig at dette steinspranget kan ha blitt utløst i kombinasjon med stor nedbør og etterskjelv i området. Jordrasen ved elven i Gjerstad ble trolig også direkte utløst av rystelsene, ettersom dette opplyses i det digitale Skandinaviske jordskjelvarkivet (1904). Nedbøren ved Gjerstad var heller ikke tilstrekkelig høy nok til å ha hatt en effekt for utløsningen av jordskredet (eklima.met.no, 2019).

5.1.4 Jordskjelvet i Telemark - 1939/10/09, $M_w=4,6$

Fra de makroseismiske arkivene, ble det meldt fra et spørreskjema fra Herefoss om et steinras ved Dalane gård i Herefoss, dagen etter jordskjelvet inntraff. Fra samme spørreskjema meldes det også at det falt ned en del stein fra fjellet på vestsiden av Herefoss-fjorden, mellom Odden og Herefoss gård (spørreskjema, makroseismiske arkiv, 1939).

Blokker på størrelse med hus falt ned fra fjellet, og ble avsatt i bunn av dalen. Skogen mellom utløsningspunktet og avsetningspunktet ble rasert til pinneved (spørreskjema, makroseismiske arkiv, 1939). Det finnes ingen andre rapporter om denne hendelsen, likevel tyder det på at jordskjelvet som skjedde dagen før skredet kan ha vært en medvirkende faktor for utløsningen av steinskredet. Det oppgis ikke noe om volum til skredet, annet enn at blokkene var på størrelse med hus, og dette tyder på at massebevegelsen er et steinskred, med volum over 100 m^3 .

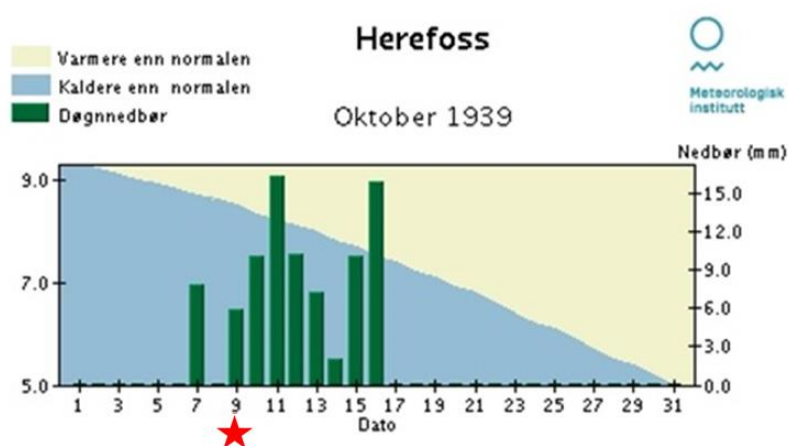


Figur 5.1.4-1: Kart over steinskredet som ble utløst av jordskjelvet i Telemark den 9. oktober 1939. Modifisert fra skrednett.no (2019).

Avstanden mellom steinskredet og jordskjelvet er på omtrent 80 kilometer, og jordskjelvet hadde en magnitudo (M_w) på 4,6. Ifølge Keefer (1984) sine studier vil et jordskjelv med magnitudo 4,6 kun ha potensiale til å utløse massebevegelser over noen få

kilometer. Likevel ble jordskjelvet merket som relativt kraftig over store deler av Sørlandet, inkludert Kristiansand (spørreskjema, makroseismiske arkiv, 1939), som ligger enda lenger unna episenteret enn steinskredet ved Herefoss.

Figur 5.1.4-2 viser nedbørsstatistikken for Herefoss gjennom oktober. De siste ukene av september var nedbørsmengden moderat, med totalt 17 millimeter fordelt mellom 16. september – 30. september. I dagene fra 1. oktober til 9. oktober inntraff totalt 13 millimeter nedbør. Dette tyder på at nedbøren har vært moderat i ukene i forkant av massebevegelsen, men at den likevel kan ha spilt en rolle for utløsningen av massebevegelsen, da trolig i kombinasjon med jordskjelvet. Dagen etter jordskjelvet inntraff, og samme dagen som steinskredet ble utløst, inntraff 10-12 millimeter nedbør (eKlima.met.no, 2019). Denne nedbøren kan ha utløst steinskredet i kombinasjon med jordskjelvet.



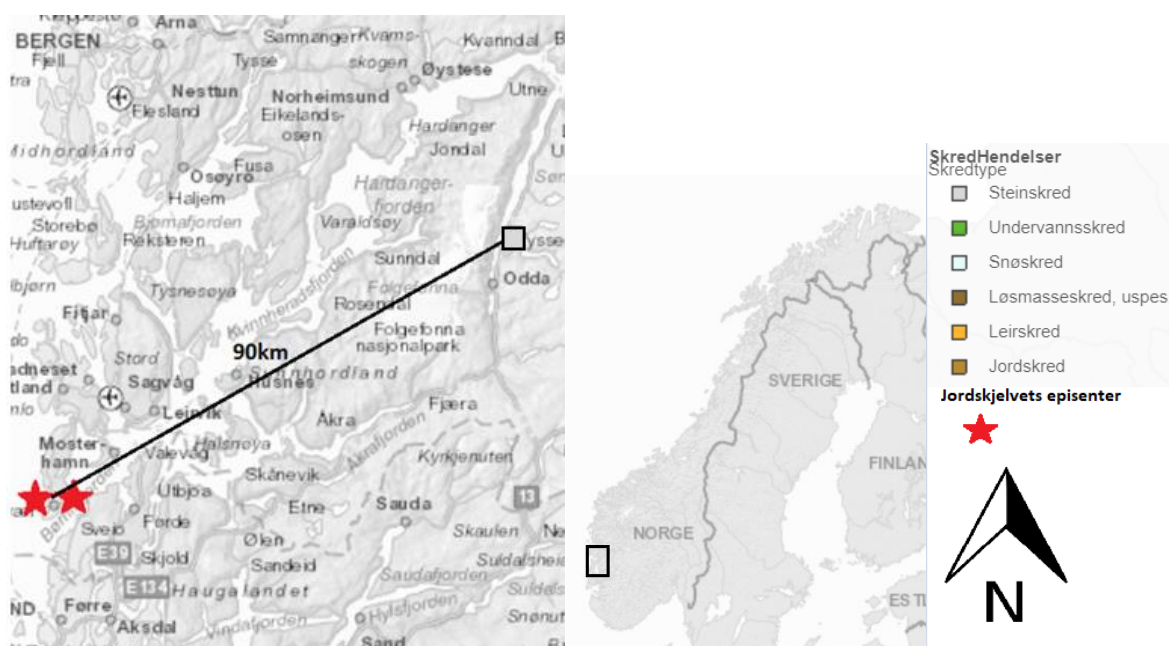
Figur 5.1.4-2: Grafisk fremstilling av nedbørsstatistikken fra Herefoss, Øst-Agder, i oktober 1939. Datoen for jordskjelvet er markert med rød stjerne. Hentet fra eKlima.met.no (2019).

For dette steinskredet er det to teorier om utløsningen av steinmassene:

1. Jordskjelvet som skjedde dagen før utløsningen av steinmassene, har forårsaket massebevegelsen. Jordskjelvet kan ha ført til at skråningen ble ustabil, slik at steinskredet ble utløst i etterkant av jordskjelvet.
2. Jordskjelvet har utløst massebevegelsen i kombinasjon med nedbør den påfølgende dagen. Jordskjelvet kan ha ført til redusert stabilitet i skråningen, og nedbøren den påfølgende dagen kan ha utløst steinmassene.

5.1.5 Jordskjelvene i Hordaland - 07/07/1954, $M_L=4,9$

Natt til 7.juli i 1954 skjedde det to jordskjelv i Hordaland, et klokken 0125, og et klokken 0148. Begge jordskjelvene hadde en magnitudo (M_L) på 4,9. Fra makroseismiske arkiver (1954) fantes et brev som rapporterte om et steinsprang i Tyssedal, ved Hardangerfjorden. I brevet opplystes det at det skal ha gått et steinsprang, men noen ytterligere detaljer om volum, eksakt lokalitet, og skadeomfang eksisterer ikke. Jordskjelvene skjedde natt til 7. juli, og det var ikke mulig å se selve rashendelsen. Episentrene til jordskjelvene var lokalisert omtrent 90 kilometer unna rashendelsen i Tyssedal, slik som figur 5.1.5-1 illustrerer.

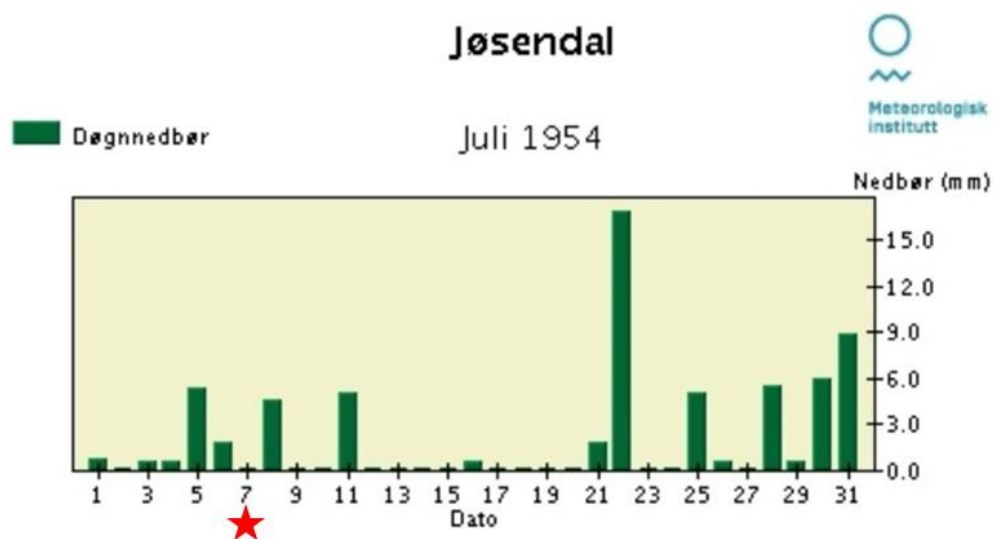


Figur 5.1.5-1: Kart over utløst massebevegelse i forbindelse med jordskjelvene 7. juli 1954. Modifisert fra skrednett.no (2019).

Avstanden fra jordskjelvenes episentere og steinspranget er på omtrent 90 kilometer, og magnituden på 4,9 er ifølge Keefer's (1984) antagelser ikke høy nok til å utløse massebevegelser på denne avstanden. Dette område har i lang tid vært utsatt for massebevegelser, grunnet bratte skråninger fra begge sider av Hardangerfjorden. Skråningene kan ha vært utsatt for utrasing før jordskjelvet skjedde, og moderate skjelvinger var nok til å utløse massebevegelsene. Jordskjelvene skjedde med noen minutters mellomrom, og bakkebevegelsene fra jordskjelvene har vært nokså like, grunnet tilnærmet lik magnitudo og avstand fra episentere. Det er ikke knyttet noe mer informasjon

om massebevegelsene enn det som ble oppgitt i brevet, og heller ikke skrednett.no har noen informasjon om denne skredhendelsen.

Jordskjelvene og massebevegelsen skjedde 7. juli. I fra 15.juni til 30. juni inntraff totalt omtrent 40 millimeter. Fra 1. juli til 7. juli inntraff totalt 11 millimeter nedbør, noe som utgjør totalt 1,5 millimeter nedbør i gjennomsnitt på 7 dager (eKlima.met.no, 2019). Dette medfører at nedbørsmengden i forkant av steinspranget har vært lav.



Figur 5.1.5-2: Grafisk fremstilling av nedbørsmengdene for Jøsendal, i Odda kommune, Hordaland, for juli 1954. Datoen for jordskjelvet er markert med rød stjerne. Hentet fra eKlima.met.no (2019).

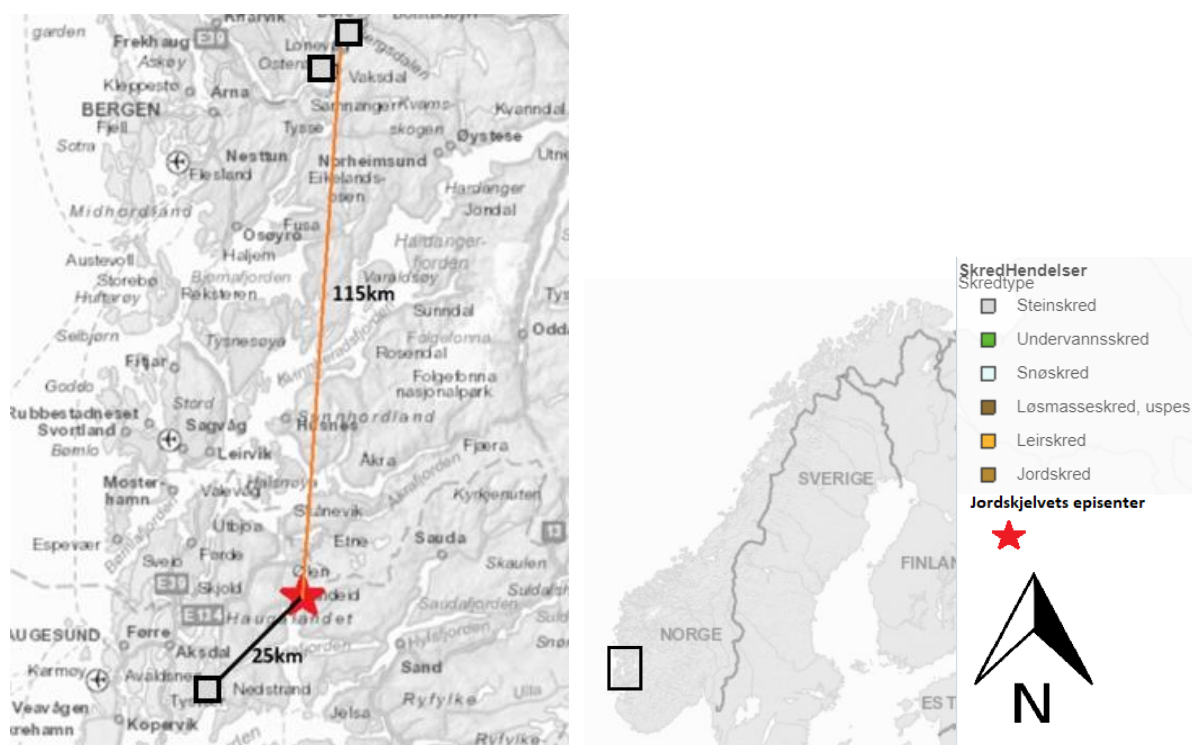
Effekten av nedbøren har trolig ikke vært høy nok til å være en direkte årsak til massebevegelsen. I dette tilfellet virker det mer sannsynlig at jordskjelvet er en direkte årsak til massebevegelsen, og at fjellsiden kan ha vært ustabil i forkant av jordskjelvet, slik at moderat bakkebevegelse var nok til å utløse steinspranget i Tyssedal. Steinspranget kan også ha blitt utløst av andre utløsningsmekanismer, men dette er vanskelig å konkludere med.

5.1.6 Jordskjelvet i Rogaland – 1958/08/06, $M_w=5,4$

I en avisutskrift fra de makroseismiske arkiv, meldes det at jordskjelvet utløste et steinras ved Gåsavannet, i Tysvær kommune, dagen etter jordskjelvet inntraff (Haugesund Dagblad, 1958). Spørreskjemaer og brev fra de makroseismiske arkivene (1958b) ved Haugesund, Tysvær, og Karmøy antyder at bakkebevegelsene i dette området var kraftige.

Skrednett.no (2019) antyder også at det ble utløst to andre skredhendelser fire dager etter jordskjelvet. Det kan tenkes at jordskjelvet kan ha utløst disse steinskredene, enten direkte eller i kombinasjon med andre utløsningsmekanismer, men grunnet flere usikkerheter er det vanskelig å konkludere med dette. Avstanden mellom episenter og disse steinskredene i Stanghelle og Vaksdal er mellom 115 og 125 kilometer. Det eksisterer ingen rapporter fra makroseismiske arkiv om at jordskjelvet skal ha utløst massebevegelser i dette område.

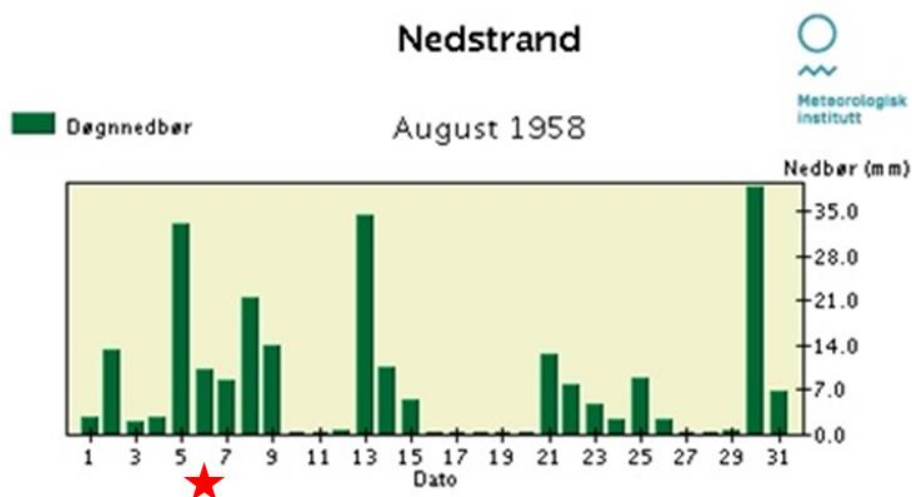
Figur 5.1.6-1 angir disse massebevegelsene, der avstanden mellom episenter og steinskredet i Tysvær har svart strek, mens avstanden mellom episenter og steinskredene i Hordaland har oransje strek, ettersom det knyttes usikkerheter til disse skredhendelsene.



Figur 5.1.6-1: Kart over utløst massebevegelse i forbindelse med jordskjelvet 6. august 1958. Oransje strek på figuren viser distanseforholdet fra episenter til potensielt utløste massebevegelser. Modifisert fra skrednett.no (2019).

Avstanden mellom jordskjelvets episenter og massebevegelsen i Tysvær er på 25 kilometer, samtidig er magnituden (M_w) på 5,4. Grunnet høy magnitudo, og kort avstand mellom steinskredet i Tysvær og episenter, må bakkebevegelsene i dette område vært høy. Fra avisutklippet i Haugesund Dagblad (1958) står det at det gikk et stort ras i Gåsavannet i Tysvær, og det hevdes at det ikke var små mengder stein som raste ut i vannet. Fra avisutklippet antydes det også at skredet må settes i sammenheng med jordskjelvet som inntraff dagen før. Mer informasjon om denne skredhendelsen finnes ikke, men ut ifra betraktningene tyder det på at massebevegelsen var et steinskred, med volum over 100 m^3 .

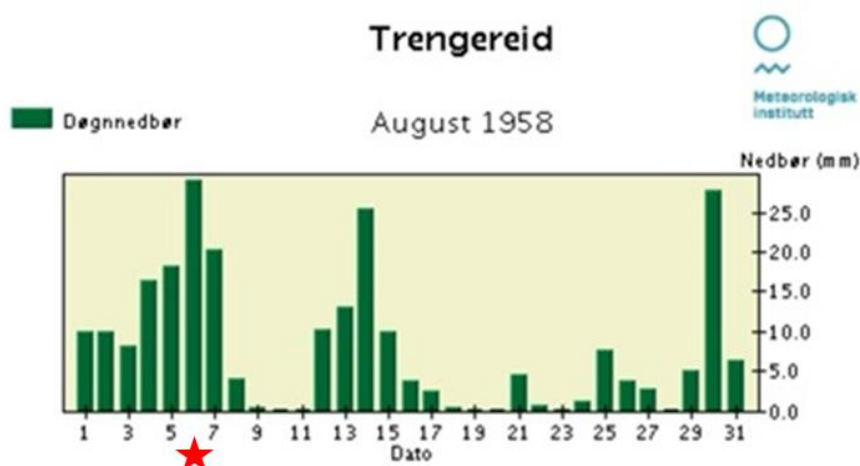
De siste to ukene av juli, inntraff omtrent 35 millimeter nedbør i Tysvær. Jordskjelvet inntraff 6. august, mens skredet ble utløst 7. august. Nedbørsmengdene i første uke i august er høye, slik som figur 5.1.6-2 illustrerer. I uken før skredet inntraff totalt omtrent 70 millimeter nedbør. Dette anses som relativt mye nedbør på en uke. To dager før skredet ble utløst, og dagen før jordskjelvet, inntraff opp mot 35 millimeter nedbør, og nedbøren de påfølgende dagene var også relativt høy (eKlima.met.no, 2019). Effekten av nedbør er i dette tilfelle høyt, og hovedteorien for utløsningen av dette skredet, er at jordskjelvet har utløst steinskredet ved Tysvær i kombinasjon med høy nedbør.



Figur 5.1.6-2: Nedbørsstatistikk fra Nedstrand i Tysvær, Rogaland, for august 1958. Datoen for jordskjelvet er markert med rød stjerne. Hentet fra eKlima.met.no (2019).

For skredhendelsene ved Vaksdal og Stanghelle i Hordaland var også tilstedeværelsen av nedbør høy, men de to dagene før skredhendelsene var nedbørsmengdene lave.

Steinskredene ble utløst 10. august, mens jordskjelvet, med episenter 115 kilometer sør, inntraff 6. august. Nedbørsmengdene mellom 8. august og 10. august er under 5 millimeter (eKlima.met.no, 2019), og dette antyder at nedbør ikke har vært en direkte utløsningsfaktor for steinskredene.



Figur 5.1.6-3: Nedbørsstatistikk fra Trengereid, like ved Dale og Stanghelle, Hordaland, for august 1958. Datoen for jordskjelvet er markert med rød stjerne. Skredhendelsene ved Dale og Stanghelle skjedde 4 dager senere. Hentet fra eKlima.met.no (2019).

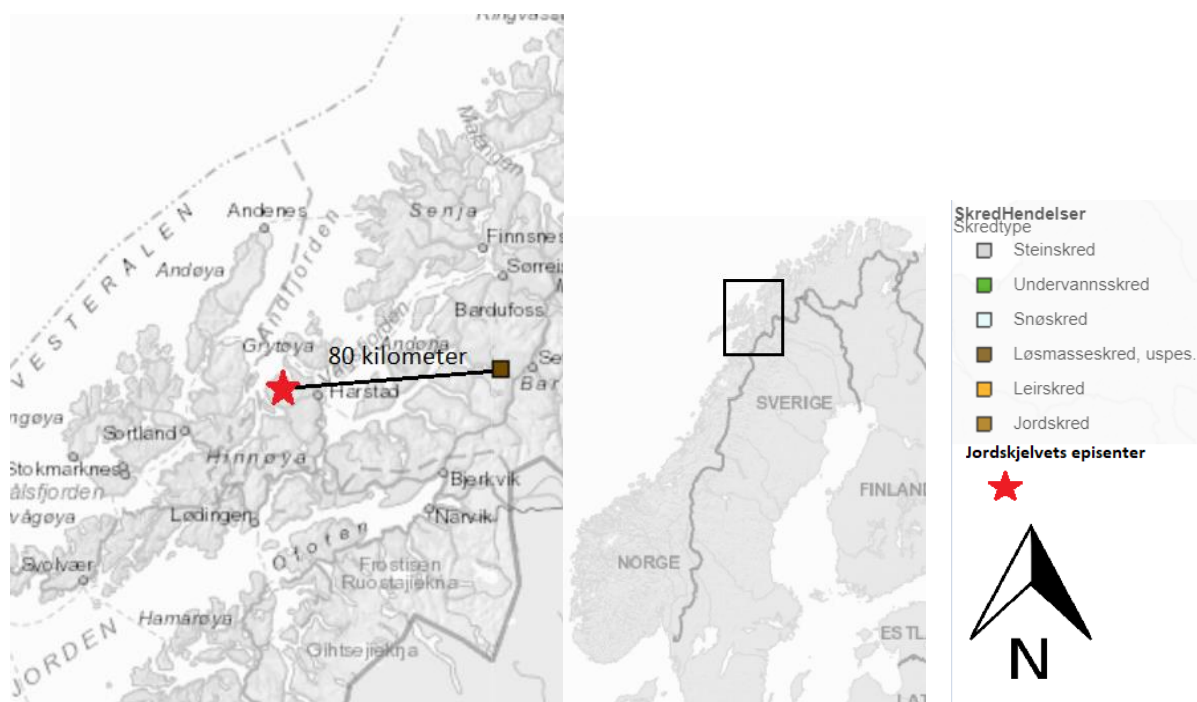
Denne informasjonen gjør at det er vanskelig å konkludere med utløsningsmekanismen til steinskredene ved Dale og Stanghelle. Jordskjelvet kan ha vært en utløsningsmekanisme, men skredhendelsene kan også ha blitt utløst av andre faktorer. En hypotese kan være at nedbøren og jordskjelvet i forkant av steinskredene kan ha svekket skråningene tilstrekkelig, slik at de ble ustabile og utsatt for utrasing. Siden steinskredene ble utløst på sommerstid kan utløsningsmekanismer som snøsmelting, store temperaturforskjeller, frostforvitring, og smelting av permafrost utelukkes. Andre utløsningsmekanismer som høyt vanntrykk i sprekkesystemer, rotsprengning, kjemisk forvitring, erosjon, og menneskelig aktivitet kan ikke utelukkes.

5.1.7 Jordskjelvet i Troms – 28/04/1974, $M_L=4,7$

Både fra skrednett.no (2019) og makroseismiske arkiv (spørreskjema, makroseismisk arkiv, 1974) ble det meldt om et leirskred i Salangselven i Troms, på flere tusen kubikkmeter. Leirskredet utgjorde kun små skader på jord, innmark og skog. Fra spørreskjemaene i de makroseismiske arkiv, ble det også meldt om flere mindre leirskred langs Salangselven.

Dagen etter leirskredet og jordskjelvet siteres det fra Lofotposten, 29. april: «Flere tusen kubikkmeter leirmasse raste søndag ut i Salangselven som følge av rystelsene etter det lokale jordskjelvet som rammet distriktet. Lensmannsbetjent Åsmund Bjørkås sier til avisen at alt tyder på at det var jordskjelvet som førte til utrasingen av leirmassene. Leirskredet forårsaket en større oppdemming av elven. Leirskredet førte til mindre skader på jord, men riksveien som går like ved elven, var en stund i fare for å bli skyllet bort av leirmassene (Lofotposten, 1974).

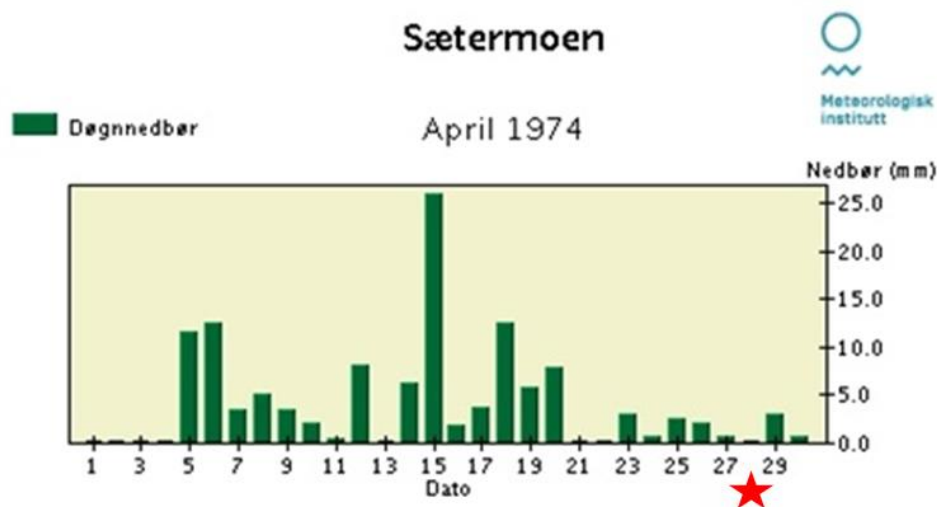
Fra skrednett.no (2019) siteres det: «Den 28. april 1974 utløste et jordskjelv et leirskred i Salangselven. Leirmassene forårsaket en oppdemming som brøt igjennom etter en time. Dette var i Salangsdalen ved Kistefossen, på grensen mellom Bardu og Salangen. Skredet og vannflommen gjorde kun mindre skader på jord og skog».



Figur 5.1.7-1: Kart over utløst leirskred i forbindelse med jordskjelvet 28. april 1974. Modifisert fra skrednett.no (2019).

Avstanden mellom jordskjelvets episenter og leirskredet i Salangselven var mellom 75 og 80 kilometer. Jordskjelvets magnitudo (M_L) var på 4,7. Selv med høy avstand mellom episenteret og leirskredet, og relativt lav magnitudo, virker det likevel som at jordskjelvet utløste leirskredet, dette meldes både fra skrednett.no (2019) og makroseismiske arkiv (1974). Trolig var leirmassen allerede utsatt for utrasing, slik at en moderat skjelving var nok til å utløse leirskredet. Leirmassene ble ut ifra rapportene utløst like etter jordskjelvet. Det skal mindre skjærkraft til for å utløse løsmasseskred enn skred fra fast fjell, ettersom leirmasser kan ha redusert kohesjon grunnet andre virkende mekanismer (Jibson, 1996).

Figur 5.1.7-2 angir nedbørsstatistikken for Sætermoen i Troms, som ligger like ved Salangselven. Fra 1. april til 23. april inntraff totalt mellom 110 – 120 millimeter nedbør (eKlima.met.no, 2019). Nedbørsmengdene var moderate gjennom april, men kan likevel ha svekket leirmassene. I de 3 dagene i forkant av leirskredet og jordskjelvet, inntraff totalt 3-4 millimeter nedbør, dette er ikke nok til å være en utløsningsmekanisme for leirskredene. Sen snøsmelting i Troms kan også ha ført til at motstandskreftene i leirmassen ble redusert, men det eksisterer ikke noe informasjon rundt dette.



Figur 5.1.7-2: Nedbørsstatistikk for Sætermoen, nær Salangselven i Troms for april 1974. Datoen for jordskjelvet er markert med rød stjerne. Hentet fra eKlima.met.no (2019).

Hovedteorien for utløsningen er at jordskjelvet utløste det store leirskredet, og mindre leirskred langs Salangselven. Informasjon fra makroseismiske arkiv og skrednett.no styrker denne teorien. Nedbør og sen snøsmelting gjennom april kan ha svekket motstandskreftene i leirmassen, slik at moderate bakkebevegelser var nok til å utløse leirskredet.

5.1.8 Hendelser med større usikkerheter

Fra skredhendelsene i tabell 5.1-2 knyttes det flere usikkerheter, og i flere av hendelsene er det lite trolig at jordskjelvene kan ha utløst massebevegelser. Det har vært noen hendelser der jordskjelv og massebevegelser forekommer på samme dag, men i disse tilfellene har episenteret vært lokalisert over 350 kilometer unna massebevegelsen, og blir derfor ikke presentert her. Det presenteres noen andre hendelser, der jordskjelv kan ha spilt en rolle for utløsningen, der usikkerheter kan inkludere:

- Manglende informasjon som tidspunkt og utløsningsmekanismer for massebevegelser.
- Lang avstand mellom jordskjelvets episenter og massebevegelsens utløp.
- Flere dagers intervall mellom jordskjelvet og massebevegelsen.

5.1.9 Jordskjelvet utenfor Oslofjorden – 1851/04/13, $M_L=4,6$

Et jordskjelv utenfor kysten av Østfold i midten av april 1851 kan ha vært en medvirkende utløsningsmekanisme for et steinsprang like ved Halden. Datoen til steinspranget er satt til 15. april, men har en usikkerhet på pluss/minus fire dager, mens jordskjelvet inntraff 13. april. Figur 5.1.9-1 viser hvor steinspranget er lokalisert i forhold til jordskjelvets episenter, og avstanden mellom episenteret og steinspranget er på mellom 30 og 40 kilometer. Steinspranget skjedde i Tistedal, like ved Halden i Østfold. Fra skrednett.no (2019) meldes det at et fjellparti raste over veien i Tistedal, og at flere mennesker langs veien holdt på å bli tatt av raset, men at de kom seg unna i siste liten.

Det eksisterer lite informasjon fra dette jordskjelvet, men grunnet kort avstand fra episenteret til steinspranget, antydes det at bakkebevegelser må ha vært relativt høye i dette område. Skredmassen kan ha vært utsatt for utrasing tidligere, slik at en moderat skjelving var nok til å utløse steinspranget.



Figur 5.1.9-1: Kart over det utløste steinspranget som kan ha skjedd i forbindelse med jordskjelvet 13. april, 1851, utenfor kysten av Østfold ($M_L=4,6$). Modifisert fra skrednett.no (2019).

Det knyttes usikkerhet til at jordskjelvet var med på å utløse steinspranget. Usikkerhetene knyttes til nøyaktig tidsbestemmelse av steinspranget, og manglende beskrivelser fra de makroseismiske arkiv. Rapportene fra skrednett.no (2019) antyder heller ingenting om at jordskjelvet var den utløsende faktoren bak steinspranget. Siden ingen værdata er tilgjengelig for dette tidspunktet, er det vanskelig å si noe om påvirkningen nedbør kan ha hatt for utløsningen. Med disse usikkerhetene er det ikke mulig å konkludere med at utløsningsmekanismen har hatt påvirkning av jordskjelvet.

5.1.10 Jordskjelvet utenfor kysten av Trondheim – 1958/01/23, $M_w=5,5$

Episenteret til dette jordskjelvet er lokalisert omtrent 280 kilometer nordvest for Trondheim. Dette jordskjelvet skal ikke ha utløst noen skredhendelser, men ifølge et avisutklipp fra de makroseismiske arkivene utløste jordskjelvet bevegelser i leirmasser ved Ladalen, like øst for Trondheim. Fra de makroseismiske arkivene meldes det at bakkebevegelsene i Trøndelag var sterke. Ved Grip fyr i Trøndelag ble en vindusrute knust som følge av rystelsene, og ellers meldes det fra Trøndelag at mindre gjenstander beveget seg (spørreskjema, makroseismiske arkiv, 1958a). Adresseavisen fra Trondheim melder at etter jordskjelvet ble det observert at det øverste jordlaget i et område på omtrent 100

kvadratmeter, hadde sunket 80 centimeter i terrenget. Disse bevegelsene av leirmassene ble antatt til å være en konsekvens av jordskjelvet (Adresseavisa, 1958).

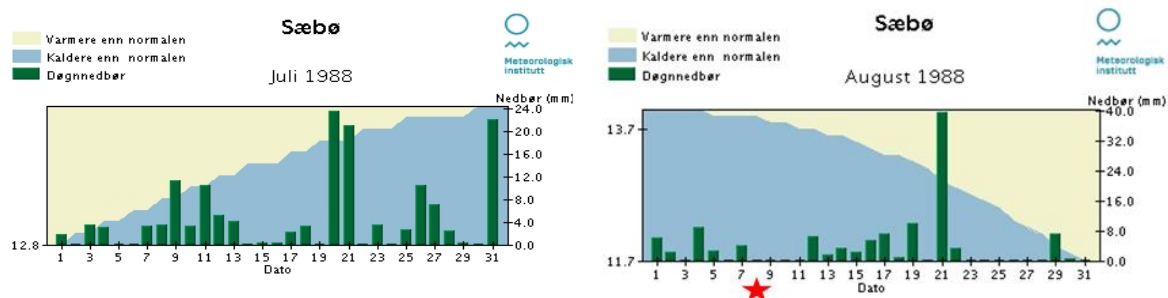
5.1.11 Jordskjelvet utenfor kysten av Møre – 1988/08/08, $M_L=5,3$

For dette jordskjelvet knyttet det store usikkerheter til at det utløste et steinsprang nær Ørsta, i Møre og Romsdal. Dette steinspranget traff en bilsjåfør, der en 30 kilo tung stein knuste taket til bilen, og sjåføren omkom som følge av dette. Fra skrednett.no (2019) antydes det at steinspranget skal ha skjedd på sommerstid, men en nøyaktig dato for skredhendelsen er uvisst. Episenteret til jordskjelvet er lokalisert 260 kilometer unna steinspranget, og selv om jordskjelvet hadde magnitude på 5,3 er det tvilsomt at skjelvingene var sterke nok til å utløse steinspranget. I området meldes det fra makroseismiske arkiv (1988) at intensitetene av skjelvingen var på V.



Figur 5.1.11-1: Kart over potensiell jordskjelvutløst massebevegelse i Ørsta, Møre og Romsdal. En person omkom i et steinsprang på sommerstid i 1988. Modifisert fra skrednett.no (2019).

Figur 5.1.11-2 viser nedbørsstatistikken for Sæbø i Ørsta kommune for juli og august i 1988. I og med at datoen til steinspranget er uvisst, kan det ikke konkluderes med utløsningsmekanismen til steinspranget. Likevel kan det tenkes at det kan ha skjedd rundt dager med mye nedbør, som for eksempel 20-21. juli, 31. juli, eller 21. august. Nedbøren i uken før jordskjelvet, og i uken etter jordskjelvet var lav (eKlima.met.no, 2019), og dette antyder at jordskjelvet ikke har utløst steinspranget i kombinasjon med intensiv nedbør.



Figur 5.1.11-2: Nedbørsstatistikk for Sæbø i Ørsta kommune sommeren 1988. Datoen for jordskjelvet er markert med rød stjerne. Hentet fra eKlima.met.no (2019).

Datoen for steinspranget er usikkert, og avstanden fra episenter er høy. Det er ingen antydninger fra skrednett.no og makroseismiske arkiver at jordskjelvet utløste noen massebevegelser i Møre-distriktet. Eneste faktor som tilsier at det er en mulighet for at jordskjelvet utløste steinspranget, er de makroseismiske intensitetene som er rapportert i område, som antydes å være høye nok for å utløse steinsprang (Keefer, 1984). Tatt alt dette i betraktning er det liten sannsynlighet for at jordskjelvet utløste dette steinspranget som tok livet av en person.

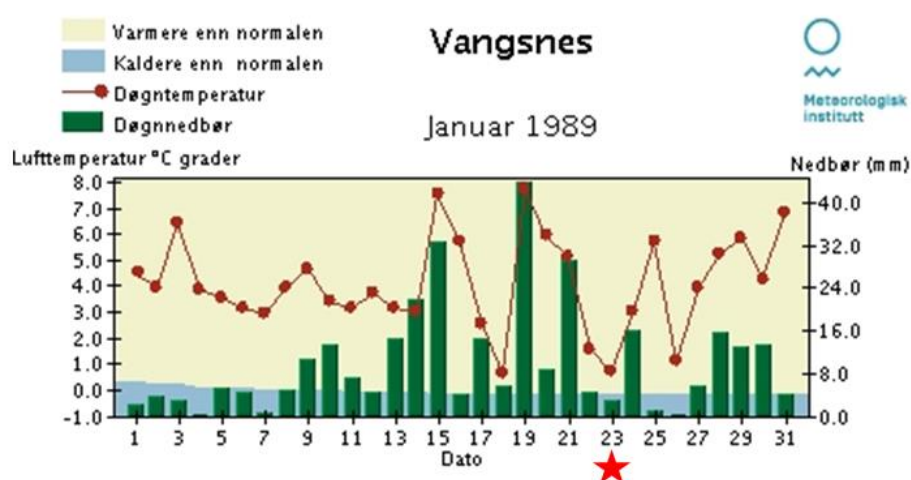
5.1.12 Jordskjelvet ved kysten av Sogn – 1989/01/23, $M_L=5,2$

Mellom 5 og 7 dager etter dette jordskjelvet, ble det utløst en serie av steinsprang og løsmasseskred langs Sognefjorden. Totalt ble fire steinsprang og to løsmasseskred utløst langs Sognefjorden i tidsrommet mellom 28.-30. januar (skrednett.no, 2019). Det er lite trolig at jordskjelvet er en direkte årsak til utløsningene. Jordskjelvet som skjedde 23. januar, kan ha svekket skråningene langs Sognefjorden, slik at andre utløsningsmekanismer utløste serien av massebevegelser.



Figur 5.1.12-1: Kart over potensielt utløsende massebevegelser langs Sognefjorden, 5-7 dager etter jordskjelvet 23. januar 1989. Modifisert fra skrednett.no (2019).

Distansen mellom episenter og de utløste massebevegelserne er på mellom 140 – 185 kilometer. Fra de makroseismiske arkiver (1989) meldes det om at intensitetene langs Sognefjorden lå på mellom IV og V, og at mindre gjenstander flyttet på seg, samt klirring fra vinduer. Nedbøren gjennom januar var relativt høy, og kom kun i form av regn. Massebevegelserne ble utløst mellom 28.-30. januar, og i disse dagene var det opp imot 15 millimeter nedbør hver dag (eKlima.met.no, 2019).

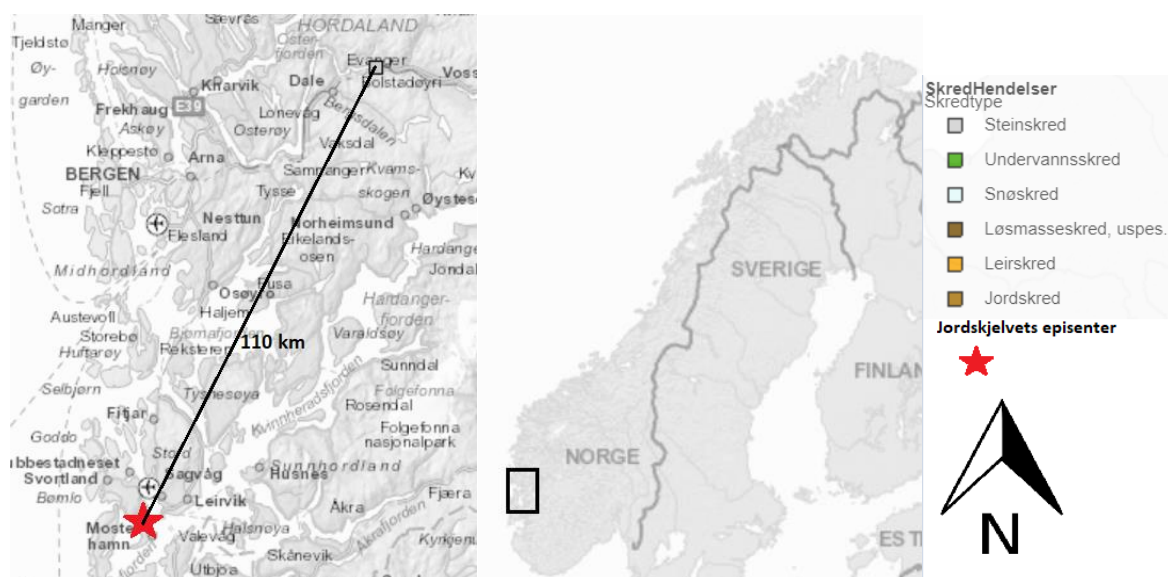


Figur 5.1.12-2: Nedbørsstatistikk fra Vangsnes i Vik kommune, som ligger langs Sognefjorden, over januar i 1989. Hentet fra eKlima.met.no (2019). Datoen for jordskjelvet er markert med rød stjerne.

Ut ifra nedbøren som kom i dagene rundt massebevegelsene, og at jordskjelvet skjedde 5-7 dager før massebevegelsene, er det trolig at jordskjelvet ikke har vært en direkte utløsningsfaktor for massebevegelsene. Jordskjelvet kan derimot ha gjort skråningene mer utsatt for utrasing, slik at nedbøren de påfølgende dagene kan ha utløst massebevegelsene. Det knyttes uansett usikkerheter til utløsningsmekanismen og påvirkningsgraden til jordskjelvet for disse massebevegelsene.

5.1.13 Jordskjelvet i Hordaland – 2000/08/12, $M_L=4,5$

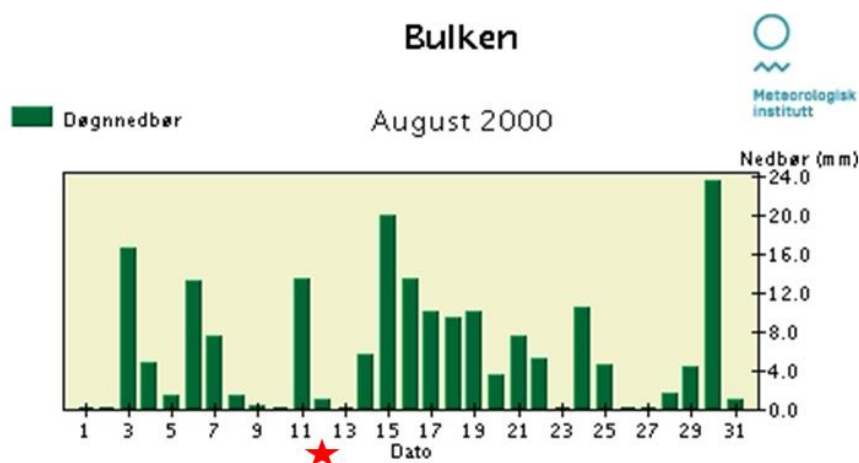
Fra skrednett.no (2019) er det registrert et steinsprang ved Bolstadøyri, 110 kilometer nordøst for episenteret til jordskjelvet. Steinspranget ble utløst omtrent 12 timer etter jordskjelvet. Jordskjelvet ble opplevd sterkest i Sunnhordland der vinduer klirret, men også i andre deler av Hordaland, som Bergen og Voss (spørreskjema, makroseismiske arkiv, 2000).



Figur 5.1.13-1: Kart over utløst steinsprang, ved Bolstadøyri, 20 kilometer vest fra Voss i Hordaland. Modifisert fra skrednett.no (2019).

Steinspranget skal ha skjedd natt til 13. august, og det var lite nedbør dagen i forkant av steinspranget. To dager tidligere inntreffer 15 millimeter nedbør (eKlima.met.no, 2019), og dette kan ha svekket skråningen, men nedbøren har trolig ikke vært en direkte

utløsningsmekanisme for steinspranget. Figur 5.1.13-2 angir nedbørsstatistikken for Bulken, i nær avstand fra Bolstadøyri gjennom august 2000.



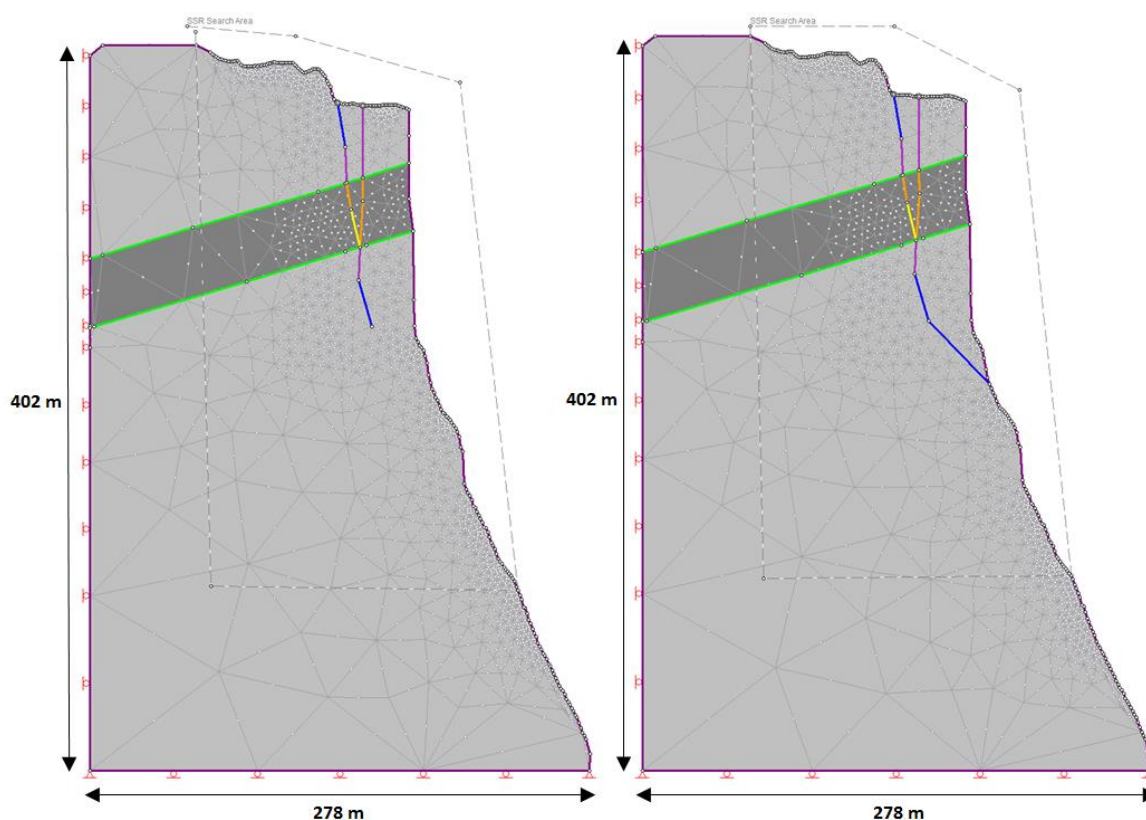
Figur 5.1.13-2: Nedbørsstatistikk fra Bulken, ved Voss i Hordaland, gjennom august 2000. Hentet fra eKlima.met.no (2019).

Grunnet lite nedbør dagen i forkant av massebevegelsen, virker det usannsynlig at steinspranget er utløst av intensiv nedbør. Intensitetene fra jordskjelvet i område var moderate (spørreskjema, makroseismiske arkiv, 1989), og det er lite trolig at jordskjelvet er en direkte utløsende faktor for steinspranget. Det kan tenkes at jordskjelvet har gjort skråningen mer ustabil, ved å redusere motstandskreftene til skråningen, slik at andre utløsningsmekanismer som rot-sprengning, temperaturforskjeller, erosjon, eller menneskelig aktivitet har utløst steinspranget.

5.2 Stabilitetsanalyse av Preikestolen med seismisk last

5.2.1 Input-modeller av Preikestolen

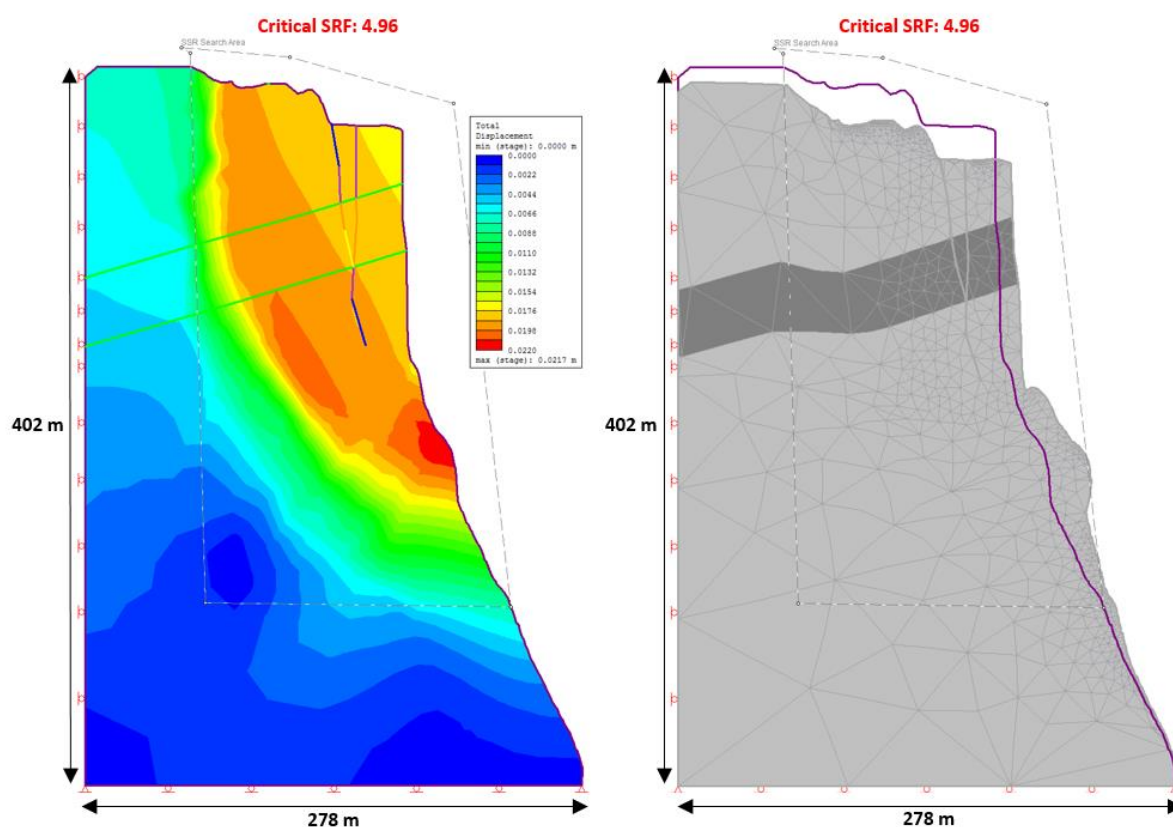
Formålet med denne delen av oppgaven er å evaluere hvordan ulike jordskjelv kan påvirke stabiliteten til Preikestolen. Fra kapittel 4.2, er seismiske koeffisienter for de 14 forkastningene nær Preikestolen beregnet. Ved å legge inn seismiske koeffisienter kan man reversere de seismiske koeffisientene til PGA-verdier, og videre hvilke jordskjelv (magnitudo og episentral avstand fra Preikestolen) slike koeffisienter tilsvarer. Simuleringer i RS2 med ulike seismiske koeffisienter gir informasjon om sikkerhetsfaktoren, deformasjonsbevegelser, og utrasingsmekanisme for Preikestolen. Gjennom stabilitetsanalysene av Preikestolen brukes to modeller, utviklet av Mo (2018), der modell 1 utgjør observert sprekk i felt, og modell 2 utgjør en forlenget sprekk, som er forlenget ut mot dagen.



Figur 5.2.1-1: Input modellene for Preikestolen, ved modell 1 og modell 2. Eneste forskjellen mellom modellene er at modell 2 har en forlenget sprekk ut mot dagen, med en slakere helning. SSR-område som er brukt i simuleringene er inkludert for modellene.

5.2.2 Simuleringer uten seismisk last

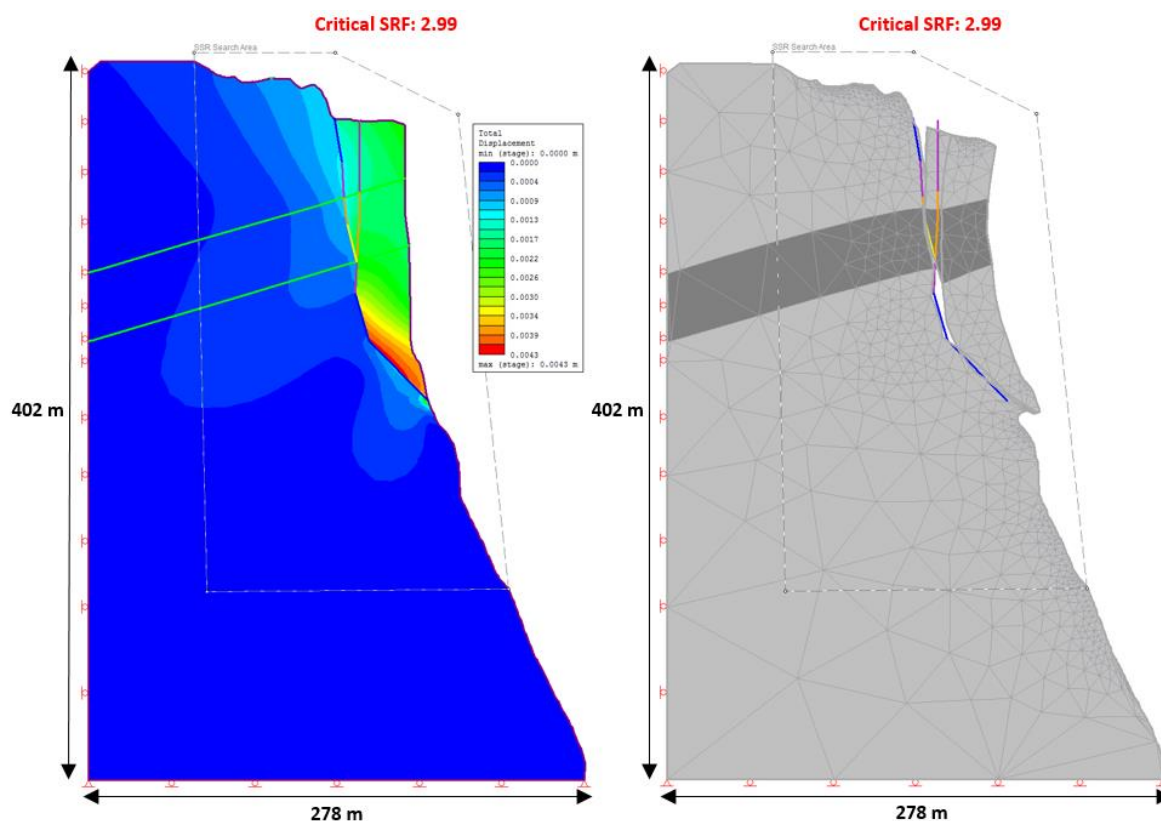
Ved å simulere modellene fra figur 5.2.1-1 uten seismisk last, beregnes sikkerhetsfaktoren for Preikestolen slik den står i dag. For begge modeller antydes Preikestolen å være en stabil formasjon, med lav utfallssannsynlighet, noe som Mo (2018) konkluderte med. Ved denne simuleringen er sikkerhetsfaktoren noe lavere enn for Mo (2018), dette skyldes at det er brukt et større SSR-område, noe som reduserer styrken til et større område av formasjonen.



Figur 5.2.2-1: Simulering av Preikestolen i RS2 for modell 1, med observert sprekk i felt. Her er ingen seismisk last inkludert. Venstre figur viser konturfarger av deformasjon av Preikestolen, der maksimal deformasjon er på 2,17 centimeter. Høyre figur viser reell forflytning av Preikestolen, dersom formasjonen reduseres mot sikkerhetsfaktoren på 4,96.

Modell 1 har en sikkerhetsfaktor på 4,96 uten seismisk last. Dette er en høy sikkerhetsfaktor, som antyder en stabil formasjon. Simuleringen viser hva som vil skje dersom styrken av bergartsmassene i SSR-område blir redusert med den kritiske skjærreduksjonsfaktoren (CSRF), som tilsvarer sikkerhetsfaktoren. Dersom bergartsmassene

reduseres mot sikkerhetsfaktoren på 4,96, antyder simuleringen at bergartsmassene vil komprimeres, og deformeres ut mot dagen. Dette blir illustrert i høyre figur 5.2.2-1.



Figur 5.2.2-2: Simulering av Preikestolen i RS2 for modell 2, med forlenget sprekk ut mot dagen. Ingen seismisk last er inkludert. Venstre figur viser konturfarger av deformasjon av Preikestolen, der maksimal deformasjon er på 0,43 centimeter. Høyre figur viser reell forflytning av Preikestolen, dersom formasjonen reduseres mot sikkerhetsfaktoren på 2,99.

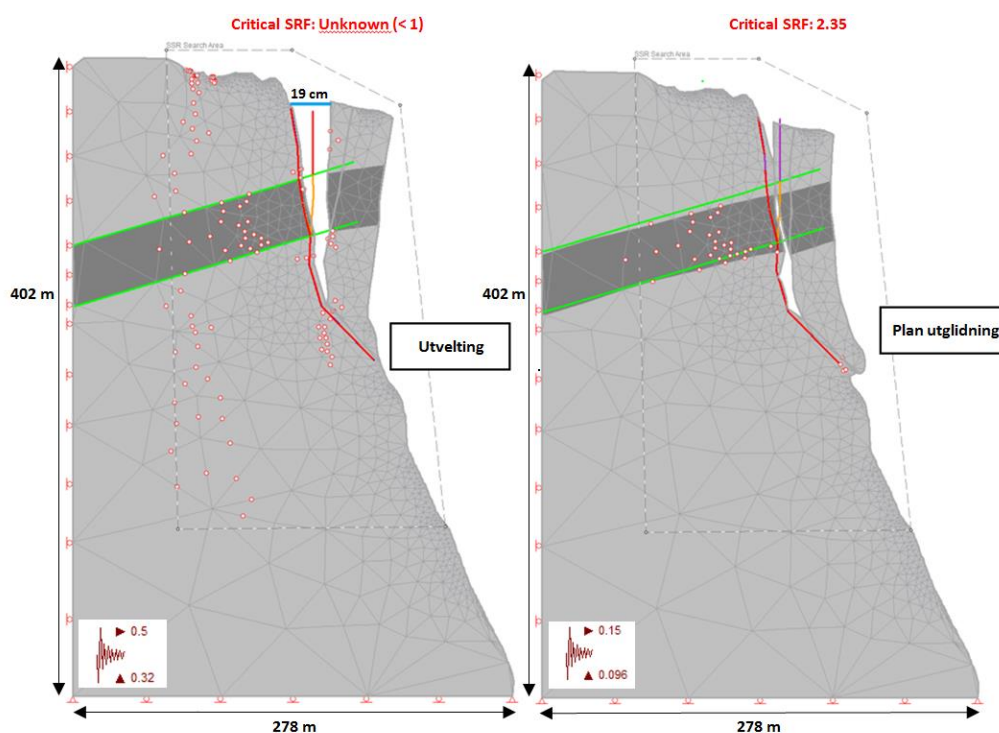
Scenarioet i modell 2 skiller seg fra modell 1. Sikkerhetsfaktoren er lavere, og deformasjonen er knyttet langs den forlengede sprekken. Dette skyldes sprekken, som utgjør gildeplanet, er forlenget ut i dagen. Sikkerhetsfaktoren for scenarioet i modell 2 er på 2,99, noe som anses som en relativt høy verdi for sikkerhetsfaktoren. Fra figur 5.2.2-2 er deformasjonen størst i bunn av sprekkesettet, noe som medfører at Preikestolen vil gli ut langs dette sprekkplanet, dersom modellen reduseres mot sikkerhetsfaktoren på 2,99.

Felles for begge modellene er at sikkerhetsfaktoren er relativt høy, noe som antyder at Preikestolen er stabil. I videre delkapitler vises det til hvordan situasjonen endres med inkludering av ulike typer jordskjelvlaster.

5.2.3 Rasvolum og skredbevegelse

Ut ifra simuleringer med ulike seismiske koeffisienter i RS2, kan Preikestolen teoretisk sett både ha utvelting og plan utglidning som utfallsmekanisme. Ved utvelting, vil deformasjonen være størst i øvre del av formasjonen, og bergartsmassene vil velte ned. Ved plan utglidning vil hele volumet løses ut ved at bergartsmassene glir ut langs sprekkeplanet. Disse utfallsmekanismene er illustrert for modell 2 med ulike seismiske koeffisienter i figur 5.2.3-1.

Simuleringer av modell 1 i RS2 antyder at eneste sannsynlige utfallsmekanisme er utvelting. Teoretisk sett kan også modell 1 rase ut ved plan utglidning, men da må det antatt intakte berget ved foten av den observerte sprekken gå i brudd. Simuleringene antyder at det er mer sannsynlig at modell 1 har utvelting som utfallsmekanisme. Simuleringer i RS2 indikerer at modell 2 kan rase ut med både utvelting og plan utglidning som utfallsmekanisme. Utfallsmekanismene for modell 2 avhenger av de seismiske koeffisientene som legges inn i modellen.

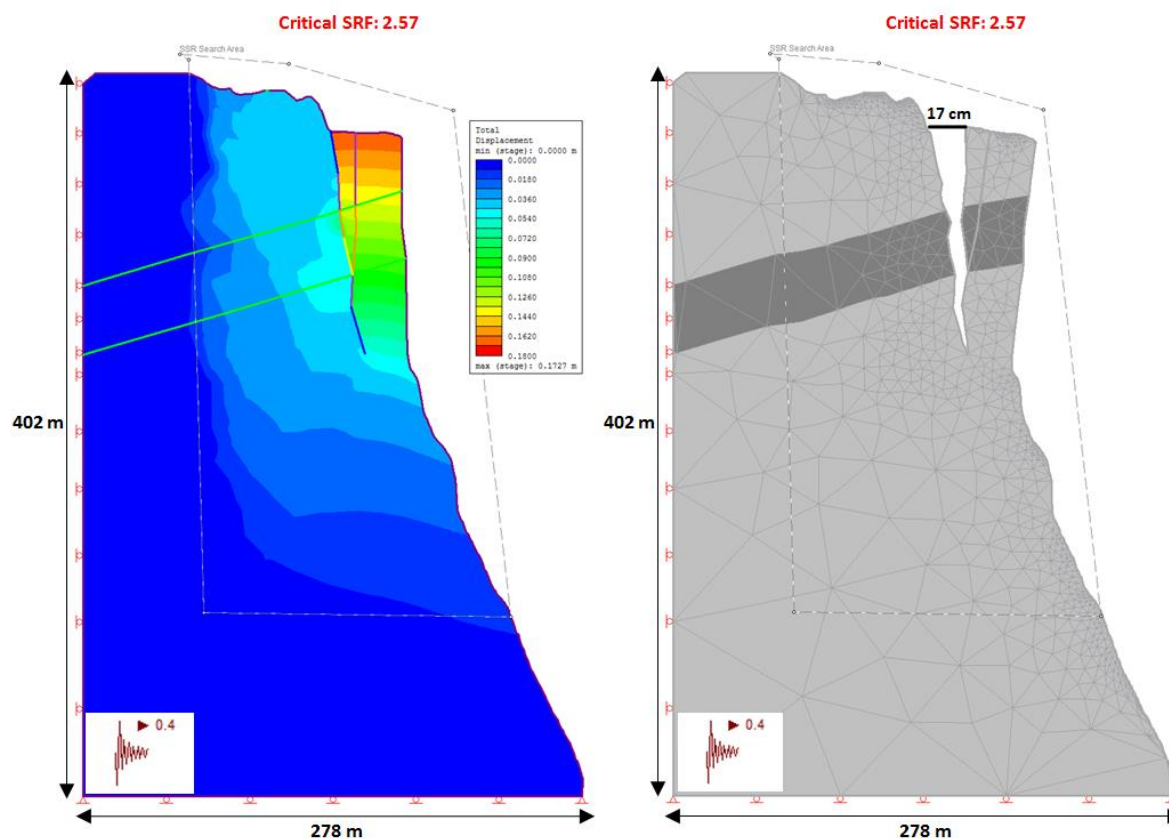


Figur 5.2.3-1: To simuleringer over ulike utfallsmekanismer for Preikestolen. Begge figurene viser modell 2, med forskjellige seismiske koeffisienter. De seismiske koeffisientene er lagt inn nederst til venstre for begge simuleringene. De rød-hvite prikkene angir forflyttende elementer.

For venstre simulering i figur 5.2.3-1, er sikkerhetsfaktoren under 1, og utfallsmekanismen antas å være utvelting, der bergartsmassene oppnår svikt grunnet størst deformasjon øverst i formasjonen. For høyre simulering i figur 5.2.3-1, er sikkerhetsfaktoren på 2,35, dette antyder at formasjonen er stabil. Simuleringen viser derimot utløpet av skredet, dersom styrken av bergartsmassene reduseres in-situ mot sikkerhetsfaktoren på 2,35. Ved et slikt tilfelle vil Preikestolen skli ut langs sprekkeplanet, grunnet størst forflytning nederst i sprekkesettet. Dette antyder at størrelsen på de seismiske koeffisientene har betydning for utfallsmekanismene.

Rasvolumet for begge scenarioene over er lik, der Preikestolen faller ned grunnet den gjennomgående sprekken bakerst på plataet. Ifølge Mo (2018) utgjør dette et rasvolum på 120 000 m³. Dersom et slikt skred ville ha skjedd, ville det betegnes som et fjellskred. Mo (2018) hadde to teoretiske muligheter for rasvolum, og ved seismisk last er det kun det største volumet som er tenkelig, ettersom utløpet av skredet går langs den bakerste sprekken i modellene. Det andre rasvolumscenarioet til Mo (2018) baserer seg på en sprekke lenger fremme på Preikestolen, og innehar et volum på omtrent 55 700 m³. Kalkuleringene av rasvolumet har noe usikkerhet, men gir en god estimering av potensielt rasmateriale (Mo, 2018).

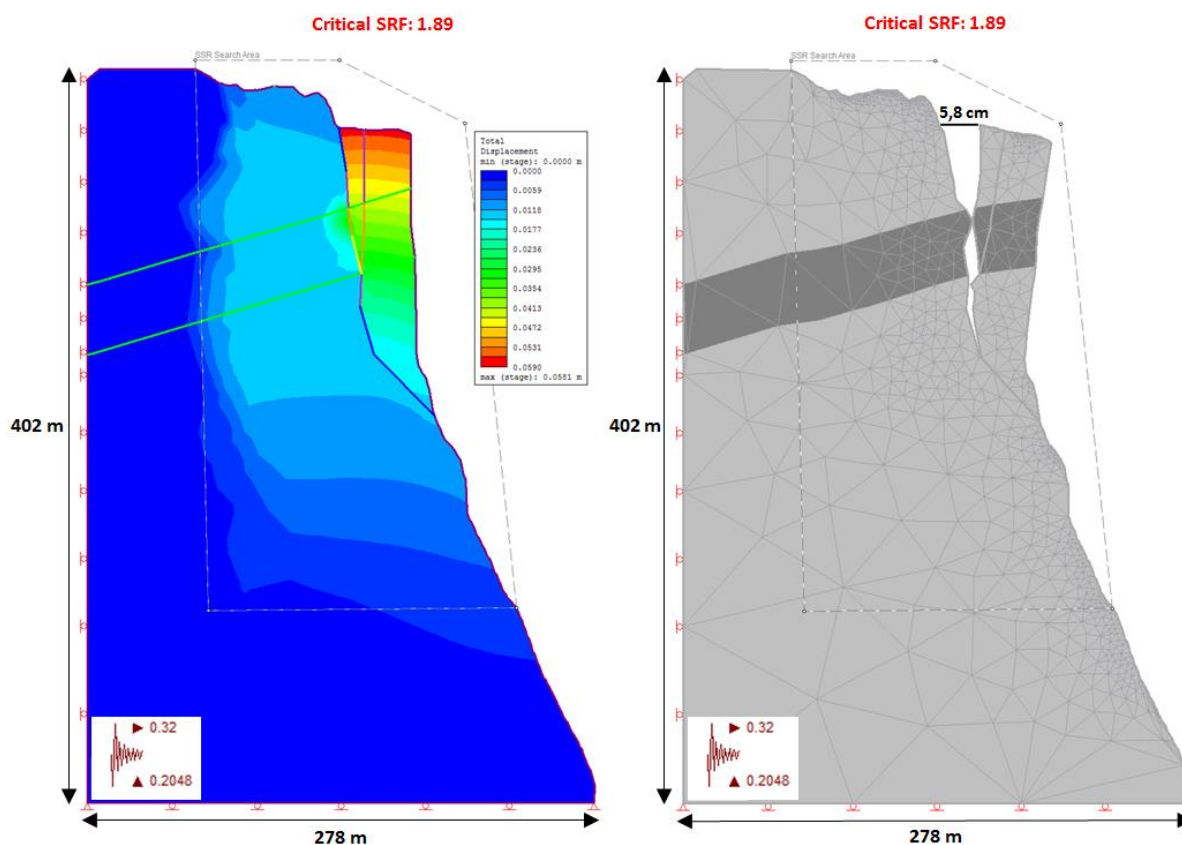
Det som styrer utfallsmekanismen for modell 1 av Preikestolen er knyttet opp mot sprekkesettene. Simuleringer antar at modell 1 for Preikestolen ikke kan rases ned med plan utglidning som utfallsmekanisme. Dette er fordi plan utglidning foregår kun langs sprekken som er forlenget ut mot dagen. På grunn av den observerte sprekken i felt, som stopper i bergmassene, antydes det at utfallsmekanismen vil være utvelting, uavhengig av de seismiske koeffisientene som er lagt inn i modelleringen. Figur 5.2.3-2 viser total deformasjon og utfallsmekanisme for modell 1, med høye seismiske koeffisienter.



Figur 5.2.3-2: Total deformasjon for modell 1, med horisontal seismisk koeffisient på 0,4. Venstre modell viser total deformasjon med konturfarger, der største grad av forflytning er 17 centimeter. Høyre modell viser utløpet av Preikestolen, dersom formasjonen reduseres mot sikkerhetsfaktoren på 2,57.

Som figur 5.2.3-2 viser, er den totale deformasjonen størst i øvre deler av platået, og den totale deformasjonen synker gradvis nedover i formasjonen. Øverst er den totale deformasjonen på 17 cm, mens den i bunnen av sprekket er på omtrent 6 cm. Dette fører til at bergartsmassene veltes i bunn av sprekkesettet. Koeffisientene som er lagt inn i figur 5.2.3-2 tilsvarer omtrent PGA-verdier på 862 cm/s^2 . Sikkerhetsfaktoren for modell 1 ved slike PGA-verdier er estimert til å være 2,57, noe som indikerer at formasjonen er stabil. PGA-verdi på 862 cm/s^2 oppnås ved et jordskjelv med magnitude (M_w) 6,6 langs en forkastning som er 13 km unna Preikestolen. Utregningen er basert på GMPE av Atkinson & Boore (2006). Dette antyder at dersom et jordskjelv med magnitude (M_w) 6,6 inntreffer forkastningen som er lokalisert 13 kilometer unna Preikestolen, vil Preikestolen fortsatt være stabil, med en sikkerhetsfaktor høyere enn 1.

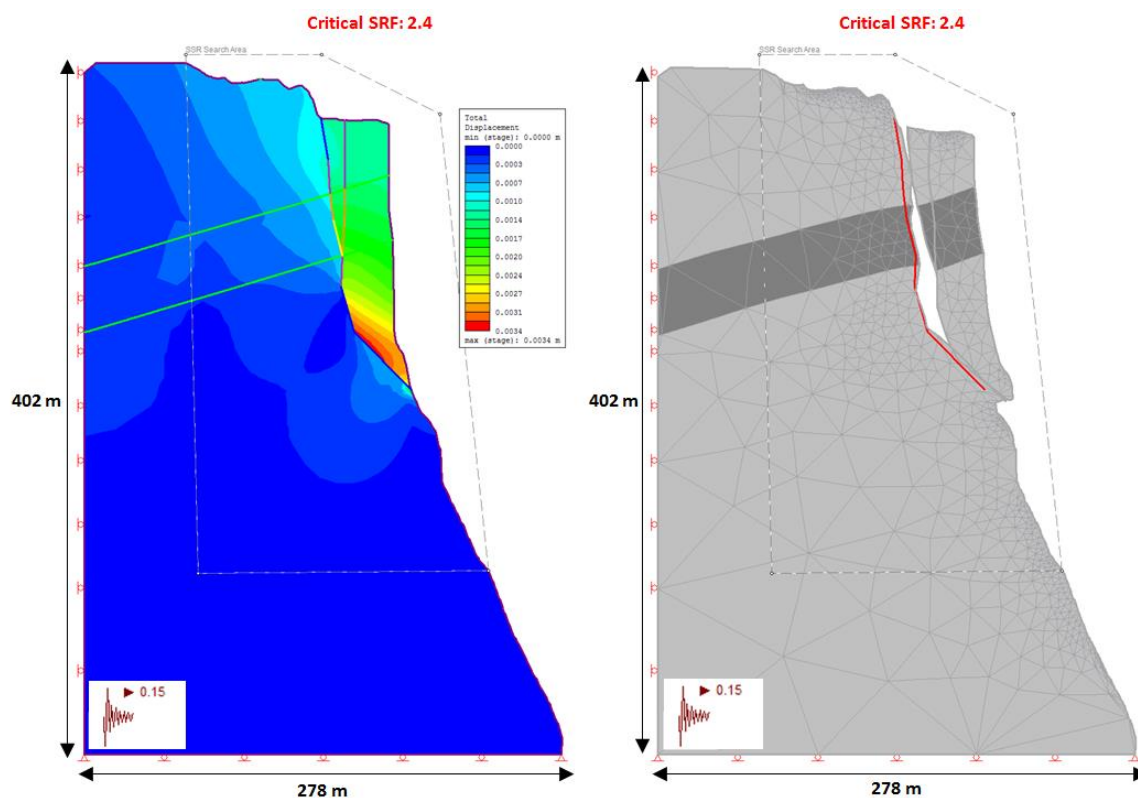
Dersom det viser seg at det tross feltobservasjonene eksisterer et sprekkesett som går ut i dagen ved foten av det delvis avløste partiet, antydes utfallsmekanismen til å være utvelting eller plan utglidning. Ved høye seismiske koeffisienter, og større bakkebevegelser, antyder modell 2 at Preikestolen veltes i bunn av sprekkesettet, og raser ned ved utvelting. Ved lavere seismiske koeffisienter, og mindre bakkebevegelser, antydes utfallsmekanismen til å være plan utglidning. Simuleringer av modell 2 antyder dermed at utfallsmekanismen for Preikestolen avhenger av de seismiske koeffisientene som legges til i modell 2. Figur 5.2.3-3 viser simuleringen av modell 2, med høye seismiske koeffisienter, der utfallsmekanismen antydes å være utvelting.



Figur 5.2.3-3: Total deformasjon for modell 2, med høye seismiske koeffisienter, som er angitt nederst i hjørnet av figurene. Venstre modell viser total deformasjon med konturfarger, der største grad av forflytning er 5,8 cm. Høyre modell viser utløpet av Preikestolen, dersom formasjonen reduseres mot sikkerhetsfaktoren på 1,89.

Figur 5.3.2-3 viser utfallsmekanismen for modell 2 med høye seismiske koeffisienter. Den maksimale deformasjonen er på 5,8 cm, og er lokalisert øverst ved platået. I bunn av sprekkesettet er den totale deformasjonen omtrent 1 cm. Dette viser til at Preikestolen antydes å rase ut ved utvelting. De seismiske koeffisientene som er lagt til i modell 2 i figur 5.2.3-3 tilsvarer PGA-verdier på omtrent 700 cm/s^2 ved Preikestolen. Slike bakkebevegelser kan oppnås ved jordskjelv med magnituder (M_w) 6,6 og 7,4 langs forkastninger 13 og 20 km unna Preikestolen. Utregninger er basert på Atkinson & Boore (2006) og Pezeshk et al. (2015). Med slike rystelser er sikkerhetsfaktoren til modell 2 estimert til å være 1,89, noe som angir at formasjonen er stabil, men har potensiale til å rase ned dersom den blir utsatt for ytterligere krefter som fører til utrasing av formasjonen.

Modell 2 kan rase ut både ved utvelting og plan utglidning, dette avhenger av de seismiske koeffisientene, som baserer seg på PGA-verdier. Ved seismiske koeffisienter mellom 0,0 – 0,20, antydes Preikestolen å utløses ved plan utglidning, dersom styrken reduseres in situ mot sikkerhetsfaktoren. Ved seismiske koeffisienter mellom 0,20 – 0,50, antydes Preikestolen å rase ned ved utvelting. Sikkerhetsfaktoren er også knyttet opp mot de seismiske koeffisientene, og når sikkerhetsfaktoren til modell 2 er over 2,2, antydes Preikestolen å rase ned ved plan utglidning, mens når sikkerhetsfaktoren er under 2,2, antydes Preikestolen å rase ned ved utvelting. Figur 5.2.3-4 viser utløpet av antatt utfallsmekanisme ved lave seismiske koeffisienter, dersom bergartsmassene reduseres mot sikkerhetsfaktoren på 2,4.



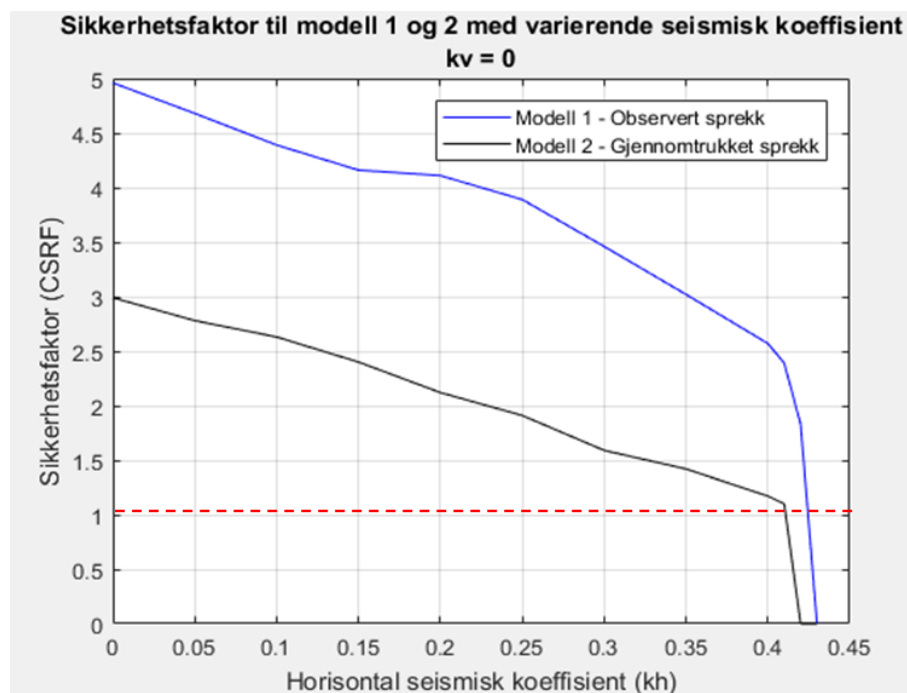
Figur 5.2.3-4: Total deformasjon for modell 2, med lave seismiske koeffisienter, som er angitt nederst i hjørnet av figurene. Venstre modell viser total deformasjon med konturfarger, der største grad av forflytning er 0,3 cm. Høyre modell viser utløpet av Preikestolen, dersom formasjonen reduseres mot sikkerhetsfaktoren på 2,4.

Ved lav seismisk last vil Preikestolen utløses ved plan utglidning. Dette gjelder kun for modell 2, ettersom sprekken er forlenget ut i dagen. Høyre figur 5.2.3-4 antyder utløpet av skredet, der skredmassene glir langs sprekkeplanet. Sikkerhetsfaktoren for modell 2 i figur 5.2.3-4 er på 2,4, noe som antyder at formasjonen er relativt stabil.

De seismiske koeffisientene som er lagt inn i modell 2 i figur 5.2.3-4 tilsvarer PGA-verdier på omtrent 320 cm/s^2 ved Preikestolen. Slike PGA-verdier vil oppnås ved jordskjelv med magnituder (M_w) på 7,4, 6,6, og 6,6 langs forkastninger som er lokalisert henholdsvis 20, 13, og 22 km unna Preikestolen. Norge har sjelden blitt utsatt for så store rystelser. Kun de største jordskjelvene i Norge, med magnituder over 5, vil ha potensiale for å utløse PGA-verdier over 320 cm/s^2 , der slike PGA-verdier kun vil eksistere opp til noen kilometer unna jordskjelvets episenter. Disse antagelsene er basert på magnituder fra de største norske jordskjelvene, og GMPE fra Silva et al. (2002), Atkinson & Boore (2006), og Pezeshk et al. (2015).

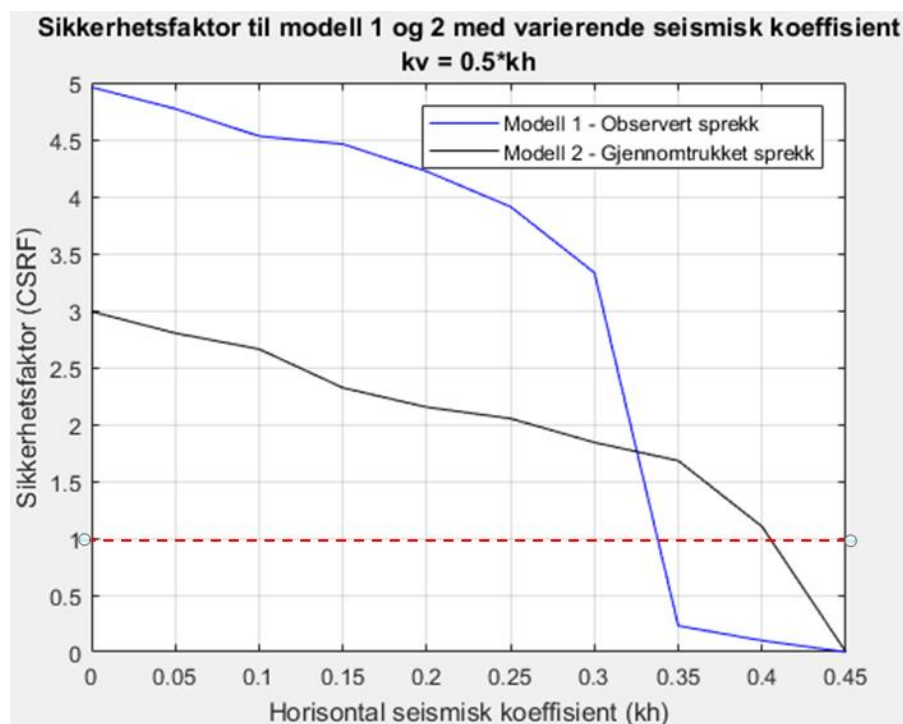
5.2.4 Simuleringer med seismisk last og utvikling av sikkerhetsfaktor

I RS2 brukes SSR-området til å beregne sikkerhetsfaktoren for Preikestolen med seismisk last. Dersom sikkerhetsfaktoren er under 1, vil Preikestolen være utsatt for utrasing. Det er brukt tre verdier for de vertikale seismiske koeffisientene, på henholdsvis 0, $0,5 \cdot k_h$, og $0,64 \cdot k_h$.



Figur 5.2.4-1: Utvikling av sikkerhetsfaktor med økende grad av horisontale seismiske koeffisienter. De vertikale seismiske koeffisientene er satt til 0 gjennom alle simuleringene. Rød stiplet linje angir kritisk tilstand for skråningen.

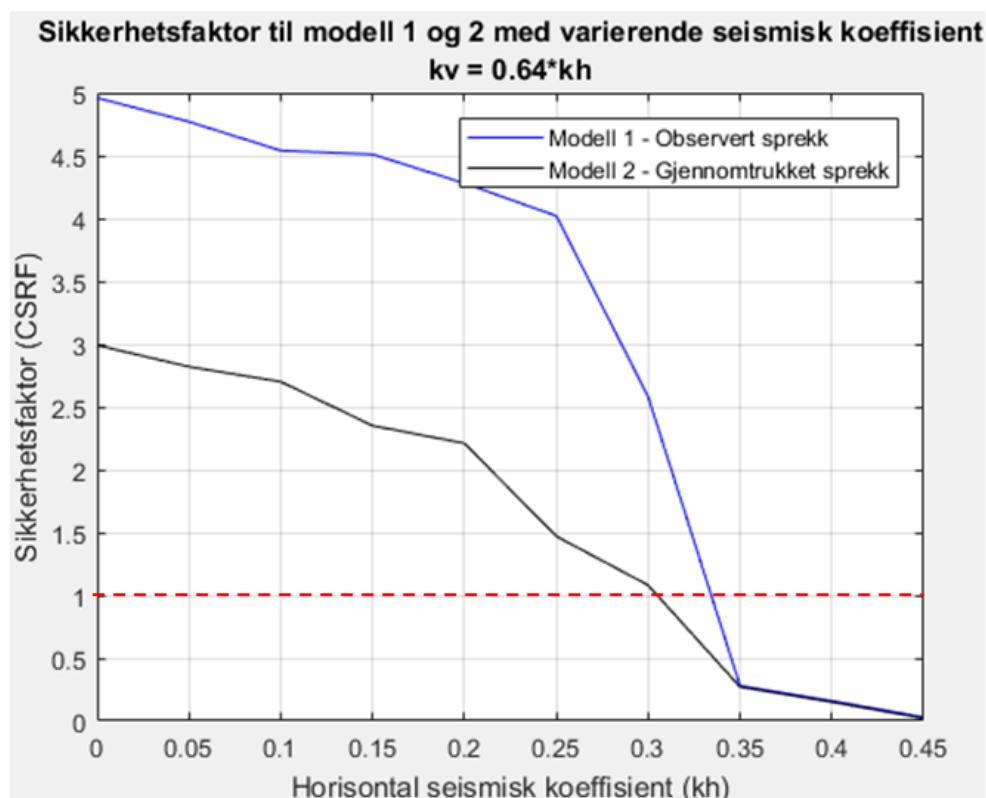
Figur 5.2.4-1 viser hvordan de forskjellige gradene av seismisk last påvirker sikkerhetsfaktoren til Preikestolen. Utviklingen av sikkerhetsfaktoren er nokså lineær for begge modellene frem til de horisontale koeffisientene overstiger 0,4, der begge modellene får en endring som fører til utrasing. En seismisk koeffisient på 0,4, tilsvarer på omtrent 862 cm/s^2 . Simuleringer i RS2 tyder på at begge modellene av Preikestolen vil være stabile ved slike bakkebevegelser. Ut ifra GMPE ligningene som er beskrevet i kapittel 4.2, oppnås slike PGA-verdier ved et jordskjelv med magnitudo på 6,6 (M_w), ved en forkastning 13 kilometer unna Preikestolen (Atkinson & Boore, 2006). Dette er den høyeste verdien av PGA som kan forekomme ved Preikestolen basert på de omkringliggende forkastningene.



Figur 5.2.4-2: Utvikling av sikkerhetsfaktor med økende grad av horisontale seismiske koeffisienter. De vertikale seismiske koeffisientene er satt til $0,5 \cdot k_h$. Rød stiple linje angir kritisk tilstand for skråningen.

Figur 5.2.4-2 viser simuleringer av modellene, der de vertikale seismiske koeffisientene er konstant halvparten av de horisontale seismiske koeffisientene. Her vil modell 1 (observert sprekk) gi utrasing av bergartsmassene før modell 2 (gjennomtrukket sprekk). I utgangspunktet er dette lite sannsynlig, og det kan tenkes at RS2 feilbehandler data. Simuleringer i RS2 antydes å være sensitiv for høye vertikale seismiske koeffisienter, og det må knyttes usikkerhet til om RS2 er egnet med for modellering med høye vertikale seismiske koeffisienter.

Fra figur 5.2.4-2 vil modell 1 føre til utrasing med seismiske koeffisienter på omtrent 0,34 (k_h) og 0,17 (k_v), og dette tilsvarer PGA-verdi på omtrent 735 cm/s^2 . Slik PGA-verdi oppnås kun ved jordskjelv med magnituder (M_w) 6,6 og 7,4, langs forkastninger 13 og 20 kilometer unna Preikestolen (Atkinson & Boore, 2006; Pezeshk et al., 2015). Modell 2 vil oppnå utrasing ved omtrent samme verdi som det figur 5.2.4-1 antyder. Slike bakkebevegelser oppnås ved jordskjelv med magnitudo (M_w) på 6,6, langs forkastningen som er 13 kilometer unna Preikestolen (Atkinson & Boore, 2006).



Figur 5.2.4-3: Utvikling av sikkerhetsfaktor med økende grad av horisontale seismiske koeffisienter. De vertikale seismiske koeffisientene er satt til $0,64 * k_h$. Rød stiplet linje angir kritisk tilstand for skråningen.

En tredje verdi for de vertikale seismiske koeffisientene ble satt til $0,64 * k_h$. Resultatet av dette er gitt i figur 5.2.4-3. Her oppstår ustabilitet for modell 2 ved seismisk koeffisient på omtrent 0,3. Dette gir en estimert PGA-verdi på 657 cm/s^2 . Jordskjelv med magnituder 6,6, 7,4, med episentere 13 og 20 kilometer unna Preikestolen kan oppnå slike PGA-verdier ved Preikestolen (Atkinson & Boore, 2006; Pezeshk et al., 2015).

Fra figur 5.2.4-3 oppnår modell 1 ustabilitet ved horisontal seismisk koeffisient på 0,34. Dette gir en estimert PGA-verdi på 735 cm/s^2 . Ifølge GMPE til Atkinson & Boore (2006) vil jordskjelv med magnituder (M_w) 6,6 og 7,4, langs forkastningene som er lokalisert henholdsvis 13 og 20 kilometer unna Preikestolen, oppnå slike PGA-verdier.

Ut ifra simuleringer i RS2 med forskjellige vertikale seismiske koeffisienter, er tendensen at sikkerhetsfaktoren reduseres ved høyere grad av vertikale seismiske koeffisienter.

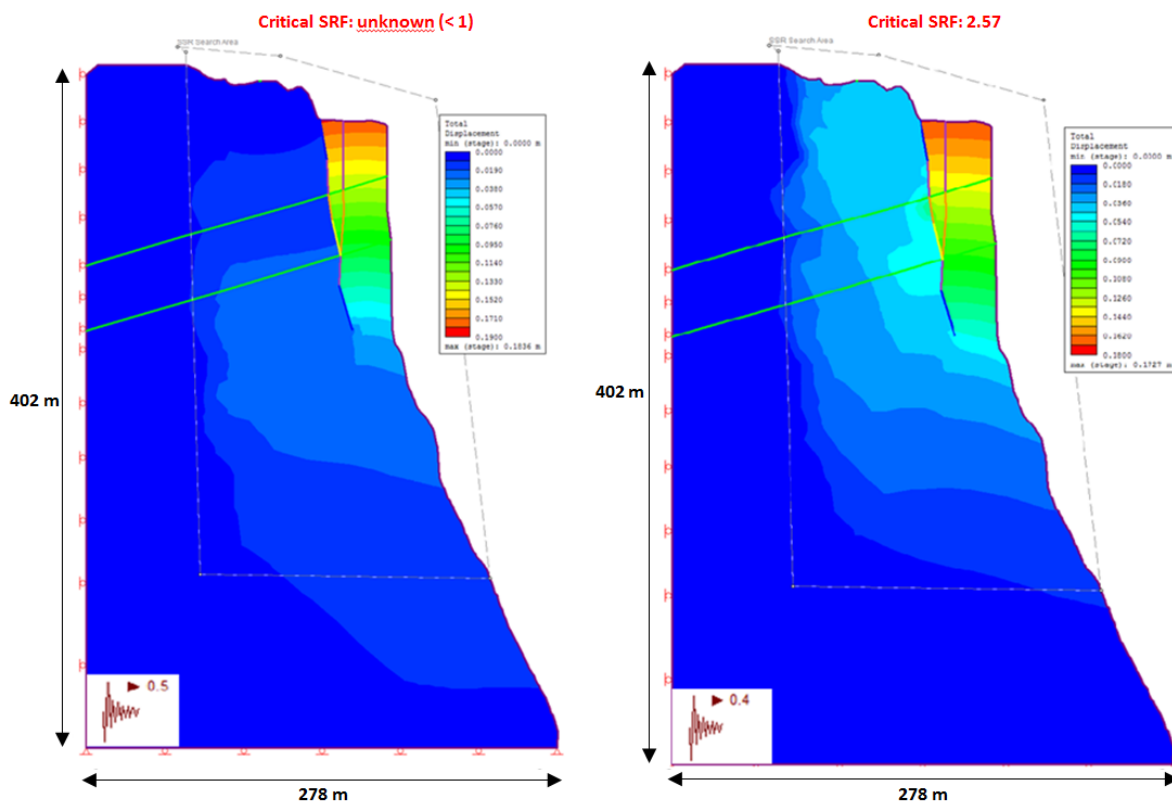
Simuleringene indikerer at Preikestolen potensielt kan rase ut ved et stort jordskjelv ved en

av forkastningene i nærheten. Sannsynligheten for at nettopp dette skal skje er derimot minimal, ettersom jordskjelvet må ha en magnitudo (M_w) på 6,6 eller 7,4, langs forkastningene som er lokalisert henholdsvis 13 og 20 kilometer unna Preikestolen. For at et jordskjelv skal utløse Preikestolen, må jordskjelvet ha en magnitudo på over 6,5, samt at episenter til dette jordskjelvet må være innenfor 20 kilometers avstand fra Preikestolen.

5.2.5 Simuleringer med høy seismisk last

For simuleringene som er vist i kapitlet over, antydes det at horisontale seismiske koeffisienter mellom 0,3 – 0,45 er kritisk for utrasing av Preikestolen. Dette tilsvarer PGA-verdier på mellom 654 – 980 cm/s^2 . Variasjonen av sikkerhetsfaktoren skyldes de to forskjellige modellene, og variasjoner med vertikale seismiske koeffisienter. Fra de 14 forkastningene i nærheten av Preikestolen, er den maksimale PGA-verdien for Preikestolen beregnet til 866 cm/s^2 , ved bruk av GMPE fra Atkinson & Boore (2006).

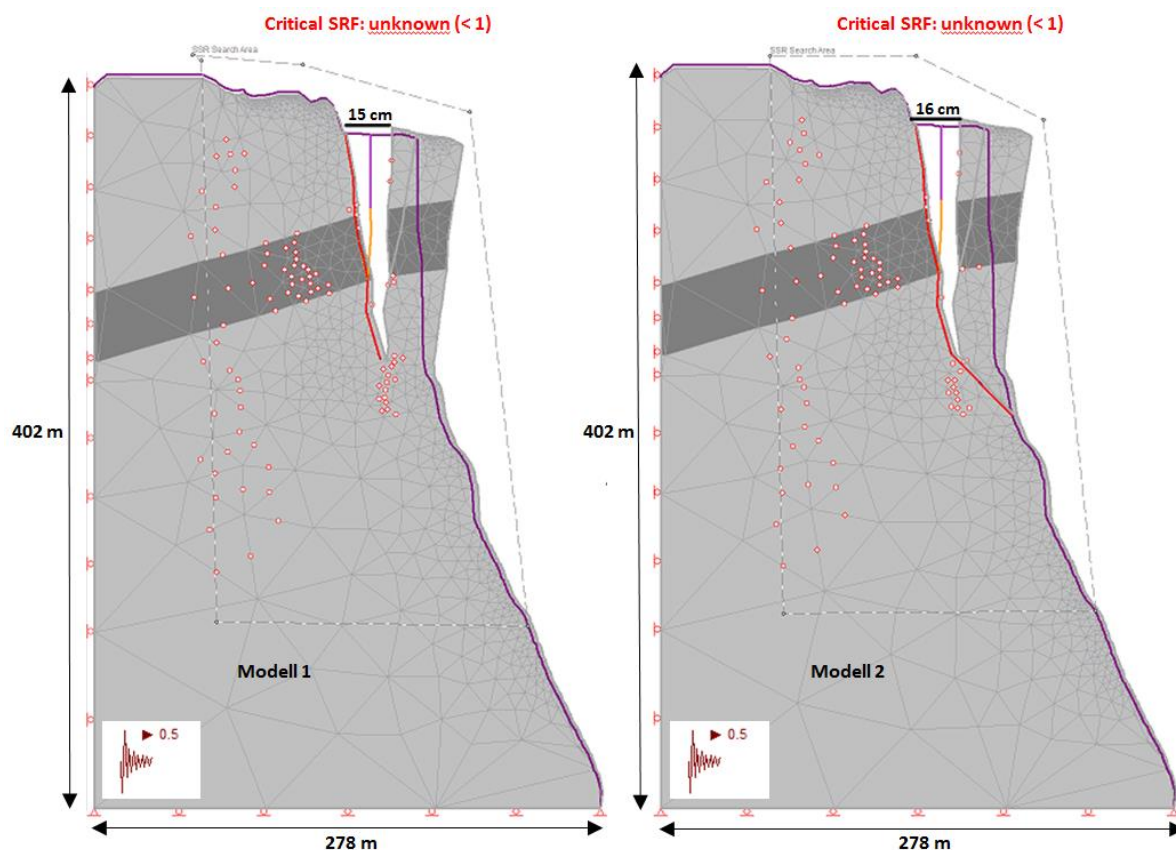
Preikestolen blir utsatt for utrasing når sikkerhetsfaktoren understiger 1, og ved å bruke seismiske koeffisienter, slik at sikkerhetsfaktoren blir estimert til å være under 1, kan utfallmekanismen for Preikestolen simuleres. For å oppnå simuleringer der sikkerhetsfaktoren er under 1, brukes en horisontal seismisk koeffisient på 0,5. En slik koeffisient tilsvarer PGA-verdi på omtrent 1090 cm/s^2 . Fra de 14 forkastningene nær Preikestolen, med maksimale magnituder fra Wells & Coppersmith (1994), er det ingen jordskjelv som kan forårsake slike PGA-verdier ved Preikestolen ut ifra de tre anbefalte GMPE fra Stewart et al. (2015).



Figur 5.2.5-1: Total forflytning for modell 1 ved horisontale seismiske koeffisienter på henholdsvis 0,5 og 0,4. De vertikale seismiske koeffisientene er satt til 0. Begge simuleringene er av modell 1, med observert sprekk som stopper i bergartsmassene.

I figur 5.2.5-1 er det angitt to simuleringer av modell 1, der konturfargene viser total forflytning av bergartsmassene. Den maksimale totale forflytningen for begge simuleringene er lokalisert øverst ved platået på Preikestolen, på henholdsvis 18,4 og 17,3 cm. For venstre modell i figur 5.2.5-1 er sikkerhetsfaktoren under 1, noe som indikerer at Preikestolen er utsatt for utrasing, mens for høyre figur 5.2.5-1 er sikkerhetsfaktoren på 2,57, noe som indikerer at Preikestolen er stabil.

Simuleringer antyder at modell 1 for Preikestolen blir utsatt for utrasing ved horisontal seismisk koeffisient på 0,42. Basert på maksimal magnitudo og avstand fra forkastningene til Preikestolen, er seismiske koeffisienter over 0,4 urealistiske.



Figur 5.2.5-2: Reell forflytning ved utrasing av modell 1 og 2 for Preikestolen, der de horisontale seismiske koeffisientene for begge modellene er 0,5, mens de vertikale seismiske koeffisientene er 0. De rød-hvite prikkene angir forflyttende elementer, lilla strek angir Preikestolens ytterpunkter slik den står i dag, og sprekkesettene er angitt med røde, lilla og oransje streker.

Fra figur 5.2.5-2 er utfallsmekanismen utvelting for begge simuleringene av de to modellene. De seismiske koeffisientene til scenarioet som er vist over tilsvarer PGA-verdi på omtrent 1090 cm/s^2 , noe som er høyere enn de høyeste verdiene som er mulig for Preikestolen, basert på forkastningene i nærheten. For å oppnå så høye PGA-verdier ved Preikestolen, må jordskjelv med magnitudo opp mot 8 inntreffe i nær avstand fra Preikestolen. Basert på historiske jordskjelvdata fra den Norske jordskjelvdatabasen, jordskjelvstatistikk i Rogaland, og antagelser fra Bungum et al. (1998) er sannsynligheten for jordskjelv med magnituder opp mot 8 ved Preikestolen svært lav.

6 Diskusjon

6.1 Jordskjelvutløste massebevegelser

6.1.1 Diskusjon av resultatene

Resultatene fra jordskjelv utløste massebevegelser antyder at jordskjelv har utløst massebevegelser ved 6 tilfeller, i tidsrommet mellom 1819-1974. I resultatene er det også presentert noen tilfeller der sammenhengen mellom jordskjelv og massebevegelser er mer usikker, disse hendelsene blir ikke vurdert videre.

For skredhendelsene i 1939 og 1958 ble massebevegelsene utløst dagen etter jordskjelvet inntraff. Makroseismiske arkiv (1939 og 1958) antyder at jordskjelvet kan ha hatt en påvirkning for skredene, og nedbørsstatistikk fra eKlima.met.no (2019) antyder at nedbørsmengdene i områdene kan ha vært en medvirkende faktor for utløsningene. Dette tyder på at jordskjelvet kan ha utløst massebevegelsene, enten direkte eller i kombinasjon med nedbør. Tidligere studier har tatt for seg tidsrommet mellom jordskjelv og skredhendelser, og det antydes at jordskjelv kan utløse massebevegelser opp til 7 dager etter jordskjelvet (Tatard & Grasso, 2013). For hendelsen i Weichuan ble massebevegelser utløst opp til 250 dager etter jordskjelvet, men dette eksempelet er et av få tilfeller der jordskjelv har utløst massebevegelser over så lang tid (Wasowski et al., 2013).

Ut ifra tidligere studier og nedbørsstatistikk er det sannsynlig at jordskjelvene har hatt en påvirkning for utløsningen av massebevegelsene i 1939 og 1958. Begge hendelsene skjedde på tidspunkt uten forhold for snøsmelting, frostsprengning, og smelting av permafrost, dette betyr at disse utløsningsmekanismene kan utelukkes. Andre utløsningsmekanismer som kan ha forårsaket skredene kan være menneskelig aktivitet, kjemisk forvitring, og rot sprengning, men sannsynligheten for dette er lav, og det er trolig at skredhendelsene er et resultat av jordskjelvene som inntraff dagen før, der også nedbør kan ha utløst massebevegelsene i kombinasjon med jordskjelvene.

De to største jordskjelvene de siste 500 årene i Norge, fra 1819 ($M_L=5,8$), og 1904 ($M_L=5,4$), utløste flere typer massebevegelser. De andre jordskjelvene utløste kun en massebevegelse,

bortsett fra jordskjelvet i 1958 ($M_w=5,4$), som potensielt kan ha utløst enda to steinskred. Dette samsvarer med studier utført av Keefer (1984) og Jibson (1996), der større jordskjelv utløser massebevegelser over et større område. Jordskjelvene fra 1819 og 1904 utløste også skred fra fast fjell og i løsmasser. For begge jordskjelvene i 1819 og 1904, ble regionen preget av etterskjelv i flere uker etter jordskjelvene. Etterskjelvene i Lillehammerområde i 1904, kan ha utløst et steinsprang noen dager etter jordskjelvet i Oslofjorden, fra 1904, men for denne skredhendelsen er usikkerhetene store.

Fra skredhendelsen i Tyssedal i 1954, eksisterer det lite informasjon, utenom at et steinsprang trolig ble utløst. Lokaliteten for skredhendelsen er ikke fastsatt, og det eksisterer videre lite informasjon rundt dette. Område rundt Tyssedal og Odda har opp gjennom årene vært preget av mange steinsprang og steinskred, dette er grunnet bratt topografi fra Hardangerfjorden, og tilhørende daler i område. I tillegg er området ofte utsatt for store nedbørsmengder som utløser steinsprang og steinskred. I og med at nedbørsmengdene var lave like før jordskjelvene, er det trolig at jordskjelvene som skjedde natt til 7. juli, begge med magnitudo (M_L) 4,9, kan ha utløst et steinsprang i dette område.

Fra leirskredet langs Salangselven i 1974, ble flere tusen kubikkmeter leire avsatt i og langs elven. Fra rapportene i skrednett.no (2019) og makroseismiske arkiv (1974) var dette en direkte konsekvens av jordskjelvet. Leirskredet forekom 28. april, dette er et tidspunkt der snøsmeltingen normalt sett er ferdig. Likevel kan sen snøsmelting og nedbør gjennom april, ha ført til at leireformasjonen ble mer ustabil, og at dette reduserte motstandskreftene for leirmassene. Ettersom distansen mellom episenter og leirskredet var på omtrent 80 kilometer, og at magnituden (M_w) til jordskjelvet var på 4,6, antas det at skjelvingen ved leirmassene var moderat. Det er trolig at prosesser som nedbør og snøsmelting gjennom april kan ha redusert kohesjonen i leiren, slik at mindre bakkebevegelser var nok til å utløse leirskredet.

Det er bemerkelsesverdig at ingen av skredhendelsene skjedde i vintermånedene mellom 1. november og 1. april. Dette kan være en tilfeldighet, men kan også skyldes andre faktorer. I og med at ingen av skredhendelsene skjedde med påvirkning av snøsmelting og frostforvitring, kan disse faktorene utelates som utløsningsmekanismer for samtlige av skredhendelsene. Sen snøsmelting kan ha hatt en påvirkning i forkant av leirskredet i Salangselven, Troms, i 1974, men fungerte ikke som en utløsningsmekanisme for leirskredet.

To av jordskjelvene fra hendelsene med usikkerheter skjedde i januar. 1958/01/23 førte et jordskjelv til bevegelse av leirmasser i Ladalen, men ingen skredhendelser ble utløst (Adresseavisen, 1958). 1989/01/23 inntraff et jordskjelv kysten av Sogn, og det knyttes usikkerheter til om jordskjelvet kan ha hatt påvirkning for utløsningen av serien av massebevegelser som ble utløst 5-7 dager etter jordskjelvet inntraff.

6.1.2 Usikkerheter knyttet til jordskjelvutløste massebevegelser

Forholdene mellom jordskjelvutløste massebevegelser er komplekst, og innehar flere usikkerheter. Det eksisterer usikkerheter knyttet til de seismiske og regionale geologiske forholdene, i tillegg til usikkerheter fra skrednett.no og makroseismiske arkiv. For å begrense usikkerheter knyttet til utløsningen av massebevegelser, er nedbørsstatistikker fra eKlima.met.no inkludert.

Seismiske forhold som gir usikkerheter er knyttet til magnitubestemmelse, lokalisering av episenter, og bestemmelse av seismiske intensiteter. Det antas at registreringen av jordskjelv med magnituder over 4,5 er bra, med unntak av jordskjelv fra den Norske jordskjelvdatabasen mellom år 974-1800, der registreringen er mer begrenset. Fra de 86 jordskjelvene, som er filtrert ut fra den norske jordskjelvdatabasen, opereres det med flere magnitudeskalaer (M_w , M_L , m_c , m_b), og disse har ofte forskjellige verdier. I denne oppgaven er det lagt vekt på å bruke den høyeste av magnitudene som er angitt. Dette kan føre til at bakkebevegelsene overvurderes dersom den minste magnituden anses som riktig.

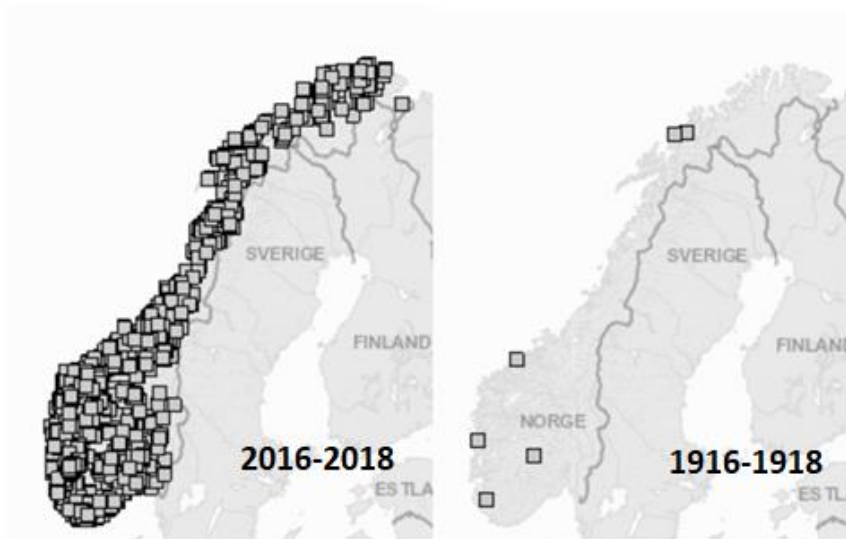
Avstanden mellom episenter og massebevegelse kan også ha noe usikkerhet, ettersom både lokaliteten til episentrene og massebevegelsene kan ha noe usikkerhet.

Usikkerheter i regional geologiske forhold utgjør faktorer som lokal geologi, topografi, og stabilitet til skråningene som er antatt å være utløst av jordskjelvet. Lokal geologi og topografi omhandler manglende beskrivelser om litologi, terreng, løsmasser, og landskapsutforming. Stabiliteten til skråningene, som antas å være utløst av jordskjelv, er knyttet mot hvordan andre utløsningsmekanismer har påvirket skråningen, både i tiden før, og ved utløsningen av massebevegelsene. Andre utløsningsmekanismer kan ha redusert stabiliteten til skråningene tiden før jordskjelvet, og andre utløsningsmekanismer kan ha utløst massebevegelsene i kombinasjon med jordskjelvet. Langvarig eller intens nedbør er

den vanligste utløsningsmekanismen for massebevegelser i Norge (Høeg et al., 2014), og derfor er nedbørsstatistikk fra eKlima.met.no brukt for å evaluere påvirkningsgraden nedbør kan ha hatt for skråningen, både i forkant og ved utløsningen av massebevegelsen. For flere av de jordskjelvutløste massebevegelsene i Norge, antas det at nedbør har svekket stabiliteten til skråningene, slik at moderate bakkebevegelser var nok til å utløse massebevegelsene.

I tilfeller med moderat skjelving kan det antydes at jordskjelvene har utløst massebevegelser i kombinasjon med andre utløsningsmekanismer. En slik kombinert utløsning kan bestå av intensiv nedbør og moderat skjelving, der skråningen blir ustabil og utløses. En slik kombinert utløsningsmekanisme er vanskelig å undersøke, og det er vanskelig å si hvilken mekanisme som har størst betydning for utløsningen. Nedbør i forkant av et jordskjelv kan også redusere stabiliteten til en formasjon, slik at jordskjelvet utløser skredhendelsen. Et jordskjelv kan også redusere stabiliteten til en formasjon, slik at nedbør kan utløse skredhendelsen på et senere tidspunkt.

Jo eldre skredhendelsene er, jo flere usikkerheter er det knyttet til dem. I utgangspunktet er det vanskelig å si noe om utløsningsmekanismen bak skredhendelser med begrenset informasjon og flere usikkerheter som tidsangivelse, skredtype, og lokalisering til skredet. Skredhendelsene fra skrednett.no er begrenset frem til de siste 20 årene, og figur 6.1.2-2 viser hvor stor forskjell det er på registrerte skred fra 2016-2018 kontra 1916-1918. Dette kan bety at noen jordskjelvutløste massebevegelser ikke er registrert i skrednett.no.



Figur 6.1.2-1: Fordeling av skredhendelser fra fast fjell i 2016-2018 kontra 1916-1918 i Modifisert fra skrednett.no (2019).

Makroseismiske arkiv inneholder flere av usikkerhetene som er beskrevet for skrednett.no. I ubebodde strøk, vil ingen observere skredhendelser, og dermed blir ikke skredhendelsen registrert. Det må også knyttes noen usikkerheter til beskrivelsen av potensielle skredhendelser, ettersom de er basert på folk som ikke har noen bakgrunn innenfor geologi. Dette gjelder særlig volumestimering av skredhendelsene, der det er vanskelig for folk uten geologisk bakgrunn, å angi hvilken skredtype som er utløst. Generelle beskrivelser fra slike rapporter kan derimot være nok til å anta hvilken skredtype som ble utløst, men det må uansett knyttes usikkerheter mot dette. Et annet problem for skredhendelser i makroseismiske arkiv er at det ikke er etterspurt systematisk etter skredhendelser, slik at skredhendelser kun er rapportert dersom en person har funnet det relevant.

Alle feilkilder er evaluert ved hver enkelt hendelse, for noen hendelser antydes det at jordskjelv har enten utløst massebevegelsene direkte, eller i kombinasjon med andre utløsningsmekanismer. For andre hendelser er usikkerhetene for store til å kunne knytte jordskjelvet opp mot massebevegelsen, og utløsningsmekanismen for massebevegelsen forblir uviss.

6.1.3 Skredtyper utløst av jordskjelv i Norge

Jordskjelvene har utløst flere typer massebevegelse, men har et flertall på utløsning av skred fra fast fjell, og da særlig steinsprang. Dette samsvarer med studier gjort av Keefer (1984) og Jibson (1996), der de slår fast at jordskjelv utløser flest steinsprang og steinskred. Mer dyptsittende massebevegelser som fjellskred krever sterkere grad av bakkebevegelser. Dette samsvarer også med resultatene her. I tabell 6.1.3-1 er skredtypene og antallet angitt, og det er kun de mest sikre skredhendelsene som er inkludert.

Tabell 6.1.3-1: Oversikt over typer massebevegelse generert av jordskjelv i Norge. De potensielle skredhendelsene er ikke inkludert i denne tabellen, grunnet store usikkerhetsfaktorer.

Skredtype	Antall hendelser	Kommentarer
Steinsprang <100 m ³	>6	Flere steinsprang ble utløst i 1819, men det eksisterer ikke et eksakt antall og lokalitet. Heller ikke steinsprangene fra 1958 ved Dale i Hordaland er inkludert, ettersom usikkerhetene tyder på at de kan ha blitt utløst av andre faktorer. Det antydes dermed at jordskjelv har utløst mer en 6 steinsprang i Norge.
Steinskred 100 – 100 000 m ³	4	To av steinskredene er knyttet til jordskjelvet i 1819, der skrednett.no angir at steinskredene hadde volum på over 10 000 m ³ . De to andre hendelsene fra 1939 og 1958 er antydnet til å være steinskred, ut ifra beskrivelsene fra de makroseismiske arkiv.
Fjellskred > 100 000 m ³	0	Ved dette klassifikasjonskriteriet oppfyller ingen av skredhendelsene volumet for et fjellskred.
Leirskred	>3	To leirskred fra 1819 og et fra 1974. Trolig ble flere mindre leirskred utløst både i 1819 og 1974, men disse ble ikke registrert.
Jordskred	2	Jordskred fra 1819 og 1904.

Det er ingen antydninger om at jordskjelv kan ha utløst fjellskred i Norge de siste 200 årene. Det er flere årsaker til dette, blant annet seismiske forhold, «timing», og regional geologiske faktorer. En formasjon som er utsatt for fjellskred vil være mer dyptsittende, og ha større motstandskrefter grunnet høyere kohesjon (Hyndman & Hyndman, 2006). Dette indikerer at dersom et fjellskred skal utløses av jordskjelv i Norge, må flere faktorer samarbeide. Slike faktorer inkluderer seismiske forhold, timing, og andre utløsningsmekanismer som påvirker stabiliteten til fjellskredet.

6.1.4 Avstand og magnitudoeforhold mellom episenter og massebevegelse

Keefer (1984) har studert avstand - magnitudoeforhold som kan utløse massebevegelser. Her ble det funnet en klar sammenheng mellom magnituder og distanser, men det ble også hevdet at mindre jordskjelv kan utløse massebevegelser på større distanser, og da særlig steinsprang og steinskred. I slike situasjoner har skråningen allerede vært utsatt for utrasing, og selv en liten rystelse kan trigge bevegelsen. Jordskjelvet kan også ha trigget massebevegelser på lengre distanser i kombinasjoner med andre mekanismer, som nedbør og forvitring (Jibson, 1996).

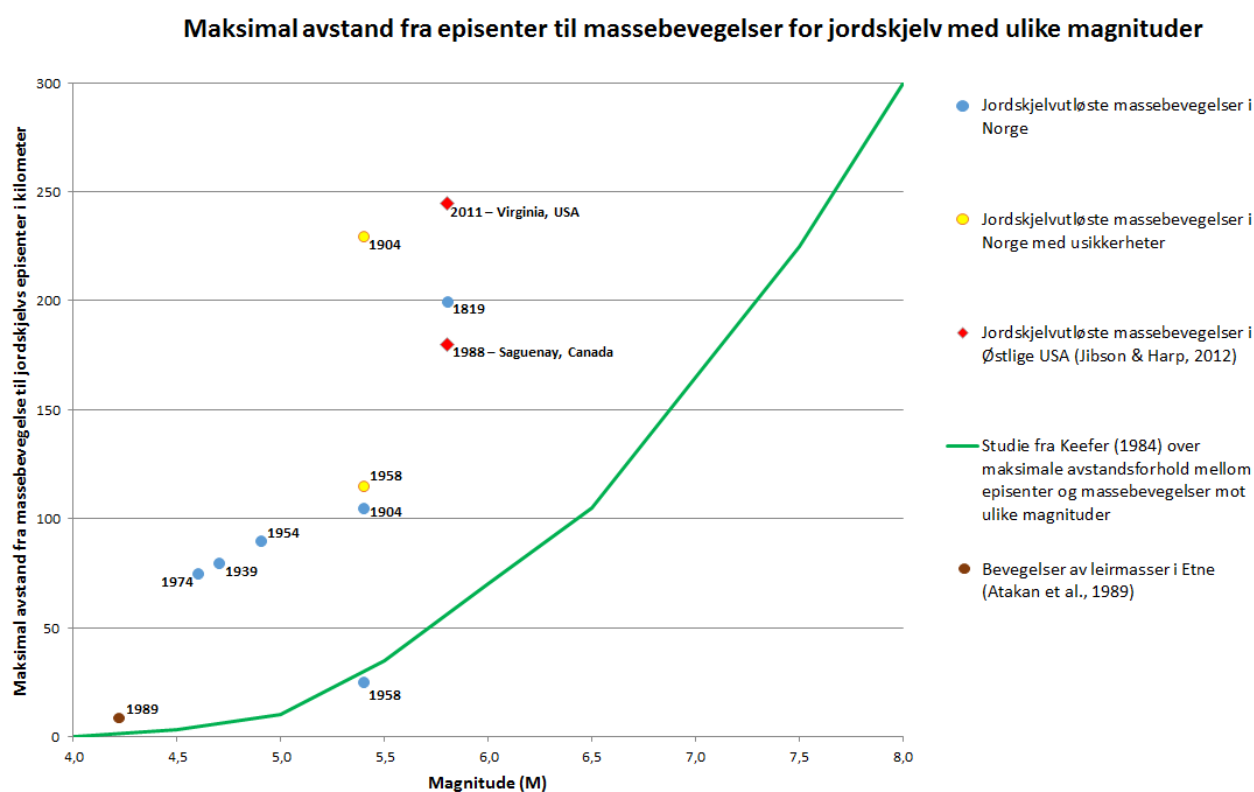
En hendelse som kan støtte opp om teoriene der jordskjelv med magnituder mellom 5 og 6 kan forårsake steinsprang og steinskred over større distanser er jordskjelvet i Mineral, Virginia i 2011. Dette jordskjelvet med magnitudo 5,8 (M_w) var det mest ødeleggende jordskjelvet i østlige USA siden 1886, og forårsaket steinsprang og steinskred på distanser opp mot 245 kilometer (Chapman et al., 2015; Jibson & Harp, 2012). Geologien i østlige USA kan på flere måter sammenlignes med geologien i Norge, med harde metamorfiserte bergarter, og moderat seismisk aktivitet.

Jordskjelvet i Saguenay, Canada, i 1988, med magnitudo (M_w) på 5,8, utløste massebevegelser på distanser opp mot 180 kilometer (Jibson & Harp, 2012). Episenteret til dette jordskjelvet ligger også i en moderat seismisk sone, der magnituder over 5 skjer over større tidsintervall. Dette er en lignende hendelse som den som ble beskrevet over, men skredhendelsene som ble utløst av dette jordskjelvet var hovedsakelig marin leire. Denne leiren ble antatt å være mindre kohesiv, og derfor kunne jordskjelvet utløse leirskred over store avstander (Jibson & Harp, 2012). Dette antyder at jordskjelv med magnitudo 6 i soner med høy seismisk aktivitet, utløser massebevegelser på distanser opp mot 70 kilometer (Keefer, 1984), mens jordskjelv med magnitudo 6 i soner med moderat seismisk aktivitet kan utløse massebevegelser på opp mot 250 kilometer.

Fra et jordskjelv ved Etne, 29. januar 1989, med en magnitudo (M_w) på 4,2, antydes det at dette jordskjelvet genererte en 10 meter lang sprekk i jordsmonnet ved en gård i Etne. Denne sprekken ble antydnet til å være et tidlig stadium for et leirskred, med glideplan langs sprekken med ukjent dybde. Meldinger fra bonden tilsier at sprekken ble observert på morgenen, dagen etter jordskjelvet. Distansen mellom jordskjelvets episenter til sprekken i

jordsmonnet var på 7 kilometer (Atakan et al., 1989). De seismiske intensitetene i Etne-området ble satt til V, dette er intensiteter som ifølge Keefer (1984) kan utløse løsmasseskred med redusert kohesjon. Kohesjonen til leirmassen i Etne ble svekket av den ekstreme nedbøren gjennom januar 1989, og dagen før jordskjelvet inntraff 55 millimeter nedbør (Atakan et al., 1989). Nedbøren gjennom januar førte dermed til at leiren ble mindre kohesiv, og mer sensitiv mot bakkebevegelser. Jordskjelvet som inntraff 29. januar antas dermed å være den utløsende faktoren for overflatesprekkene i Etne. Hendelsen fra Etne i 1989, er en lignende hendelse som skjedde i Lade, Trøndelag i 1958. Ingen skred ble utløst, men jordskjelvene førte til bevegelser i leirmasser. Hendelsen fra Etne i 1989 antyder at også mindre jordskjelv ($M < 4,5$) kan utløse massebevegelser under særlig gunstige forhold.

Figur 6.1.4-1 viser avstand-magnitudo-relasjon for de jordskjelvutløste massebevegelser som er dokumentert her, sammenlignet med dokumenterte hendelser fra tektonisk sammenlignbare områder og relasjonen til Keefer (1984).



Figur 6.1.4-1: Forhold mellom maksimal avstand fra episenter til massebevegelse mot magnituder, der årstallet for de ulike hendelsene er angitt. Ved jordskjelvene i 1819 og 1904 er kun de massebevegelser som er lokalisert lengst unna episenter lagt inn. Jordskjelvene i 1904 og 1958 kan også ha utløst flere massebevegelser, på større distanser, disse hendelsene er markert med gul prikk på figuren.

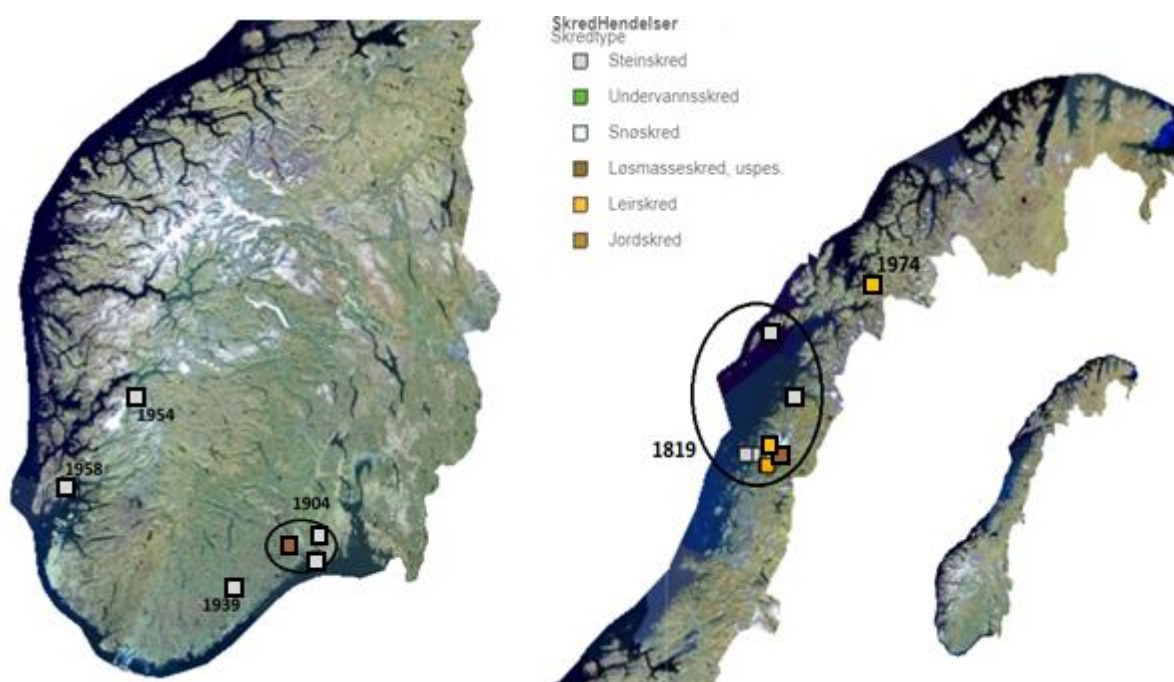
Som figur 6.1.4-1 illustrerer er det kun jordskjelvet i Rogaland i 1958, som er innafor Keefer's (1984) antagelser om maksimale episentrale avstander mot magnituder.

Jordskjelvutløste massebevegelser i Norge er utløst over større episentrale avstander, enn det som antatt av Keefer (1984). Keefer's (1984) studier er gjort i områder med høy seismisk aktivitet, og i slike soner fører store jordskjelv ofte til massebevegelser (Keefer, 1984; Jibson, 1996).

Hovedårsaken til at jordskjelv utløser massebevegelser over et større område i soner med moderat seismisk aktivitet skyldes store forskjeller i attenuasjon. Med Norges moderate seismiske aktivitet vil jordskjelv kunne utløse massebevegelser over et større område, fordi store jordskjelv ($M > 6.5$) ikke skjer i Norge, og slike jordskjelv ville ha utløst allerede utsatte massebevegelser. Dersom Norge hadde vært utsatt for mange og store jordskjelv, ville disse jordskjelvene ha utløst massebevegelser over store områder, slik at mindre jordskjelv ikke ville vært sterke nok til å utløse massebevegelser over store områder.

6.1.5 Geografisk fordeling av jordskjelvtløste massebevegelser

Norges seismiske aktivitet er høyest ved Østlandet, Vestlandet, og kysten av Nordland. Massebevegelser skjer hvor som helst i landet, men forekommer ofte i bratt terreng knyttet til daler og fjorder. Figur 6.1.5-1 viser hvor massebevegelsene som er forårsaket av jordskjelv er lokalisert. Kun de massebevegelsene det er tydelig at jordskjelvet har medspilt en rolle for utløsningen er inkludert.



Figur 6.1.5-1: Topografisk kart med alle massebevegelser der jordskjelv har vært en utløsende mekanisme for massebevegelser i Norge. Årstallet for hendelsene er gitt ved lokalitetene til massebevegelsene. Modifisert fra skrednett.no (2019).

Massebevegelsene fra jordskjelv som er kartlagt i figur 6.1.5-1 viser at massebevegelsene fra jordskjelv er konsentrert mot områder med høyest seismisitet i Norge. Det er for eksempel ingen kartlagte skredhendelser i områder som Trøndelag, Hedmark, og Finnmark, der seismisiteten er lavere enn for andre landsdeler. Alle massebevegelsene stammer fra jordskjelv som har episenter ved Østlandet, og kystnære områder langs Vestlandet, Nordland og Troms.

6.1.6 Potensiale for fremtidige jordskjelvutløste massebevegelser

Med klimaendringer som fører til større temperaturendringer og mer ekstremvær, vil faren for massebevegelser øke med dette. Ekstremvær vil forårsake mer intensiv nedbør, og dette antyder at skråninger vil bli mer utsatt for moderate skjelvinger i fremtiden. Ut ifra rapportene har ikke jordskjelv utløst skredhendelser i Norge siden 1974. Det at det har skjedd i fortiden antyder at det vil skje i fremtiden.

Det er vanskelig å spå forekomst av større jordskjelv i Norge. Johnsen (2015) studerte flere forkastninger i Norge, og estimerte maksimal magnitudo for ulike forkastninger rundt om i landet. Flere av forkastningene kunne ha maksimal magnitudo på over 7, men det ble likevel konkludert med at dette er et lite tenkelig scenario. Konklusjonene ble basert på historisk seismisitet i Norge.

Ifølge Bungum et al. (2005) er mulighetene til stede for et jordskjelv med magnitudo opp mot 6 i Norge de neste 100 årene. Et slikt jordskjelv med episenter på Norges landareal, vil ha potensiale for å utløse massebevegelser. Denne antagelsen er basert på jordskjelvutløste massebevegelser fra denne oppgaven, og tidligere studier fra Keefer (1984) og Jibson (1996). Dersom et jordskjelv med magnitudo på 6 inntreffer Norges landareal i en periode med intens eller langvarig nedbør, vil trolig jordskjelvet i kombinasjon med nedbør, kunne utløse massebevegelser på enda større avstander.

6.2 Stabilitetsanalyse av Preikestolen med seismisk last

6.2.1 Stabiliteten til Preikestolen under jordskjelvlaster

Denne oppgaven er basert på modellene som er utviklet av Mo (2018) i RS2. Modelleringen som blir brukt for Preikestolen er basert på kontinuerlig «Finite Element Method» med «Shear Strength Reduction» område. Den seismiske lasten inkluderes med en pseudo-statisk stabilitets analyse, der simuleringen av bakkebevegelser virker som en statisk horisontal kraft.

Resultatene med simuleringen av seismisk last for Preikestolen viser at Preikestolen teoretisk sett kan rase ut med både ved utvelting og plan utglidning. Utløsningsmekanismen avhenger av grad av inkludert seismiske last, og hvilken modell som er brukt i modelleringen. Kun modell 2, med sprekk forlenget ut mot dagen, kan utløses ved både plan utglidning, og utvelting. Beregningene antyder at modell 1, med observert sprekk i felt, kun vil rase ned ved utvelting. Resultatene antyder også at sikkerhetsfaktoren reduseres med økende grad av seismisk last. Dette er noe som var forventet, ettersom jo større bakkebevegelser er, jo mer vil de påvirke stabiliteten til en formasjon. For at Preikestolen skal rase ut som direkte følge av et jordskjelv, må de seismiske koeffisientene være høye. Ifølge simuleringer i RS2 vil jordskjelv med magnituder (M_w) 6,6 og 7,4, med episenter 13 og 20 kilometer unna Preikestolen, være kritisk for utrasing av bergartsmassene. Sannsynligheten for slike jordskjelv i Norge er svært lav.

Dersom Preikestolen blir utsatt for jordskjelv med magnituder mellom 4 og 5, vil effekten av slike jordskjelv kunne redusere sikkerhetsfaktoren til Preikestolen. Simuleringen av slike jordskjelv i Rogaland viser at sikkerhetsfaktoren endres, men med liten verdi. Jordskjelv har potensiale til å permanent redusere stabiliteten til en formasjon (Popescu, 2002; Kveldsvik et al., 2008), men effekten av mindre jordskjelv ved Preikestolen virker å ha liten betydning for sikkerhetsfaktoren til Preikestolen.

Numerisk modellering bruker tilnærminger av virkeligheten, for å simulere tilnærminger av virkeligheten. Det er umulig å få inn alle parametere av bergarter, derfor brukes tilnærminger til å oppnå et mest mulig realistisk resultat. Numerisk modellering gir ikke et fullverdig nøyaktig resultat, og innehar flere usikkerheter. Likevel brukes numerisk

modellering som et verktøy for å begrense usikkerheter og til å bedre forstå komplekse problemstillinger (Wyllie & Mah, 2004).

6.2.2 Evaluering av analysemetoder

2D-analysemodell

Det å bruke en 2D analysemodell for skråninger, kan ha flere begrensninger, og i noen situasjoner er det anbefalt å bruke en 3D-analysemodell. For eksempel er det anbefalt å bruke 3D analysemodell når hovedaksen for in-situ spenning ikke er parallell eller vinkelrett på skråningen. Dette er tilfelle for Preikestolen, men siden Mo (2018) brukte parametere fra en annen lokalitet, 25 kilometer unna Preikestolen, der hovedaksen for in-situ spenning var parallell eller vinkelrett med stigningen, er ikke dette et sterkt argument for å bruke 3D-analysemodell. Orienteringen av sprekkesettene for modellene har en retning som nesten er vinkelrett med stigningen til Preikestolen, dette er en faktor som tilsier at 2D-modellering er velegnet for Preikestolen (Wyllie & Mah, 2004).

En faktor som gir usikkerhet for 2D-analyse for Preikestolen er geometrien til modellen. Profilen til bergartsmassene som krysser Preikestolen er ikke representativ for modellen for Preikestolen, noe som fører til at 2D modellering for geometrien til Preikestolen ikke er optimal. Grensene mellom bergartene i modellen, var vanskelige å identifisere i felt, så ved å bruke tilnærminger, ble grenseforholdene mellom bergartene plassert lineært i modellen, noe som vil være en tilnærming i forhold til virkeligheten (Mo, 2018). Selv om 2D modelleringen av Preikestolen innehar flere usikkerheter og tilnærminger, vil 2D modellering være et bra alternativ som analysemetode for Preikestolen.

Input parametere inkluderer bergartsparemetere, sprekkeparametere, spenningsforhold, og grenseforhold. Ut ifra felt- og labarbeid av Mo (2018), er det funnet verdier for disse input-parametere. Det vil være umulig å finne verdier som er helt lik virkeligheten, men tilnærminger er brukt for å oppnå et best mulig resultat. Modelleringen av Preikestolen er dermed ikke en eksakt fasit, men en nyttig basis for evalueringen av stabiliteten.

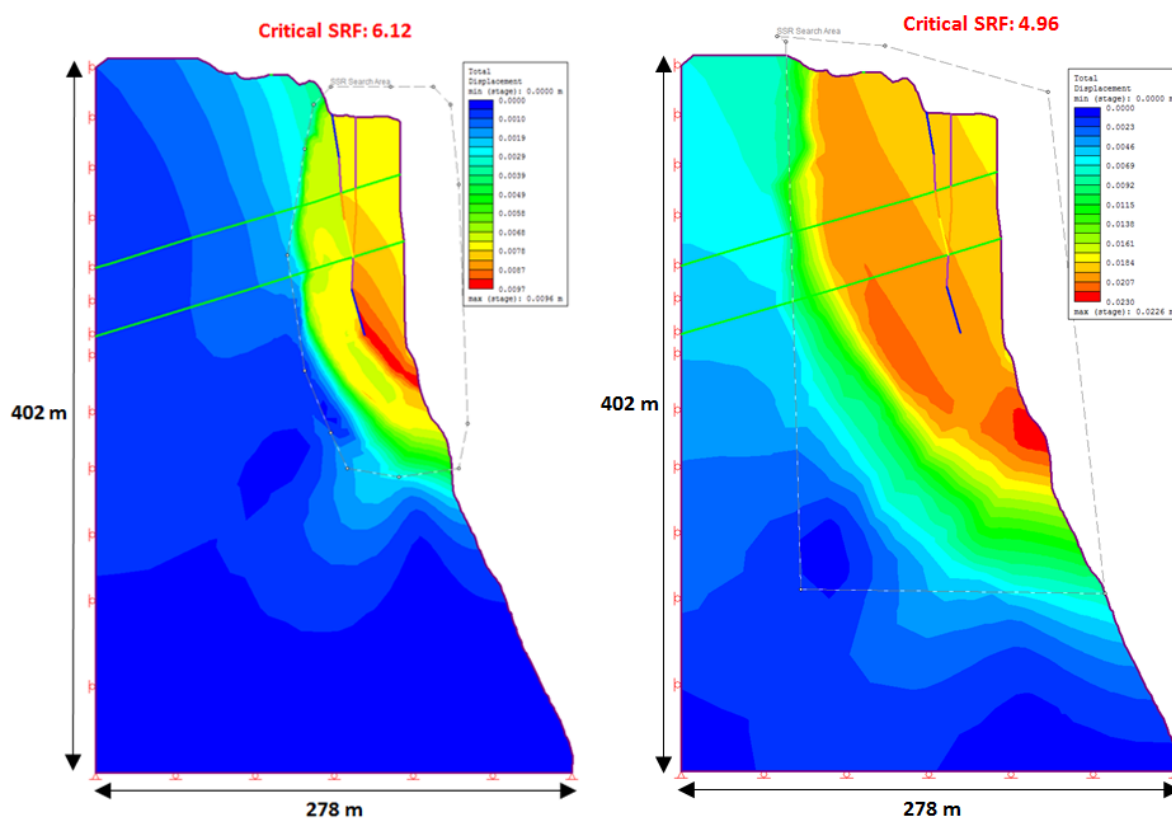
«Finite element method» - FEM

RS2 bruker «finite element method», som behandler bergartsmassene som en kontinuerlig og avgrenset masse, fordelt i elementer, med forgreiningpunkt. FEM-analyser bør ha mindre enn 10 ikke-kryssende diskontinuiteter mellom bergarter, og samtidig ikke inneha flere separate sprekkesett (Wyllie & Mah, 2004). Dette samsvarer bra med Preikestolen, som innehar to diskontinuiteter mellom bergartene, og et sammenhengende sprekkesett.

«Shear Strength Reduction» - SSR

Hvordan SSR-området defineres gir påvirkning for resultatet av simuleringen og sikkerhetsfaktoren til Preikestolen. SSR-området til Mo (2018) var mindre, og hovedsakelig basert rundt sprekkesettet, mens SSR-området i denne oppgaven er større, og inkluderer bergartsmassene rundt sprekkesettet. Dette ble gjort for å evaluere hvordan seismisk last kan påvirke bergartsmassene som ligger lenger unna sprekkesettet.

Sikkerhetsfaktoren til modell 1 og 2 for Mo (2018) var henholdsvis 6,12 og 4,17, uten seismisk last. Sikkerhetsfaktoren i denne oppgaven, med et større SSR-område, og uten seismisk last, var henholdsvis 4,96 og 2,99. Dette utgjør relativt store forskjeller i sikkerhetsfaktorene, noe som tilsier at geometrien til SSR-området har påvirkning på resultatet.



Figur 6.2.2-1: To simuleringer i RS2 med total deformasjon, uten inkludert seismisk last. Venstre simulering angir modell 1 med lite SSR-område, brukt av Mo (2018). Høyre simulering angir modell 1 med stort SSR-område, brukt i denne oppgaven.

Figur 6.2.2-1 viser hvordan størrelsen til SSR-område påvirker simuleringene. For Mo (2018) blir styrken av bergartsmassene kun redusert i område knyttet rundt sprekkesettet, mens for modellene som er brukt i denne oppgaven blir styrken til bergartsmassene redusert over et større område, knyttet til bergartsmassen over store deler av formasjonen. Dette gjør innvirkninger på sikkerhetsfaktoren, der den kalkulerte sikkerhetsfaktoren blir lavere når SSR-område baserer seg på et større område. Grunnen til at SSR-område er valgt til å være større, er for å se hvordan jordskjelv vil kunne påvirke bergartsmasser lenger inne i formasjonen, noe som ikke er mulig ved et SSR-område som er knyttet rundt sprekkesettet.

Fra simuleringer med og uten jordskjelvlast antydes det at den granittiske gneisen, som ligger mellom den porfyriske granitten, er et sterkt og motstandsdyktig lag. Den granittiske gneisen har trolig stor betydning for stabiliteten til Preikestolen, men det er vanskelig å si noe om hvor stor betydning den har. Den granittiske gneisen har Young's Modulus på 88300

MPa, noe som tilsier at bergarten er stiv, og tillater lite deformasjon før den går i brudd. Den porfyriske granitten, som utgjør størsteparten av volumet for Preikestolen, har Young's Modulus på 45700 MPa, noe som tilsier at denne bergarten er mer utsatt for elastisk deformasjon under trykk, og kan tillate mer deformasjon før den går i brudd.

Pseudo-statisk seismisk analyse

Pseudo-statisk seismiske analyser er en enkel stabilitetsanalyse av skråninger som inkluderer seismisk last. Hovedutfordringen med pseudo-statisk seismisk analyse er å finne passende verdier for de seismiske koeffisientene, noe som i denne oppgaven er basert på maksimale PGA-verdier fra jordskjelv ved forkastningene rundt Preikestolen. For å ta høyde for at PGA-verdier kun virker i et lite tidsrom, er PGA-verdiene dividert med en skaleringsfaktor på 0,45. Denne faktoren er basert på utregninger fra Kavazanjian et al. (2011).

Det eksisterer ingen fast fasit på kalkulering av de seismiske koeffisientene, noe som utgjør at de seismiske koeffisientene som blir brukt i denne oppgaven, også innehar usikkerheter. De seismiske koeffisientene som blir brukt i denne oppgaven er basert på tre GMPE som er estimert for østlige USA og Canada. Siden geologien for Norge anses som relativt lik geologien til østlige USA og Canada, kan også disse GMPE anvendes til å brukes for Norge.

Påvirkning av vertikal seismisk koeffisient

Flere studier har hevdet at betydningen av den vertikale seismiske koeffisienten har mindre enn 10 % effekt på den utregnende sikkerhetsfaktoren, for disse studiene er den vertikale seismiske koeffisienten satt til 0 (Jibson, 2011; Wyllie & Mah, 2004). Andre studier har brukt høyere verdier for de seismiske koeffisientene. I denne oppgaven er tre forskjellige vertikale seismiske koeffisienter brukt, på henholdsvis 0, $0,5 \cdot k_h$, og $0,64 \cdot k_h$.

Resultatene av simuleringen med ulike vertikale seismiske koeffisienter, viser større forskjeller i beregningen av sikkerhetsfaktoren for Preikestolen enn det som var antatt. Forskjellene i sikkerhetsfaktor for modellene utgjør under 10 % for når den horisontale seismiske koeffisienten er under 0,3, men når den seismiske koeffisienten er over 0,3 blir

forskjellene i sikkerhetsfaktor med ulik vertikal seismisk koeffisient større. Dette kan være på grunn av at RS2 ikke er tilstrekkelig egnet ved høye seismiske koeffisienter. Simuleringer i RS2 antyder at de mest troverdige resultatene kommer gjennom å sette den vertikale seismiske koeffisienten til 0 gjennom alle simuleringene, ettersom utviklingen av sikkerhetsfaktoren har et mer lineært forhold uten noen vertikal seismisk koeffisient.

Seismisk last i RS2

For å inkludere jordskjelvlaster er «Peak Load» brukt. Denne kraften virker kun i en kort periode. RS2 påfører denne kraften konstant helt til svikt fra bergartsmassene. Dette kan føre til at modellen er konservativ i forhold til jordskjelvlastene. For å ta høyde for at kraften virker over lenger tid, er det brukt en fraksjon av PGA-verdiene, etter utregninger fra Kavazanjian et al. (2011). Det må likevel knyttes usikkerheter til hvordan RS2 behandler jordskjelvlaster. Programmeringsverktøyet UDEC simulerer et mer reelt jordskjelv over tid, mens RS2 legger bare på en seismisk last. Det kan derfor være et forbedringspotensial å bruke UDEC til å inkludere jordskjelvlaster.

Andre utløsningsmekanismer

Det er ikke tatt høyde for hvordan andre utløsningsmekanismer som is/vann i sprekker, temperaturendringer, og erosjon vil påvirke stabiliteten til Preikestolen. For å avgrenses mot usikkerheter er dette faktorer som kan inkluderes i senere arbeid.

6.2.3 Potensialet for store jordskjelv i nærheten av Preikestolen

Seismisk risiko er et produkt av geofarene knyttet til jordskjelvet, sårbarheten for et samfunn, og menneskelig aktivitet. Sårbarhetsfaktoren har liten betydning for Preikestolen, ettersom faktoren er knyttet mot bygninger, strukturer, veier, og samfunn (Smith, 2013). Preikestolen besøkes av omtrent 250 000 mennesker hvert år, noe som utgjør et gjennomsnitt på omtrent 700 besøkende hver dag. Under gode forhold på sommerstid vil over 100 mennesker bestige plataet i løpet av en time. Risikoen for utvelting av Preikestolen vil kunne få konsekvenser for de som befinner seg på plataet ved utvelting, og det estimeres

at det kan være alt mellom 0 og 100 mennesker, avhengig av faktorer som sesong, vær, dag eller natt, og turismeaktivitet. Sekundæreffekten ved utvelting av Preikestolen kan være en tsunami, der skredmateriale, som estimeres til å ha et volum på 120 000 m³, kan generere en tsunami i Lysefjorden.

For at et jordskjelv skal kunne utløse utrasing av Preikestolen, må bakkebevegelsene fra jordskjelvet være unormalt høy. Simuleringer i RS2 viser at modell 1 og 2 for Preikestolen vil rase ut med horisontal seismisk koeffisient på 0,42, der den vertikale seismiske koeffisienten er satt til 0. De seismiske forholdene som tilsvarer denne verdien, vil ha PGA-verdi ved Preikestolen på 912 cm/s². Dette er PGA-verdier som er høyere enn de maksimale PGA-verdiene som ble kalkulert ut i fra tre anbefalte GMPE av Stewart et al. (2015). Tabell 6.2.3-1 angir PGA-verdier for det største jordskjelvet i Norge. Utregningene er basert på to av tre anbefalte GMPE fra Stewart (2015). GMPE fra Atkinson & Boore (2006) er ikke inkludert, ettersom den ligningen overvurderer PGA-verdier på korte avstander (Atkinson & Boore, 2006).

Tabell 6.2.3-1: PGA-verdier fra jordskjelvet i 1819 ved å bruke GMPE fra Silva et al. (2002), og Pezeshk et al. (2015).

Jordskjelvet i Nordland 1819/08/31 M_L=5,8		
GMPE	Avstand fra episenter (km)	PGA-verdier (cm/s²)
Silva et al. (2002)	1	650
Silva et al. (2002)	15	205
Silva et al. (2002)	30	95
Pezeshk et al. (2015)	1	1954
Pezeshk et al. (2015)	15	349
Pezeshk et al. (2015)	30	102

Som tabell 6.2.3-1 angir, er verdiene for PGA svært høy innenfor 1 kilometer av jordskjelvets episenter. De to GMPE har store forskjeller på utregnet PGA-verdi ved korte avstander, men samsvarer bedre ved økende avstander. Den nærmeste distansen Preikestolen har en forkastning er 13 km. Det antas at jordskjelv inntreffer ved forkastningene, så Preikestolen blir dermed ikke utsatt for de høyeste PGA-verdiene ved et eventuelt maksimalt jordskjelv

ved en av forkastningene. Dersom jordskjelvet fra 1819 hadde hatt episenter 15 kilometer unna Preikestolen, ved en av forkastningene, ville PGA-verdiene vært mellom 205 – 349 cm/s^2 , ifølge GMPE fra Silva et al. (2002) og Pezeshk et al. (2015). Dette er PGA-verdier som vil være for lave til å ha betydning for stabiliteten til Preikestolen, som antas å rase ut ved PGA-verdier på opp mot 912 cm/s^2 . Det må knyttes noen usikkerheter til de utregnende PGA-verdiene, men det antydes likevel at jordskjelv med magnituder (M_w) opp mot 7 må inntreffe forkastninger som ikke er lenger unna en 20 kilometer fra Preikestolen.

Det største jordskjelvet som er registrert i en omkrets på 50 kilometer rundt Preikestolen er fra 1863, og hadde en magnitudo (M_L) på 4,9. Tidligere seismisitetshistorie rundt Preikestolen, viser at det kun har inntruffet fire jordskjelv med magnituder over 4, de siste 250 årene. Dette tyder på at det ikke er et område som er utsatt for høyere grad av seismisitet, og at det er lite sannsynlig med jordskjelv over magnitudo 6 skal inntreffe dette område. Basert på historiske jordskjelv i Rogaland og Norge vil realistiske jordskjelv rundt Preikestolen de neste 100 årene, ha magnituder opp mot 5,5.

Ved å bruke Wells & Coppersmith's (1994) ligning ble maksimale magnitudo kalkulert for forkastningene nær Preikestolen. De maksimale magnitudene ble estimert til å kunne ha en magnitudo (M_w) på opp mot 7,4. Seismisitetshistorien rundt Preikestolen tilsier at det er lite sannsynlig for at jordskjelv med magnituder over 6 skal forekomme de neste 100 åra. Dette tyder også på at det er liten sannsynlighet for jordskjelv skal være en utløsningsmekanisme for utrasing av Preikestolen de neste 100 årene.

Bungum et al. (1998) antyder at det kan forekomme jordskjelv med magnituder over 7 i Norge hvert 1100. år. Dersom et slikt jordskjelv har episenter nærmere enn 15 kilometer fra Preikestolen, kan det føre til utrasing av formasjonen. Det er svært lav sannsynlighet for at et slikt jordskjelv skal inntreffe nær Preikestolen i løpet av 1100 år, men det kan likevel ikke utelukkes at det kan skje.

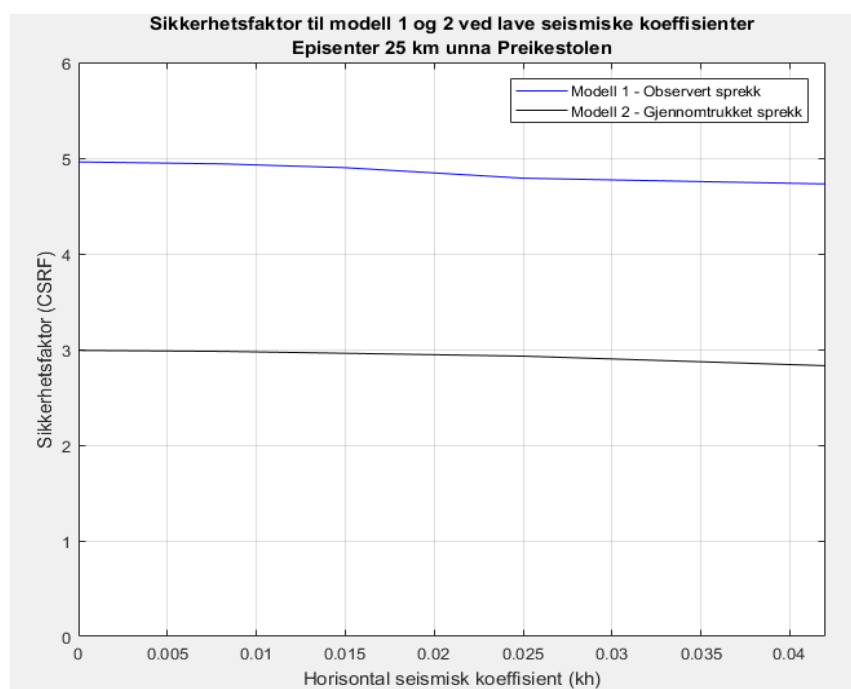
6.2.4 Stabilitetsanalyse av Preikestolen med moderat seismisk last

Tabell 6.2.4-1 gir oversikt over forskjellige jordskjelv, med PGA-verdier fra Silva et al. (2002), og tilhørende horisontale seismiske koeffisienter ved utregninger fra Kavazanjan et al. (2011).

Tabell 6.2.4-1: Moderate jordskjelv med tilhørende PGA-verdier, og horisontal seismisk koeffisient.

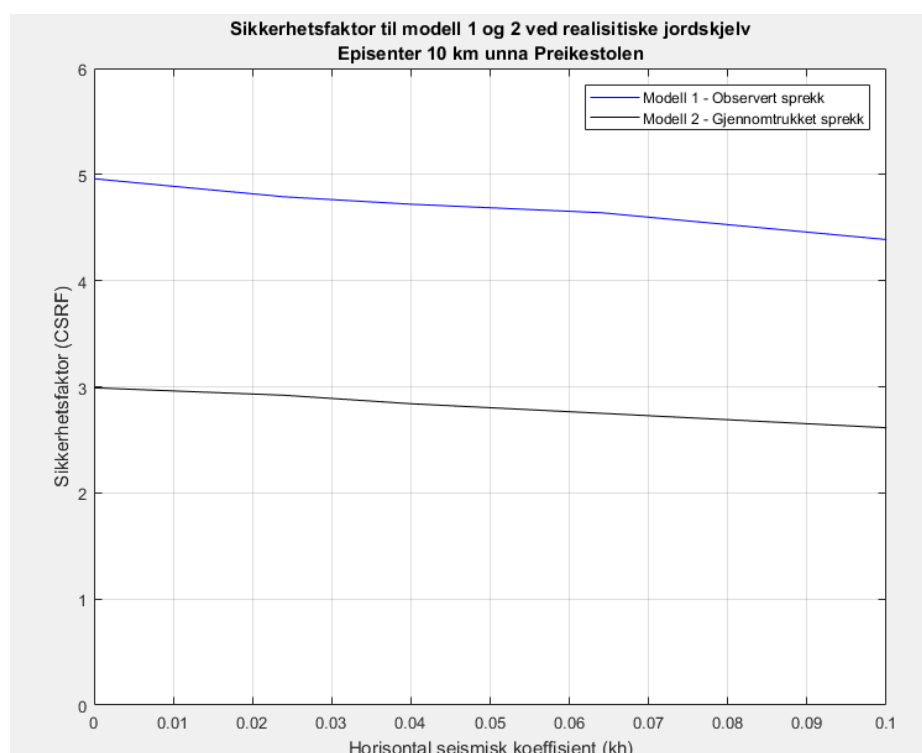
Magnitude (M_w)	Distanse fra Preikestolen (km)	PGA (cm/s^2) Silva et al. (2002)	Horisontal seismisk koeffisient
4,0	10	51,48	0,024
4,0	25	18,43	0,008
4,5	10	86,20	0,040
4,5	25	32,26	0,015
5,0	10	140,03	0,064
5,0	25	54,91	0,025
5,5	10	221,13	0,101
5,5	25	90,90	0,042

Jordskjelvene som er listet over er mer moderate jordskjelv som kan skje i nærheten av Preikestolen i tidsrom på 10 år. Effekten av disse, og hvordan de påvirker sikkerhetsfaktoren for Preikestolen er vist i figur 6.2.4-1 og figur 6.2.4-2.



Figur 6.2.4-1: Utvikling av sikkerhetsfaktoren for modell 1 og 2, ved lave seismiske koeffisienter. De vertikale seismiske koeffisientene er satt til 0. Koeffisientene er basert på jordskjelv med magnituder mellom 4,0 – 5,5, med episenter 25 km unna Preikestolen.

Jordskjelv med magnituder mellom 4,0 og 5,5, der episenteret er lokalisert 25 kilometer unna Preikestolen, vil gi liten effekt for stabiliteten, slik som figur 6.2.4-1 viser. Disse jordskjelvene gir for små bakkebevegelser til å påvirke formasjonen i særlig grad. Et jordskjelv med magnitudo 5,5, med episenter 25 kilometer unna Preikestolen, vil redusere sikkerhetsfaktoren for modell 1 fra 4,96 til 4,64, mens sikkerhetsfaktoren for modell 2 reduseres fra 2,99 til 2,83. Aldri før er det registrert et så kraftig jordskjelv i nærheten av Preikestolen, så sannsynligheten for at dette skal skje de neste 10 årene er nokså lav.



Figur 6.2.4-2: Utvikling av sikkerhetsfaktoren for modell 1 og 2, ved lave seismiske koeffisienter. De vertikale seismiske koeffisientene er satt til 0. Koeffisientene er basert på jordskjelv med magnituder mellom 4,0 – 5,5, med episenter 10 km unna Preikestolen.

Figur 6.2.4-2 viser hvordan jordskjelv med magnituder mellom 4,0 og 5,5 som har episenter 10 km unna Preikestolen påvirker sikkerhetsfaktoren. Sikkerhetsfaktoren reduseres med økende grad av seismiske koeffisienter, men effekten av dette vil ha minimal betydning for stabiliteten, ettersom sikkerhetsfaktoren likevel er høy for begge modellene.

Sikkerhetsfaktoren endres i større grad ved jordskjelv 10 kilometer unna Preikestolen, ettersom bakkebevegelserne er høyere. Her vil et jordskjelv med magnitudo på 5,5 redusere

sikkerhetsfaktoren til modell 1 fra 4,96 til 4,39, mens sikkerhetsfaktoren til modell 2 reduseres fra 2,99 til 2,63. Betydningen av slike jordskjelv kan påvirke stabiliteten til Preikestolen, slik at sikkerhetsfaktoren permanent reduseres (Kveldsvik et al., 2008). Jordskjelv med moderat magnitudo vil likevel ha liten betydning for stabiliteten til Preikestolen.

6.2.5 Potensiale for generering av tsunami ved utrasing av Preikestolen

Tsunamier kan genereres av jordskjelv, massebevegelser, vulkanske utbrudd, og meteorittnedfall. For Norge genereres tsunamier ved undersjøiske skred, eller fjellskred med utløp i fjord og hav (Harbitz et al., 2014). Dersom Preikestolen, med rasvolum på omtrent $120\,000\text{ m}^3$, raser ut i Lysefjorden kan det tenkes at det genereres en tsunami.

Størrelsen til en tsunami er i stor grad proporsjonal med volumet til fjellskredet, men størrelsen til tsunamien avhenger også av andre faktorer som vanddybde, vinkel til fjellskredet, transportdistansen til fjellskredet, hastigheten til fjellskredet, tettheten til bergartsmassene, fjordgeometrien, og utfallsmekanismen til fjellskredet (Bardet et al., 2003).

6. oktober 2019 ble et steinskred, med volum på omtrent $10\,000\text{ m}^3$ utløst langs Lysefjorden, bare noen få kilometer unna Preikestolen (E. Anda, personlig kommunikasjon, 31. oktober 2019). Fra skrednett.no (2019) meldes det om store støvskyer, og skredmasser som falt ut i fjorden. Ingen større bølger ble observert i fjorden. Utløsningsmekanismen for steinskredet er uviss, og det samme er et nøyaktig volum for skredhendelsen.

Skredhendelsen som skjedde 6. oktober, skal ikke hatt noe betydning for stabiliteten til Preikestolen.

En regresjonsmodell for høyden til en tsunami, basert på volum av fjellskred med utløp i fjord og hav er laget av Murty (2003). Denne ligningen kan brukes som en enkel førsteindikasjon, og kan gi en pekepinn på generert tsunami. Ligningen gir derimot kun et anslag for vertikal høyde på bølge fra likevekt, og ikke bølgehøyde, som er vertikal distanse mellom bølgedal og bølgetopp. Ligningen sier heller ingenting om bølgeforplantning i fjordsystemet. Regresjonsligningen til Murty (2003) defineres som:

$$H = 0.3945 * V,$$

6.2.5-1

der H tilsvarer maksimal amplitude av tsunami bølge i meter, og V som volumet av den submarine massebevegelsen i million kubikkmeter. Ved å bruke formelen til Murty (2003) beregnes vertikal høyde på bølge ved utrasing av Preikestolen til å være 4,7 cm.

Dersom Preikestolen raser ut antas potensiale for en ødeleggende tsunami å være liten. Dette er grunnet rasvolumet til Preikestolen, som er estimert til å være rundt 120 000 m³, som tilsvarer 0,12 million m³ av Mo (2018). Volumet på 0,12 million m³ antas å være for lite til å skape en stor tsunami, som fører til tap av menneskeliv og ødeleggelser på bygninger, samfunn, og miljø.

Studier viser at volumet til en ødeleggende skred-generert tsunami vanligvis har skredvolum på mer enn 1 million m³ (Harbitz et al., 2014; Murty, 2003; Bardet et al., 2003). Volumet av fjellskredet som forårsaket Tafjordulykken var på over 3 million m³ (NVE, 2016). Ved å knytte Murty's (2003) regresjonsligning og tidligere studier opp mot potensialet Preikestolen har for å generere en tsunami, antydes det at sannsynligheten for en skadelig tsunami vil være lav. De største konsekvensene ved utrasing av Preikestolen vil dermed være knytt opp mot mennesker som befinner seg på platået ved utrasing, og eventuell båttrafikk ved utløpsområdet til fjellskredet.

6.3 Videre anbefalte studier

Som videre anbefalte studier over jordskjelvtløste massebevegelser anbefales det å undersøke om mindre jordskjelv kan ha utløst massebevegelser i Norge. Her kan det systematisk gjennomgås jordskjelv med magnituder over 4,0 i samme databaser som denne oppgaven er basert på. Hendelsen fra Etne ($M_L=4,2$) er en indikator på at også mindre jordskjelv kan utløse massebevegelser i Norge.

Som videre anbefalte studier om stabiliteten til Preikestolen kan det gjøres mer nøyaktige målinger av modellen som vil begrense usikkerheter ved simuleringer. En kan gjøre undersøkelser for sprekkesettet, og potensielt utelukke modell 2 som et mulig scenario. Videre kan jordskjelvlaster inkluderes i programmet UDEC, ettersom det kan tenkes at dette programmet simulerer jordskjelvlaster bedre enn RS2.

7 Konklusjon

Jordskjelvutløste massebevegelser i Norge er det tidligere gjort lite forskning på. Ingen har tidligere brukt datasett fra skrednett.no og makroseismiske arkiv for å se etter rapporterte massebevegelser i forbindelse med jordskjelv. Konkluderende punkter basert på diskusjonskapittelet er angitt under:

- Fra skrednett.no og makroseismiske arkiver antydes det at 6 jordskjelv har utløst massebevegelser i Norge, mellom tidsrommet 1819-1974.
- Jordskjelvet i 1819 utløste flest massebevegelser med flere steinsprang, et steinskred, to leirskred, og et jordskred. Også jordskjelvet i 1904 utløste flere massebevegelser, med to steinsprang, og et jordskred. Jordskjelvet fra 1904 kan også ha utløst et steinsprang i Lillehammer-distriktet, men til denne hendelsen knyttes det usikkerheter.
- For hendelsene i 1819, 1904, 1954, og 1974 antydes jordskjelvet å ha vært en direkte utløsende årsak til massebevegelsene. For hendelsene i 1939 og 1958 antydes jordskjelvet å ha utløst massebevegelsene enten direkte eller i kombinasjon med nedbør.
- De jordskjelvutløste massebevegelsene stammer fra jordskjelv med episenter i områder av Norge som har høyest seismisitet. Det vil si Østlandet, og kysten av Vestlandet og Nordland. Dette medfører også at massebevegelsene hovedsakelig er konsentrert i disse områdene.
- Skredtypen som har høyest frekvens for utløsning er steinsprang og steinskred, noe som også samsvarer med tidligere studier fra Keefer (1984) og Jibson (1996).
- Distanse forholdet mellom episenter til jordskjelv og massebevegelse, er større enn det som er antatt fra tidligere studier (Keefer, 1984). Dette skyldes at tidligere studier har vært rettet mot store jordskjelv, i soner med høy seismisk aktivitet, der jordskjelv har utløst allerede utsatte massebevegelser over tid. I Norge er ikke dette tilfelle, der moderate bakkebevegelser kan utløse massebevegelser over et større område, grunnet lavere seismisitet. Det at jordskjelv i soner med moderat seismisk

aktivitet, kan utløse massebevegelser over større avstander enn områder med høy seismisk aktivitet, skyldes hovedsakelig store forskjeller i attenuasjon.

- Det er tydelig at jordskjelv har utløst massebevegelser i Norge de siste 200 årene ved flere anledninger. Dette tyder også på at det vil skje i fremtiden. Dersom jordskjelv med magnituder over 4,5 forekommer i fremtiden, i kombinasjon med langvarig eller intens nedbør, kan jordskjelvet ha potensiale til å utløse massebevegelser over større avstander.

Stabilitetsanalysen av Preikestolen med jordskjelvlaster er bygget på modelleringen til Mo (2018). Ved å inkludere jordskjelvlaster, som baserer seg på maksimale PGA-verdier ved Preikestolen, kunne det evalueres hvordan jordskjelv kan påvirke stabiliteten til Preikestolen. Konkluderende punkter basert på diskusjonskapittelet er angitt under:

- I analysen ble to modeller brukt, modell 1 med observert sprekke i felt, og modell 2 som er et verst tenkelig tilfelle, der sprekken er forlenget ut i dagen. Simuleringer i RS2 antyder at utfallsmekanismen for modell 1 vil være utvelting, mens modell 2 kan både ha utvelting og plan utglidning som utfallsmekanisme. Utfallsmekanismen til modell 2 avhenger av de seismiske koeffisientene.
- For at et jordskjelv direkte skal fungere som en utløsende faktor for utrasing av Preikestolen, må de seismiske forholdene være høye. Dette medfører at Preikestolen må ha noen av de høyeste PGA-verdiene på norsk jord de siste 500 årene, med PGA-verdi på over 900 cm/s^2 . Dette tilsvarer omtrent jordskjelv med magnituder over 7, der episenteret er lokalisert 10-20 kilometer unna Preikestolen.
- Sannsynligheten for at et slikt jordskjelv skal skje ved Preikestolen de neste 100 årene er svært lav, ettersom det største jordskjelvet i område de siste 250 årene hadde magnitude (M_L) på 4,9, og at området ikke befinner seg der Norges seismiske aktivitet er høyest. Samtidig estimeres det av Bungum et al. (1998) at Norge kan bli utsatt for jordskjelv med magnituder opp mot 7, hvert 1100. år, og et slikt jordskjelv ville hatt svært lav geografisk sannsynlighet til å ha episenter nær Preikestolen. Disse antagelsene konkluderer med at Preikestolen vil ha svært lav sannsynlighet til å rase ut som følge av jordskjelv i fremtiden.

- Moderate jordskjelv nær Preikestolen i fremtiden vil kunne ha magnituder opp mot 5,5, og påvirkningen av slike jordskjelv har liten betydning for sikkerhetsfaktoren til Preikestolen.
- Hypotetisk sett, dersom Preikestolen skulle rase ut i fjorden, ville den trolig ikke forårsaket en tsunami som ville vært skadelig for mennesker og samfunn. Disse antagelsene er basert på tidligere tsunamihendelser, og en regresjonsformel for bølgehøyde av Murty (2003). Det knyttes betydelig usikkerhet til denne utregningen, ettersom en tsunami er avhengig av flere faktorer enn rasvolum, men ut ifra tidligere hendelser både i Norge og globalt, dannes skred-genererte tsunamier når rasvolumet er over 1 million kubikkmeter.

8 Referanser

- Adresseavisen (1958, 31. Januar). *Jordskjelvet laget sprekk i Ladalen*. Tilgjengelig fra de makroseismiske arkivene ved Universitetet i Bergen.
- Alfaro, P., Delgado, J., García-Tortosa, F. J., Lenti, L., López, J. A., López-Casado, C., & Martino, S. (2012). Widespread landslides induced by the Mw 5.1 earthquake of 11 May 2011 in Lorca, SE Spain. *Engineering Geology*, 137-138, 40-52. doi:<https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2012.04.002>
- Alzo'ubi, A. (2016). Rock slopes processes and recommended methods for analysis. *International Journal*, 11 (25), 2520-2527. doi:<https://doi.org/10.21660/2016.25.34052>
- Anda, E., Blikra, L.H., Longva, O. (2000). Large-scale slope failures in Møre & Romsdal - paleoseismic evidence? *Norges Geologiske Undersøkelse Report 2000.001*.
- Atakan, K., Engell-Sørensen, L., Aranda, C. (1989). Fracturing in the initial stages of a possible landslide triggered by the earthquake of January 29, 1989, at a locality in the Etne region, Western Norway. *Seismo-Series*, 29.
- Atkinson, G., & Boore, D. M. (2006). Earthquake ground-motion prediction equations for eastern North America. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 96(6), 2181-2205. doi:<https://doi.org/10.1785/0120050245>
- Bardet, J. P., Synolakis, C. E., Davies, H. L., Imamura, F., & Okal, E. A. (2003). Landslide Tsunamis: Recent Findings and Research Directions. *pageoph*, 160(10-11), 1793-1809. doi:<https://10.1007/s00024-003-2406-0>
- Blikra, L. H., Braathen, A., Stalsberg, K., Longva, O. (2002). Rock avalanches, gravitational bedrock fractures and neotectonic faults onshore northern West Norway : examples, regional distribution and triggering mechanisms. *NGU-rapport (trykt utg.)*, 2002.016. doi:https://doi.org/10.1007/978-1-4020-4037-5_26
- Blikra, L. H., Longva, O., Braathen, A., Anda, E., Dehls, J. F., Stalsberg, K., Hermanns, R. L. (2006). Rock Slope Failures in Norwegian Fjord Areas: Examples, Spatial Distribution and Temporal Pattern. In S. Evans, Mugozza, G.B, Storm, A., Hermanns, R.L. (Ed.), *Landslides from Massive Rock Slope Failure* (Vol. 49, pp. 475-496). Dordrecht: Springer Netherlands.
- Boschi, E., Gasperini, P., Smriglio, G., Valensise, G. (1995). The new "Catalogue of Strong Italian Earthquakes". *Published by INGV, Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia*, 38. doi:<https://doi.org/10.4401/ag-4072>
- Braathen, A., Blikra, L.H., Berg, S.S, Karlsen, F. (2004). Rock-slope failure in Norway: type, geometry, deformation mechanisms and stability. *Norwegian Journal of Geology*, 84, 67-88.
- Bray, J. D., Travasarou, T. (2009). Pseudostatic coefficient for use in simplified seismic slope stability evaluation. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering* 135, 1336-1340.
- Bungum, H., Lindholm, C., & Faleide, J. I. (2005). Postglacial seismicity offshore mid-Norway with emphasis on spatio-temporal–magnitudal variations. *Marine and Petroleum Geology*, 22(1), 137-148. doi:<https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2004.10.007>
- Bungum, H., Lindholm, C.D, Dahle, A., Hicks, E., Høgden, H., Nadim, F., Holme, J.K, Harbitz, C. (1998). Development of a seismic zonation for Norway. *Report for Norwegian Council for Building Standardization*.
- Bungum, H., & Olesen, O. (2005). The 31st of August 1819 Luroy earthquake revisited. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 85(3), 245-252.
- Bungum, H., Olesen, O., Pascal, C., Gibbons, S., Lindholm, C., Vestol, O., Vermeersen, B. L. A. (2010). To what extent is the present seismicity of Norway driven by post-glacial rebound? *Journal of the Geological Society of London*, 167(2), 373-384. doi:<https://doi.org/10.1144/0016-76492009-009>

- Bungum, H., Pettenati, F., Schweitzer, J., Sirovich, L., & Faleide, J. I. (2009). The 23 October 1904 M (sub s) 5.4 Oslofjord earthquake; reanalysis based on macroseismic and instrumental data. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 99(5), 2836-2854. doi:<https://doi.org/10.1785/0120080357>
- Bykova, V. (2016). On the selection of ground motion prediction equations during the assessment of seismic hazard in stable continental regions. *Seismic Instruments*, 52(2), 135-143. doi:<https://doi.org/10.3103/S074792391602002X>
- Campbell, K. W. (2003). Prediction of strong ground motion using the hybrid empirical method and its use in the development of ground-motion (attenuation) relations in eastern North America. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93(3), 1012-1033. doi:<https://doi.org/10.1785/0120020002>
- Chapman, M., Horton, J., Green, R. (2015). The 2011 Mineral, Virginia, earthquake, and its significance for seismic hazards in eastern North America - Overview and synthesis. In *Special Paper of the Geological Society of America* (Vol. 509, pp. 1-25).
- Digitalt Skandinavisk jordskjelvarkiv (1819). Hentet fra: ftp://ftp.geo.uib.no/pub/seismo/REPORTS/Scandinavian_earthquake_archive/
- Digitalt Skandinavisk jordskjelv arkiv (1904). Hentet fra: ftp://ftp.geo.uib.no/pub/seismo/REPORTS/Scandinavian_earthquake_archive/
- Douglas, J. (2002). Note on scaling of peak ground acceleration and peak ground velocity with magnitude. *Geophysical Journal International*, 148(2), 336-339. doi:<https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2002.01585.x>
- Douglas, J., Bungum, H., & Scherbaum, F. (2006). Ground-Motion Prediction Equations for Southern Spain and Southern Norway Obtained Using the Composite Model Perspective. *Journal of Earthquake Engineering*, 10(1), 33-72. doi:<https://doi.org/10.1080/13632460609350587>
- Eberhardt, E., Evans, S. G., Mugnozza, G. S., Strom, A., & Hermanns, R. L. (2006). *From Cause to Effect: Using Numerical Modelling to Understand Rock Slope Instability Mechanisms* (Vol. 49). Dordrecht: Dordrecht: Springer Netherlands.
- eKlima.met.no (2019). *Månentlig nedbørsstatistikk. Sist tilgjengelig: november 2019*. Hentet fra: http://sharki.oslo.dnmi.no/portal/page?_pageid=73,39035,73_39057&_dad=portal&_schema=PORTAL
- Evangelista, A., Scotto Di Santolo, A., & Simonelli, A. L. (2010). Evaluation of pseudostatic active earth pressure coefficient of cantilever retaining walls. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 30(11), 1119-1128. doi:<https://doi.org/10.1016/j.soildyn.2010.06.018>
- Fejerskov, M., & Lindholm, C. (2000). Crustal stress in and around Norway: an evaluation of stress-generating mechanisms. *Geological Society, London, Special Publications*, 167(1), 451-467. doi:<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2000.167.01.19>
- Franklin, A. G., Hynes-Griffin, M.E. (1984). Rationalizing the seismic coefficient method. *US Army Engineer Waterways Experiment Station Geotechnical Laboratory*, 10-32.
- Furseth, A. (2006). *Skredulykker i Norge*. Oslo: Tun.
- Grøneng, G. (2010). Stability Analysis of the Åknes Slope, Western Norway. *Department of Geology and Mineral Resources Engineering*.
- Hammah, R. E., Curran, J.C, Corkum, B. (2004). Stability analysis of rock slopes using the finite element method. . *Eurock 2004 & 53rd Geomechanics Colloquium*.
- Hammah, R. E., Yacoub, T., Corkum, B., Wibowo, F., Curran, J.C. (2007). Analysis of blocky rock slopes using the finite element shear strength reduction analysis., 329-334. doi:<https://doi.org/10.1201/NOE0415444019-c40>
- Harbitz, C. B., Glimsdal, S., Løvholt, F., Kveldevik, V., Pedersen, G. K., & Jensen, A. (2014). Rockslide tsunamis in complex fjords: From an unstable rock slope at Åkerneset to tsunami risk in western Norway. *Coastal Engineering*, 88(C), 101-122. doi:<https://10.1016/j.coastaleng.2014.02.003>

- Haugesund Dagblad (1958, 11. august). *Ras i Tysvær etter jordskjelvet*. Tilgjengelig fra de makroseismiske arkiv ved Universitetet i Bergen.
- Hoek, E., Bray, J. (1981). Graphical presentation of geological data. In *Rock Slope Engineering*. Spon. press, London: Institution of Mining and Metallurgy.
- Hungr, O., Leroueil, S., & Picarelli, L. (2014). The Varnes classification of landslide types, an update. *Journal of the International Consortium on Landslides*, 11(2), 167-194. doi:<https://doi.org/10.1007/s10346-013-0436-y>
- Høeg, K., Lied, K., Karlsrud, K., Gregory, T., & Norges geotekniske, i. (2014). *Skred : skredfare og sikringstiltak : praktiske erfaringer og teoretiske prinsipper*. Oslo: NGI Universitetsforl.
- Jibson, R. W. (1996). Use of landslides for paleoseismic analysis. *Engineering Geology*, 43(4), 291-323. doi:[https://doi.org/10.1016/S0013-7952\(96\)00039-7](https://doi.org/10.1016/S0013-7952(96)00039-7)
- Jibson, R. W. (2011). Methods for assessing the stability of slopes during earthquakes—A retrospective. *Engineering Geology*, 122(1-2), 43-50. doi:<https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2010.09.017>
- Jibson, R. W., & Harp, E. L. (2012). Extraordinary distance limits of landslides triggered by the 2011 Mineral, Virginia, earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 102(6), 2368-2377. doi:<https://doi.org/10.1785/0120120055>
- Johnsen, M. (2015). *Seismic hazard in Norway due to large earthquakes*. (Master thesis). University of Bergen, Department of Earth Science.
- Kavazanjian, E. (2013). Evaluating the Seismic Coefficient for Slope Stability Analysis. *Geotechnical Engineering School of Sustainable Engineering and Built Environment Arizona State University*.
- Kavazanjian, E., Wang, J.J, Martin, G., Shamsabadi, A., Lam, I., Dickenson, S.E, Hung, C.J. (2011). LRFD Seismic Analysis and Design of Transportation Geotechnical Features and Structural Foundations. *U.S Department of Transportation Federal Highway Administration, FHWA-NHI-11-032(3)*, 6.1-6.54.
- Kebeasy, T. R. M., Hestholm, S., & Husebye, E. S. (2008). *Are Rock Avalanches and Landslides Due to Large Earthquakes or Local Topographic Effects? A Case Study of the Lurøy Earthquake of August 31, 1819, A 3D Finite Difference Approach* (Vol. 81). Dordrecht: Springer Netherlands. doi: https://doi.org/10.1007/978-1-4020-6815-7_18
- Keefer, D. K. (1984). Landslides caused by earthquakes. *Geological Society of America Bulletin*, 95(4), 406-421. doi:[https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1984\)95<406:LCBE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1984)95<406:LCBE>2.0.CO;2)
- Kobayashi, Y., Harp, E., & Kagawa, T. (1990). Simulation of rockfalls triggered by earthquakes. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, 23(1), 1-20. doi:<https://doi.org/10.1007/BF01020418>
- Kveldsvik, V., Nilsen, B., Einstein, H., & Nadim, F. (2008). Alternative approaches for analyses of a 100,000 m³ rock slide based on Barton–Bandis shear strength criterion. *Journal of the International Consortium on Landslides*, 5(2), 161-176. doi:<https://doi.org/10.1007/s10346-007-0096-x>
- Lofotposten (1974, 29. august). *Svært jordras, riksveien truet*. Tilgjengelig fra de makroseismiske arkiv ved Universitetet i Bergen.
- Makroseismiske arkiv (1939, 9.oktober). Tilgjengelig ved Universitetet i Bergen.
- Makroseismiske arkiv (1954, 7. juli). Tilgjengelig ved Universitetet i Bergen.
- Makroseismiske arkiv (1958a, 23. januar). Tilgjengelig ved Univesitetet i Bergen.
- Makroseismiske arkiv (1958b, 6. august). Tilgjengelig ved Universitetet i Bergen.
- Makroseismiske arkiv (1974, 28. april). Tilgjengelig ved Universitetet i Bergen.
- Makroseismiske arkiv (1988, 8. august). Tilgjengelig ved Universitetet i Bergen.
- Makroseismiske arkiv (1989, 23. januar). Tilgjengelig ved Universitetet i Bergen.
- Makroseismiske arkiv (2000, 12. august). Tilgjengelig ved Universitetet i Bergen.
- Mo, K. (2018). *Stability Analysis of Preikestolen*. (Master thesis). Norwegian Univeristy of Science and Technology, NTNU.

- Murty, T. S. (2003). Tsunami Wave Height Dependence on Landslide Volume. *pageoph*, 160(10-11), 2147-2153. doi:<https://10.1007/s00024-003-2423-z>
- NGU (2019a, 7. juni). Skred. Hentet fra: <https://www.ngu.no/emne/skred/>
- NGU (2019b, 14. mai). Norge gjennom tidene. Hentet fra: <https://ngu.no/emne/norge-gjennom-tidene/>
- Norsk nasjonalt seismisk nettverk (2019). *Den norske jordskjelvdatabsen*. Sist tilgjengelig: november 2019. Hentet fra: www.skjelv.no
- NVE (2016, 3. oktober). Om Skred. Hentet fra: <https://nve.no/flaum-og-skred/om-skred/>
- Olesen, O., Bungum, H., Dehls, J., Lindholm, C., Pascal, C., Roberts, D. (2013). Neotectonics, seismicity and contemporary stress field in Norway - mechanisms and implications. *Quaternary Geology of Norway, Geological Survey of Norway Special Publication, 13*, 145-174.
- Paknys, R. (2016). Finite Element Method. In *Applied frequency-domain electromagnetics* (pp. 233-267). Chichester, UK: Chichester, UK: John Wiley & Sons, Ltd.
- Pezeshk, S., & Shahjouei, A. (2015). Alternative ground-motion model for the central and eastern North America using a new hybrid broadband simulation technique. doi:<https://doi.org/10.1785/0120140367>
- Pezeshk, S., Zandieh, A., & Tavakoli, B. (2011). Hybrid empirical ground-motion prediction equations for eastern North America using NGA models and updated seismological parameters. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 101(4), 1859-1870. doi:<https://doi.org/10.1785/0120100144>
- Popescu, M. E. (2002). Landslide casual factors and landslide residual options. *Proceedings 3rd International Conference on Landslides, Slope Stability and Safety of Infra-Structures, Singapore*, 61-81.
- Pushpa, K., Prasad, S.K., Nanjundaswamy, P. (2017). Simplified Pseudostatic Analysis of Earthquake Induced Landslides. *Indian Journal of Advances in Chemical Science*, 5, 54-58. doi:<https://doi.org/10.22607/IJACS.2017.501008>
- Raguvanshi, T. K. (2017). Plane failure in rock slopes - A review on stability analysis techniques. *Journal of King Saud University, Science* 31, 101-109. doi:<https://doi.org/10.1016/j.jksus.2017.06.004>
- Rocscience (2019, 1. juni). RS2. Hentet fra: <https://www.rocscience.com/software/rs2/>
- Sandøy, G. (2012). *Back-analysis of the 1756 Tjellafonna rockslide, Langfjorden*. (Master Thesis). Norwegian University of Science and Technology, NTNU.
- Seed, H. (1979). Considerations in the earthquake resistant design of earth and rockfill dams. . *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences and Geomechanics Abstracts*, 17(1), A17-A17. doi:[https://doi.org/10.1016/0148-9062\(80\)90224-7](https://doi.org/10.1016/0148-9062(80)90224-7)
- Silva, W. J., Gregor, N., Darragh, R. (2002). Development of regional hard rock attenuation relations for Central and Eastern North America. *Tech. Rep.*
- Skjeseth, S., & Næsheim, A. (1996). *Norge blir til : Norges geologiske historie* (Ny, rev. og utvidet utg. ed.). Oslo: Schibsted.
- skrednett.no (2019, 05.04.2019). *Skredhendelser - skredtyper*. Sist tilgjengelig: november 2019. Hentet fra: <https://www.skredregistrering.no/#Forsiden>
- Smith, K. (2013). *Environmental hazards : assessing risk and reducing disaster* (6th ed. ed.). London: Routledge.
- Stead, D., Eberhard, E., Coggan, J.S. (2006). Developments in the characterization of complex rock slope deformation and failure using numerical modelling techniques. *Engineering Geology*, 217-235. doi:<https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2005.06.033>
- Stewart, J. P., Douglas, J., Javanbarg, M., Abrahamson, N. A., Bozorgnia, Y., Boore, D. M., . . . Douglas, J. (2015). Selection of Ground Motion Prediction Equations for the Global Earthquake Model. *Earthquake Spectra*, 31(1), 19-45. doi:<https://doi.org/10.1193/013013EQS017M>

- Sun, S., & Ruan, X. (2013). Seismic stability for landfills with a triangular berm using pseudo-static limit equilibrium method. *Environmental Earth Sciences*, 68(5), 1465-1473. doi:<https://doi.org/10.1007/s12665-012-1843-4>
- Tang, C., Zhu, J., Qi, X., & Ding, J. (2011). Landslides induced by the Wenchuan earthquake and the subsequent strong rainfall event: A case study in the Beichuan area of China. *Engineering Geology*, 122(1), 22-33. doi:<https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2011.03.013>
- Tatard, L., & Grasso, J. R. (2013). Controls of earthquake faulting style on near field landslide triggering: The role of coseismic slip. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(6), 2953-2964. doi:<https://doi.org/10.1002/jgrb.50215>
- Terzagi, K. (1950). Mechanisms of Landslides. In S. Paige (Ed.), *Application of Geology to Engineering Practice* (pp. 83-125). Baltimore, MD: Geological Society of America.
- Trømborg, D. (2006). *Geologi og landformer i Norge*. Oslo: Landbruksforl.
- Valagussa, A., Frattini, P., & Crosta, G. B. (2014). Earthquake-induced rockfall hazard zoning. *Engineering Geology*, 182, 213-225. doi:<https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2014.07.009>
- Varnes, D. J. (1978). Slope movement types and processes. *Special report 176*, 11-33.
- Wasowski, J., Del Gaudio, V., Casarano, D., Lollini, P., Muscillo, S. (2013). Local Scale Seismic Landslide Susceptibility Assessment Based on Historic Earthquake Records Combined with Accelerometer Monitoring and Ambient Noise Data. In K. Ugai, Yagi, H., Wakai, A. (Ed.), *Earthquake Induced Landslides* (Vol. 1, pp. 11-20). Berlin: Springer Berlin Heidelberg.
- Wells, D. L., & Coppersmith, K. J. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(4), 974-1002.
- Wright, S. G., & Rathje, E. M. (2003). Triggering Mechanisms of Slope Instability and their Relationship to Earthquakes and Tsunamis. *Pure appl. geophys.*, 160(10-11), 1865-1877. doi:<https://doi.org/10.1007/s00024-003-2410-4>
- Wu, H. G., Yang, T., Xue, Z. W., Ma, H. M., Zhang, H. L., & Zhang, J. D. (2015). Study on the Vertical Acceleration Effect on Slope Stability. *Applied Mechanics and Materials*, 744(Advances in Civil Engineering and Transportation IV), 632-640. doi:<https://doi.org/10.4028/www.scientific.net/AMM.744-746.632>
- Wyllie, D. C., & Mah, C. W. (2004). *Rock slope engineering : civil and mining* (4th ed. ed.). London: Spon Press.
- Zhu, S., Shi, Y., Lu, M. (2013). Dynamic of earthquake-triggered landslides. *Science China - Earth Science*, 56(10), 1769-1779. doi:<https://doi.org/10.1007/s11430-013-4582-9>

9 Vedlegg

Vedlegg 1: Beskrivelser fra de makroseismiske arkiv fra alle 86 jordskjelv som ble filtrert ut fra den norske jordskjelvdatabasen i tidsrommet 1497 – 2018.

Vedlegg 2: Hendelser der jordskjelv har utløst massebevegelser i Norge.

Vedlegg 3: Hendelser med større usikkerheter over jordskjelvtløste massebevegelser i Norge.

Vedlegg 4: Dokumentasjoner og transkriberinger over indikasjoner av jordskjelvtløste massebevegelser i Norge.

Vedlegg 1

Tabell V1: Beskrivelser fra makroseismiske arkiv over alle jordskjelv som er filtrert ut fra den norske jordskjelvdatabasen, med magnituder på over 4,5. Dato, omtrentlig lokalitet til episenter, og magnitudo for jordskjelvene er angitt.

Dato, lokalitet, og magnitudo	Makroseismiske beskrivelser
1497/01/10 Sverige, Jämtland $M_w=5,5$	Veldig lite rapporter om dette skjelvet, som var svært kraftig. Det meldes fra Sverige at møbler og hus ristet. Dette skjelvet var trolig sterkt nok til å utløse massebevegelser, men det er vanskelig å si noe om dette når informasjonen om hendelsen er svært begrenset. Siden jordskjelvet var lokalisert midt i Sverige, ville det trolig ikke hatt potensiale for utløsning av massebevegelser i Norge.
1657/05/04 Oslofjorden $M_w=4,8$	Ingen rapporter fra dette skjelvet.
1745/02/07 Kysten, Danmark $M_L=4,7$	Jordskjelvet ble også merket i Norge, men i mindre grad. Trolig var intensitetene for lave til å utløse massebevegelser i Norge.
1758/12/31 Finland, nær Finnmark $M_w=4,5$	Flesteparten av rapportene er knyttet til Sverige og Finland, og lite informasjon fra Norge. Trolig ble skjelvet opplevd i Finnmark, men store deler av område her var ubebodd. Ut i fra at jordskjelvet er lokalisert i Finland, og magnituden relativt lav, er potensiale for utløsning av massebevegelser i Norge lav.
1759/12/22 Kyst, mellom Sverige og Danmark $M_L=5,6$	Kraftig jordskjelv som ble merket i Sverige, Danmark, og Norge. Det meste av de digitale dataene er hentet fra Danmark og Sverige. Det meldes fra Danmark og Sverige at hus ristet, og mindre gjenstander veltet. Ingen rapporter om utløste massebevegelser i noen av landene.
1774/10/29	Svært få rapporter knyttet til dette skjelvet, dette fordi få

Indre Rogaland/Agder $M_L=4,6$	rapporter eksisterer fra gamle hendelser. Det meldes at skjelvet ble merket over store deler av sørlige Norge. Ingen meldinger om massebevegelser.
1794/01/01 Kyst, mellom Norge og Danmark $M_L=4,5$	Få rapporter knyttet til dette skjelvet, trolig grunnet at skjelvets intensiteter i Norge var for låge til å vekke folks interesse, og at det er svært lenge siden. Intensitetene var trolig for lave til å utløse massebevegelser i Norge.
1819/08/31 Nordland $M_L=5,8$	<p>Dette jordskjelvet er det største i Norge gjennom de siste 500 åra. Vi vet allerede at dette jordskjelvet utløste et par steinsprang og et steinskred, samt noen mindre løsmasseskred. Det er ikke utenkelig at jordskjelvet utløste flere massebevegelser i Nord-Norge. Fra skrednett.no finnes det mer detaljerte beskrivelser, og det har skjedd flere steinsprang som ikke er mappet på kartet, blant annet i Trænafjellet.</p> <p>Fra de digitale rapportene meldes det fra Lurøy i Helgeland at store blokker falt ned fra fjellsidene. Også fra Bodø meldes det at større blokker falt ned fra fjellsidene. Fra Stordstrand gård i Hemnæs gikk et stort leirras, som ødela dyrket jord, og en måtte flytte fra gården sin. Rapportene sier at Nordland ble rammet av svært mange etterskjelv i dagene etter det store skjelvet, og en kunne observere etterskjelv helt frem til 20. oktober. Fra rapportene meldes det også om ødelagte skorsteiner, knuste vinduer, mindre møbler som veltet, og knuste bilder og glass.</p>
1834/08/17 Kysten, Sogn $M_L=4,9$	Intensitetskartet viser at skjelvet har intensitet 5 rundt Sogn og Møre, mens intensiteter mellom 2-4 elles på Vestlandet. Relativt lite informasjon knyttet til dette jordskjelvet, men det meldes fra Sogn at dører spratt opp, vinduer klirret, og mindre gjenstander beveget seg. Ingen rapporter om at jordskjelvet utløste noen massebevegelser.
1834/09/03 Telemark $M_L=5,0$	Jordskjelvet som er lokalisert midt i landet ble merket over store deler av landet, fra Agder til Trøndelag. Intensitetene i innlandet er på 5, mens det på sørlige Vestland og Østland er intensitetene hovedsakelig på 4. Selv om skjelvet ble merket over store deler av landet, er det ingen rapporter om noen utløste massebevegelser.
1841/04/03 Nord i Danmark $M_W=5,3$	Informasjonen herfra er hovedsakelig på dansk, og omhandler jordskjelvet var i Danmark. Skjelvet ble også merket i Norge, men trolig var intensitetene for låge til å utløse noen massebevegelser. Heller ingen massebevegelser ble rapportert fra Danmark.
1851/04/13 Kysten, Østlandet $M_L=4,6$	Fra skrednett.no registreres det at det skjedde et steinsprang i Østfold innenfor 4 dager fra 15. april, det er derfor sannsynlig at jordskjelvet 13. april utløste dette steinspranget ettersom både tidspunkt og lokalitet stemmer bra. Fra rapportene

	meldes det om små materielle ødeleggelser, ødelagte steingjerder, mindre skader på kirker i Sverige, og gjenstander som beveget seg. Disse rapportene styrker teorien om at et jordskjelv kan ha utløst massebevegelser i Østfold på denne tiden.
1865/05/07 Rogaland $M_L=4,9$	Jordskjelvet merket over store deler av Sør-Norge. Mindre materielle skader på kirker og murvegger. Tilløp til panikk enkelte plasser på Rogaland, men ingen meldinger om at skjelvet utløste massebevegelser.
1866/03/09 Utenskjærs, Trøndelag $M_w=5,9$	Intensitetskartet viser at jordskjelvet ble merket over store deler av landet, selv om det var lokalisert et stykke offshore fra Trøndelag. Kun et område i Trøndelag/Nordland har intensiteter på 5, mens det ellers i landet var på mellom 3 og 4. Det meldes også om at et område i Kristiansund og nord mot Trondheim hadde intensitet helt opp mot 8, men få rapporter knyttet til dette, gjør det vanskelig å avgrense geografisk. Det meldes at dører spratt opp, og enkelte sprekker i gjenstander. Meldes også at jordskjelvet utløste en større vannbølge. Mange rapporter knyttet til skjelvet, som har svært kraftig magnitudo, men grunnet stor avstand til land, blir intensitetene på land mindre.
1871/06/30 Vest Agder/Øst-Agder $M_w=4,7$	Svært få rapporter om dette jordskjelvet, men det meldes at rystelsen var svært kort, og at møbler ristet i husene. Ellers ingen rapporter om utløste massebevegelser.
1879/01/04 Utenskjærs, Sogn $M_L=4,5$	Siden jordskjelvet var lokalisert et godt stykke utfor kysten til Sogn, ble intensitetene på land svakere. Men folk ble vekket av skjelvet, og dører og vinduer klirret. Det eksisterer nokså få rapporter fra dette jordskjelvet, og ingen av rapportene indikerer at jordskjelvet kan ha utløst noen massebevegelser.
1880/08/04 Utenskjærs, Trøndelag $M_L=4,5$	Episenteret er lokalisert offshore fra Trøndelag, noe som utgjør at høyeste intensitet for dette skjelvet er 3, og dette er ikke sterkt nok til å utløse massebevegelser. Heller ingen av rapportene melder noen konsekvenser fra jordskjelvet.
1886/01/16 Utenskjærs, Sørlandet $M_w=4,5$	Meldes om svake rystelser, og svake intensiteter ettersom jordskjelvet er lokalisert offshore fra Sørlandet. Intensitetene på Sørlandet er ikke høye nok til å utløse massebevegelser.
1886/10/24 Møre/Sogn $M_L=4,8$	Intensitetskartet viser at jordskjelvet ble følt i store deler av Norge, med unntak av Nord-Norge. Høyeste intensiteter er lokalisert i indre Møre, der intensitetene er opp mot 6. Mye informasjon knyttet til dette jordskjelvet, men ingen meldinger om utløste massebevegelser.
1892/05/15 Kysten, Sogn $M_w=5,7$	Jordskjelvet ble merket over store deler av landet, som Trøndelag, Vestlandet, Sørlandet og Østlandet. Intensitetene var høyest i Sogn, og her klirret det kraftig i vinduer og ovner, møbler flyttet seg, og tunge gjenstander dirret. Trolig er intensitetene sterke nok til å utløse massebevegelser på Vestlandet, men ingen av rapportene indikerer at det var noen

	massebevegelser i bebodde strøk.
1894/01/02 Sverige, Ørebro $M_w=5,1$	Relativt få rapporter fra dette jordskjelvet, episenteret er et stykke unna Norges landområder, og trolig er intensitetene for låge til å utløse massebevegelser i Norge. Skjelvet ble uansett observert på Østlandet, men det var ingen andre bemerkelser.
1894/07/23 Nordland $M_L=5,4$	Jordskjelvet ble kraftig merket i Nordland, og det meldes at hus dirret, glass ble knust, gjenstander flyttet på seg, og vinduer klirret. En del rapporter fra dette skjelvet, men ingen av de inkluderer noe informasjon om utløste massebevegelser.
1894/10/30 Kysten, Nordland $M_L=4,1$	Relativt svakt skjelv. Skjelvet ble merket over deler av Nordland og Troms, men uten noen større virkninger. En del rapporter knyttet til skjelvet, og ingen av dem sier noe om utløste massebevegelser.
1895/02/05 Utenskjærs, Trøndelag $M_L=5,3$	Intensitetene viser til at skjelvet ble merket over store deler av Sør-Norge. Intensitetene var høyest i Trøndelag og Møre, der intensitetene var mellom 4 og 5. Meldes fra Trøndelag at møbler flyttet på seg, vinduer klirret, og bilder på veggen ble rotert. Mange rapporter fra dette skjelvet, men ingen av de indikerer noen utløste massebevegelser.
1899/01/31 Hordaland $M_L=4,6$	Intensitetene viser at skjelvet har intensitet 5 et lite område på Hordaland, ellers er intensitetene mellom 3 og 4 på Vestlandet. Meldes om at gjenstander beveget seg, samt vinduer og ovner som klirret. Ingen rapporter om at skjelvet utløste noen massebevegelser på Vestlandet.
1901/11/09 Sverige, nær Østlandet $M_w=4,7$	Jordskjelvets episenter var lokalisert i Sverige, men skjelvet ble likevel merket godt på Østlandet. Det meldes om gjenstander som beveget seg, bilder som falt fra veggen, og klirring fra vinduer. Fra den digitale rapporter er det ingen meldinger om at skjelvet utløste noen massebevegelser.
1902/01/25 Kysten, Sogn $M_w=4,5$	Ingen rapporter fra dette skjelvet.
1902/02/09 Hordaland $M_w=4,5$	Mange rapporter knyttet til dette skjelvet, og intensitetene ligger hovedsakelig mellom 3 og 4 på Vestlandet. Ingen meldinger om utløste massebevegelser i området.
1904/10/23 Oslofjorden $M_L=5,4$	Intensitetskartet viser intensiteter opp mot 8 på Østlandet, i tillegg ble skjelvet merket over store deler av landet. Meldes om at noen skorsteiner falt ned, store gjenstander som beveget seg, mindre skader på hus, og klirring i vinduer. Østlandet ble også preget av en rekke etterskjelv i dagene etter skjelvet. Mindre materielle skader, og tilløp til panikk. Skrednett.no antyder at jordskjelvet utløste 3 massebevegelser på Østlandet. I tillegg rapporteres det fra de makroseismiske arkiv at jordskjelvet lagte en stor sprekk i jorden, som igjen førte til utglidning av en leirterasse foran vannet. Dette skjedde på Gjerrestad, 3 mil sør for Risør.

1904/10/30 Troms $M_w=4,7$	Lite informasjon knyttet til dette jordskjelvet, det meldes at enkelte ble vekket av skjelvet, men ellers lite rapporter.
1905/02/06 Hordaland $M_L=4,5$	Jordskjelvet ble merket over store deler av Vestlandet, vinduer klirret, gjenstander flyttet seg, bilder falt fra veggene. Ingen meldinger om materielle skader, og heller ingen meldte massebevegelser.
1906/06/03 Utenskjærs, Sørlandet $M_L=4,5$	Ingen rapporter fra dette jordskjelvet, trolig fordi det er lokalisert et stykke offshore fra Sørlandet, og intensitetene var trolig så lave at det ikke vekket folks interesse.
1907/01/10 Sverige, nær Østlandet $M_w=4,7$	Dette jordskjelvet hadde intensiteter opp mot 6 enkelte steder på Østlandet, og det meldes om at dører smelte opp, glass ble knust, dirring i huset, og vindusruter som klirret kraftig. Mange ble også vekket av dette skjelvet. Blant alle spørreundersøkelsene var det ingen antydninger til at skjelvet utløste noen massebevegelser.
1907/01/14 Utenskjærs, Nordland $M_L=5,0$	Dette jordskjelvet ble merket både i Nordland og Trøndelag. Intensitetene er nokså svake, og overstiger 5 kun ved et par lokaliteter, ellers ligg intensitetene på 4 eller lavere. Blant spørreskjemaene var det ingen som bemerket seg at skjelvet utløste noen form for massebevegelser. Trolig var intensitetene for lav og, ettersom at skjelvets episenter er lokalisert offshore for Nordland.
1907/01/27 Utenskjærs, Nordland $M_L=5,0$	Nokså høye intensiteter over Nordland, og vindusruter klirret, gjenstander beveget seg, og mange merket skjelvet som relativt kraftig. Blant spørreskjemaene som ble sendt ut var det ingen antydninger til at skjelvet utløste noen massebevegelser.
1907/06/29 Buskerud/Hordaland $M_w=4,5$	Jordskjelvet ble ikke merket over store områder, og det ble merket som relativt svak. Under 30 spørreskjema fra dette skjelvet, og ingen antydninger til at skjelvet utløste noen massebevegelser.
1908/06/30 Nordland $M_L=4,6$	Jordskjelv merket som relativt kraftig i Nordland, og det meldes om vindusruter og glass som klirret, og gjenstander som flyttet seg. Ellers er det ingen meldinger om at jordskjelvet utløste noen form for massebevegelser.
1911/08/24 Hordaland $M_w=4,9$	Skjelvet ble merket over hele Vestlandet. Skjelvet ble opplevd som relativt kraftig, og gjenstander flyttet på seg, samt vindusruter klirret. Fra de makroseismiske arkivene var det ingen antydninger til at dette jordskjelvet utløste noen massebevegelser.
1913/07/19 Utenskjærs, Trøndelag $M_L=5,0$	Rystelser ble merket over hele byen og område rundt Trondheim. Rystelsen var ikke veldig sterk, men noen vindusruter klirret. Blant alle spørreskjemaene var det ingen som hevdet at jordskjelvet utløste noen form for massebevegelser eller sprekker i grunnen.
1913/08/04	Nokså sterkt jordskjelv, merket i store deler av Vestlandet.

Sogn $M_w=5,2$	Gjenstander i husene «dansen», og trær i skogen vaiet i område mellom Hordaland og Sogn. Blant undersøkelsene som ble sendt ut til folket, er det ingenting som tyder på at jordskjelvet utløste noen former for massebevegelser eller sprekker i jorda.
1913/09/11 Kysten, Nordland $M_w=5,0$	Moderat skjelving flere steder i Nordland, der dører og vindu klirret. Ingen rapporter om utløste massebevegelser her.
1918/04/10 Sogn $M_L=4,8$	Jordskjelvet merket over store deler av Vestlandet, men også i områder på Østlandet. Skjelvet ble opplevd som kraftig i Sogn, og nordre Hordaland, og det meldes at gjenstander beveget seg, bilder falt fra veggen, og vinduer klirret. Mange spørreskjemaer knyttet til denne hendelsen, men ingen av de gir indikasjoner på at jordskjelvet utløste noen massebevegelser i bebodde områder.
1920/09/06 Nordland $M_w=4,5$	Jordskjelvet merket over store deler av Nordland, og et meldes om at hus ristet. Ovner og andre metallgjenstander, samt vinduer klirret. Nokså få spørreskjemaer, og ingen bemerket seg at jordskjelvet utløste noen massebevegelser.
1927/01/24 Utenskjærs, Hordaland $M_w=5,7$	Jordskjelvet ble kraftig merket på Vestlandet, og svakere merket i andre område i landet som Telemark, Oppland, Hedmark. Mye informasjon om dette jordskjelvet, fra store deler av landet. Avisutklipp og spørreskjemaer viser ingen tegn til at massebevegelser ble utløst. Skal også merkes at mange av spørreundersøkelsene er vanskelig å lese, og at noe informasjon kan ha gått tapt. Dette jordskjelvet er trolig sterkt nok til å utløse massebevegelser, men ingenting tyder på at det har skjedd i bebodd område.
1929/05/23 Utenskjærs, Sørlandet $M_w=4,9$	Ingen av disse jordskjelvene fantes i jordskjelvkatalogen om makroseismiske undersøkelser. Dette er trolig grunnet at skjelvet har episenter langt utfor kysten av Sørlandet, og at intensitetene til dette skjelvet er for svakt inne på landområdene til å vekke folks interesse.
1929/05/29 Utenskjærs, Sørlandet $M_w=4,7$	Samme bemerkelser som ovenfor. To jordskjelv noen dager unna hverandre.
1935/07-17 Utenskjærs, Nordland $M_w=5,0$	Jordskjelvet merket godt i Nordland, men også delvis i Troms og Trøndelag. Møbler og gjenstander beveget seg, bilder på veggen falt ned, og vinduer klirret. Ingenting tyder på at skjelvet utløste noen form for massebevegelser.
1938/03/11 Kysten, Sogn $M_w=5,0$	Jordskjelvet ble merket relativt kraftig i Sogn, og nordre Hordaland. Møbler og gjenstander dirret, samt vindusruter klirret. Svært mange spørreundersøkelser, men ingen svarte noe om utløste massebevegelser. Intensiteten i Sogn for dette skjelvet var mellom 4-5, seismiske intensiteter som sjelden utløser massebevegelser.
1939/10/09	Jordskjelvet ble kraftig merket over store deler av Sørlandet,

Telemark $M_w=4,6$	møbler beveget seg, og vinduer klirret. Fra Herefoss meldes det om et ras ved gården Dalane i Herefoss. Siterer fra spørreskjema: «Det gikk et ras ved gården i Dalane i Herefoss. Og det falt også ned en del sten fra fjellet ned på veien langs vestsiden av Herefoss-fjorden mellom Odden og Herefoss gård i Herefoss. Store blokker er falt ned. Person i område mener blokkene som falt fra fjellet er på størrelse med et hus. Fra fjellet og ca. 70 meter utover er skogen helt rasert til pinneved».
1942/11/26 Hordaland/Rogaland $M_w=4,8$	Intensiteten er mellom 4 og 5 i store deler av Vestlandet, Sørlandet, og Østlandet. Siden episenteret er lokalisert sentralt i landet, merket mange skjelvet. Fra spørreskjemaene og avisutklippene er det ingen antydninger til at skjelvet utløste noen massebevegelser.
1943/08/29 Rogaland $M_L=4,5$	Intensitetskartet viser at skjelvet hadde intensiteter rundt 4 i Rogaland, og med avtagende intensiteter i Agder og Hordaland. Skjelvet blir betegnet som «middels sterkt». Ingen antydninger til utløste massebevegelser blant spørreskjemaene.
1954/07/07 Kysten, Hordaland $M_L=4,9$	To jordskjelv som intraff 0125 og 0148, merket av store deler av Vestlandet, men også andre plasser i landet. Høyeste intensitet er satt til VI i område rundt Stord, skjelvet ble merket helt opp til Trøndelag, og Østlandet, her med intensiteter mellom 0 og II. Meldes fra Tyssedal at jordskjelvene utløste et steinsprang. Dette område har vært svært utsatt for massebevegelser, så det virker sannsynlig at jordskjelvene 07/07 har utløst et steinsprang i dette område.
1954/07/07 Hordaland $M_L=4,9$	Samme beskrivelse som ovenfor.
1955/04/03 Møre $M_w=4,8$	Finner ingen opplysninger fra dette jordskjelvet.
1955/06/03 Kysten, Sogn $M_L=5,2$	Jordskjelvet merket over store deler av Vestlandet, inkludert enkelte steder i Trøndelag. Noen sprekker i jorden ble merket i Hedmark. Av alle spørreskjemaene som ble sendt rundt i Norge, var det ingen som bemerket seg noen utløste massebevegelser.
1957/06/22 Nordland $M_L=4,5$	Blant alle spørreskjemaene som ble sendt ut, er det ingenting som viser til at jordskjelvet utløste massebevegelser. Skjelvet ble merket nokså kraftig flere plasser i Nordland, men uten noen store materielle ødeleggelser.
1958/01/23 Utenskjærs, Trøndelag $M_w=5,5$	Dette jordskjelvet ble merket godt i områder som Møre, Trøndelag, og Nordland. Møbler beveget på seg, og en vindusrute sprengte. Skjelvet ble også merket i andre områder i landet, men med en lavere intensitet. Avis hevder at jordskjelvet ga bevegelser i leirmasser i Ladalen. Ellers var det

	ingen andre rapporter om massebevegelser som kan ha blitt utløst av jordskjelvet. Dette jordskjelvet var trolig sterkt nok til å utløse massebevegelser.
1958/08/06 Rogaland/Hordaland $M_w=5,4$	Jordskjelvet hadde intensitet 5.5 i deler av Rogaland, og intensitet 5-6 i Hordaland, Rogaland og Agder. Meldinger om at hus svaiet, og møbler som flyttet på seg. Avisutklipp antyder at jordskjelvet utløste et steinsprang/steinskred ved Tysvær i Rogaland. Rapporter om at skjelvet var det kraftigste siden 1904. Ingen andre rapporter om meldinger angående utløste massebevegelser. Ikke utenkelig at jordskjelvet har utløst massebevegelser utenfor befolkningsområder.
1958/12/19 Nordland $M_w=4,8$	Tre skjelvinger, et kl 23 (18.des), et kl 0152, og et kl 09. Jordskjelvene ble merket flere steder i Nordland. Møbler og gjenstander flytter på seg, og vindusruter klirret. Intensiteten er fem for et område i Nordland, men avtar til 3-4 ved økende avstand fra episenter. Ut ifra rapportene er det ingen indikasjoner på at jordskjelvet utløste noen massebevegelser i området.
1958/12/19 Nordland $M_L=4,5$	Se beskrivelse ovenfor. Tre jordskjelv i samme område, fordelt på under 12 timer.
1961/04/04 Utenskjærs, Sogn $M_L=4,5$	Skjelvet ble merket langs Vestlandet, ingen materielle skader ble meldt. Blant spørreskjema var det også flere som ikke merket skjelvet i det hele tatt. Fra spørreskjemaene er det ingenting som tyder på at dette jordskjelvet utløste noen massebevegelser. Grunnet skjelvets styrke, og lokalitet ved offshore, er ikke skjelvet kraftig nok til å utløse massebevegelser.
1962/10/18 Hedmark $M_w=4,7$	En rekke spørreskjema ble sendt ut, og registrert for denne hendelsen. Mange opplevde skjelvet, og høyeste intensitet var satt til 5. Flere opplevde at mindre gjenstander flyttet på seg. Det ble videre meldt om at gulv som «gynget», en murpipe som falt ned, og en vindusrute ble sprengt. Blant de 72 spørreskjemaene som ble sendt ut, antydnet ingenting på at jordskjelvet kan ha utløst massebevegelser.
1962/12/15 Nordland $M_w=5,0$	Fra dette jordskjelvet knyttet det 66 spørreskjemaer. Høyeste intensitet var satt til 5,5, rundt Saltdal. Flere ble vekket på natten av skjelvingen. Skjelvet ble registrert 04:49, og husene som var bygget på løs grunn (leire), merket skjelvingene best. Ingen meldinger om materielle ødeleggelse og skader. Kun noen små materielle skader som knuste glass. Skjelvingene varte omtrent i et minutt. Blant de 64 spørreskjemaene som merket jordskjelvet, var det ingen som bemerket seg at jordskjelvet utløste noen andre fenomen som massebevegelser.
1966/09/04 Kysten, Møre	Skjelvet skjedde et stykke ut på kysten av Møre. Dette fører til at intensitetene på land blir svekket i forhold til skjelvets

$M_w=4,7$	styrke. Intensitetene på land var satt til 4 et lite område, men lå hovedsakelig på 2-3 i Møre. Enkelte steder i Møre er ikke skjelvet engang merket. Denne informasjon indikerer at skjelvets intensitet ikke er høy nok til å utløse massebevegelser i Møre, heller ingen rapporter antyder dette.
1967/08/21 Utenskjærs, Sørlandet $M_w=5,2$	Jordskjelvets episenter er lokalisert offshore, sør for Agderfylkene, og er dermed et stykke unna landområde. Dette fører til at intensitetene er relativt lave, og ble satt til mellom 2 og 4. Jordskjelvet ble også svakt merket i enkelte områder av Rogaland og Hordaland.
1968/10/07 Kysten, Sogn $M_w=4,7$	Svært få rapporter om dette jordskjelvet, og det oppleves som relativt svakt. Trolig utløste dette ingen massebevegelser, grunnet for svake intensiteter
1974/04/28 Troms $M_w=4,9$	Jordskjelvet ble opplevd som kraftig flere plasser i Troms. Vinduer klirret, og mindre gjenstander flyttet på seg. Jordskjelvet utløste et stort leirskred i Salangselven på flere tusen kubikkmeter leire. Meldes om at det flere andre plasser i distriktet ble mindre ras. Ingen av rasene førte til nevneverdige skader på verken folk eller bebyggelse.
1975/11/12 Kysten, Danmark $M_w=4,7$	Finner ingen makroseismisk informasjon om dette skjelvet. Det er trolig på grunn av at episenteret er lokalisert nær Danmark, og skjelvets styrke er ikke sterk nok til å ramme områder i Norge.
1976/10/09 Nordland $M_w=4,8$	Mange merket ikke skjelving i det hele tatt, og de som merket det gir indikasjoner på svak skjelving. Ingen utløste massebevegelser. Intensitetskartet viser også at høyeste intensitet var satt til 4, og at skjelvet ikke ble merket over store distanser. Kan tenkes at momentmagnituden overvurderer skjelvets styrke, ettersom lokalmagnituden for dette jordskjelvet var på 2,7.
1977/04/06 Utenskjærs, Sogn $M_w=4,4$	Skjelvet ble merket som relativt kraftig i Sogn og Hordaland. Større møbler beveget seg, og vinduer klirret. Ingen rapporter om massebevegelser på Vestlandet.
1977/05/02 Utenskjærs, Sogn $M_w=4,5$	Få rapporter knyttet til dette jordskjelvet. Et par spørreskjema melder om moderat skjelving, uten at materiale beveget seg. Hus som stod på leire merket skjelvet bedre enn hus på fast fjell. Ingen utløste massebevegelser.
1977/11/09 Utenskjærs, Møre $M_L=4,7$	Finner ingen rapporter til dette skjelvet. Uansett er skjelvet lokalisert som offshore, et stykke unna land, og i tillegg til skjelvets styrke, er dette skjelvet trolig ikke kraftig nok til å utløse massebevegelser.
1978-09-19 Utenskjærs, Møre $M_w=4,7$	Ingen rapporter knyttet til dette skjelvet. Trolig for svakt og langt unna til å vekke folks interesse.
1980/06/08 Utenskjærs, Sogn $M_L=4,5$	Jordskjelvet merket sør for Bergen, og nord for Sognefjorden. Mange spørreskjema herfra, men ingenting tyder på utløste massebevegelser. Skjelvet hadde ikke særlig høye intensiteter,

	og kun små gjenstander klirret og beveget seg noe.
1981/09/03 Kyst, Troms $M_L=4,6$	Skjelvet ble merket flere steder i Nordland og Troms, moderat skjelving, og lette gjenstander beveget seg. Blant alle spørreskjemaene som ble sendt ut var det ingen som bemerket seg noen massebevegelser som ble utløst av jordskjelvet.
1982/07/29 Utenskjærs, Hordaland $M_L=4,7$	Lite spørreskjemaer knyttet til dette jordskjelvet, som har episenter et stykke utenfor kysten til Hordaland. Intensitetskartet viser 4 som høyeste intensitet langs hele kysten fra Stavanger i sør til Sognefjorden i nord. Ingen rapporter om at dette jordskjelvet utløste noen massebevegelser.
1983/03/08 Hordaland $M_L=4,7$	Jordskjelvet ble merket over hele Hordaland, men også delvis i Rogaland og Sogn. Mindre gjenstander beveget seg, men det var ingen tilløp til panikk. Av spørreskjemaene var det ingen som bemerket seg noen utløste massebevegelser. Ifølge skrednett.no ble det utløst 3 snøskred i Hordaland denne dagen, disse kan ha blitt trigget av jordskjelv, men andre triggermekanismer kan heller ikke utelukkes.
1986/02/05 Utenskjærs, Møre $M_L=4,7$	Episenteret er lokalisert et stykke utfor kysten av Møre, og intensitetskartet viser at skjelvet er merket over store deler av landet fra Agder fylkene til Trøndelag. Intensitetene varierer mellom 5 og 4 i Sogn og Møre, mens det ellers i landet ligg på mellom 1-3. Enkelte områder på Østlandet har intensiteter på 4. Blant spørreskjemaene var det ingen som bemerket seg at jordskjelvet utløste massebevegelser.
1986/10/26 Utenskjærs, Sogn $M_L=4,5$	Episenteret er lokalisert et stykke utenfor kysten av Sogn, noe som gir lavere intensitet på land. Intensitetskartet viser enkelte plasser i Sogn som har intensitet 4, ellers ligg det mellom 1 og 3 i Hordaland, Sogn, og Møre. Ingen av spørreskjemaene sier noe om utløste massebevegelser, og trolig er intensiteten inne på landområdene for låg til å utløse slike massebevegelser.
1988/08/08 Utenskjærs, Møre $M_L=5,3$	Episenteret til dette skjelvet er lokalisert et stykke unna kysten av Møre, og skjelvet er merkbart langs hele Norges vestkyst. Intensitetene i Sogn, Møre og Trøndelag går opp mot 5, mens det lenger sør ligg mellom 2 og 3. Intensitetene enkelte områder er kraftig nok til å utløse massebevegelser, men ingen av spørreskjemaene ga noe informasjon om utløste massebevegelser. Fra skrednett.no gikk det et steinsprang på sommerstid ved Møre, datoen er ukjent, men lokaliteten hadde høy intensitet under jordskjelvet, så det er ikke utenkelig at dette steinspranget ble utløst av jordskjelvet. Uansett knyttes det store usikkerheter til utløsningen av denne massebevegelsen.
1989/01/23 Kysten, Sogn	Ut i fra de makroseismiske arkiv var intensitetene ved dette skjelvet mellom IV og V i Sogn. Jordskjelvet ble også merket

$M_L=5,2$	flere steder langs Vestlandet, men her fra intensitetene mindre. Fra Sogn meldes det at mindre gjenstander beveget seg, klirring i dører. Et glass falt også ned fra kjøkkenbenken. Fra skrednett.no antydes det at det ble utløst en serie av massebevegelser 5-7 dager etter jordskjelvet. Ut i fra de makroseismiske arkivene, er det ingen antydninger til at jordskjelvet utløste massebevegelser.
2000/08/12 Hordaland $M_L=4,5$	Dette jordskjelvet ble kraftigst merket i Sunnhordland, men også andre steder i Hordaland. Fra Bergen ble jordskjelvet merket, men det var ingen kraftige skjelvinger. Fra skrednett.no ble et steinsprang utløst 12 timer etter jordskjelvet. Ingen makroseismiske rapporter antyder noen sammenheng mellom disse hendelsene.
2007/01/07 Utenskjærs, Møre $M_w=4,8$	Jordskjelv med episenter noen hundre kilometer unna fastlandet. Jordskjelvet ble merket svakt i Sogn og Møre. Intensitetene av skjelvingen har trolig vært for lav til å utløse massebevegelser.
2014/09/15 Sverige, Jämtland $M_w=4,7$	Lite rapporter fra de norske makroseismiske arkiv fra dette jordskjelvet. Intensitetene var trolig for lave i Norge.
2017/06/30 Utenskjærs, Hordaland $M_L=4,2$	Episenteret til dette jordskjelvet var lokalisert langt unna Norges landoverflate, og dette medførte at intensiteten av skjelvingen var lav. Lite rapporter om dette jordskjelvet.
2018/09/11 Finland, nær Finnmark $m_b=4,5$	Dette jordskjelvet med episenter i Finland, forårsaket lave bakkebevegelser i Norge. Jordskjelvet ble merket svakt i Finnmark og Troms. Intensitetene av skjelvingen var for lav til å utløse massebevegelser.

Vedlegg 2

Tabell V2: Jordskjelvutløste massebevegelser i Norge basert på datasett fra skrednett.no og makroseismiske arkiv.

Dato for jordskjelv, omtrentlig episenter, og magnitudo	Utløste massebevegelser	Anmerkninger
1819/08/31, Nordland. $M_L=5,8$	To steinsprang, to steinskred, to leirskred, og et jordskred. Trolig enda flere	Både info fra skrednett.no, makroseismiske arkiv og artikkel fra Bungum & Olesen (2005) antyder dette. Trolig utløste jordskjelvet enda flere uregistrerte steinsprang, blant annet på Træna og i Bodø.

	uregistrerte massebevegelser.	
1904/10/23, Oslofjorden. $M_L = 5,4$	Tre steinsprang, og et jordskred. Kan ha vært flere uregistrerte massebevegelser.	Fra skrednett.no finnes det tre hendelser, og to av disse steinsprangene er utløst av jordskjelvet, mens det siste steinspranget sannsynligvis er utløst av etterskjelv i Lillehammer område, dager etter det store jordskjelvet. Fra makroseismiske data er det beskrivelser om at jordskjelvet utløste et leirskred ved Gjerstad.
1939/10/09, Indre Telemark. $M_W = 4,6$	Et steinskred	Siterer fra spørreskjema: «Det gikk et ras ved gården i Dalane i Herefoss. Det falt også ned en del sten fra fjellet ned på veien langs vestsiden av Herefoss-fjorden mellom Odden og Herefoss gård i Herefoss. Store blokker falt ned. Person i område mener blokkene som falt fra fjellet er på størrelse med et hus. Fra fjellet og ca. 70 meter nedover er skogen helt rasert til pinneved». Dette steinraset ble utløst dagen etter jordskjelvet.
1954/07/07, Hordaland. To skjelv: - 0125 ($M_L = 4,9$) - 0148 ($M_L = 4,9$)	Et steinsprang	I fra spørreskjemaene var det to stykker som hadde bemerket seg massebevegelser i Odda og i Tyssedal. Både Odda og Tyssedal har i lang tid vært utsatt for massebevegelser, så dette styrker tanken om at jordskjelvene utløste disse massebevegelsene. Skrednett.no har ikke registrert disse hendelsene, men det tyder på at disse massebevegelsene ble utløst av jordskjelvene. I og med at Odda og Tyssedal ligger 10 kilometer unna hverandre, kan det være snakk om de har referert til samme massebevegelse.
1958/08/06, Rogaland. $M_W = 5,4$	Et steinskred	Fra Tysvær blir det meldt i avisen og brev at jordskjelvet utløste et steinras. Ingen flere detaljer rundt dette, men skjelvet var det kraftigste i Norge siden 1904, så dette styrker teorien om at dette jordskjelvet utløste et steinras i Tysvær. Skrednett.no melder om to steinsprang ved Dale og Stanghelle 4 dager etter jordskjelvet. Det er usikkert hvilken grad jordskjelvet har spilt for disse massebevegelsene.
1974/04/28, Troms. $M_L = 4,7$	Et leirskred Trolig flere mindre uregistrerte leirskred	Skrednett.no bekrefter at dette skjelvet utløste et større leirskred med utløp i Salangselven. Fra makroseismiske arkiv hevdes det at skjelvet utløste et stort leirskred på flere tusen kubikkmeter. I tillegg meldes det om flere mindre leirras i distriktet.

Vedlegg 3

Tabell V3: Jordskjelv som kan ha utløst massebevegelser, eller potensielt vært en medvirkende faktor, sammen med andre utløsningsmekanismer. Til disse hendelsene knyttes det større usikkerheter. Dato, omtrentlig lokalisering til episenter, og magnituder til jordskjelvene er angitt.

Dato for jordskjelv, omtrentlig episenter, og magnitudo	Potensielle massebevegelser	Anmerkninger
1851/04/13, Kysten av Østfold. $M_L = 4,6$	Et steinsprang	Ingen har bekreftet at dette jordskjelvet utløste noen massebevegelser, men fra skrednett.no finnes det et steinsprang som ble utløst like ved skjelvets episenter, og omtrent samme tidspunkt. Derfor er det sannsynlig at jordskjelvet kan ha hatt en påvirkning for utløsningen.
1958/01/23, Utenskjærs Trøndelag. $M_W=5,5$	Bevegelser av leirmasser	Et avisutklipp fra Adresseavisen antyder at jordskjelvet satte leirmasser i Ladalen i bevegelse. Ingen skredhendelser ble utløst.
1988/08/08, Utenskjærs Møre. $M_L=5,3$	Potensielt et steinsprang	På sommerstid gikk det et steinsprang i Møre, men datoen er usikker. Intensitetene var opp mot 6 i området der steinspranget skjedde, så det er mulig at jordskjelvet utløste steinspranget, uansett knyttes det usikkerhet til dette.
1989/01/23, Kysten av Sogn. $M_L=5,2$	Potensielt fire steinsprang, og to løsmasseskred.	En serie av steinsprang og løsmasseskred langs Sognefjorden en ukes tid etter jordskjelvet. Trolig er disse massebevegelserne trigget av andre årsaker enn jordskjelv, men jordskjelv kan ha svekket område, slik at andre triggermekanismer kunne ha utløst massebevegelserne.
2000/08/12, Hordaland. $M_L=4,5$	Potensielt et steinsprang	Steinspranget skjedde omtrent 12 timer etter jordskjelvet, og dette steinspranget er trolig trigget av andre årsaker enn jordskjelvet. I tillegg er episenteret til skjelvet lokalisert et stykke unna der steinspranget skjedde.

Vedlegg 4

I dette vedlegget legges inn dokumentasjoner fra skrednett.no og makroseismiske arkiv, som har gitt indikasjoner på at jordskjelv har utløst massebevegelser i Norge.

Jordskjelvet i Nordland – 1819/08/31 – $M_L = 5.8$

Steinsprang (< 100 m ³)		
Buksnes		
Tid:	31.08.1819 00:00	<i>Ikke registrert</i>
UTM33:	439750, 7556000	<i>Ikke reg</i>
Reg. av:		
<p>Vestvågøy. Buksnes. Den 31. august 1819 gjorde jordskjelvet skade også her. Fjellstykke ramla ned, mindre leirras, uthus fall overende og folka vart skremde opp. Det kom orkanaktige stormkast, blygrå himmel, og havet reiste seg til store bølger som ved ein syklon med drønn og torden. Det kom fleire etterskjelv i dagane etterpå. På hausten 1895 kom også eit sterkt skjelv, blir det fortalt. Kartreferansen er plassert vilkårlig på Buksnesområdet.</p>		

Figur V1: Skjerm bilde fra skrednett.no (2019).

Steinsprang (< 100 m ³)		
Lurøyfjellet		
Tid:	31.08.1819 00:00	<i>Ikke registrert</i>
UTM33:	404300, 7369200	<i>Ikke reg</i>
Reg. av:		
<p>Lurøy. Lurøy gard. Den 31. august 1819 kom det store jordskjelvet, Helgelandsskjelvet (styrke 6), kl 1430, og dette løyste fleire ras. Også frå sjølve Lurøyfjellet gjekk skred, ved foten av Lurøyfjellet ligg store blokkar etter dette, nokre hundre meter nordaust frå Lurøy gard. Dette kan også vore nokre dagar seinare, i samband med eitt av dei mange etterskjelva i dette området, heilt til 20. oktober. Det gjekk om lag samstundes skred på Lia og eit tredje skred frå Trænafjella ute i havet i vest for Lurøy. Sjå Idnr, 18023 og 18025,</p>		

Figur V2: Skjerm bilde fra skrednett.no (2019).

Fjellskred (> 10000 m3)		
Lia i Lurøy		
Tid:	31.08.1819 00:00	<i>Ikke registrert</i>
UTM33:	417150, 7368950	<i>Ikke reg</i>
Reg. av:		
<p>Lurøy. Lia. Den 31. august 1819 kom det store jordskjelvet, Helgelandsskjelvet (styrke 6), kl 1430, og dette løyste fleire ras, m. a. på Lia under Liatind nord i Aldersundet, der det rasa ut store steinar som gav jordskade på innmark og truga husa. Dette kan kanskje ha vore nokre dagar seinare, i samband med eitt av dei mange etterskjelva i dette området, heilt til 20. oktober. Også frå sjølve Lurøyfjellet gjekk skred, og eit tredje skred frå Trænafjella ute i havet i vest for Lurøy. Sjå Idnr. 18024, 18025. Kartreferanse omtrentleg (Lia).</p>		

Figur V3: Skjermbilde fra skrednett.no (2019).

Leirskred		
Dilkestad		
Tid:	31.08.1819 00:00	<i>Ikke registrert</i>
UTM33:	435180, 7351450	<i>Ikke reg</i>
Reg. av:		
<p>Rana. Dilkestad. Den 31. august 1819 kom det store jordskjelvet, Helgelandsskjelvet, kl. 1430, og dette løyste steinskred i mange fjellsider i Rana. Også steinstøv som laga skyer som dekte for sola, men på garden Dilkestad i Utskarpen på nordsida av Ranafjorden gjekk i staden eit stort leirras ut i fjorden, gav skade på innmark. Ei løe fall saman av skjelvet. Også på garden Storstrand på andre fjordsida kom skred. Sjå elles 18023, 18024.</p>		

Figur V4: Skjermbilde fra skrednett.no (2019).

Løsmasseskred		
Tid:	31.08.1819 00:00	<i>Ukjent når på dagen</i>
UTM33:	437700, 7353000	<i>Ikke reg</i>
Reg. av:		

Figur V5: Skjermbilde fra skrednett.no (2019).

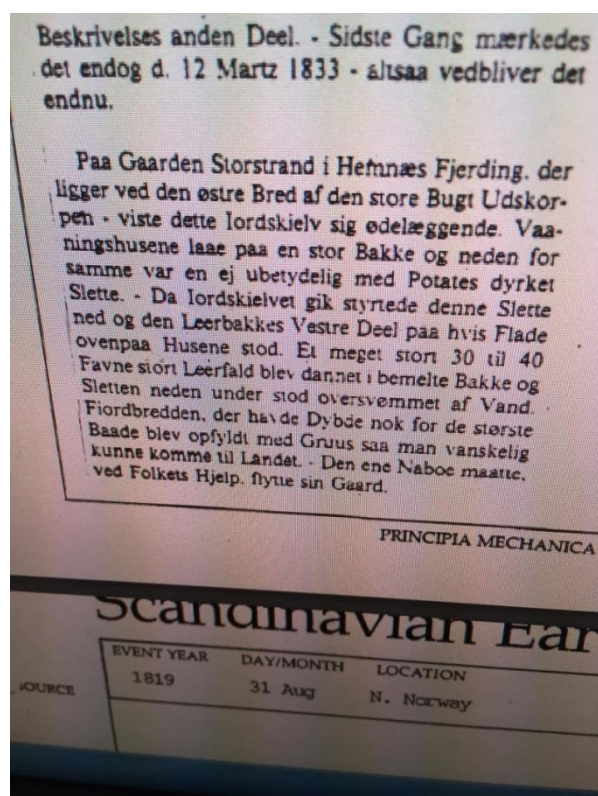
Leirskred

Storstrand

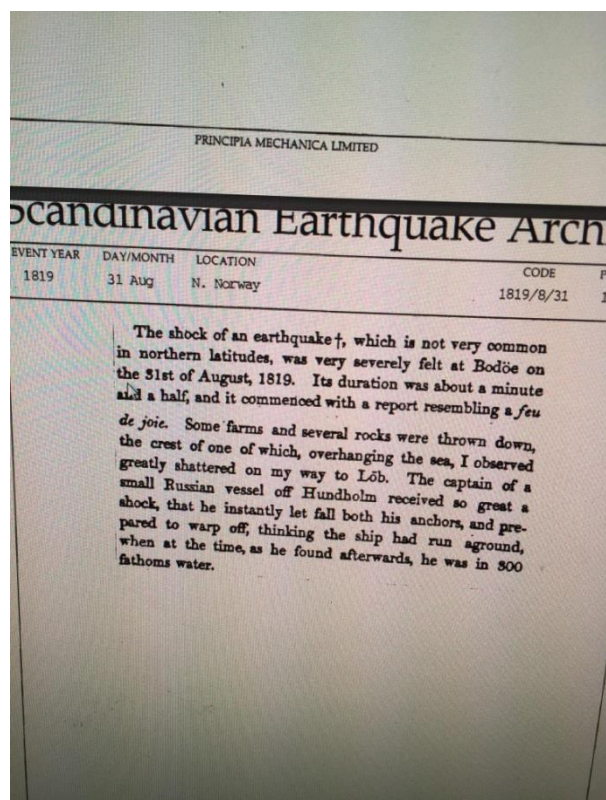
Tid: 31.08.1819 14:30 +/- 5 min
 UTM33: 438100, 7352050 +/- 250 m
 Reg. av:

Rana. Storstrand, aust for bukta Utskarpen. Den 31. august 1891 kom det store jordskjelvet, Helgelandsskjelvet, kl 1430, og dette løyste skred i mange fjellsider i Rana. Det kom steinstøv som laga skyer som dekte for sola. På garden Storstrand, på andre sida av fjorden for Dilkestad (idnr. 18025) gjekk eit nokså stort leirskred ut i fjorden. Bustadhusa låg på ein bakke og nedanfor var ei åkerslette. Da jordskjelvet kom, styrta denne sletta ned og "den Leerbakkes Vestre Deel paa hvist Flate ovenpaa Husene stod." Leirfallet var på 30-40 famnar breitt, og fjordbotnen "der havde Dybde nok for de største Baade ble opfyldt med Gruus saa man vanskelig kan komme til Land. Den ene Naboe maatte ved Folks Hjelp, flytte sin Gaard." Kartreferansen er omtrentleg.

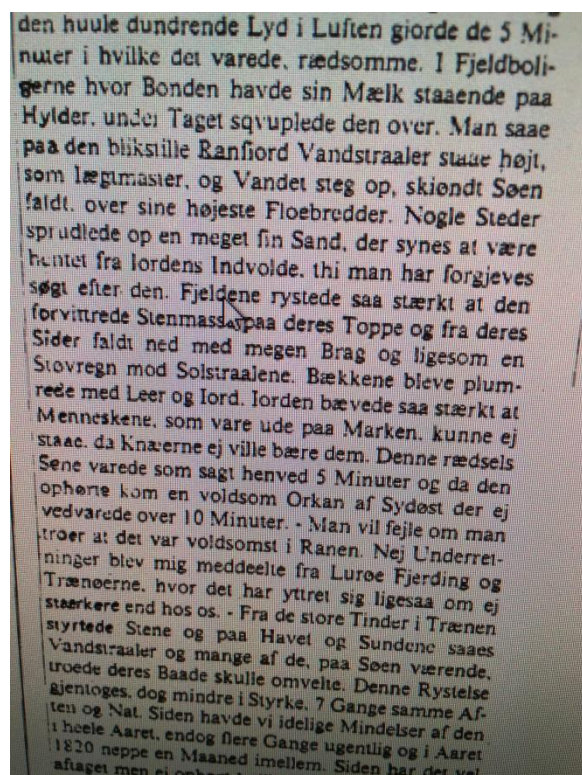
Figur V6: Skjerm bilde fra skrednett.no (2019).



Figur V7: Rapport fra jordskjelvet 31. august 1819, fra det digitale Skandinaviske jordskjelvarkivet (1819).



Figur V8: Rapport fra jordskjelvet 31. august 1819, fra det digitale Skandinaviske jordskjelvarkivet (1819).



Figur V9: Rapport fra jordskjelvet 31. august 1819, fra det digitale Skandinaviske jordskjelvarkivet (1819).

Jordskjelvet utenfor Oslofjorden – 1851/04/13 – $M_L = 4.6$

Steinsprang (< 100 m ³)		
Tistedal		
Tid:	15.04.1851 12:00	+/- 4 dager
UTM33:	295411, 6559701	+/- 1 km
Reg. av:		
<p>Halden. Tistedal. Midt i april 1851 fall ned ein fjellparti rett over vegen i nærleiken av Tistedal. Fleire menneske på vegen heldt på å bli råka, men klarte å springe unna i siste liten. To karar bar på ei kiste, som dei måttte sleppe frå seg då dei sprang vekk. Kista vart knust, og vegen vart øydelagt over ei strekning. Det tok mange mann lang tid å rydde dette området. Kartreferansen er plassert ved vegen på sørsida av elva.</p>		

Figur V10: Skjerm bilde fra skrednett.no (2019).

Jordskjelvet i Oslofjorden – 1904/10/23 – $M_L = 5.4$

Steinsprang (< 100 m ³)		
Salsås		
Tid:	23.10.1904 00:00	Ikke registrert
UTM33:	211452, 6555271	Ikke reg
Reg. av:		
<p>Larvik. Den 23. oktober 1904, i samband med jordskjelvet på Austlandet, gjekk eit nokså stort steinras ved Salsås i Brunlanes (også eit skred ved Jordstøyp). Det gjekk også andre skred på denne tida i distriktet. Kartreferansen er omtrentleg.</p>		

Figur V11: Skjerm bilde fra skrednett.no (2019).

Steinsprang (< 100 m ³)		
Jordstøyp		
Tid:	23.10.1904 00:00	Ikke registrert
UTM33:	212092, 6572400	Ikke reg
Reg. av:		
<p>Larvik. Den 23. oktober 1904, i samband med jordskjelvet på Austlandet, gjekk eit nokså stort steinras ved Jordstøyp i Kvelde og eit ved Salsås i Brunlanes. Jordstøyp er ein høg, bratt ås vest for RV 40 ved Kvelde. Ukjent skadeomfang. Det gjekk også andre skred på denne tida i distriktet. Kartreferansen er plassert i området ved Jordstøyp.</p>		

Figur V12: Skjerm bilde fra skrednett.no (2019).

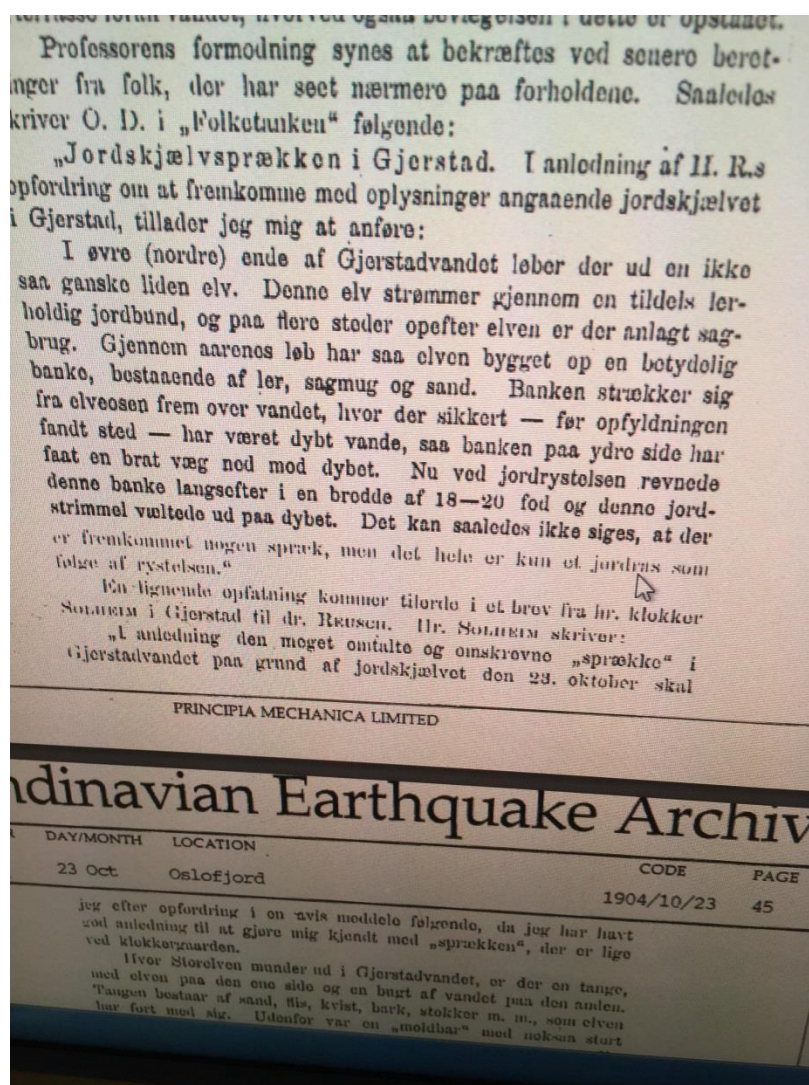
Steinskred

Høgberget

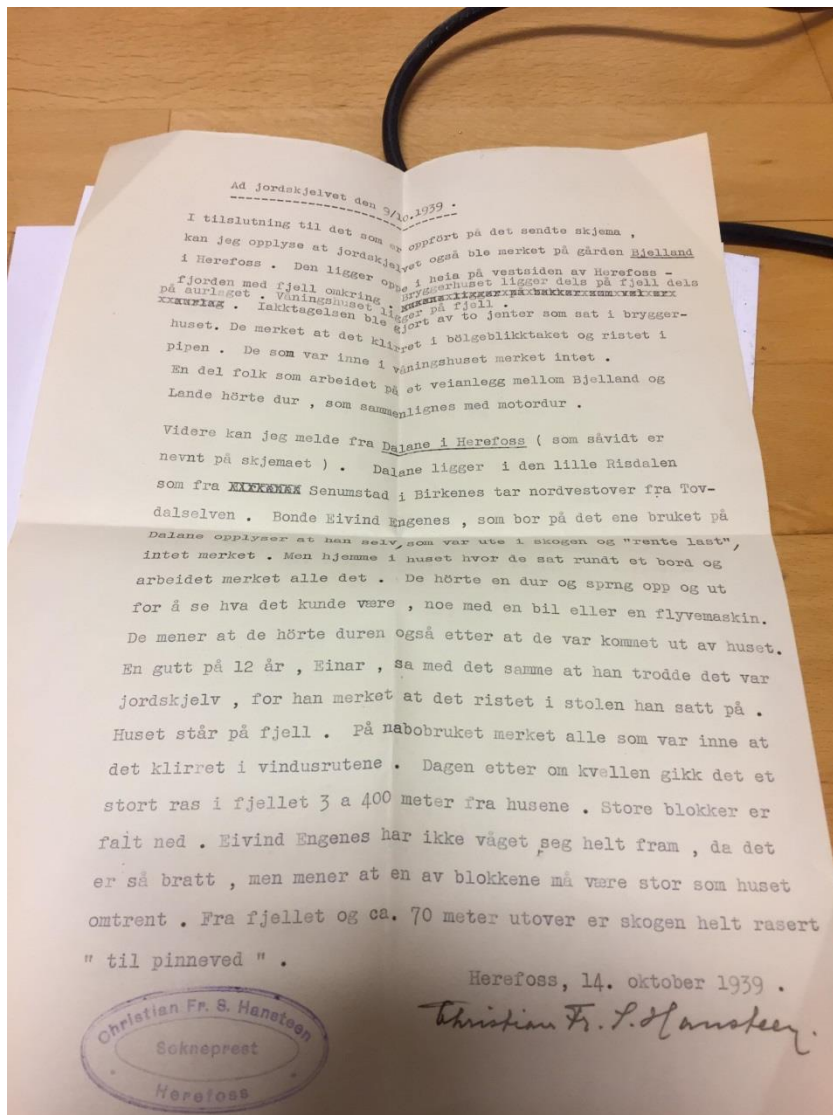
Tid: 25.10.1904 12:00 +/- 30 min
 UTM33: 211272, 6758460 +/- 1 km
 Reg. av:

Etnedal. Valdresbanen mellom Tonsåsen og Etna. Ved Høgberget 750 moh (rett vest for Øspelund, kanskje der toget i dag gå i tunnel, kom ei utrasing tysdag ved middagstider 25.10. 1904. Då kom stein end frå fjellsida eit par hundre meter oppe, som knuste 25 skinnelengder på Valdresbanen. Driftsstyraren meinte et dette måtte settast i samband med det store jordskjelvet den 23.10. i Austlandsområdet, og etterskjelva som denne morgonen føltet svært sterkt i Etnedalan. Samanhengen er likevel usikker.

Figur V13: Skjerm bilde fra skrednett.no (2019).



Figur V14: Rapport over jordskjelvet 23. oktober 1904, fra det digitale Skandinaviske jordskjelvarkivet (1904).

Jordskjelvet i Telemark – 1939/10/09 – $M_w = 4.6$ 

Figur V15: Brev fra Herefoss fra 14. oktober 1939. Hentet fra det makroseismiske arkivet (1939).

11) Hørtes en lyd, og hvorledes var denne? (Var det bare en knaken i huset, eller var det en underjordisk torden, et kort knall eller en vedholdende rullen o. s. v.?).

Det hørtes en ~~knak~~ Knut Nesbu d.y. som var ute trodde først det var en flyvemaskin og så derfor østover, hvor de pleier å se når de hører lyden fra slike maskiner med ett var det som hele rommet var fylt av lyden. Eirik Nesbu trodde først han hørte lyden av separatoren.

12) Kom lyden før eller etter jordskjelvet? Hvor lang tid var der mellom?

Det syntes som lyden kom samtidig for dem som merket både risting og lyd.

13) Blev andre fenomener iaktatt samtidig med jordskjelvet? (F. eks. forandring i kilders vannføring, heftige vindstøt eller andre påfallende værphenomener, sprekkedannelser i is o. s. v.).

Dagen etter gikk det et ras ved gården Dalane i Herefoss. Og det falt også ned en del sten fra fjellet ned på veien langs vestsiden av Herefossfjorden mellom Odden og ~~Herfoss~~ Herefoss gård i Herefoss.

14) Hvori adskilte dette jordskjelv sig fra andre, som De tidligere har følt?

15) Er svake rystelser merket før eller etter og til hvilken tid?

16) Kan De meddele andre pålitelige iakttagelser gjort av Deres bekjente, eller kan De oppgi adressen på personer, som kunde være villige til å besvare en del av de anførte spørsmål?

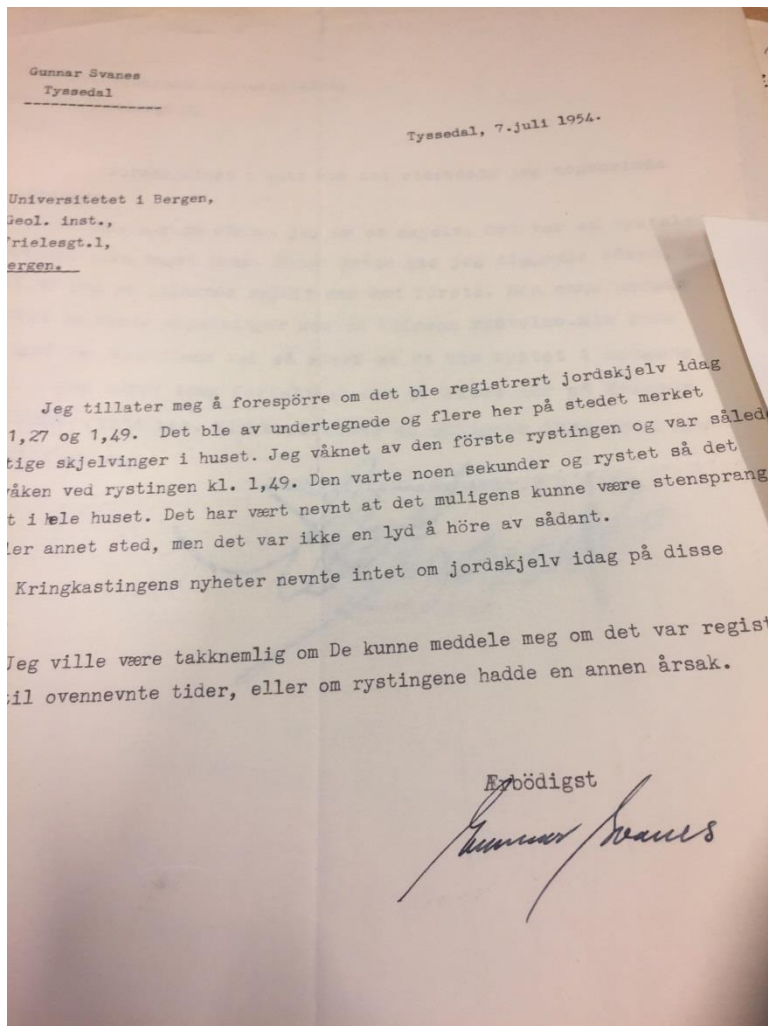
Her på selve Herefoss har en kone hørt en dur (Smebakken) og en annen merket klirring i ovnen (Slettene, heime).

Herefoss..... den 14. oktober 1939.....
(Sted og dato.)

Christian Fr. S. Hansteen
(Tydelig underskrift. Stilling.)

Christian Fr. S. Hansteen
 Sockneprest

Figur V16: Spørreskjema fra Herefoss 14. oktober 1939. Hentet fra det makroseismiske arkivet (1939).

Jordskjelvet i Hordaland – 1954/07/07 – $M_L = 4.9$ 

Figur V17: Brev fra Tyssedal, juli 1954. Hentet fra det makroseismiske arkivet (1954).

Jordskjelvet i Rogaland – 1958/08/06 – $M_w = 5.4$ 

Figur V18: Avisutklipp fra 11. august 1958 i Haugesunds dagblad fra de makroseismiske arkiver (1958b).

Steinskred	
2340-00001 Dale - Stanghelle	
Tid:	10.08.1958 00:00 Ukjent når på dagen
UTM33:	-5308, 6750627 +/- 10 m
Reg. av:	
Skredtype: Stein.	

Figur V19: Skjermbilde fra skrednett.no (2019).

Steinskred	
2340-00002 Stanghelle - Vaksdal	
Tid:	10.08.1958 00:00 Ukjent når på dagen
UTM33:	-8023, 6741868 +/- 10 m
Reg. av:	
Skredtype: Stein. Steinsprang.	

Figur V20: Skjermbilde fra skrednett.no (2019).

Jordskjelvet i Troms – 1974/04/28

Leirskred (1 of 2)

Kistefossen

Tid:	29.04.1974 00:00	Ikke registrert
UTM33:	624470, 7641265	Ikke reg
Reg. av:		

Bardu. Salangsdalen. Den 29. april 1974 utløyste eit jordskjelv eit leirras i Salangselva. Det laga ei oppdemming som braut igjennom etter ein time. Dette var i Salangsdalen ved Kistefossen, på grensa mellom Bardu og Salangen. Skredet og vassflaumen gjorde berre mindre skadar på jord og skog.

Volum: Fleire tusen m³. Kartreferansen er omtrentleg.

Figur V21: Skjermbilde fra skrednett.no (2019).



Figur V22: Avisutklipp fra Lofotposten, mandag 29. april, dagen etter jordskjelvet. Hentet fra det makroseismiske arkivet (1974).