



RAPPORT

Flodbølger etter skred fra Tussafoten, Eidfjord kommune

BEREGNING AV FARESONER

DOK.NR. 20210286-01-R
REV.NR. 0 / 2021-11-23

Ved elektronisk overføring kan ikke konfidensialiteten eller autentisiteten av dette dokumentet garanteres. Adressaten bør vurdere denne risikoen og ta fullt ansvar for bruk av dette dokumentet.

Dokumentet skal ikke benyttes i utdrag eller til andre formål enn det dokumentet omhandler. Dokumentet må ikke reproduseres eller leveres til tredjemann uten eiers samtykke. Dokumentet må ikke endres uten samtykke fra NGI.

Neither the confidentiality nor the integrity of this document can be guaranteed following electronic transmission. The addressee should consider this risk and take full responsibility for use of this document.

This document shall not be used in parts, or for other purposes than the document was prepared for. The document shall not be copied, in parts or in whole, or be given to a third party without the owner's consent. No changes to the document shall be made without consent from NGI.



Prosjekt

Prosjekttittel: Flodbølger etter skred fra Tussafoten, Eidfjord kommune
Dokumenttittel: Beregning av faresoner
Dokumentnr.: 20210286-01-R
Dato: 2021-11-23
Rev.nr. / Rev.dato: 0 /

Oppdragsgiver

Oppdragsgiver: NVE
Kontaktperson: Lars Harald Blikra
Kontraktreferanse: Oppdragsbekreftelse signert 29/4-2021

for NGI

Prosjektleder: Sylfest Glimsdal
Utarbeidet av: Sylfest Glimsdal
Kontrollert av: Carl B. Harbitz

Sammendrag

På oppdrag fra NVE har NGI laget farekart for oppskylling av flodbølger i Eidfjordvatnet etter potensielle skred fra Tussafoten ved Øvre Eidfjord, Eidfjord kommune. Flodbølge kan foruten oppskylling langs Eidfjordvatnet også medføre flom i elva Eio ned mot fjorden hvor tettstedet Eidfjord er lokalisert. Rapporten beskriver også inngangsverdier for flomberegninger i Eio (skal utføres av NVE). Videre er det gjort vurderinger av sannsynligheter for direkte treff av fjellskred på land. Skredvolumene varierer fra 8.8 til 18.5 mill. m³.

Det er produsert farekart for flodbølger som viser oppskyllingsgrenser for ulike gjentaksintervaller. Dette er gjort ved å bruke rammeverket for probabilistisk analyse av oppskylling av flodbølger etter mulige skred. Første utgave av rammeverket ble utviklet i forbindelse med analyse av flodbølger i Lyngen (NGI, 2018). Det er senere anvendt i Hyllestad (NGI, 2021). Den beregnede sannsynligheten for oppskylling er en kombinasjon av sannsynligheten for skredutløsning og vurdering av usikkerhet i skredmodelleringen. De ulike grensene som er produsert er valgt med tanke på bruk i arealplanlegging etter Byggteknisk forskrift (TEK17) samt for hjelp til myndigheter som skal etablere eventuelle evakueringssoner. Rammeverket er som del av dette oppdraget utvidet og anvendt på beregning av inngangsverdier for vurdering av flom (i elva Eio) og på vurdering av sannsynlighet for direkte treff av skredet.

Bakgrunnsmateriale inkludert beskrivelse av skredene, utløsningssannsynligheter samt digitaliserte dybder av Eidfjordvatnet (fra koter) er levert av NGU ved Pierrick Nicolet.

Den største oppskyllingen i Eidfjordvatnet får vi ved Øvre Eidfjord i sør hvor avstanden til skredet er minst og terrenget er slakest. I praksis vil det ikke være noen oppskylling av flodbølger med gjentaksintervall på 1000 år, denne er lagt på ca. 1 m over vatnet. For flodbølger med et gjentaksintervall på 5000 år vil vi ved Øvre Eidfjord ha oppskylling på 2-3 m, mens et gjentaksintervall på 10000 år tilsvarer en oppskylling på 3-5 m. Den maksimale oppskyllingen som beregningene gir ligger på 9-14 m. Sannsynligheten for oppskylling av denne størrelsesordenen er svært liten, men denne og 10000 års faresone leveres med tanke på evakuering og vurdering av plassering av bygg hvor konsekvens av skred eller flodbølge er særlig stor (TEK17 §7.3 første ledd). I nordenden av vatnet er oppskyllingen mindre. Ved utløpet av elva Eio har vi beregnet vannivå på 40 cm, 52 cm og 292 cm over likevektsnivå for Eidfjordvatnet for henholdsvis returperiode på 5000 år, 10000 år samt maksimal høyde (med meget liten sannsynlighet). I beregningene har vi gått ut fra et vannivå i Eidfjordvatnet på 18 moh. Faresoner for oppskylling og skred er levert digitalt som polygoner.

Innhold

1	Innledning	6
1.1	Bakgrunn	6
1.2	Beskrivelse av vurdert område	6
1.3	Anvendte begreper	6
2	Skredscenarioene	8
3	Parametere og sannsynligheter	9
4	Resultater	11
4.1	Faresoner for flodbølger	11
4.2	Utløpssoner for skred	15
4.3	Inngangsverdier for beregning av flom i Eio	16
5	Om faresonene	17
6	Usikkerheter	18
7	Referanser	19

Vedlegg

Vedlegg A	Rammeverk for probabilistisk metode
Vedlegg B	Om modelleringen
Vedlegg C	Om flodbølger generert av fjellskred

Kontroll- og referanseside

1 Innledning

1.1 Bakgrunn

På oppdrag fra NVE har NGI laget farekart for oppskylling av flodbølger i Eidfjordvatnet etter potensielle skred fra Tussafoten ved Øvre Eidfjord, Eidfjord kommune, se Figur 1. Flodbølge kan foruten oppskylling langs Eidfjordvatnet også medføre flom i elva Eio ned mot fjorden hvor tettstedet Eidfjord er lokalisert. Rapporten beskriver også inngangsverdier for flomberegninger i Eio (skal utføres av NVE). Videre er det gjort vurderinger av faresoner for direktetreff av fjellskred på land. Skredvolumene varierer fra 8.8 til 18.5 mill. m³.

Det er produsert farekart for flodbølger som viser oppskyllingsgrenser for ulike gjentaksintervaller. Dette er gjort ved å bruke rammeverket for probabilistisk analyse av oppskylling av flodbølger etter mulige skred (kapittel 4.1). Første utgave av rammeverket ble utviklet i forbindelse med analyse av flodbølger i Lyngen (NGI, 2018). Det er senere anvendt i Hyllestad (NGI, 2021). Den beregnede sannsynligheten for oppskylling er en kombinasjon av sannsynligheten for skredutløsning og vurdering av usikkerhet i skredmodelleringen. De ulike grensene som er produsert er valgt med tanke på bruk i arealplanlegging etter Byggteknisk forskrift (TEK17) samt for hjelp til myndigheter som skal etablere eventuelle evakueringssoner. Rammeverket er som del av dette oppdraget utvidet og anvendt på vurdering av sannsynlighet for direktetreff av skredet (kapittel 4.2) samt på beregning av inngangsverdier for vurdering av flom i elva Eio (kapittel 4.3).

I Vedlegg A er det probabilistiske rammeverket forklart, mens detaljer i modellering og valg av parametere med tilhørende sannsynligheter er beskrevet i Vedlegg B. I Vedlegg C følger en generell beskrivelse av fenomenet flodbølger generert av fjellskred.

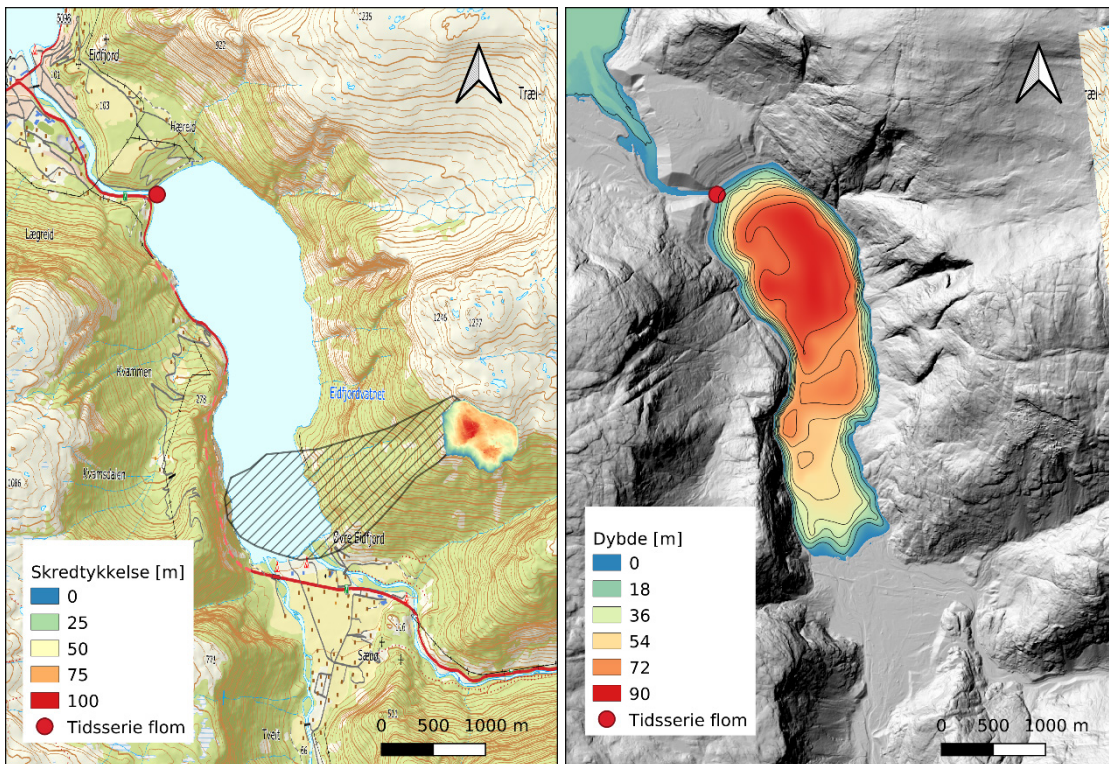
1.2 Beskrivelse av vurdert område

Innerst i Hardangerfjorden ligger tettstedet Eidfjord. Ca. 2 km sørøst for dette ligger Eidfjordvatnet på ca. 18 moh, se Figur 1. Innerst i vatnet ligger tettstedet Øvre Eidfjord. Fjellet Tussafoten er lokalisert nordøst for dette. Hvis Tussafoten løsner vil man kunne få skred som går både ned mot Eidfjordvatnet og mot det bebygde området sør for vatnet. Vatnet er 1-1.5 km bredt og i underkant av 4 km langt. Lengst i sør hvor vatnet er ca. 1 km bredt (og hvor skred kan nå fjorden) er vatnet grunt, med en største dybde på 40-50 m. Lenger nord blir vatnet bredere og dypere med dybder ned mot 90 m.

1.3 Anvendte begreper

Med overflateheving menes bølgetoppens høyde over stille vannstand (likevekts-nivå), mens bølgehøyde er definert som høydeforskjellen mellom bølgetopp og bølgedal. Disse begrepene benyttes for å beskrive bølger i åpent vann. I oppskyllingssonene benyttes begrepet oppskyllingslinje for den linjen som kan trekkes på land for å vise hvor langt innover vannet har nådd under oppskylling. Videre brukes her også strømningsdybde

(høyde over terrenget i ethvert punkt) og oppskyllingshøyde (høyde over likevektsnivå langs oppskyllingslinje). Vannivå brukes om høyden av vannet i ethvert punkt mellom oppskyllingslinje og strandlinje, målt ut fra middelvannstand. For vannbevegelse brukes partikkelhastighet for å beskrive hvor fort vannet beveger seg både i åpent vann og under oppskylling. Det er verdt å merke seg at partikkelhastighet (strømhastigheten) ikke er det samme som hastigheten bølgene forplanter seg med. Maksimale verdier for ovennevnte størrelser beregnes ved å ta ut høyeste oppnådde verdi i hvert punkt i løpet av beregningstiden.



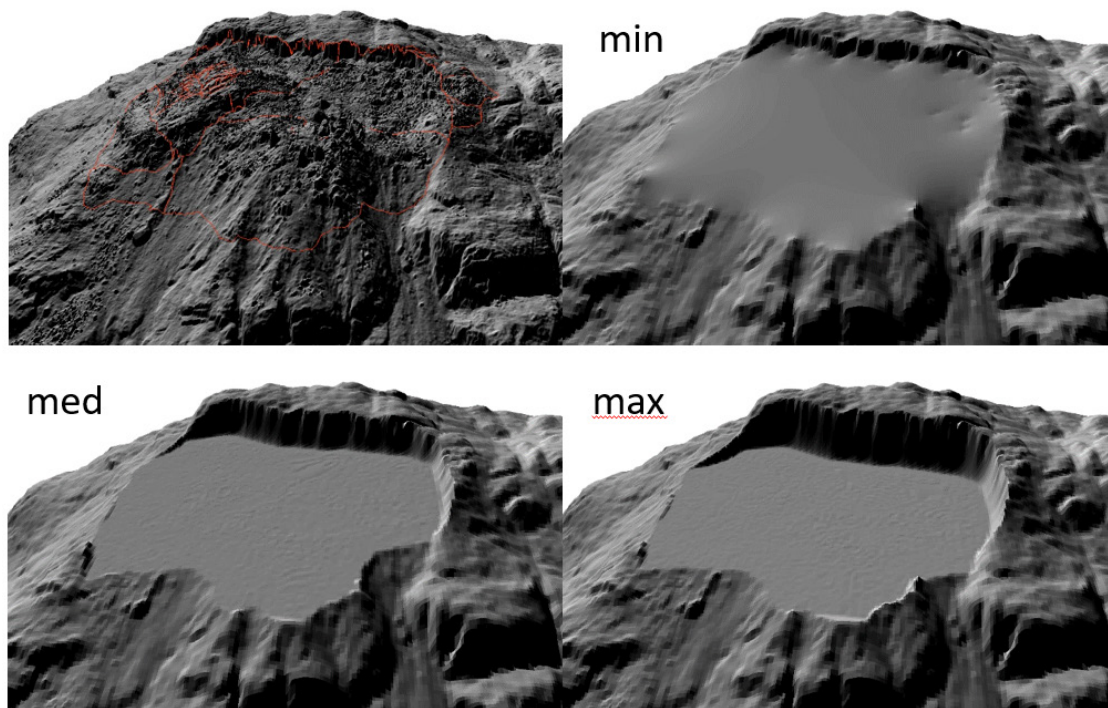
Figur 1: Skredlokasjon med skredtykkelsen (venstre) for scenario med størst volum er opp til 100 m. Punkt for måling av bølgehøyde som inngangsverdier til flomberegninger er markert med rødt punkt. Den delen av skredet som vil kunne gå ned mot Eidfjordvatnet og potensielt gi flodbølge vil primært bevege seg innenfor skravert område. Eidfjordvatnet har dybder på opptil 90 m nord i vatnet (høyre). Koter er tegnet for hver 10 m.

2 Skredscenarioene

Skredvolumer og sannsynlighet for skredutløsning er beregnet av NGU (2021) og oppsummert i Tabell 1. Vektingen viser at hvis skred fra Tussafoten løsner vil det mest sannsynlige volumet være på 12.9 mill. m³ (50%) mens volumene på henholdsvis 8.8 og 18.5 mill. m³ har noe mindre sannsynlighet (hver på 25%). I tidligere diskusjoner med NVE så var det enighet om at gjentaksintervall fra NGU (940 år) må sees på som en medianverdi. Midlere gjentaksintervall har vi beregnet til å være 735 år (jf. Vedlegg A). Glideplan for ulike scenarier er vist i Figur 2.

Tabell 1: Volumer (i mill. m³), oppgitt medianverdi og utfallsrom for skredfrekvensen av de tre ulike volumene fra Tussafoten. Øvre og nedre grenser for utfallsrommet ligger henholdsvis på 5% og 95% av alle utfall og er basert på risikomatriser som er laget av NGU i forbindelse med risikoklassifiseringen av fjellskredene i Hyllestad (Hermanns m.fl. 2012).

Scenario	Volum (mill. m ³)	Vekting	Frekvens (1/år): Medianverdi og utfallsrom
min	8.8	0.25	1/940 ∈ [1/140,1/2500]
med	12.9	0.50	
max	18.5	0.25	



Figur 2: Glideplan for de ulike skredvolumene. Øverst til venstre vises dagens overflate av skredområdet.

Beregninger viser at ved en potensiell utløsning av de ulike skredscenarioene vil ca. 10% av det totale volumet bevege seg nedover fjellsiden som heller ned mot Eidfjordvatnet, se skravert område i Figur 1. I hovedsak er det en rygg som deler skredet i to her. Det betyr at vi maksimalt kan få 0.9-1.8 mill. m³ ned i vatnet.

3 Parametere og sannsynligheter

Modellering ved hjelp av probabilistisk analyse av flodbølgeoppskylling involverer flere steg. De viktigste stegene er:

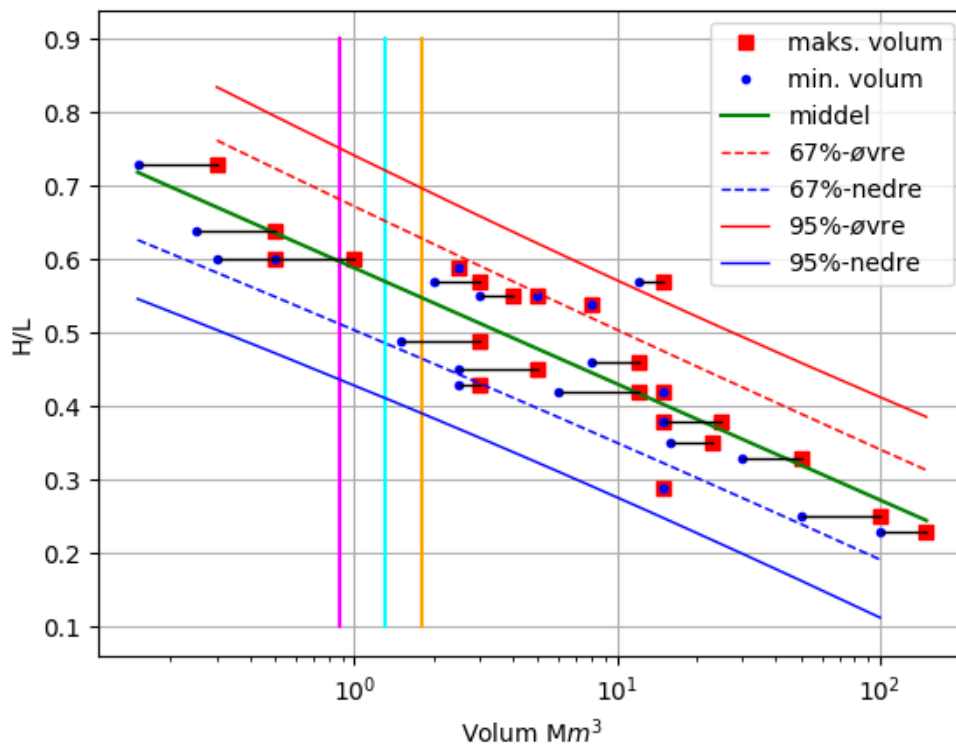
1. Bestemme skredscenarioer inkl. sannsynligheter (medianverdi og utfallsrom utført av NGU (2021)).
2. Beregne midlere sannsynligheter for alle skredscenarioer, se Vedlegg A.
3. Bestemme hvilke skredparametere med tilhørende utvalg av parameterverdier som skal inngå, samt å tilordne sannsynligheter til hver av disse parameterverdiene. Her har vi ved hjelp av omfattende sensitivitetstester og erfaring fra tidligere studier valgt ut de parametere som har størst innvirkning på oppskyllingen. Se også Vedlegg B.
4. Gjennomføre flodbølgeberegninger med alle kombinasjoner av parametere. For Tussafoten er det tre ulike volumer og to beregningsområder (nord og sør i Eidfjordvatnet). Alle kombinasjoner av parametere som inngår gir totalt 900 oppskyllingsberegninger.
5. Sammenstille og summere alle sannsynlighetene fra alle oppskyllingsberegningene for å knytte sannsynligheter til oppskyllingshøyder (TEK 17).
6. Kvalitetssikring i alle ledd.

Skredparametere som inngår er:

- Skredets undersjøiske utløpsdistanse R , bestemmes ved analyse av skredutløpsstatistikk, se Figur 3.
- Skredets frontareal A , bestemmes ved hjelp av modellering, erfaring, tidligere arbeider samt kalibrering mot eldre hendelser som Tafjord 1934 og Tjelle 1756.
- Skredets treffhastighet U , bestemmes ved hjelp av modellering, erfaring, tidligere arbeider.
- Siden beregning av flodbølgegenereringen innebærer en viss grad av forenklinger, gjennomføres flodbølgeberegningene med to alternative modeller for bølgegenerering. De to alternative modellene er enten et avgrenset eller et uendelig langt skred. For et uendelig langt skred betyr dette at vi kun tar med bidrag fra fronten av skredet som i de fleste tilfeller gir høyere bølger. Frontarealet for det uendelig lange skredet er identisk med frontarealet for det avgrensede skredet (der også bakre ende av skredet innvirker på bølgegenereringen). Vi mener en riktig framstilling av et reelt skred ligger et sted mellom disse to alternative modellene.

Det er i størst mulig grad forsøkt å koble valg av parameterverdier og sannsynligheter til modellering og statistikk. I analysen har vi for hver av de 3 ulike skredvolumene brukt

2 ulike skredformer (avgrenset og uendelig langt skred), 5 ulike utløpsdistanser, 5 ulike frontarealer, 3 ulike treffhastigheter, samt 2 oppskyllingsområder. Alle parametere og sannsynligheter er gitt i Tabell 2, bortsett fra sannsynlighet for avgrenset og uendelig langt skred. I de fleste tilfeller vil et uendelig langt skred gi høyere bølger enn et skred med avgrenset lengde. Vår ekspertvurdering er å gi en sannsynlighet på henholdsvis 0.3 (kort) og 0.7 (uendelig langt) som må sees på som et beste estimat (altså hverken under- eller overestimert). Beregningene ble kjørt på en ThinkStation P320 med 64GB RAM og 8 beregningskjerner. Alle de 900 beregningene ble gjennomført i løpet av ca. 2 døgn. Det er gjort en rekke kryssjekker av resultatfiler for å kvalitetssikre modelleringen og de store datamengdene som danner grunnlaget for analysen, blant annet håndberegninger av sannsynligheter for mindre utvalg av beregningene. Flere detaljer er utførlig beskrevet i Vedlegg A (probabilistisk metode) og i Vedlegg B (valg av parametere og sannsynligheter).



Figur 3: Statistikk på fallhøyde (H) og utløpslengde (L) for kjente store skred i Norge (NGU, 2002). Grønn, blå og røde skrå linjer er regresjonslinjer som viser tilhørende sannsynligheter på utløpslengder som er brukt i analysen (totalt fem utløp). Vertikale linjer viser fra venstre volumene 0.88 mill. m³ (min), 1.29 mill. m³ (med) og 1.85 mill. m³ (max).

Tabell 2: Parameterverdier og tilhørende sannsynligheter (P) brukt i beregningene. R er undersjøisk utløpsdistanse (5 verdier), A er skredets frontareal (5 verdier) og U er skredets treffhastighet (3 verdier).

Undersjøisk utløp			Frontareal			Treffhastighet		
Param	R[m]	P	Param	A[m ²]	P	Param	U[m/s]	P
Scenario: 0.88 mill. m³ (min)								
R1	673	0,07	A1	3676	0,1	U1	30	0,35
R2	396	0,24	A2	2451	0,3	U2	48	0,55
R3	79	0,38	A3	1960	0,4	U3	80	0,1
R4	0*	0,24	A4	1470	0,15			
R5	0*	0,07	A5	980	0,05			
Scenario: 1.29 mill. m³ (med)								
R1	686	0,07	A1	4447	0,1	U1	30	0,35
R2	462	0,24	A2	2965	0,3	U2	63	0,55
R3	132	0,38	A3	2372	0,4	U3	80	0,1
R4	0*	0,24	A4	1779	0,15			
R5	0*	0,07	A5	1186	0,05			
Scenario: 1.85 mill. m³ (max)								
R1	726	0,07	A1	6469	0,1	U1	30	0,35
R2	581	0,24	A2	4313	0,3	U2	69	0,55
R3	211	0,38	A3	3450	0,4	U3	80	0,1
R4	0*	0,24	A4	2587	0,15			
R5	0*	0,07	A5	1725	0,05			

*Skredet når ikke fjorden

4 Resultater

4.1 Faresoner for flodbølger

I Figur 4 og Figur 5 er de beregnede faresonene vist for henholdsvis sørlige (Øvre Eidfjord) og nordlige (utløpet til Eio) deler av Eidfjordvatnet. Det er stor forskjell på hvor høyt oppskyllingen når i sør og i nord. Det er flere grunner til dette. Den viktigste årsaken er avstanden mellom skredet og oppskyllingssonen, da skredet går i fjorden mer eller mindre rett ved Øvre Eidfjord. I lys av skredvolum (ca. 0.8 – 1.8 mill. m³ som helt eller delvis går i vatnet) er oppskyllingen i nord mindre enn man i første omgang ville forvente ved slike volumer. Noe av grunnen til at bølgene blir redusert såpass mye på denne avstanden (ca. 3 km fra skredet til utløpet til Eio), er at bølgene fra skredene beveger seg fra relativt grunt vann (ca. 40-50 meter) over i nordre del som er dypere og bredere. Dette gjør at bølgene strekkes og brer seg mer ut i alle retninger (radiell dempning). Selve det oversvømte området blir også mindre i nord siden det der er

brattere terreng på land, noe som gir både mindre amplifikasjon av bølgen og mindre oversvømt areal.

Når et skred går i vatnet, vil den høyeste delen av bølgene som dannes gå rett over vatnet og slå høyt opp i motsatt side. Sideveis vil det også bre seg ut bølger, men disse er i utgangspunktet lågere. De første bølgene som ankommer nordenden av Eidfjordvatnet kommer direkte fra skredet og er derfor noe lågere enn bølgene som ankommer via refleksjonen fra motsatt side av vatnet. Mellom skredområdet og motsatt side av vatnet (og etter hvert i hele Eidfjordvatnet) vil bølger slå fram og tilbake som mer eller mindre stående bølger. Dette gjør at bølger vil kunne bre seg ut i lang tid, se også Vedlegg C.

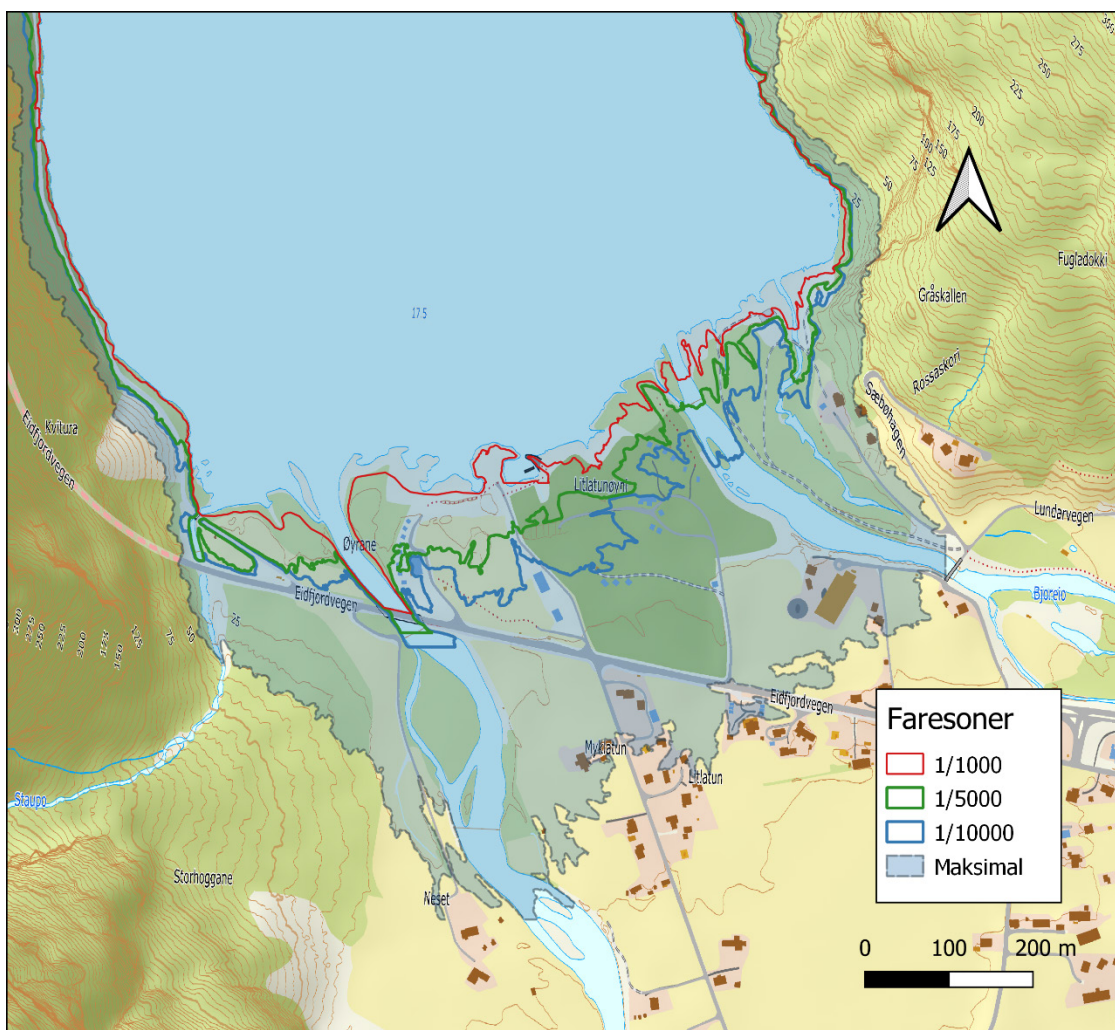
Beregningene av flodbølgene er gjort på et gitter med oppløsning 10 m (sør) og 20 m i nord. Slik metodikken er bygget opp (og ut fra begrensingen på hvor fint gitter man kan benytte ved hjelp av probabilistiske metoder når et stort antall beregninger skal gjennomføres) kan man noen steder langs bratte fjellsider lokalt få negative verdier. Det er derfor gitt en minste terrenghøyde på 2 m for 1/5000 og 3 m for 1/10000. Usikkerheten til plassering av faresonene tilsvarer oppløsningen beregningene er gjort i (10 m og 20 m). Tester for å avdekke slike avvik, viser at usikkerheten er vesentlig mindre i slakere områder som i søndre (Øvre Eidfjord) og nordre deler av Eidfjordvatnet enn langs land hvor terrenget er bratt. Faresonene er tegnet opp ved hjelp av nyutviklet algoritme som interpolerer beregnede høyder (med gitter oppløsning 10 og 20m) inn på høyoppløselige terrengdata (laserdata fra <https://hoydedata.no/LaserInnsyn/>). Denne algoritmen ble utviklet og først brukt i forbindelse med rapporten for Hyllestad (NGI, 2021).

I innsjødatabasen (NVE Atlas) er vannivået til Eidsfjordvatnet oppgitt til å være 17 moh. I andre kartløsninger oppgis opptil 19 m. Beregningene er valgt gjort på vannivå 18 moh.

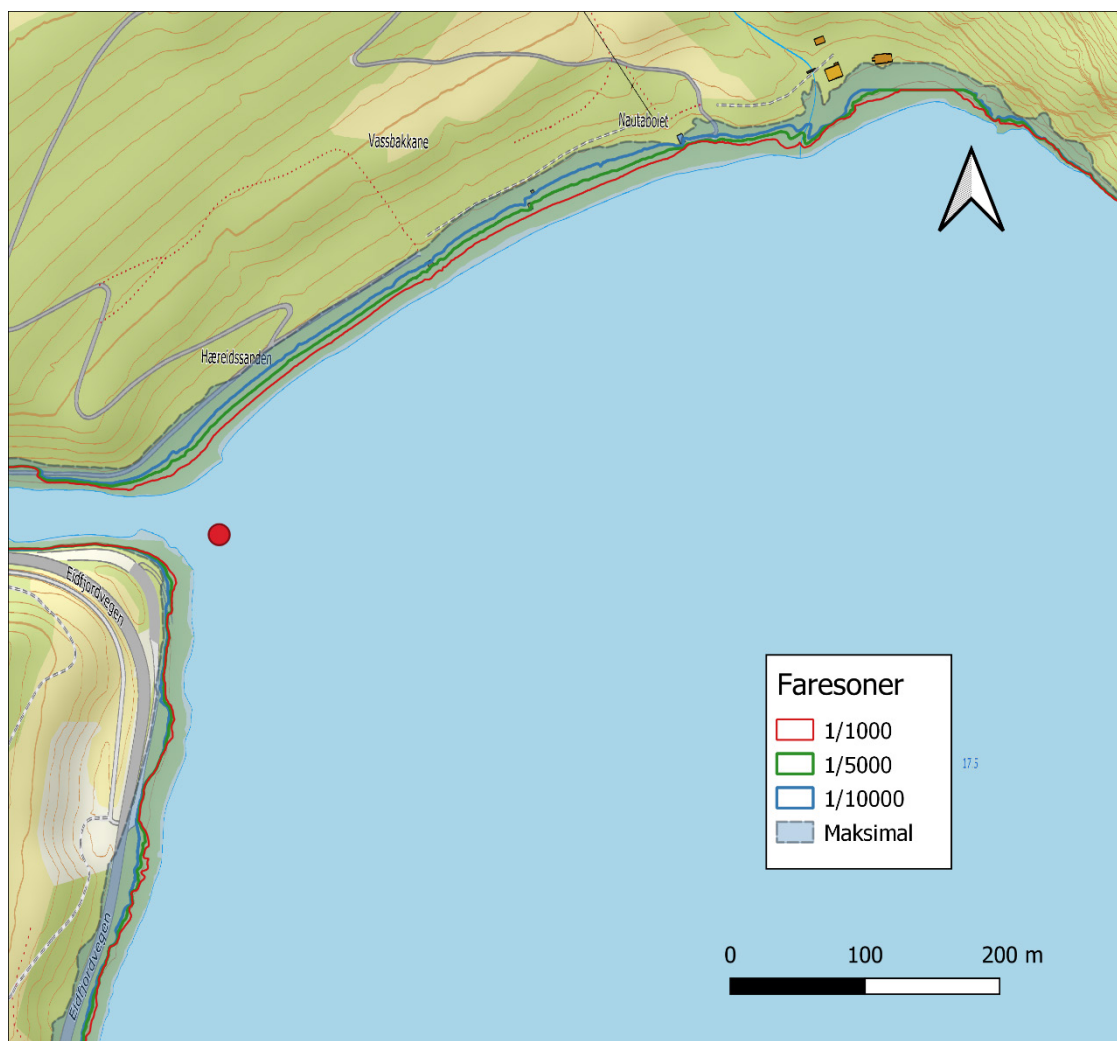
Faresonene ved Øvre Eidfjord ligger for et gjentaksintervall 5000 år på 2-3 m, 10000 år på 3-5 m, mens maksimal oppskylling ligger på 9-14 m. I nordenden av vatnet er oppskyllingen mindre, med maksimal oppskylling på ca. 5 m. Siden det ikke vil være noen bølge med så stor årlig sannsynlighet som 1/1000 (eller så lavt gjentaksintervall som 1000 år) så vil tilhørende faresone for flodbølge ikke eksistere inne på land. For å vise at områdene ikke berøres av en 1000 års faresone legger vi denne nær strandlinja (dvs. 1 m over vatnet som tilsvarer en terrenghøyde 19 moh). Mellom strandsone og 5000 års linjen vil gjentaksintervallet ligge et sted over 1000 og under 5000 år.

Faresonene for oppskylling i selve skredområdet er ikke relevant og vanskelig å definere riktig. Her vil dessuten faresone for direktetreff av skred naturligvis også dominere faregraden.

Modellen som her er brukt for beregning av oppskylling av flodbølger er basert på GeoClaw (<http://www.clawpack.org/>). Modellen er utviklet ved NGI og kalles BoussClaw (Kim, 2014). Fordelen med denne modellen er at den beregner skred og bølger inkludert oppskylling på en sømløs måte. Den kan derfor beregne oppskylling helt inntil og i selve skredområdet. Dette er i motsetning til modeller vi tidligere har brukt i tilsvarende analyser i Lyngen og Hyllestad (NGI 2018; 2021).

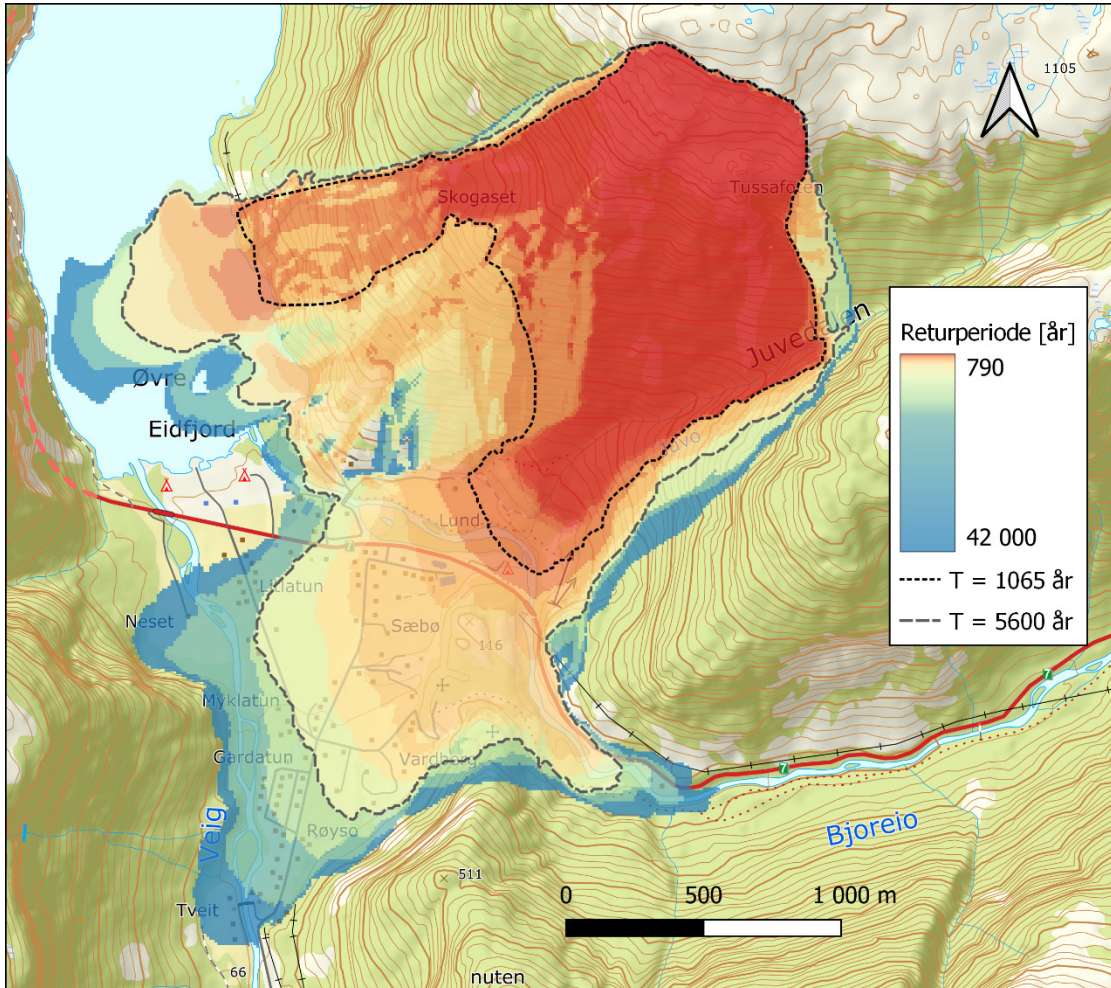


Figur 4: Faresoner for oppskylling av flodbølge fra Tussafoten, her ved Øvre Eidfjord (sør i Eidfjordvatnet).



Figur 5: Faresoner for oppskylling av flodbølge fra Tussafoten, her ved nordenden av Eidfjordvatnet ved utløpet til Eio. Inngangsdata for flomberegninger er ekstrahert fra punktet som er merket i rød farge.

4.2 Utløpssoner for skred



Figur 6: Vurdering av sannsynlighet for direktetreff av skred. Figur viser ulike soner med tilhørende gjentaksintervall.

For å beregne sannsynligheten for potensielt direktetreff av store skred, finnes det i dag ingen optimal måte å beregne dette på da det er store usikkerheter knyttet til hvordan et skred faktisk vil bre seg ut når det løsner. Tilnærming som er valgt brukt her er å anvende statistikk på forholdet mellom utløp og volum (H/L) supplert med beregninger fra en dynamisk utløpsmodell. Ved å kombinere dette med et probabilistisk rammeverk ender vi opp med faresoner med ulike sannsynligheter for treff.

Metodikken som her er anvendt følger det probabilistiske rammeverket for flodbølger tett. I dette tilfellet bruker vi statistikken for H/L fra NGU (2002), Figur 3, og tuner parametere i den dynamiske skredmodellen til å nå gitte utløp fra denne statistikken. Kalibreringen er basert på volumet som går langs skredbanen ned mot vatnet (volumet innenfor skravert område i Figur 1 er ca. 10% av totalt volum). Totalt har vi brukt 5 utløp (tilsvarende det som brukes for oppskyllingsberegningene R1-R5 i Tabell 2) for

hvert av de tre volumene (15 realiseringer totalt). Hver av realiseringene er gitt en sannsynlighet bestemt av midlere utløsningssannsynlighet ($1/735$) multiplisert med sannsynlighet for den gitte utløpslengden og vektingen mellom skredvolumene. Alle sannsynligheter blir til slutt summert opp, og vi får en fordeling av gjentaksintervall som vist i Figur 6. Siden det korteste utløpet i statistikken ikke vil kunne realiseres i skredbanen fra Tussafoten da helningen er slakere enn tilsvarende H/L verdi, summerer det øvre området seg opp til et gjentaksintervall på 790 år, og ikke som forventet 735 år. Dette har likevel ikke noen betydning for beregning av gjentaksintervall lenger ned i banen.

Det er verdt å merke seg at statistikken i NGU (2002) inneholder flere skred som stopper i motbakke (på land eller i vann). Slik er det også for skred fra Tussafoten som for lange utløp når tvers over til motsatt side av Eidfjordvatnet. Siden det i statistikken er en del skred som ikke har møtt disse terrengfellene samtidig som statistikken vi bruker ikke er korrigert for "møtende terreng", så er resultatene her konservative (dvs. gir lengre utløp for samme volum og sannsynlighet).

I Figur 6 har det lengste utløpet en returperiode på 42000 år. Dette utløpet kan ikke ut fra statistikken sees på som en maksimal grense tilsvarende den maksimale grensen vi operer med for oppskylling for flodbølger. Grunnen til det er at sannsynligheten for et slikt utløp er såpass mye større enn sannsynligheten for den maksimale oppskyllingen (statistikken sier at 5% av skredene går lenger enn utløpet for 42000 år gjentaksintervall). Gjentaksintervallet 42000 år tilsvarer lengste utløp R5 i Tabell 2 med sannsynlighet 0.07 multiplisert med utløsningssannsynlighet $1/735$ og med vekting for scenario "max" på 0.25.

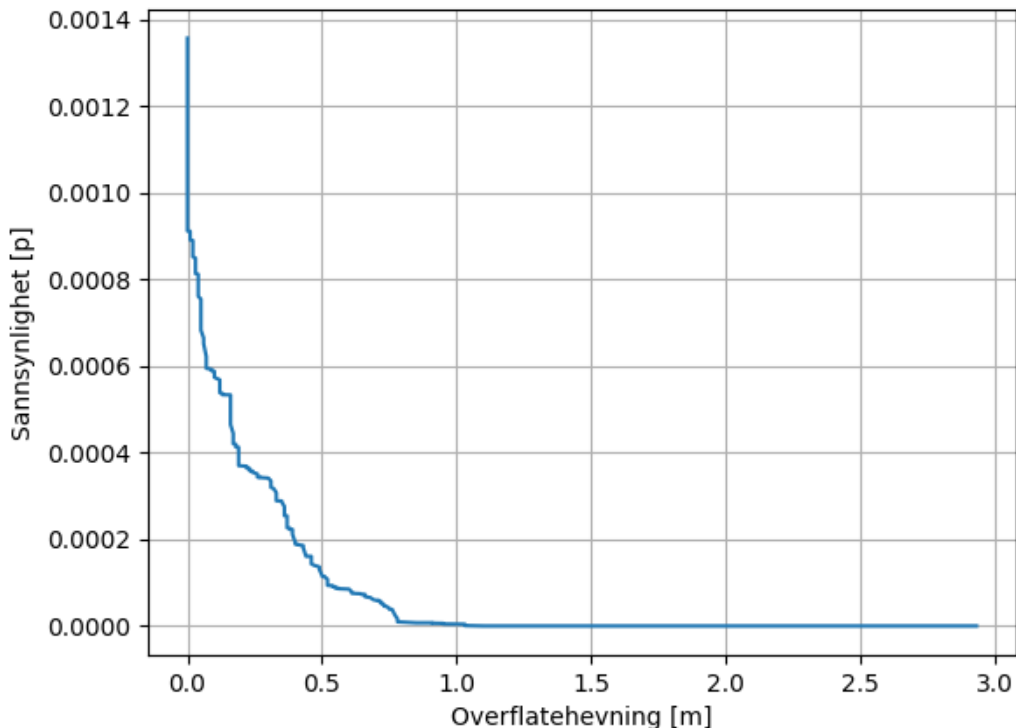
4.3 Inngangsverdier for beregning av flom i Eio

For å kunne beregne flom i elva Eio som følge av en potensiell flodbølge i Eidfjordvatnet trenger man inngangsverdier fra flodbølgeberegningene. Den viktigste parameteren er vannivået, men også bølgeperiode vil være en faktor i slike beregninger. I et probabilistisk rammeverk vil det være naturlig å knytte ulike vannivåer til tilhørende gjentaksintervall. Ved å følge samme metodikk som for sannsynlighet for oppskylling beskrevet over, vil vi få en fordeling mellom høyde og sannsynlighet (tilsvarer $1/\text{gjentaksintervall}$) som vist i Figur 7. Lokasjonen bølgen er registrert i er vist i Figur 1.

Som forklart over vil vi ikke få noen bølge for et gjentaksintervall så kort som 1000 år (eller årlig sannsynlighet så stor som 0.001), men for 5000 år (0.0002) er høyden beregnet til å være 40 cm, for 10000 år (0.0001) er den 52 cm mens den maksimale høyden i beregningene er 292 cm (da med sannsynlighet ned mot null). Sannsynligheten for en gitt inngangsverdi gjenspeiler ikke sannsynligheten for et enkelt scenario, men summen over alle tre. I analogi med oppskyllingsberegningene vil den siste verdien kunne brukes i arbeidet med å definere evakueringssoner.

Det er verdt å merke seg at flom i elva på grunn av en eventuell flodbølge vil oppføre seg annerledes enn en kontinuerlig elveflom, da en flodbølge vil gi en serie av pulser ned i elva.

Typisk bølgeperiode er 40 sekunder, og det er ikke første bølge som er høyest. I de fleste tilfeller er det bølgetopp mellom 5-10 som er høyest.



Figur 7: Høyde på vannivå (overflateheving) ved utløpet/starten av elva Eio, som funksjon av sannsynlighet. Årlig sannsynlighet = $1/\text{gjentakintervall}$, dette gir at f.eks. et gjentakintervall på 5000 år tilsvarer sannsynlighet 0.0002 osv.

5 Om faresonene

I Byggteknisk forskrift (TEK17) betraktes flodbølger som sekundærvirkning av skred (§7.3), og det opereres derfor med flodbølge faresoner med største nominelle årlige sannsynlighet 1/1000 og 1/5000. De ulike grensene som er produsert for flodbølger etter skred fra Tussafoten er forklart i Figur 8 og Tabell 3.

Følgende faresoner som viser akkumulert resultat for oppskylling av flodbølger etter skred fra Tussafoten er beregnet:

- For arealplanlegging i oppskyllingsssonene: grensene 1/1000 (rød, grense B) og 1/5000 (grønn, grense D) som er knyttet til TEK 17 §7.3 og unntak etter §7.4.

- For bruk i utarbeidelse av evakueringsplaner: grense for flodbølge oppskylling med sannsynlighet 1/10000 (blå, grense E) samt grense for maksimal flodbølge oppskylling (stiplet sort, grense F). Sistnevnte er den største oppskyllingen vi får for alle kombinasjoner av parametere og skredvolumer som inngår i analysen. Sannsynligheten for oppskylling opp til grense F er meget liten, men kan være til hjelp for å definere sone for byggeforbud 1. ledd i TEK 17.

Tabell 3: Grensene for faresoner levert med denne rapporten.

Faresoner jfr. TEK 17
Oppskyllingsgrense, sannsynlighet > 1/1000 pr. år
Oppskyllingsgrense, sannsynlighet > 1/5000 pr. år
Andre grenser:
Grense for sannsynlighet 1/10000 (til hjelp for planlegging av evakuering)
Maksimal oppskylling (til hjelp for planlegging av evakuering og 1. ledd)

6 Usikkerheter

I en analyse som her er gjort for skred fra Tussafoten er det flere faktorer som påvirker nøyaktigheten i resultatene. De to viktigste er beregning av utløsnings-sannsynligheten og modelleringen av skred, bølger og oppskylling. Den førstnevnte påvirker faresonene direkte, mens usikkerheten i modelleringen er trukket inn i selve det probabilistiske rammeverket. Det betyr at vi på denne måten har mye bedre kontroll på usikkerheten enn i analyser som er gjort med tidligere metodikk som baserer seg på et fåtall scenarier. I denne analysen er det brukt vektning av ulike parametere basert på ekspertvurderinger og grundig analyse av supplerende modellering (sensitivitetsanalyser m.m.).

Dybde-dataene i Eidsfjordvatnet er basert på koter av tidligere manuelle oppmålinger. Det er derfor knyttet noe usikkerhet til mangelen på gode data her. For flodbølgemodellering så er imidlertid resultatet mer følsomt for gode data i oppskyllingssonen på land. I beregningene har det vært mulig å benytte gode data på land, basert på laser oppmåling (<https://hoydedata.no>).

Beregningene er gjort med en oppløsning på 10 m i søndre del av Eidfjordvatnet og 20 m i nord. Denne oppløsningen vil også være usikkerheten i plassering av linjene som definerer faresonene.

7 Referanser

Hermanns, R., Oppikofer, T., Anda, E., Blikra, L.H., Bøhme, M., Bunkholt, H., Crosta, G.B., Dahle, H., Deviola, G., Fisher, L., Jaboyedoff, M., Loew, S., Sætre, S., Yugsi Molina, F.X. (2012). Hazard and risk classification for large unstable rock slopes in Norway. Geological Survey of Norway Report 2012.029. 53s.

Kim, J (2014). Finite volume methods for tsunamis generated by submarine landslides. PhD Thesis. Univ Washington

NGI (2012). Ørskog kommune – flodbølgeberegninger Sjøholt. Beregning av oppskylling ved nytt bygg på gnr/bnr 97/162 og 97/404. NGI rapport 20120425-00-1-R.

NGI (2018). Flodbølger etter fjellskred i Lyngen. Oppskyllingsberegninger ved hjelp av probabilistiske metoder. NGI rapport 20170309-01-R.

NGI (2021). Flodbølger og skred, Lifjellet, Hyllestad kommune – oppskyllingsberegninger ved hjelp av probabilistiske metoder. NGI rapport 20200282-01-R

NGU (2002). Hazard evaluation of rock avalanches; the Baraldsnes-Oterøya area. Geological Survey of Norway (NGU), report 2001.108, Trondheim, 33 pp.

NGU (2021) Notat fra Pierrick Nicolet: Tussafoten -scenario til flodbølgemodellering.

Vedlegg A

PROBABILISTISK METODE

Innhold

A1	Probabilistisk rammeverk	2
A2	Beregning av returperioder	5
A3	Referanser	7

A1 Probabilistisk rammeverk

Det probabilistiske rammeverket er en modell for utarbeidelse av farekart for oppskylling av flodbølger fra skred. Farekartene angir årlig sannsynlighet for oppskyllingen, som igjen er bestemt av sannsynligheten for ulike skredutfall gitt ved hjelp av rammeverket. Ulike skredutfall er knyttet til usikkerheten i skreddynamikken, for eksempel skredets hastighet i det skredet treffer vannet, usikkerheten i skredets form, skredets utløp osv. Til hvert enkelt skredutfall med tilhørende sannsynlighet er det knyttet en numerisk beregning som angir hvilke områder som vil bli oversvømt. I denne rapporten angis usikkerhet gjennom sannsynligheter knyttet til skredets hastighet, skredets frontareal, og skredets utløpsdistanse. I tillegg benyttes gjentakintervallene til de ulike skredvolumene som er omfattet av studiet (NGU, 2021), til å tallfeste årlig sannsynlighet for oppskylling. Volumene og lokalitetene for skredene er gitt av oppdragsgiver, og sannsynlighet for skred med andre volumer og lokaliteter er derfor ikke vurdert her. Grunnprinsippene for metoden er også beskrevet i Løvholt et al. (2020), inkludert anvendelse for liknende problematikk for Lyngen (NGI, 2018). Noen mindre utvidelser og forbedringer av denne metoden er beskrevet under.

Generelt avhenger flodbølgegenereringen av skredets dynamikk og volum (Løvholt et al., 2015, se også vedlegg D). For fjellskred som løsner over vann, er det imidlertid skredets hastighet og frontareal som er viktigst (Fritz et al., 2004). Skreddynamikken kan bestemmes ved hjelp av numeriske modeller, men siden verken data fra tidligere hendelser eller modeller kan angi skreddynamikken nøyaktig, er det som oftest knyttet betydelig usikkerhet til denne. Således vil også treffhastighet, form og utløpsdistanse for fremtidige skredhendelser være usikre. I tilfeller der skredparameterne som styrer flodbølgefare er påvirket av usikkerheter som ikke kan fastslås ved hjelp av data, er usikkerheten angitt som "epistemisk". Formelt er derfor den epistemiske usikkerheten definert som usikkerhet knyttet til fravær av kunnskap og data. Denne usikkerheten vil reduseres dersom mer nøyaktig kunnskap frembringes. Motsatsen er den "aleatoriske" usikkerheten, som er usikkerheten som er tilstede i naturlige prosesser og som dermed ikke kan reduseres ved hjelp av mer data og bedre modeller. Det er ofte vanskelig å skille de to typene av usikkerhet fra hverandre (en omfattende diskusjon kan finnes i Grezio et al., 2017). I dette prosjektet, og for skredgenererte flodbølger generelt, kan de styrende parametere (skreddynamikk og sannsynlighet for at et skredvolum løsner) likevel antas som epistemiske usikkerheter siden vi har begrenset kunnskap om disse.

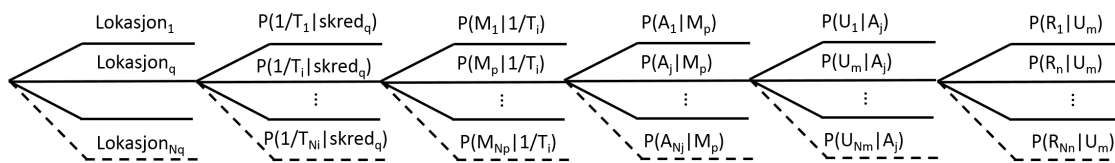
Fastsettelsen av parametere og tilhørende sannsynligheter er gjennomført ved å kombinere statistikk, ekspertvurderinger og numerisk modellering. Med unntak av bestemmelse av usikkerhet på skredvolumets returperiode, er dette beskrevet i detalj i Vedlegg B.

Rammeverket som er brukt for å bestemme sannsynligheten for oppskylling er basert på et såkalt hendelsestre, oftere omtalt med den engelske fagtermen "event tree". Hendelsestreeet som er benyttet her, er vist i Figur 1.1. Hendelsestreeet består av forgreninger av ulike skredutfall, der hvert utfall er gitt en betinget sannsynlighet. Summen av sannsynligheten over alle utfall ved hver forgrening er 1. Ved å summere sann-

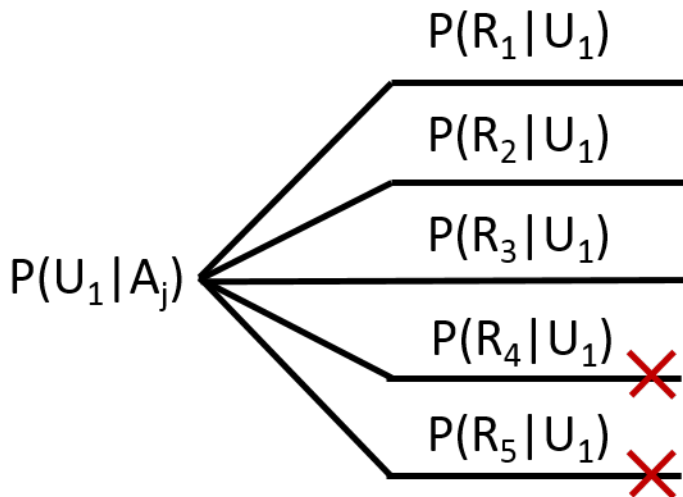
synligheter over ulike utfall i hendelsestreet, benyttes hendelsestreet til å tallfeste årlig sannsynlighet for at oppskyllingen overskrider en høyde ved en gitt posisjon på land. Fareklassene knyttet til ulike returperioder og oppskyllingshøyder er definert i kapittel 5 i hovedrapporten til dette vedlegget.

For tallfesting av sannsynligheter i dette prosjektet benyttes følgende struktur for hendelsestreet:

- Sannsynlighet for oppskylling sammenstilt for alle de ulike skredvolumene. I dette rammeverket er sannsynligheten for flodbølger for de tre skredvolumene fra Tussafoten (angitt som $q=1,2,3$) kombinert i en felles farevurdering. I tillegg er det med tanke på akutte situasjoner og evakuering utarbeidet farekart enkeltvis for bølger fra hver av skredlokalitetene.
- Årlig sannsynlighet for en returperiode (eller frekvens) ved gitt skredvolum q , $P(1/T_i|skred_q)$. Her er P sannsynlighet i intervallet $[0,1]$, $1/T_i$ er frekvens $[1/år]$ for utfall i . Ulike sannsynligheter $P(1/T_i|skred_q)$ gir sannsynligheten for ulike deler av usikkerhetsintervallet som er oppgitt for returperioden (Tabell 1). Beregning av $P(1/T_i|skred_q)$ er beskrevet mer detaljert under kapittel A2.
- Sannsynlighet for ulike alternative bølgegenereringsmodeller $P(M_p|1/T_i)$. To alternative modeller (utfall $p=\{1,2\}$) er brukt, dvs. én blokk med endelig lengde og én blokk med uendelig lengde.
- Sannsynlighet for skredets frontareal $P(A_j|M_p)$, der A_j er skredets frontareal for utfall j . 5 ulike utfall for skredets frontareal er tatt med i beregningene (utfall $j=\{1,2,3,4,5\}$).
- Sannsynlighet for skredets hastighet når det treffer vannskorpen $P(U_m|A_j)$, der U_m er skredets treffhastighet for utfall m . 3 ulike utfall for skredets treffhastighet er tatt med i beregningene (utfall $m=\{1,2,3\}$).
- Sannsynlighet for skredets undersjøiske utløpsdistanse (fra strandlinjen og ut i vannet) $P(R_n|U_m)$, der R_n er skredets horisontale utløpsdistanse for utfall n . 5 ulike utfall for skredets undersjøiske utløpsdistanse er tatt med i beregningene (utfall $n=\{1,2,3,4,5\}$). Sannsynligheten til utløpsdistanse avhenger av skredets treffhastighet, slik at for et gitt skred, settes de to lengste utløpsdistanse til 0 for den minste skredhastigheten, mens de to korteste utløpsdistanse settes til 0 for den største skredhastigheten. Behandlingen av de betingede sannsynlighetene er vist i Figur 1.2. I slike tilfeller normaliseres øvrige betingede sannsynligheter, slik at summen av alle sannsynligheter fortsatt er 1 for en gitt forgrening.



Figur 1.1: Skisse som viser ulike elementer i den probabilistiske beregningen som inngår i hendelsestreet. For et gitt skred med lokasjon q kombinerer hendelsestreet alle mulige utfall for: mulige sannsynligheter for en returperiode for en gitt skredlokalitet ($P(1/T_i | \text{skred}_q)$), sannsynlighet for modellantagelse/skredform for en gitt sannsynlighet for returperiode ($P(M_p | 1/T_i)$), sannsynlighet for skredets areal i det det treffer vannet for en gitt modellantagelse ($P(A_j | M_p)$), sannsynlighet for skredets hastighet i det det treffer vannet for et gitt areal ($P(U_m | A_j)$), og sannsynligheten for skredets totale utløpsdistanse for en gitt skredhastighet ($P(R_n | U_m)$).



Figur 1.2: Skisse som viser betinget sannsynlighet mellom skredhastighet og utløpsdistanse. Eksemplet viser utfallet for den minste skredhastigheten (U_1). I dette tilfellet tas utfallene med de lengste utløpsdistanse ut. I det motsatte tilfellet (U_3) vil de to korteste utløpsdistanse tas ut. For U_2 tas alle utløpsdistanse med.

Tabell 1: Oppgitte returperioder (medianverdi og usikkerhetsintervall). Beregnet midlere returperiode (vha. likning 2). Lognormal usikkerhet er satt til 0.66.

Scenario	Volum Mm ³	Vekt-legging	Samlet frekvens (1/år): Medianverdi og utfallsrom	Samlet midlere returperiode [år]
min	8.8	0.25	1/940, intervall $\in [1/140, 1/2500]$	735
med	12.9	0.5		
max	18.5	0.25		

Sannsynligheten for et gitt enkeltutfall langs én forgrening er gitt ved produktet av alle de betingede sannsynlighetene:

$$P_{skred_{q,i,p,j,m,n}} = P(1/T_i | skred_q) \cdot P(M_p | 1/T_i) \cdot P(A_j | M_p) \cdot P(U_m | A_j) \cdot P(R_n | U_m)$$

For en enkelt oppskyllingsberegning er sannsynligheten med ett gitt parametersett derfor $P_{skred_{q,i,p,j,m,n}}$. Denne sannsynligheten er gitt i størrelsen [1/år]. For å kunne omsette denne informasjonen til farekart, må sannsynligheten summeres for flere utfall som alle kan føre til oppskylling på en gitt lokasjon. Dette brukes for å beregne overskridelses-sannsynligheten og årlig sannsynlighet. Sannsynlighet for oppskylling for en gitt lokasjon beregnes derfor på følgende måte:

- For hver beregning identifiseres våte og tørre punkter. Ett punkt gis oppskyllingssannsynligheten $P_o(x,y)$ for en enkeltberegning, der våte punkter gis sannsynligheten $P_o = P_{skred_{q,i,p,j,m,n}}$, mens tørre punkter gis sannsynligheten $P_o = 0$.
- For hvert punkt i beregningsområdet summeres sannsynlighetene over alle mulige utfall for å finne sannsynlighet for oppskylling i en gitt lokasjon, $P_{os}(x,y) = \sum_{q,i,p,j,m,n} P_o(x,y)$.
- Videre beregnes returperioden $T(x,y)$ for at et punkt på land kan bli oversvømt som den inverse av sannsynligheten $T(x,y) = 1/P_{os}(x,y)$.
- Til slutt beregnes grensen til de ulike returperiodene, 1000 år, 5000, og 10000 år ved å benytte en kontureringsprosedyre i Python. I tillegg beregnes grense for maks oppskylling for alle beregninger (grense F).

A2 Beregning av returperioder

Alle returperioder med tilhørende usikkerhetsområde er oppgitt fra NGU, verdiene er gitt i Tabell 1. I samråd med NVE, benyttes den oppgitte returperioden som medianverdi til dette usikkerhetsområdet, mens usikkerhetsområdet antas å dekke 90 % av alle mulige returperioder i samsvar med fare og risiko klassifiseringssystemet for fjellskred (NGU, 2012; NVE, 2016). Det bemerkes at NVE (2016) oppgir grenser for returperiodene på henholdsvis 5% og 95%.

Returperiodene er tydelig skjevfordelte, med medianverdi nærmest den oppgitte nedre grensen til usikkerhetsintervallet. Ettersom usikkerhetsområdet for returperiodene er skjevfordelt, ble den skjevfordelte lognormalfordelingen valgt som fordelingsfunksjon. Ut fra erfaring fra tidligere prosjekt (Lyngen, NGI 2018) er det benyttet en lognormal usikkerhetsverdi (σ) på 0.66.

For å anslå middelveiden, er den inverse av returperioden, $f = 1/T$ valgt som sannsynlighetstetthetsvariabel, der T er den usikre returperioden. Middelveiden \bar{T} til returperioden for en lognormalfordeling med medianverdi $F_{med} = 1/T_{med}$ er gitt ved Likning 1:

$$\bar{F} = \frac{1}{\bar{T}} = e^{\ln\left(\frac{1}{T_{med}}\right) + \frac{1}{2}\sigma^2} = \frac{1}{T_{med}} e^{\frac{1}{2}\sigma^2} \quad \text{Likning 1}$$

Som formelen tilsier vil middelverdien avhenge både av medianverdien og usikkerheten σ til fordelingen. En stor usikkerhetsverdi vil øke middelverdien \bar{F} , og dermed redusere den midlere returperioden \bar{T} . For å etablere midlere returperiode, ble følgende prosedyre gjennomført:

- Kumulativ lognormalfordeling med variabel f og medianverdi $F_{med}=1/T_{med}$ benyttes som sannsynlighetsfordeling.
- Videre lages en diskret fordelingskurve som kan benyttes direkte i hendelsestreet:
 - Dette gjøres først ved å trunkere sannsynlighetsfordelingen slik at svært store eller svært små returperioder utelukkes:
 - Sannsynlighetsfordelingen for den øvre oppgitte sannsynlighetsgrensen for T (som gir den minste frekvensen) trunkeres med trunkeringsverdi for høyeste verdien til T som settes 4 ganger av den største verdien av det oppgitte usikkerhetsintervallet.
 - På samme måte settes trunkeringsverdien til den nedre grensen for returperioden. Trunkeringsverdien for T settes til 1/4 av den nedre grensen i det oppgitte usikkerhetsintervallet.
 - Til slutt deles sannsynlighetsfordelingen opp i 20 segmenter. Integrasjon av hvert slikt segment i den kumulative sannsynlighetsfordelingen gir sannsynligheten for en returperiode $P(1/T_i|skred_q)$. Ved å regne ut tyngdepunktet til hvert segment bestemmes den karakteristiske frekvensen for hver del, $f_i=1/T_i$, som brukes for å estimere den midlere returperioden som vist i Likning 2 under.

Videre antas det at returperioden følger en Poisson prosess, som beskriver sannsynligheten for at en hendelse, eller et antall hendelser, finner sted innenfor et gitt tidsintervall. Den midlere returperioden \bar{T} finnes da ved å ta produktet av alle de diskrete komponentene i sannsynlighetsfordelingen ved hjelp av formelen:

$$\frac{1}{\bar{T}} = 1 - \prod_{i=1}^{20} e^{-P\left(\frac{1}{T_i}\right) \cdot \frac{1}{T_i}}$$

Likning 2

I praksis kan derfor leddet som representerer ulike sannsynligheter for ulike returperioder ved gitte skredlokasjoner $P(1/T_i|skred_q)$ i hendelsestreet forenkles med en midling som vist i Likning 2. Denne prosedyren kan gi et noe annerledes estimat for beregnet midlere returperiode \bar{T} enn uttrykket fra analytisk integrasjon av lognormalfordelingen (Likning 1) når σ er stor, hovedsakelig på grunn av trunkeringen og siden en diskret sannsynlighetsfordeling er valgt. I dette prosjektet ligger imidlertid de fleste returperiodene innenfor usikkerhetsintervallet, og effekten av trunkeringen er liten.

A3 Referanser

- Fritz, H.M., Hager, W.H., and Minor H.E. (2004). Near field characteristics of landslide generated impulse waves, *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean engineering* 130 (6), 287-302.
- Grezio, A., Babeyko, A., Baptista, M. A., Behrens, J., Costa, A., Davies, G.,...Thio, H. K. (2017). Probabilistic Tsunami Hazard Analysis: Multiple sources and global applications. *Reviews of Geophysics*, 55, 1158–1198.
<https://doi.org/10.1002/2017RG000579>
- Løvholt, F., Pedersen, G, Harbitz, C.B., Glimsdal, S., and Kim, J. (2015). On the characteristics of landslide tsunamis. *Phil. Trans. R. Soc. A* 373: 20140376. <http://dx.doi.org/10.1098/rsta.2014.0376>
- Løvholt, F., Glimsdal, S. and Harbitz, C.B. (2020). On the landslide tsunami uncertainty and hazard. *Landslides*, 17:2301–2315. <https://doi.org/10.1007/s10346-020-01429-z>
- NGI (2018). Flodbølger etter fjellskred i Lyngen – Oppskyllingsberegninger ved hjelp av probabilistiske metoder. NGI rapport 20170309-01-R.
- NGU (2012). Recommended hazard and risk classification system for large unstable rock slopes in Norway. NGU report no 2012.029.
- NGU (2021). Foreløpig rapport: *Tussafoten – scenario til flodbølgemodellering*. Utarbeidet av Pierrick Nioclet.
- NVE (2016). Fare- og risikoklassifisering av ustabile fjellparti. Faresoner, arealhåndtering og tiltak. NVE rapport 77-2016.

Vedlegg B

OM MODELLERINGEN

Innhold

B1	Bestemmelse av modellparametere og sannsynligheter	2
	B1.1 Utløpslengde	4
	B1.2 Skredform og frontareal	5
	B1.3 Hastighetsforløp	7
B2	Sensitivitetstester	8
B3	Om flodbølgeberegningene	8
B4	Modeller basert på Geoclaw	9
B5	Referanser	10

B1 Bestemmelse av modellparametere og sannsynligheter

I dette avsnittet beskrives metodikken for å bestemme hvilke parametere og hvilke verdier på disse parametere som brukes i beregningene samt tilhørende sannsynligheter, se Tabell 1. Utvelgelsen av hvilke parametere som inngår er basert på sensitivitetsanalyse i dette prosjektet og på tidligere arbeider (se for eksempel NGI, 2017b). NGI (2014) dokumenterer viktige aspekter ved valg av parametere. Parametere som inngår i analysen er

1. Skredlengde (L) – to verdier; begrenset eller uendelig langt skred)
2. Frontareal (A) – fem verdier
3. Treffhastighet (U) – tre verdier
4. Undersjøisk utløpsdistanse (R) – fem verdier

Vi bruker ulike tilnærminger for fastsetting av parameterverdier med tilhørende sannsynlighet. Dette er beskrevet i detalj under. Vi bruker også statistikk fra tidligere relevante NGI arbeider knyttet til skred og bølger, se Figur 1. I disse arbeidene inngår også flere tilbakeberegninger av historiske hendelser som viser godt samsvar mellom modellering og observasjoner. For beregning av skredutløp er statistikken for store skred i Norge benyttet (NGU, 2002). Alle parametere kombineres på alle mulige måter, bortsett fra at de to lengste utløpene (R1 og R2) ikke kombineres med den minste hastigheten (U1) og omvendt hvor de to korteste utløpene (R4 og R5) ikke kombineres med den største hastigheten (U3).

Tabell 1: *Parameterverdier og tilhørende sannsynligheter (P) brukt i beregningene. R er undersjøisk utløpsdistanse (5 verdier), A er skredets frontareal (5 verdier) og U er skredets treffhastighet (3 verdier).*

Undersjøisk utløp			Frontareal			Treffhastighet		
Param	R[m]	P	Param	A[m ²]	P	Param	U[m/s]	P
Scenario: min								
R1	673	0,07	A1	3676	0,1	U1	30	0,35
R2	396	0,24	A2	2451	0,3	U2	48	0,55
R3	79	0,38	A3	1960	0,4	U3	80	0,1
R4	0*	0,24	A4	1470	0,15			
R5	0*	0,07	A5	980	0,05			
Scenario: med								
R1	686	0,07	A1	4447	0,1	U1	30	0,35
R2	462	0,24	A2	2965	0,3	U2	63	0,55
R3	132	0,38	A3	2372	0,4	U3	80	0,1
R4	0*	0,24	A4	1779	0,15			
R5	0*	0,07	A5	1186	0,05			
Scenario: max								
R1	726	0,07	A1	6469	0,1	U1	30	0,35
R2	581	0,24	A2	4313	0,3	U2	69	0,55
R3	211	0,38	A3	3450	0,4	U3	80	0,1
R4	0*	0,24	A4	2587	0,15			
R5	0*	0,07	A5	1725	0,05			

*Skredet når ikke fjorden

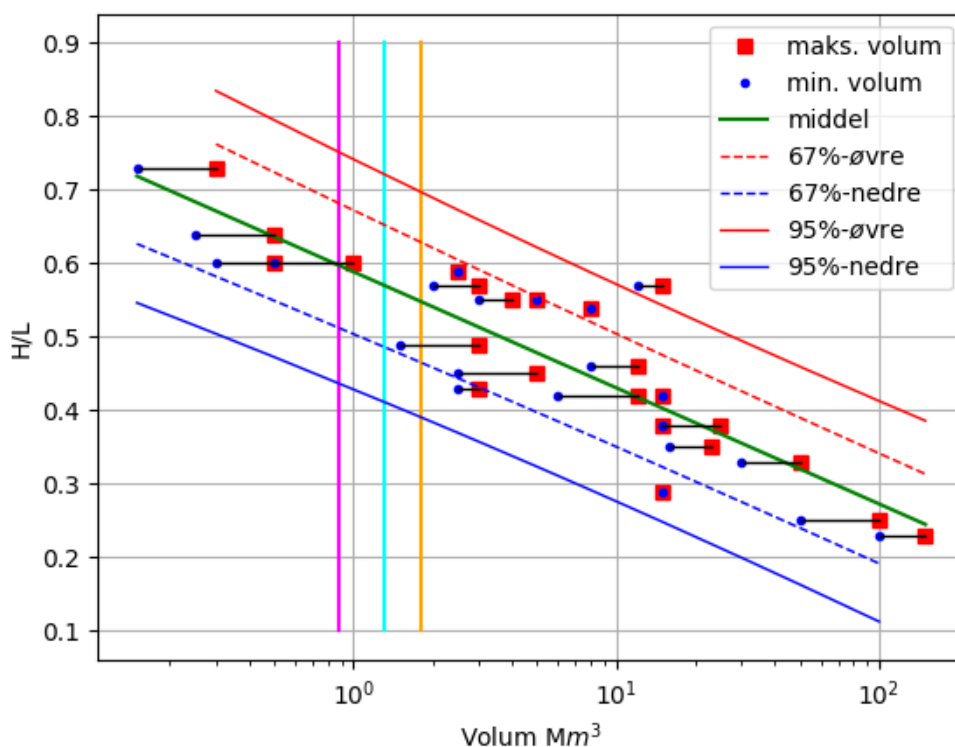
No	Sted	Skred	meter			m2	Mm3	m/s	meter	meter	m.o.h	m.o.h	H/L
			L	H	B	Front areal	Volum						
1	Åkerneset	1a				0	8			500			
2	Åkerneset	1b				0	8			500			
3	Åkerneset	2a				0	35			800			
4	Åkerneset	2b				0	35			800			
5	Åkerneset	3				0	35			800			
6						0							
7	Hegguraksla	1			150	0	1		50	1400	650	750	
8	Hegguraksla	2			200	0	2		60	1500	750	850	
9	Grande				200	0	2		70	1650	700	1200	0.9?
10	Langflåa				300	0	4		75	1700	750	1200	
11						0							
12	Åkernes	1A	1000	80	450	36000	36	0,00100	45	2100	1900		0.35-0.45
13	Åkernes	1B	1000	100	450	45000	45	0,00100	45	2100	1900		0.35-0.45
14	Åkernes	1C	1000	120	450	54000	54	0,00100	45	2100	1900		0.35-0.45
15	Åkernes	1D	1500	80	450	36000	54	0,00067	45	2500	2400		0.35-0.45
16	Åkernes	2A	500	80	450	36000	18	0,00200	65	1750	1400		0.35-0.45
17	Åkernes	2B	500	80	450	36000	18	0,00200	45	1550	1400		0.35-0.45
18	Åkernes	3A	800	60	225	13500	11	0,00123	60	2300	1900		0.35-0.45
19	Åkernes	3B	600	50	200	10000	6	0,00167	60				0.35-0.45
20	Hegguraksla	H1	200	33	150	4950	1	0,00495	50				0.35-0.45
21	Hegguraksla	H2	250	40	200	8000	2	0,00400	60				0.35-0.45
22	Hegguraksla	H3	300	46	250	11500	3,5	0,00329	60				0.35-0.45
23	Tafjord (1934)		400	75	130	9750	3	0,00325	50		530	750	0,57
24	Skaftjell (1731)		100	160	250	40000	4		34	1000	950	100	-600 0,9
25	Tjelle (1756)		500	60	500	30000	15	0,00200	45	2100	1650	200	-300 0,38
26						0							
27	Nordnes	1a	180	130	230	29900	7	0,00427	45	1345			
28	Nordnes	2	180	130	360	46800	11	0,00425	55	1830			
29						0							
30	Nordnes II		300	130	450	58500	22	0,00266	66		1500		
31						0							
32	Nordnes III		180	100	360	36000	11	0,00327	66		1480		
33						0							
34	Molde	1	400	25	600	15000	6	0,00250	57	2000	1350	600	-200 0,4
35	Molde	2	400	42	600	25200	10	0,00252	57	2000	1350	600	-200 0,4
36	Molde	3	400	83	600	49800	20	0,00249	57	2000	1350	600	-200 0,4
37						0							
38	Kobbelv		150	150	10	1500	0,24	0,00625	50	600			0,6
39						0							
40	Stampa	1	200	5	200	1000	0,2	0,00500	40	1300	400	750	-70 0,63
41	Stampa	2	600	20	400	8000	5	0,00160	50	1800	750	750	-70 0,46
42	Stampa	3	1300	50	600	30000	40	0,00075	50	2100	1000	650	-70 0,34
44	Joasetbergi		250	5	250	1250	0,3	0,00417	55	1400	300	850	-70 0,66
45						0							
46	Vinkfjorden		100	5	200	1000	0,04		53	1000	450	500	-130 0,63

Figur 1: Skreddata fra NGI's beregninger av skredgenererte bølger, fra ca. 2005 fram til i dag. Gulmerkede skred har volumer som mer eller mindre samsvarer med volumene for skredene i denne studien.

B1.1 Utløpslengde

Siden vi ikke har lokal statistikk på utløp og volum fra tidligere skred i området ved Tussafoten bestemmes utløpslengde ved bruk av statistikken på kjente store skred i Norge, se Figur 2 (NGU, 2002 og Romstad et al., 2009). Sistnevnte statistikk er den som ble anvendt i Lyngen (NGI, 2018), mens det i Hyllestad (NGI, 2021) eksisterte 25 kjente dokumenterte skred som dannet grunnlaget for utløpsvurderingen. Statistikken gir volum samt forholdet H/L mellom fallhøyde (H) og totalt utløp (L) målt fra øvre del av skredet før utløsning til front av skredmassene etter at skredet har kommet til ro. Figur 2 viser fordelingen av disse dataene samt resultatet fra en regresjonsanalyse av disse. Middelerdien fra statistikken er vist som en grønn linje, mens øvre og nedre 95 percentil (+/- 2 standardavvik) er vist som henholdsvis rød og blå linje. 67 percentilene

(± 1 standardavvik) er vist med tilsvarende farge, men stiptet. I beregningene bruker vi fem ulike H/L verdier for hvert aktuelt volum i studien, henholdsvis øvre og nedre 95 og 67 percentiler samt middelvei. I Tabell 1 har vi omregnet de ulike H/L verdiene for de aktuelle volumene til undersjøisk utløp, fem realiseringer R1-R5 for hvert skred, der R1 er det lengste og R5 det korteste utløpet. Sannsynlighetene for utløpene finner vi ved å integrere mellom intervallene på en normalfordelings kurve. Vi får følgende sannsynligheter: R1 – 0.07, R2 – 0.24, R3 – 0.38, R4 – 0.24, og R5 – 0.07. For alle skredvolumene vil ingen av de to korteste utløpene R4 og R5 nå fjorden. Terrenget er også såpass slakt at R5 ikke kan defineres.



Figur 2: Statistikk på fallhøyde (H) og utløpslengde (L) for kjente store skred i Norge (NGU, 2002). Grønn, blåe og røde skrå linjer er regresjonslinjer som viser tilhørende sannsynligheter på utløpslengder som er brukt i analysen (totalt fem utløp). Vertikale linjer viser fra venstre volumene 0.88 (min), 1.29 (med) og 1.85 (max).

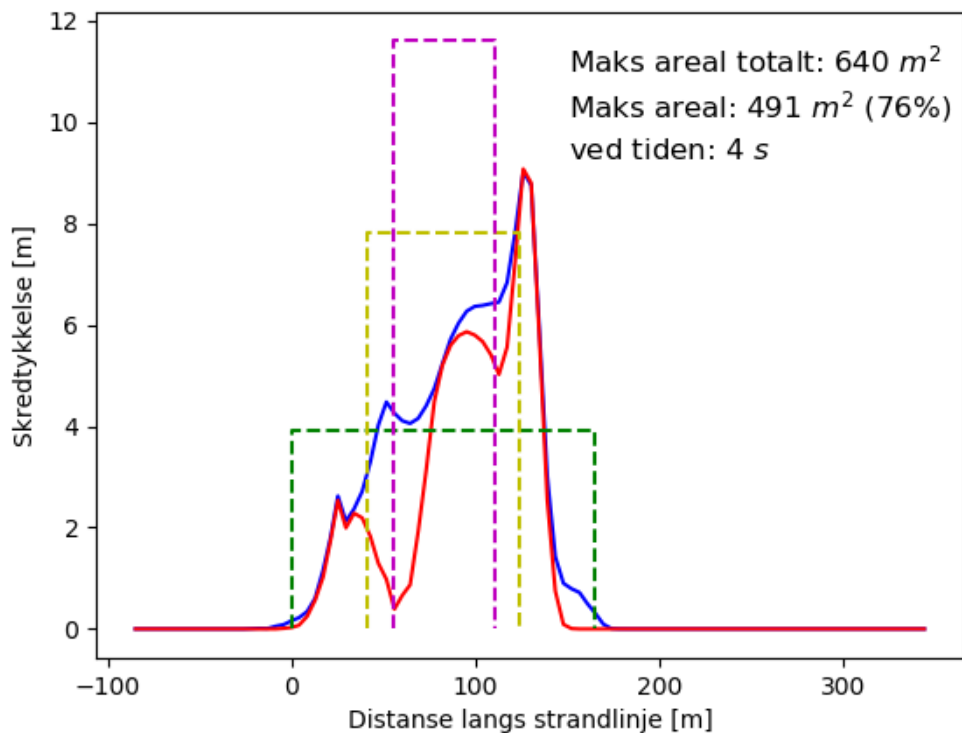
B1.2 Skredform og frontareal

For den probabilistiske analysen bruker vi fem ulike verdier på frontarealet, se A1-A5 i Tabell 1. For best mulig parametrisering av de ulike skredutfallene bruker vi et blokkformet skred (avrundet). For å bestemme form og frontareal på blokken bruker vi beregninger av skredet med vår egenutviklede dynamiske skredmodell (VoellmyClaw, se Vedlegg C og Kim, 2014). Det er to parametere i modellen, friksjonsvinkel (viktigst med tanke på utløpslengde) og et mål på hastighetsavhengig motstand som følge av turbulens og viskøst drag (ξ – viktigst for bestemmelse av hastighet). Vi har i beregningene med VoellmyClaw kombinert friksjonsvinkler = [10, 15, 20, 25, 30, 35]

med $\xi = [200, 500, 1000, 1400]$. For alle tre volumer vil det kun være tre utløp som når fjorden, dvs. R1, R2 og R3. Siden R2 er et midlere utløp for disse bruker vi resultater fra VoellmyClaw som har utløp tilsvarende R2 for å bestemme formen på frontarealet. Formen på fronten av skredet vurderes ut fra et tverrsnitt av skredene på strandlinja fra VoellmyClaw.

For å forklare prinsippet for å bestemme formen på frontarealet (totalt areal og forhold mellom bredde og høyde) bruker vi et eksempel fra Katlenova, Hyllestad. I Figur 3 vises et eksempel på skredtykkelse langs strandlinja både ved gitt tidspunkt og maksimal høyde gjennom hele beregningen (henholdsvis rød og blå linje i Figur 3). Det maksimale arealet gir frontarealet A2. Videre er A1 bestemt som $1.5 \cdot A2$, $A3 = 0.8 \cdot A2$, $A4 = 0.6 \cdot A2$ og $A5 = 0.4 \cdot A2$. Det maksimale samtidige arealet oppnås for eksemplet fra Katlenova etter 4 s (rød linje i Figur 3) og tilsvarer i det fleste tilfeller også for Tussafoten verdien til A3. I Figur 3 vises også skjematisk form på blokkskred med tre ulike forholdstall mellom høyde og bredde og med samme areal som under den blå linjen. Valgt forholdstall for analysen er at for A2 er bredden på boksskredet halvparten av bredden fra skredet fra VoellmyClaw og høyden er dermed gitt av arealet til A2 (gul stiplet linje i Figur 3). Forholdet mellom tykkelse og bredde for blokkformet skred holdes så konstant for alle frontareal A1-A5 for et gitt skredutfall.

Grunnen til at vi ikke bruker VoellmyClaw direkte i beregningene er at vi med en blokk har mye bedre kontroll på formen på skredet (lettere å parametrisere) og at vi i en analyse som inkluderer et stort antall av kjøringene vil bruke for lang tid på beregningene. Vi vil heller ikke kunne få et bredt nok sett av ulike former på skredet ved å bruke denne modellen direkte. For fastsettelse av sannsynlighetene for de ulike frontarealene har vi kombinert funnene fra etterberegning av skred og flodbølge fra Katlenova i 1998 (NGI, 1999) samt erfaring og statistikk fra tidligere NGI arbeidere (ved blant annet å se på forholdet mellom frontareal og volum). De valgte sannsynlighetene er for A1 – 0.1, A2 – 0.3, A3 – 0.4, A4 – 0.15 og A5 – 0.05.



Figur 3: Eksempel på beregninger med VoellmyClaw, her for et skred fra Katlenova. Figuren viser skredtykkelse (form på hele tverrsnittet) langs strandlinja etter 4 s (rød linje, areal 491 m²) og maksimal skredtykkelse i ethvert punkt gjennom hele skredforløpet (blå linje, areal 640 m²). Grønn, gul og lilla linje viser eksempler på forskjellige forhold mellom høyde og bredde for et boksformet skred.

B1.3 Hastighetsforløp

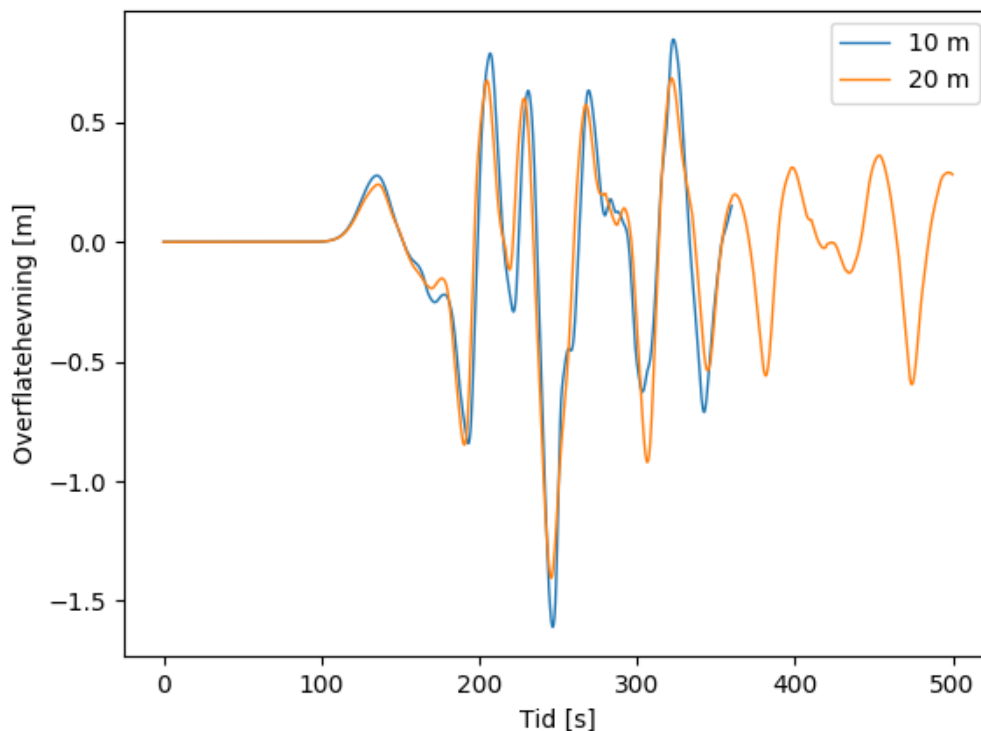
I analysen bruker vi tre ulike treffhastigheter U1, U2 og U3. Som minste verdi (U1) brukes 30 m/s som er den minste verdi som er brukt i NGI's beregninger av flodbølger etter fjellskred (statistikk fra tidlig 2000-tallet og fram til i dag, se Figur 1). Midlere treffhastighet (U2) er største hastighet ved strandlinja under beregning av skredet med VoellmyClaw når parametre er tunet til å ha et utløp tilsvarende R4. U3 er satt til 80 m/s tilsvarende den høyeste hastigheten som tidligere er brukt i NGI's beregninger.

Vår vurdering av sannsynligheter endte opp med U1 – 0.35, U2 – 0.55 og U3 – 0.1 som er omtrent det samme som ble benyttet for Lyngen (NGI, 2018) og Hyllestad (NGI, 2021).

B2 Sensitivitetstester

Vi har tidligere utført en rekke ulike sensitivitetstester for å kartlegge viktigheten av ulike parametere som inngår i analysen. Se både for Lyngen (NGI, 2018) og Hyllestad (NGI, 2021).

En parameter som ikke direkte inngår i analysen, men som er viktig å ha kontroll på er oppløsningen til griddene flodbølge beregningene gjøres på. I Figur 4 vises konvergenstest ved bruk av BoussClaw, målt ved utløpet til elva Eio. Avvikene er akseptable og viser at anvendte oppløsninger gir resultater med tilstrekkelig nøyaktighet. Scenarioet som vises i Figur 4 gir av de høyeste bølgene men har veldig liten sannsynlighet. For mindre bølger (og større sannsynlighet) viser stikkprøver at forskjellen stort sett er mindre enn vist i figuren.



Figur 4: Konvergens test målt ved utløpet av Eio.

B3 Om flodbølgeberegningene

Beregningene for hver enkel realisering av skredene er basert på parametriseringen gitt i Tabell 1. Modellen vi bruker er VoellmyClaw for både genererings- og propageringsfasen, samt oppskyllingsfasen, se Vedlegg C. Hvert av de tre skredvolumene har 150 forskjellige realiseringer, og videre blir det beregnet oppskylling to beregningsområder. Totalt blir det 900 oppskyllingsberegninger.

Oppsettet for de 900 kjøringene er laget slik at det er lett å kontrollere at simuleringene er gjort med riktige parameterverdier. I tillegg har vi lagt inn en serie med kontrollrutiner:

- 1) At alle kombinasjoner av de ulike parameterne for hvert skred faktisk er kjørt
- 2) Ved alle numeriske beregninger er det en viss sjanse for at løsningen blåser opp og blir helt eller delvis instabil. Blir den delvis instabil kan kjøringen gå gjennom og produsere resultatfiler, men med verdier i deler av beregningsområdet som ikke er fysikalske. Vi har laget en rutine som gjør at vi visuelt kan inspisere enkeltkjøringer som har stor variasjon på oppskyllingshøyde langs oppskyllingslinjen (kan være tegn på instabilitet). Hvis dette inntreffer tas denne simuleringen ut av analysen. For analysen for Tussafoten var det ingen beregninger som ble luket ut på grunn av instabilitet.
- 3) Å sjekke at alle kjøringene har produsert resultatfiler (at de ikke har stoppet opp på grunn av instabilitet eller andre årsaker).
- 4) Stikkprøver på log-filer for å sjekke at riktige parametere er kjørt. Organiseringen av beregningene gjør at det vil være nok med noen få kontroller for å være sikker på at alle kjøringene er gjort med riktige parametere.

B4 Modeller basert på Geoclaw

NGI har over en tid utviklet nye beregningsmodeller for skredgenererte bølger. Disse er basert på Open Source modeller fra Geoclaw (<http://www.geoclaw.org>). I oppsettet inngår blant annet to modeller som er anvendt i denne rapporten, en skredmodell basert på Coulumb-Voellmy friksjon ("VoellmyClaw") samt en modell for flodbølge ("BoussClaw").

For den probabilistiske analysen av oppskyllingen i Eidfjordvatnet som er gjort for skred fra Tussafoten, har vi brukt VoellmyClaw modellen for å beregne parametere knyttet til skredenes frontareal og delvis for å bestemme treffhastighet. Modellen er også brukt for å beregne faresone for direktetreff av skred fra Tussafoten.

BoussClaw-versjonen av Geoclaw inkluderer effekten av dispersjon (ikke-hydrostatisk effekt) i tillegg til ikke-lineære effekter (se vedlegg C) som allerede er implementert i Geoclaw. Videre har den originale tsunami-modellen til Geoclaw/BoussClaw det store fortrinnet framfor oppsettet med modeller brukt i tidligere prosjekt med probabilistisk analyse at skredmodellene har en sømløs kobling til flodbølgeberegningene, og at oppskylling beregnes automatisk i hele beregningsområdet også i og nær skredområdet. Utfordringen ligger i at det kreves mer data-kraft for større beregningsområder med fin oppløsning. Siden Eidfjordvatnet ikke er lengre enn ca. 4 km og vi kun har to delområder vi gjør beregninger i (nord og sør) så var det mulig å gjennomføre analysen med denne modellen. For flere detaljer rundt modellene VoellmyClaw og BoussClaw, se Kim (2014).

B5 Referanser

- Kim, J (2014). Finite volume methods for tsunamis generated by submarine landslides. PhD Thesis. Univ Washington
- NGI (1999). Vurdering av skredfare og bølgehøyder i Åfjorden, NGI rapport 981014-1.
- NGI (2014). Evaluation of the flow characteristics of the potential Åkerneset rockslide, western Norway — contributions to the design of laboratory experiments on wave generation. Norwegian Geotechnical Institute Report 20061333-01-R.
- NGI (2017a). Aurland kommune - oppskylling av flodbølger etter skred fra Joasetbergi. NGI rapport 20160855-01-R.
- NGI (2017b). Midsund kommune - oppskylling av flodbølger etter skred fra Opstadhornet. NGI rapport 20170280-01-R
- NGI (2018) Flodbølger etter fjellskred i Lyngen. Oppskyllingsberegninger ved hjelp av probabilistiske metoder. NGI rapport 20170309-01-R.
- NGI (2021). Flodbølger og skred, Lifjellet, Hyllestad kommune – oppskyllingsberegninger ved hjelp av probabilistiske metoder. NGI rapport 20200282-01-R
- NGU (2002). Hazard evaluation of rock avalanches; the Baraldsnes-Oterøya area. Geological Survey of Norway (NGU), report 2001.108, Trondheim, 33 pp.

Vedlegg C

OM FLODBØLGER GENERERT AV
FJELLSKRED

Innhold

C1 Om flodbølger generert av fjellskred	2
C2 Referanser	3

C1 Om flodbølger generert av fjellskred

Flodbølger generert av skred som faller ned i fjorder eller innsjøer inngår i den type bølger som gjerne betegnes "tsunamis". Slike bølger befinner seg mellom dønninger og tidevann i spekteret av tyngdebølger.

Generering og utbredelse av flodbølger etter skred er et komplisert fenomen som kan deles i fire faser: 1) skredbevegelse; 2) energioverføring fra skred- til vannbevegelse; 3) bølgeutbredelse i åpent vann; 4) bølgeopp skylning i strandsonen.

Bølgenes karakteristika avhenger av skredets volum, form og hastighet, så vel som av vanddyptet. Bølgene klassifiseres som lange bølger dersom størsteparten av den energi som overføres fra skred- til vannbevegelse fordeles på bølgelengder mye større enn karakteristisk vanddyp. Ut fra dette følger at de vertikale variasjoner i horisontalhastigheten er små, og at trykket er tilnærmet hydrostatisk. Vår erfaring med større fjellskred med høy treffhastighet viser at bølgene under genereringen ikke nødvendigvis er lange og at bruk av hydrostatiske modeller kan føre til en overestimering av bølgene.

Så lenge bølgene er lange og karakteristisk overflateheving samtidig er mye mindre enn vanddyptet vil enklere, lineære likninger for bølgeforplantningen være gyldige. Utgjør derimot den karakteristiske overflatehevingen mer enn ca. 10 % av dypet vil ikke-lineære effekter gjøre seg gjeldende.

Bevegelsen i vannmassene som følge av en bølge som passerer, avtar normalt med dypet. For lange bølger beveger vannet seg tilnærmet like mye i hele dypet fra overflaten til bunnen. Den såkalte "bunnbølgen" er kun en myte. Begrepet har oppstått fordi bølgen ofte ikke observeres før den "dukker opp" inne ved land. Øyenvitner har derfor formidlet at bølgen følger bunnen. At bølgen synes best inne ved land skyldes imidlertid bare at den blir krappere, dvs. både kortere og høyere, på grunnere vann inn mot land.

Under utbredelsen bort fra skredområdet vil bølgens form endres avhengig av dempning og bunntopografi. I åpent farvann avtar bølgehøyden som følge av radiell dempning når energien spres over et stadig større område. Bølgehøyden er således omvendt proporsjonal med kvadratrotten av avstanden fra skredområdet. I en smalere fjord vil den radielle dempningen være mye mindre framtreddende. Bølgene kan følge fjorden som i en kanal og bevege seg over lengre avstander uten å reduseres vesentlig. Under utbredelsen vil flodbølgen i tillegg utsettes for refraksjon, refleksjon, og interferens samt amplifikasjon som følge av fokusering eller avtagende dyp.

Amplifikasjonsfaktoren, dvs. forholdet mellom oppskyllingshøyden og overflatehevingen for innkommende bølge på dypt vann, er hovedsakelig bestemt av bølgelengden og helningen i strandsonen, eller mer presist forholdet mellom lengden på innkommende bølge og lengden på horisontalprojeksjonen av oppskyllingskraningen. Det er også stor forskjell på oppskylling langs en bratt fjordside der bølgene beveger seg mer eller mindre parallelt med strandlinja og oppskylling innerst i fjordarmene der bølgene beveger seg rett mot land og blir forsterket av både den svakt hellende

skråningen av bunnen (grunnere vann) og fokuseringen på grunn av topografien (inn-snevringen).

Fjellskred kan sette opp svingninger i (delvis) lukkede fjorder eller innsjøer. Dette kan oppleves som en serie av innkommende bølger der den første ikke nødvendigvis er størst. Bølgebevegelsen kan vare i timevis. For nærmere beskrivelser av flodbølger generert av skred anbefales artikler av Harbitz (2014) og Løvholt m.fl. (2015).

C2 Referanser

Harbitz, C. (2014). Flodbølger forårsaket av skred. I: Høeg, K., Karlsrud, K., Lied, K. (eds.). Skred, skredfare og sikringstiltak – praktiske erfaringer og teoretiske prinsipper. Universitetsforlaget. ISBN 978-82-15-02391-5.

Løvholt, F., Pedersen, G., Harbitz, C.B., Glimsdal, S. Kim, J. (2015). On the characteristics of landslide tsunamis. *Phil. Trans. R. Soc. A* 373, 20140376, doi:10.1098/rsta.2014.0376. <http://dx.doi.org/10.1098/rsta.2014.0376>.

Dokumentinformasjon/Document information		
Dokumenttittel/Document title Beregning av faresoner		Dokumentnr./Document no. 20210286-01-R
Dokumenttype/Type of document Rapport / Report	Oppdragsgiver/Client NVE	Dato/Date 2021-11-23
Rettigheter til dokumentet iht kontrakt/ Proprietary rights to the document according to contract Oppdragsgiver / Client		Rev.nr.&dato/Rev.no.&date 0 /
Distribusjon/Distribution BEGRENSET: Distribueres til oppdragsgiver og er tilgjengelig for NGIs ansatte / LIMITED: Distributed to client and available for NGI employees		
Emneord/Keywords Flodbølge, tsunami, oppskylling, flom, faresone, fjellskred		

Stedfesting/Geographical information	
Land, fylke/Country Norge, Vestland	Havområde/Offshore area
Kommune/Municipality Eidfjord kommune	Felt navn/Field name
Sted/Location Eidfjord	Sted/Location
Kartblad/Map	Felt, blokknr./Field, Block No.
UTM-koordinater/UTM-coordinates Sone: 32N Øst: 398200 Nord: 6701600	Koordinater/Coordinates Projeksjon, datum: Øst: Nord:

Dokumentkontroll/Document control Kvalitetssikring i henhold til/Quality assurance according to NS-EN ISO9001					
Rev/ Rev.	Revisjonsgrunnlag/Reason for revision	Egenkontroll av/ Self review by:	Sidemanns- kontroll av/ Colleague review by:	Uavhengig kontroll av/ Independent review by:	Tverrfaglig kontroll av/ Inter- disciplinary review by:
0	Originaldokument	2021-11-23 Sylfest Glimsdal	2021-09-15 Carl B. Harbitz		

Dokument godkjent for utsendelse/ Document approved for release	Dato/Date 23. november 2021	Prosjektleder/Project Manager Sylfest Glimsdal
--	---------------------------------------	--

NGI (Norges Geotekniske Institutt) er et internasjonalt ledende senter for forskning og rådgivning innen ingeniørrelaterte geofag. Vi tilbyr ekspertise om jord, berg og snø og deres påvirkning på miljøet, konstruksjoner og anlegg, og hvordan jord og berg kan benyttes som byggegrunn og byggemateriale.

Vi arbeider i følgende markeder: Offshore energi – Bygg, anlegg og samferdsel – Naturfare – Miljøteknologi.

NGI er en privat næringsdrivende stiftelse med kontor og laboratorier i Oslo, avdelingskontor i Trondheim og datterselskaper i Houston, Texas, USA og i Perth, Western Australia.

www.ngi.no

NGI (Norwegian Geotechnical Institute) is a leading international centre for research and consulting within the geosciences. NGI develops optimum solutions for society and offers expertise on the behaviour of soil, rock and snow and their interaction with the natural and built environment.

NGI works within the following sectors: Offshore energy – Building, Construction and Transportation – Natural Hazards – Environmental Engineering.

NGI is a private foundation with office and laboratories in Oslo, a branch office in Trondheim and daughter companies in Houston, Texas, USA and in Perth, Western Australia

www.ngi.no

