

Samanhengen mellom skogsvegar, skogsdrift og skredfare

Ei studie av forhold i forbindelse med skogsvegutforming og flatehogst i hellande terreng som gir fare for jord- og flomskred ved Horg, Melhus kommune og Høvringslia, Sel kommune

Marit Bakken Gjørva

Geologi

Innlevert: mai 2016

Hovedveileidar: Terje Harald Bargel, IGB

Noregs teknisk-naturvitskaplege universitet
Institut for geologi og bergteknikk

Oppgåvetekst

Kandidatens namn: Marit Bakken Gjørva

Oppgåvas tittel: Samanhengen mellom skogsvegar, skogsdrift og skredfare.

Geologiske, topografiske, vegetasjonsmessige, hydrologiske og hydrogeologiske forhold i forbindelse med skogsveiutforming og flatehogst i hellande terreng som gir fare for jordskred og flomskred.

Utfyllande tekst:

1. Mål:

Dei globale klimaendringane med antatt varmare vêr i framtida kan føre til større nedbørmengder og nedbørsintensitetar i Norge samtidig som vi mange stadar sannsynlegvis får hyppigare temperatursvingingar rundt 0 °C om vinteren. Desse forholda gjer det sannsynleg at frekvensen for vassrelaterte skred vil auke og at ein dessutan kan forvente at skred av denne typen vil bli utløyst på stadar der dei til i dag har vore ukjent.

Med denne bakgrunn vil målet for masteroppgåva vere å utvide våre kunnskapar om vassrelaterte jordskred med spesiell vekt på korleis etableringar av skogsvegar og skogsdrift i skråningar, der uttaket gjerne skjer med motorisert utstyr, påverkar faren for skred.

2. Oppgåva:

Masteroppgåva skal omfatte:

- Litteraturstudium om utløysningsmekanismar for grunne skred i bratt terreng (også vegetasjonens betydning for jordskred og varierende vassinnhald).
- Detaljstudie av forhold som kan føre til kritisk reduksjon av stabiliteten langs skogsbilvegar og i hogstflater.
- Gjennomføre feltstudie av nokre nyleg avskoga områder. Sentralt står eit parti i Melhus kommune i Gauldal, nærmare bestemt ved Horg, der det er utført flatehogst og laga skogsvegar og driftsvegar. For samanlikning vil oppgåva også sjå på eit felt i Sel kommune i Gudbrandsdalen, Høvringslia. Her vart det i 2011 utløyst fleire jord-/flomskred og seinare anlagt skogsbilvegar og gjennomført flatehogst. Moglege konsekvensar på sikt skal vurderast.

Samandrag

Det er ein tendens til at omfang av vassrelaterte skred er aukande i Noreg. Dette skyldast endringar i klima med meir nedbør og auka frekvens av ekstreme nedbørshendingar. Auka i omfanget av vassrelaterte skred kan også ha årsak i ein meir omfattande utnytting av utmarksområder i bratt terreng. Menneskelege inngrep kan ha innverknad på skredpotensiale ved å endre terskel for utløysing og frekvens av skred.

Hensikta med denne masteroppgåva er å utvide den generelle kunnskapen om jord- og flomskred med vekt på korleis skogshogst og etablering av skogsbilvegar påverkar faren for skred. Dette er utført gjennom eit grundig litteraturstudium og feltstudier av to nyleg avskoga område, som baserar seg på feltundersøkingar, laboratorieanalysar og GIS-analysar. Gjennom teoretisk tilnærming av aktuell faglitteratur kan det konkluderast med at menneskelege inngrep som skogshogst og skogsbilvegar i stor grad kan endre det naturlege skråningsmiljøet og stabiliteten i lausmassedekket.

I Høvringslia i Sel kommune, Oppland, gjekk det under pinseflommen i juni 2011 tre jord-/flomskred som stengte vegbana til E6. Årsaka til skreda var sterk snøsmelting i kombinasjon med kraftig nedbør. I løpet av sommaren og tidleg haust 2011 vart det så utført flatehogst i det bratte terrenget ($> 30^\circ$) i Høvringslia. Uttak av skog og utviding av eksisterande skogsbilvegar i så bratt terreng er ugunstig med tanke på stabiliteten grunna auka vassinnhald i lausmassedekket, auka overflateavrenning, redusert rotstyrke og endra dreneringsforhold. Dei geologiske og geomorfologiske forholda ligg i utgangspunktet til rette for skredutløysing, og dei menneskelege inngrepa vil auke sannsynet for nye jord- og flomskred ved intense nedbørsperiodar og/eller snøsmelting.

I dalsida på Horg i Melhus kommune, Sør-Trøndelag, vart det i 2013 utført etablering og utviding av skogsbilvegar samt skogshogst. Eit stort nettverk av skogsbilvegar og dreneringssystem i form av grøfter og stikkrenner pregar området. Fleire forhold omkring skogsbilvegane fører til kritisk reduksjon av stabiliteten i dalsida, med generell skråningsvinkel på mellom $10-45^\circ$. Dette er basert på underdimensjonerte stikkrenner og grøfter, mindre utglidingar frå bratte skjeringar som tettar stikkrenneinnløp og grøfter, erosjon i vegbana og køyrespor samt at vegane har endra dei naturlege hydrologiske forholda i dalsida. Tilleggsfaktorar som destabiliserer skråninga er berggrunnens fall parallelt med skråninga, høg siltfaksjon og ein pågåande nedbryting av rotstyrken i lausmassedekket. Ved kraftige nedbørshendingar kan desse forholda føra til at flomvatn tar nye vegar og eventuelt føre til erosjon og skredutløysing. I tillegg er det med omsyn til estimerte klimaendingar forventa ei auke i jordskredhyppigheit frå Trøndelag og nordover på grunn av større nedbørsmengde og nedbørsintensitet.

Abstract

The tendency shows an increased frequency of water-related landslides in Norway. This is the result of climate change, which has increased the amount of precipitation and frequency of extreme rainfall. An enhanced exploitation of outlying areas in steep terrain may also have affected the frequency of water-related landslides, as well as human activities by changing the threshold for triggering landslides.

The aim for this master thesis is to expand the knowledge about debris slides and -flows, focusing on how timber harvesting and roads along hillsides affect the potential for landslides. To reach this goal, the work in this thesis has included a thorough literature study, a field study of two recently deforested areas, laboratory-analyses and GIS-analyses. Through a theoretical approach of relevant literature, it can be concluded that human activities, like timber harvesting and road-construction in steep terrain to a great extent change the natural environment and stability of the soil in a hillslope.

In Høvringslia, located Sel municipal in Oppland, three debris slides/flows were triggered during the same day in June 2011, which closed the European highway, E6. Intense snow melting coupled with strong rainfall are regarded as the causes of the landslides. The following summer and early autumn, timber harvesting was performed in the steep terrain (>30°) of Høvringslia. Timber harvesting and expansion of existing forest roads in such steep terrain are unfavourable considering the stability, as it results in an increased water saturation in the soil, increased surface flow, reduces the root strength and alter the natural drainage conditions. The geological and geomorphic conditions of the hillslope favor a triggering of landslides, and the human activities will increase the probability for new debris slides and -flows during intense periods of rainfall and/or snow melt.

In Horg, located in Melhus municipal in Sør-Trøndelag, construction of forest roads and timber harvesting were performed during 2013. A large network of forest roads and drainage systems in the form of ditches and culverts characterize the area. Several aspects around the forest roads are leading to a critical reduction in stability of the hillside, inclining from 10° to 45°. This is based on under-dimensioned culverts and ditches, small slides from steep soil cuts that clog culvert inlets and ditches, erosion in the road and drive tracks, and also the fact that roads have changed the natural hydrological situation in the hillslope. Additional factors that destabilize the slope is bedrock that dip parallel to the slope, high fraction of silt and an ongoing decay of root-strength in the soil. During periods of heavy rainfall, these conditions may lead to floodwater taking new pathways and cause erosion which may trigger a landslide. In addition, estimated climate changes expect an increase in the frequency of debris slides from Trøndelag and northwards caused by heavier and more intense rainfall.

Forord

Masteroppgåva er utført ved Institutt for geologi og bergteknikk ved Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet (NTNU). Hovedrettleiar for oppgåva har vore Terje Harald Bargel, sjefsgeolog ved Norges vassdrags og energidirektorats (NVE) skred- og vassdragsavdeling i Region Midt og førsteamanuensis 2 ved NTNU. Arbeidet med oppgåva starta i juli 2015, og vart avslutta i mai 2016.

Først og fremst vil eg takke min hovudrettleiar Terje Harald Bargel for all vegleiing, oppfølging og god støtte gjennom dette året. I tillegg vil eg rette ei stor takk til PhD.-stipendiat Øystein Lid Opsal for oppfølging, gjennomlesing og tips til utførsel av oppgåva. Takk til medstudent Marte Bakka Stemland for hyggeleg og fagleg assistanse i felt, det hadde ikkje vore det same utan deg. Takk til Gunnar Vistnes ved Ingeniørgeologisk laboratorium ved NTNU/Sintef for god hjelp med laboratorieanalyser. Eg vil og takke søster Inger Bakken Gjørva for korrekturlesing.

Eg vil også gi ei stor takk til alle medstudentar for ei fantastisk fin studietid.

Marit Bakken Gjørva

Trondheim, 2016



Innhold

Oppgåvetekst.....	iii
Samandrag.....	v
Abstract.....	vii
Forord.....	ix
Innhold.....	xi
Figurliste.....	xv
Tabelliste.....	xvii
Kapittel 1 Innleiing.....	1
Kapittel 2 Teori.....	3
2.1 Klassifisering av skred.....	3
2.2 Lovverk omkring skred.....	4
2.3 Kvartærgeologi og lausmasser.....	6
2.3.1 Lausmassenes eigenskapar.....	8
2.3.2 Klassifisering.....	13
2.3.3 Lausmassetypar.....	14
2.4 Hydrogeologi.....	16
2.5 Massebevegelse.....	18
2.5.1 Snøskred og steinsprang.....	18
2.5.2 Lausmasseskred.....	20
2.5.3 Flomskred.....	21
2.5.4 Jordskred.....	23
2.6 Utløysning av jordskred og flomskred.....	26
2.7 Skråningsstabilitet.....	27
2.7.1 Geologiske faktorar.....	30
2.7.2 Hydrologiske faktorar.....	32
2.7.3 Geomorfologiske faktorar.....	36
2.7.4 Påverknad frå vegetasjon.....	39
2.7.5 Menneskelege faktorar.....	46
2.8 Skredutløysande faktorar.....	54
2.8.1 Vatn.....	54
2.8.2 Ytre påverknad.....	58
2.8.3 Menneskeleg aktivitet.....	58
2.9 Klima og skred.....	60

2.9.1	Klimaendringar i Noreg	60
2.9.2	Endringar i skredhyppigheit	61
Kapittel 3	Områdebeskriving	63
3.1	Horg	64
3.1.1	Berggrunnsgeologi	66
3.1.2	Kvartærgeologi	68
3.1.3	Vegetasjon	70
3.1.4	Klimatiske forhold	72
3.1.5	Skredhendingar	74
3.2	Høvringslia	76
3.2.1	Berggrunnsgeologi	79
3.2.2	Kvartærgeologi	79
3.2.3	Vegetasjon	80
3.2.4	Klimatiske forhold	81
3.2.5	Skredhendingar	82
Kapittel 4	Metodar	85
4.1	Feltarbeid	85
4.2	Databehandling	85
4.3	Nedbørsdata	86
4.3.1	Returperiode for ekstremverdiar	86
4.3.2	Terskelverdi for nedbør	86
4.4	GIS-analyser	88
4.4.1	DEM/DHM	88
4.4.2	Hydrologisk analyse	90
4.5	Vegens utforming og drenering	91
4.5.1	Dimensjonering av stikkrenner	92
4.5.2	Dimensjonering av grøfter	96
4.6	Laboratorieundersøkingar	97
4.6.1	Kornfordeling	98
4.6.2	Finstoffanalyse ved laserdiffraksjon	99
Kapittel 5	Resultat	101
5.1	Feltkartlegging	101
5.2	Geologi	101
5.2.1	Horg	101
5.2.2	Høvringslia	105

5.3	Geomorfologi.....	106
5.4	Menneskelege inngrep.....	108
5.4.1	Horg.....	108
5.4.2	Høvringslia.....	118
5.5	GIS-analysar.....	122
5.6	Nedbørsdata.....	123
5.6.1	Returperiode for ekstremverdiar.....	123
5.6.2	Terskelverdi for nedbør.....	123
5.7	Dimensjonering av grøfter og stikkrenner.....	124
5.7.1	Dimensjonering av stikkrenner.....	124
5.7.2	Dimensjonering av grøfter.....	127
5.8	Laboratorieanalysar.....	129
Kapittel 6	Diskusjon.....	131
6.1	Geologiske forhold.....	131
6.2	Hydrologiske og meteorologiske forhold.....	133
6.3	Geomorfologiske forhold.....	134
6.4	Vegetasjonsmessige forhold.....	135
6.5	Menneskeleg påverknad.....	136
6.5.1	Fjerning av vegetasjonen.....	136
6.5.2	Skogsbilvegar.....	139
6.5.3	Utgliding og erosjon.....	140
6.5.4	Dimensjonering av stikkrenner.....	142
6.5.5	Dimensjonering av grøfter.....	143
6.6	Føresetnadar for utløysing av jord- og flomskred.....	143
6.6.1	Høvringslia.....	144
6.6.2	Horg.....	144
Kapittel 7	Konklusjon.....	147
	Høvringslia.....	147
	Horg.....	148
7.1	Vidare arbeid.....	150
Kapittel 8	Referansar.....	151
Vedlegg A	GIS-analysar.....	163
A.1	Skyggerelieff.....	163
A.2	Hellingskart.....	165
A.3	Flow direction.....	167

A.4	Flow accumulation	169
Vedlegg B	Nedbørsdata.....	172
B.1	Stasjonsdata	172
B.2	Returperiode for ekstremverdiar.....	172
B.3	Døgnverdiar Høvringslia	173
B.4	Døgnverdiar Løksmyr.....	174
Vedlegg C	Stikkrenner Horg	175
C.1	Oversikt over stikkrennene	175
C.2	Avrenningsberekningar	176
C.3	Kapasitetsberekning.....	177
C.4	Gjentaksintervall.....	179
C.5	Kapasitet på plastrør	180
Vedlegg D	Grøfter Horg	181
Vedlegg E	Aktsomheitskart	182
Vedlegg F	Punktregister.....	186

Figurliste

Figur 2.1. Trekantdiagram for skredtypar	5
Figur 2.2. Inndeling av dei siste seks millionar år i tidsepokar	6
Figur 2.3. Kvartærgeologisk kart over Noreg	7
Figur 2.4. Typiske kornfordelingskurver for fire ulike lausmassematerial	9
Figur 2.5. Sorteringsgrad i lausmaterial.	10
Figur 2.6. Inndeling for kornform	11
Figur 2.7. Inndeling for kornform	11
Figur 2.8. Friksjonsvinkel som funksjon av partikkeldiameter og kornform.....	12
Figur 2.9. Samanhengen mellom kornstørrelse og vasslagringsegenskapar i sediment	13
Figur 2.10. Prinsippskisse for danning av morenemateriale	15
Figur 2.11. Hydraulisk konduktivitet for nokon typiske jordartar	16
Figur 2.12. Inndeling av soner og hydrologiske prosessar i jorda	17
Figur 2.13. Intermediær sone	17
Figur 2.14. Snøskred klassifisert etter utløysingsmetode i flakskred og laussnøskred	18
Figur 2.15. Skisse av ulike formar for utgliding og utvelting av bergmasse	20
Figur 2.16. Prinsippskisse over skredområde.....	21
Figur 2.17. Skissa visar korleis ulike kornstørrelsar fordeler seg i ei flomskredbølge	23
Figur 2.18. Prinsippskisse av A: eit rotasjonsskred og B: eit translasjonsskred	24
Figur 2.19. A: eit vanleg jordskred og B: eit langstrakt trekantforma jordskred	25
Figur 2.20. Langstrakt, trekantforma jordskred	25
Figur 2.21. Diagram som prinsipielt visar korleis kreftene verkar på ei skråning	28
Figur 2.22. Brotmekanisme for grunne overflateskred	30
Figur 2.23. Stratigrafi og struktur i berggrunnen kan påverke skråningsstabiliteten	31
Figur 2.24. Ulike måtar vatn kan infiltrere eit skogsdekk lausmassedekke på	32
Figur 2.25. Infiltrasjonskapasitetskurver for ulike jordfraksjonar og vegetasjonsdekke	34
Figur 2.26. Fordeling av nedbør.....	35
Figur 2.27. Spenningane som verkar på eit jordelement.....	36
Figur 2.28. Tre typar skråningsformar	38
Figur 2.29. Eksemplar på ulik skråningsform og overflate	38
Figur 2.30. Vegetasjonens rolle på bakken	40
Figur 2.31. Lausmassedekketts bevegelse ved fryse-/tineprosessar.....	42
Figur 2.32. Rotsystem	44
Figur 2.33. Skråningstypar og rotforankring.....	45
Figur 2.34. Typiske endringar i rotstyrken til skog etter skogshogst.....	48
Figur 2.35. Hypotetiske endringar i rotstyrke for ulike scenario	48
Figur 2.36. Vassinnhald i rotsona etter hogst.....	49
Figur 2.37. Vassbalansestudie	50
Figur 2.38. Eksempel på vegbygging i bratt terreng	51
Figur 2.39. Effekten av vegar og kulvertar/stikkrenne på skråningshydrologien	53
Figur 2.40. Vegens påverknad på utløysing av jordskred	53
Figur 2.41. Prinsippskisse av typisk lagdeling i norsk morene	56
Figur 2.42. Bidrag frå smeltevatn.....	57
Figur 2.43. Hjulstrøms diagram	58
Figur 2.44. Stabilitetsendring ved å fjerne materiale	59
Figur 2.45. Stabilitetsendring ved å legge på last	59

Figur 2.46. Variasjonar i årsnedbør for fastlands-Noreg 1900-2010	61
Figur 2.47. Endring i ekstremnedbør og jordskredhyppigheit	62
Figur 3.1. Kartutsnitt av Sør-Noreg med plassering på studieområder	63
Figur 3.2. Oversiktskart av studieområdet på Horg	64
Figur 3.3. 3D-bilete av studieområdet på Horg	65
Figur 3.4. Flyfoto av hogstfeltet på Horg	66
Figur 3.5. Berggrunnskart (N250) for studieområdet på Horg	67
Figur 3.6. Rekonstruksjon av tre brebevegelsesretningar i Sør-Trøndelag	69
Figur 3.7. Lausmassekart for studieområdet på Horg	71
Figur 3.8. SAT-SKOG oversiktskart over skogressurser på Horg	72
Figur 3.9. Tal på dagar med 0,1 mm nedbør eller meir	73
Figur 3.10. Månadsnormalar for temperatur og nedbør for Horg	74
Figur 3.11. Kart over skredhendingar i området omkring Horg	75
Figur 3.12. Oversiktskart av studieområdet i Høvringslia (markert med svart firkant)	77
Figur 3.13. 3D-bilete over Høvringslia	78
Figur 3.14. Berggrunnskart over studieområdet Høvringslia	79
Figur 3.15. Kvartæregologisk kart over studieområdet Høvringslia	80
Figur 3.16. SAT-SKOG oversiktskart over skogressursar i Høvringslia	81
Figur 3.17. Månadsnormal for temperatur og nedbør ved Høvringslia	82
Figur 3.18. Flom-/jordskred og erosjon i Høvringslia	83
Figur 3.19. Kart over skredhendingar i området omkring Høvringslia	84
Figur 4.1. To visningar av ein DEM	89
Figur 4.2. Forklaring til flow direction	90
Figur 4.3. Frå flow direction til flow accumulation	91
Figur 4.4. Tverrprofil viser utforming av vegkropp for landbruksveg	92
Figur 4.5. Ulike utformingar av stikkrenner med innløpskontroll	96
Figur 4.6. Siktemaskin og prinsippsskisse av framgangsmåte for kornsikting	99
Figur 5.1. Lokalitetskart over observasjonar frå Horg	102
Figur 5.2. Lausmasseprofil frå Horg	103
Figur 5.3. Lausmasseprofil frå Horg	103
Figur 5.4. Bergblotningar frå Horg	104
Figur 5.5. Prøve av morenemateriale tatt frå Høvringslia	105
Figur 5.6. Eksempel på morenematerielet i fraksjon 8-16 mm	106
Figur 5.7. Høgdeprofil over dalsida på Horg og Høvringslia	107
Figur 5.8. Hogstavfall på Horg	108
Figur 5.9. Bilete av hogstfeltet på Horg	109
Figur 5.10. Skogsbilveg på Horg	111
Figur 5.11. Driftsveg på Horg	111
Figur 5.12. Driftsveg på Horg	112
Figur 5.13. Køyrespor etter terrengkjøring på Horg	112
Figur 5.14. Vegskjeringar langs skogsbilveg i studieområdet på Horg	113
Figur 5.15. Innløp (A) og utløp (B) til stikkrenne nr. 518	114
Figur 5.16. Fryst innløp til stikkrenner	115
Figur 5.17. Typisk grøft fra studieområdet på Horg	115
Figur 5.18. Utgliding frå skjering til driftsveg	116
Figur 5.19. Erosjonsrenne i nedre skogsbilveg på Horg	117
Figur 5.20. Delvis tetta innløp til stikkrenner langs nedre skogsbilveg på Horg	117

Figur 5.21. Utgliding frå skjering kartlagt som hav- og fjordavsetning på Horg	118
Figur 5.22. Hogstfeltet i Høvringslia	119
Figur 5.23. Flyfoto over hogstfeltet i Høvringslia	119
Figur 5.24. Menneskelege inngrep, bilete- og prøvepunkt for Høvringslia.....	120
Figur 5.25. Øvste skogsbilveg i Høvringslia.....	121
Figur 5.26. Øvste skogsbilveg i Høvringslia med hogstavfall og skjering	121
Figur 5.27. Utdrag av flow accumulation for studieområdet på Horg	122
Figur 5.28. Nedbørsfelt til stikkrenner	126
Figur 5.29. Grøftestrekningar på Horg.....	128
Figur 5.30. Kornfordelingsanalysar for morenemateriale frå Horg og Høvringslia.	130
Figur 6.1. Stubbar som står igjen etter hogsten.....	137
Figur 6.2. Hogstavfall i og langs vassvegar i hogstfeltet på Horg	139
Figur 6.3. Nærbilete av vassmetta materiale i skjering	141

Tabelliste

Tabell 2.1. Forenkla versjon av Varnes sitt klassifikasjonssystem av skredtypar	4
Tabell 2.2. Gruppering av skredtypar i Noreg, basert på materialinnhald	4
Tabell 2.3. Sikkerheitsklasser ved plassering av byggverk i skredfareområder	5
Tabell 2.4. Kornfraksjon etter storleik	8
Tabell 2.5. Finstoffandelen i moreneprøver frå Sør-Noreg.....	14
Tabell 2.6. Inndeling av moglege utløysingsområder for skred ved ulike hellingsgradar	36
Tabell 2.7. Rotsystem til ulike norske tretypar	46
Tabell 3.1. Oversikt over målestasjonane i nærleiken av Horg	74
Tabell 4.1. Anbefalt maksimalavstand mellom stikkrenner for landbruksvegar	93
Tabell 4.2. Avrenningsfaktor C for nedbørsfelt	94
Tabell 4.3. Hydraulisk kapasitet (l/s) for rørkulvertar med innløpskontroll	96
Tabell 4.4. Mannings tal for grøfter	97
Tabell 5.1. Pårekelege maksimale nedbørsverdiar	123
Tabell 5.2. Terskelverdi for nedbør basert på prosent av årsnedbør	124
Tabell 5.3. Terskelverdi basert på samanheng mellom intensitet og varigheit	124
Tabell 5.4. Kapasitetsberekning for stikkrenner på Horg dimensjonert for Q ₂₅ og Q ₅₀	125
Tabell 5.5. Berekna og anbefalte vasshastigheiter for målte grøftestrekningar	127

Kapittel 1 Innleiing

Skred og flom er dei naturfarane som gjer mest skade på infrastruktur og tar flest menneskeliv i Noreg. Dei siste 150 åra har meir enn 2000 menneske mista i livet i skredulukker (Jaedicke et al., 2008). Det er snøskred som tar mest liv i Noreg (Colleuille og Engen, 2009), og berre i 2015/2016-sesongen har det vore fire dødsulukker med fem døde (Norges geotekniske institutt [NGI], 2016). Jord- og flomskred førar kvart år til stor skade på infrastruktur og bustadar, men heldigvis sjeldan til tap av menneskeliv (Bargel et al., 2011). Jordskredet i Hatlestad terrasse i Bergen kommune i 2005 er likevel eit eksempel på hendingar som har ført til fleire omkomne (Granli, 2010). Jord- og flomskred blir ofte utløyst av meteorologiske forhold (Sandersen et al., 1996). Dette er som følge av overflateerosjon etter kortvarige og intense nedbørshendingar, eller oppbygging av porevasstrykk over lengre nedbørsperiodar. I tillegg er snøsmelting og teløysing ein viktig utløysande faktor for jord- og flomskred i Noreg. Jordskred, flomskred og relaterte skredprosessar kan forkomme i ulike terrenstypar, føresett at det er nok lausmassar tilgjengeleg, stor nok skråningsvinkel og at topografien gir moglegheit for periodevis høg vasstilførsel og auka porevasstrykk (Fischer et al., 2014).

Klimamodellar visar at Noreg kan forvente eit våtare og varmare klima med større nedbørsmengder og nedbørsintensitet i framtida (Iversen et al., 2005). Dette kan mellom anna føre til hyppigare flommar og vassdragsrelaterte skadar (Colleuille og Engen, 2009) samt auke frekvensen av alle former for vassrelaterte skred. Desse forholda gjer det sannsynleg at frekvensen av vassrelaterte skred vil auke og fleire områder vil bli skredutsett. Det er forventa at framtidige klimaendringar vil føre til ei auke i jordskredhyppigheit frå Trøndelag og nordover (Jaedicke et al., 2008).

Auka i omfanget av vassrelaterte skred kan også ha årsak i ein meir omfattande utnytting av utmarksområder i bratt terreng (Norem og Sandersen, 2014). Menneskelege inngrep kan ha innverknad på skredpotensialet ved å endre terskelen for utløysing og frekvens av skred (Sidle og Ochiai, 2006). Dette gjeld bygging av skogsbilvegar, skogshogst og skadar i terrenget på grunn av skogsdrift. Desse faktorane vil i dei fleste tilfelle føre til endringar i dei naturlege dreneringsvegane og føre store vassmengder fram til parti som er dårleg sikra mot erosjon (Norem og Sandersen, 2014).

Målet med denne masteroppgåva er å utvide kunnskapen om vassrelaterte jord- og flomskred med vekt på korleis etablering av skogsbilvegar og skogshogst påverkar faren for skred. Dette skal utførast gjennom eit detaljert litteraturstudium for å danne eit godt teoretisk grunnlag.

Litteraturstudiet skal belyse utløysingsmekanismer for grunne skred i bratt terreng, og vegetasjonens betydning for jord- og flomskred og varierende vassinnhald. Forhold som førar til kritisk reduksjon av stabiliteten langs skogsbilvegar og i hogstfelt skal studerast i detalj. Det er utført feltstudiar av to nylege avskoga områder der det er anlagt skogsbilvegar, og desse er ved Horg i Melhus kommune, Sør-Trøndelag, og Høvringslia i Sel kommune, Oppland. I Høvringslia gjekk det fleire jord- og flomskred i 2011. I studieområda vil det bli vurdert korleis geologiske, hydrologiske, hydrogeologiske og geomorfologiske forhold og menneskelege inngrep påverka skredfaren. Dette gjerast gjennom feltarbeid, topografiske- og hydrologiske analyser av dei avskoga områda ved hjelp av kartverktøyet ArcGIS og laboratorieanalyser. Graden av feltarbeid har vært ulik i de to studieområda, der Horg er studert meir i detalj enn Høvringslia. Figur 3.1 visar kvar studieområda ligg i Noreg.

Kapittel 2 Teori

Dette kapittelet omfattar litteraturstudium om utløysingsmekanismer for jord- og flomskred, i tillegg til geologiske, topografiske, vegetasjonsmessige og hydrologiske/hydrogeologiske forhold i forbindelse med skogsvegutforming og flatehogst i hellande terreng som gir fare for skred. Snøskred og steinsprang vert også omtalt, men berre på generell basis, då desse skredtypane ikkje er oppgåvas hovudfokus.

2.1 Klassifisering av skred

I internasjonal litteratur blir *landslide* (skred) definert som massebevegelse av stein og jord nedover ei skråning (Cruden, 1991). Den norske definisjonen av skred er utarbeida av Noregs Vassdrags- og Energidirektorat (NVE) og er formulert slik:

«Eit skred er eit naturfenomen der tyngdekrafta bidreg til at material som stein, lausmasser eller snø bevegar seg nedover ei skråning i terrenget. Bevegelsane kan skje gjennom fall, glidning eller ein rask straum av masser, og sjølve skredet kan også innehalde vatn i ulike mengder» (Øydvin et al., 2011, s. 22).

Det eksisterer fleire ulike klassifikasjonssystem av skredtypar. Dei fleste baserar seg på materialtype, utløysingsmekanisme, bevegelse og vassinnhald. Eit utbredt klassifikasjonssystem for skred er utvikla av Varnes (1978) og baserar seg på bevegelses- og materialtype. Materialet delast inn i fjell (*rock*) og lausmasser (*soil*). Lausmasser delast vidare inn i finkorna (*earth*) og grovkorna lausmasser (*debris*). Bevegelsen delast inn i utfall (*falls*), utvelting (*topples*), utgliding (*slides*), spreining (*spreads*) eller flyt (*flows*) (Cruden og Varnes, 1996). Tabell 2.1 visar ein forenkla versjon av systemet til Varnes. Dette klassifikasjonssystemet har blitt foreslått modifisert av Hungr et al. (2013) for å reflektere framsteg innan forståing av skredfenomen, og material og mekanismar som er involvert. Systemet baserar seg på fleire materialtypar enn det originale av Varnes (1978) og er utvida til 32 skredtypar.

I forhold til den internasjonale terminologien, er skredtypeklassifisering i Noreg meir overordna og forenkla, og samstundes tilpassa norske forhold. Skredtypane grupperast etter materialtype, og det delast inn i tre typar material: fast fjell, lausmassar og snø (Øydvin et al., 2011). Tabell 2.2 visar klassifiseringa av ulike skredtypar.

Tabell 2.1. Forenkla versjon av Varnes sitt klassifikasjonssystem av skredtypar (Varnes, 1978).

TYPE OF MOVEMENT		TYPE OF MATERIAL		
		BEDROCK	ENGINEERING SOILS	
			Predominantly coarse	Predominantly fine
FALLS		Rock fall	Debris fall	Earth fall
TOPPLES		Rock topple	Debris topple	Earth topple
SLIDES	ROTATIONAL	Rock slide	Debris slide	Earth slide
	TRANSLATIONAL			
LATERAL SPREADS		Rock spread	Debris spread	Earth spread
FLOWS		Rock flow (deep creep)	Debris flow (soil creep)	Earth flow
COMPLEX		Combination of two or more principal types of movement		

Tabell 2.2. Gruppering av skredtypar i Noreg, basert på materialinnhald (Øydvin et al., 2011).

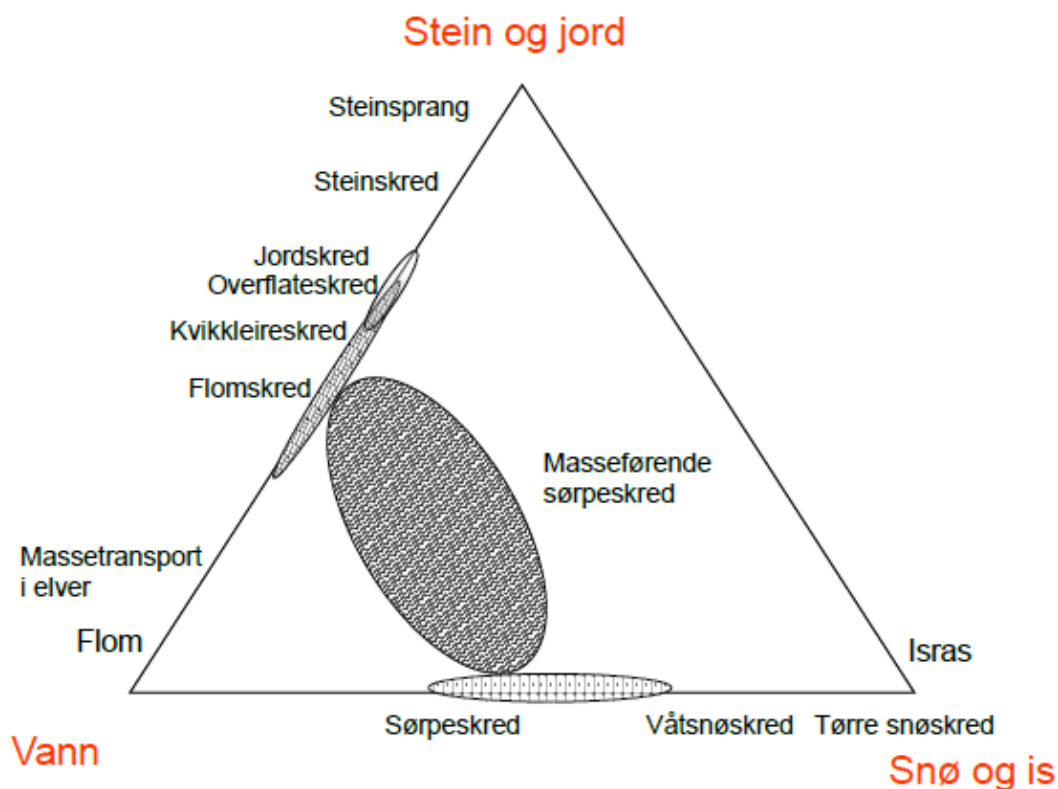
Fast fjell	Lausmasser		Snø
	Grove	Fine	
Steinsprang	Jordskred		Snøskred
Steinskred			
Fjellskred	Flomskred	Kvikkleireskred	Sørpeskred

Ein annan metode for å karakterisere ulike skredtypar er ved å nytte eit trekantdiagram. Her framstillast skredtypane ut frå forholdet mellom vatn, stein og jord, og snø og is, slik som figur 2.1 visar (Norem og Sandersen, 2014).

2.2 Lovverk omkring skred

Arealplanlegging som tek omsyn til naturfarar som skred, er det viktigaste verkemiddelet for å redusere faren for tap og skadar ved naturulukker. Å unngå å bygge i fareutsette område er den beste måten å førebygge skadar på (NVE, 2014). Risiko er eit uttrykk for den faren uønska hendingar representerer for menneske, miljø, økonomiske verdiar og andre samfunnsviktige funksjonar. Risiko er produktet av konsekvens (skadeomfang) og sannsynet for ei uønska hending (faregrad). Faregrad er eit mål for kor stor fare, eller sannsynet, for at ei skredhending av ein gitt konsekvens skal inntreffe. Konsekvens er ei vurdering av omfanget av skadane ei skredhending kan forårsake (Colleuille og Engen, 2009).

Etter Byggteknisk forskrift (TEK10) skal ikkje byggverk plasserast i skredfarlege områder der konsekvensen eller sekundærverknaden av skred (f.eks. flodbølgje) er særleg stor eller forårsakar uakseptable konsekvensar for samfunnet (Direktoratet for byggkvalitet, 2016).



Figur 2.1. Trekantdiagram for skredtyper. Klassifisering av skredtyper etter forholdet mellom vatn, stein og jord, og snø og is (Norem og Sandersen, 2014).

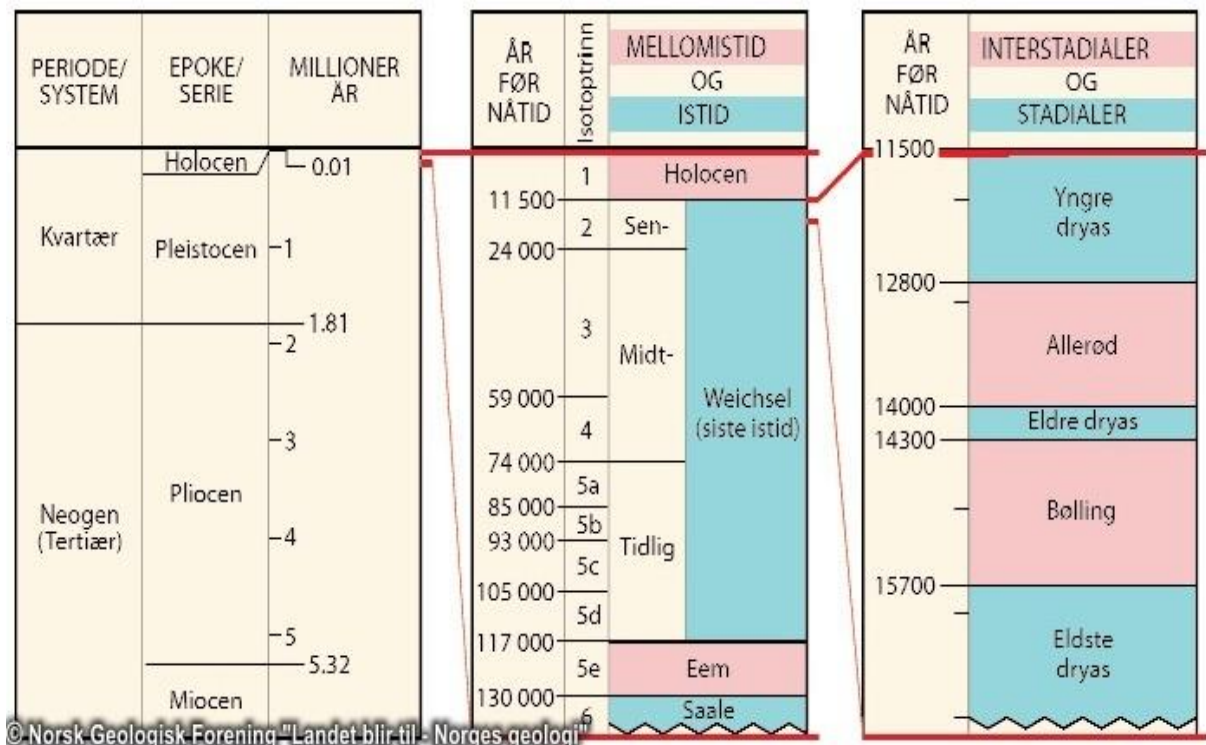
For byggverk i skredfareområder er det definert tre sikkerheitsklassar for skred, inndelt etter sannsyn og konsekvens for skred (sjå tabell 2.3). Klassene er sett ut ifrå at sikkerheita skal ivaretaast for både menneskeliv og materielle verdiar. Tilfredsstillande sikkerheit mot skred er gitt som største nominell årleg sannsyn for skred. Desto større konsekvensen av skred er, dess lågare nominelt sannsyn for skred aksepterast. Byggverk som hamnar i dei ulike sikkerheitsklassene er for eksempel ein garasje i klasse S1, bustadar med mindre enn 10 bu-einingar i klasse S2, medan bustadar med meir enn 10 bu-einingar hamnar i klasse S3. Byggverk kan plasserast i områder der sannsynet for skred er større enn minstekravet dersom det utførast sikringstiltak som reduserer sannsynet til det nivå som er angitt i forskrifta (Direktoratet for byggkvalitet, 2016). Denne oppgåva vil ikkje omfatte å vurdere skredfaren ut ifrå sikkerheitsklassane.

Tabell 2.3. Sikkerheitsklasser ved plassering av byggverk i skredfareområder (Direktoratet for byggkvalitet, 2016).

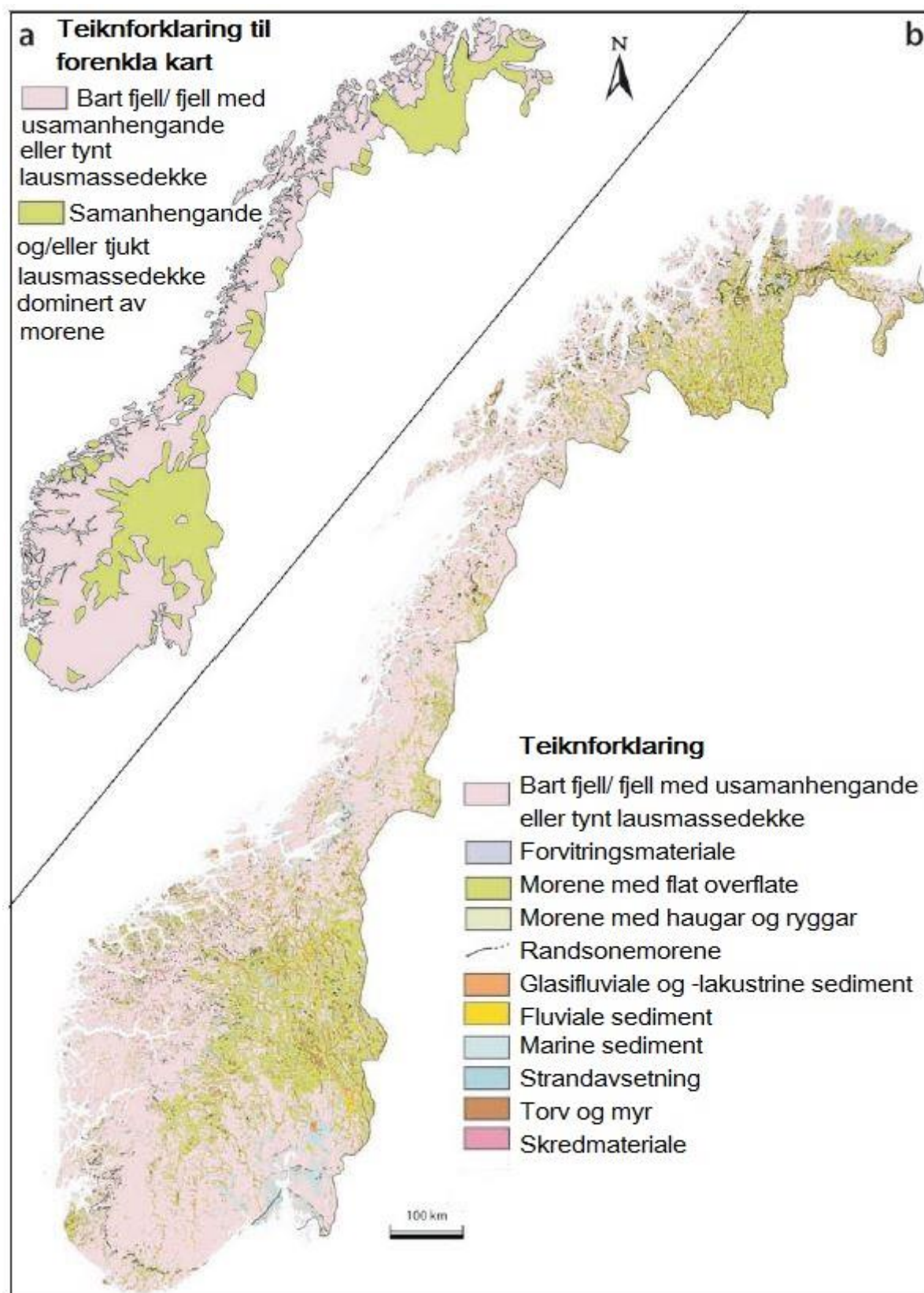
Sikkerheitsklasse for skred	Konsekvens	Største nominelle årlege sannsyn
S1	Liten	1/100
S2	Middels	1/1000
S3	Stor	1/5000

2.3 Kvartærgeologi og lausmasser

Isbrear i bevegelse har stor eroderande effekt. Brear førar med seg eldre lausmasser og plukkar laus materiale frå berggrunnen. Mellom sålen til breen og underlaget skjer det ei effektiv knusing og oppmaling, der sluttproduktet som oftast består av alle kornfraksjonar mellom blokk og leir (Reite, 1990). Under istidene vart store delar av det forvittra berget fjerna av isbrear, noko som gir eit markert skilje mellom fast fjell og lausmasser (Sandersen, 2014). Lausmassane i Noreg er stort sett danna ved geologiske prosessar gjennom siste istid, Weichsel, og dei ca. 10 000 åra som har gått sidan landet vart isfritt (sjå figur 2.2) . I denne perioden smelta innlandsisen heilt bort og enorme mengder materiale vart avsett (Thoresen, 1991). Ifølge Olsen et al. (2013) er nesten alle kvartære avsetningar på fastlandet yngre enn 300 000 år, og sannsynlegvis er > 90 % frå Weichsel, dvs. yngre enn 115 000 år. Dei fleste lausmasser er direkte eller indirekte knytt til isbreanes framferd, i form av morene- eller breelvmateriale, eller som sediment som vart skylt ut frå breane og ut i havet. Skredmasser, elve- og strandavsetningar er indirekte påverka av glasiasjon ved at desse er avhengig av materialet som vart etterlatt gjennom istidene (Norges geologiske undersøkelse [NGU], 2016). Figur 2.3 visar eit forenkla kvartærgeologisk kart over Noreg.



Figur 2.2. Inndeling av dei siste seks millionar år i tidsepokar med mellomistider, istider, interstadialer og stadialer (Vorren og Mangerud, 2007).



Figur 2.3. Kvartærgeologisk kart over Noreg basert på NGUs kartdatabase. A) Forenkla kart med eksponert berggrunn og lausmassedekke med generelt >1 m tjuknad (vesentleg morene), og B) fordeling av lausmassar frå kvartærgeologisk kart i skala 1:1 million (modifisert etter Olsen et al. (2013).

2.3.1 Lausmassenes eigenskapar

Lausmasser består av fleire mineralkorn som er danna ved nedbryting av bergartar, og i naturlige lausmasser er det stor variasjon i storleik og form. Dette avheng av bergartens struktur og styrke, og kva slags mekanisk påverknad materialet har vore utsatt for (Emdal, 2014). Ei lausmasse har karakteristiske eigenskapar som er viktig for den praktiske bruken av den. Viktige eigenskapar er til dømes kornstørrelse, kornform, sortering, porøsitet, permeabilitet og pakningsgrad (Thoresen, 1991).

Kornstørrelse er ein viktig parameter for klassifiseringa av lausmasser. Kornfragment blir namngitt som blokk, stein, grus, sand, silt eller leir, høvesvis frå størst til minst (sjå Tabell 2.4).

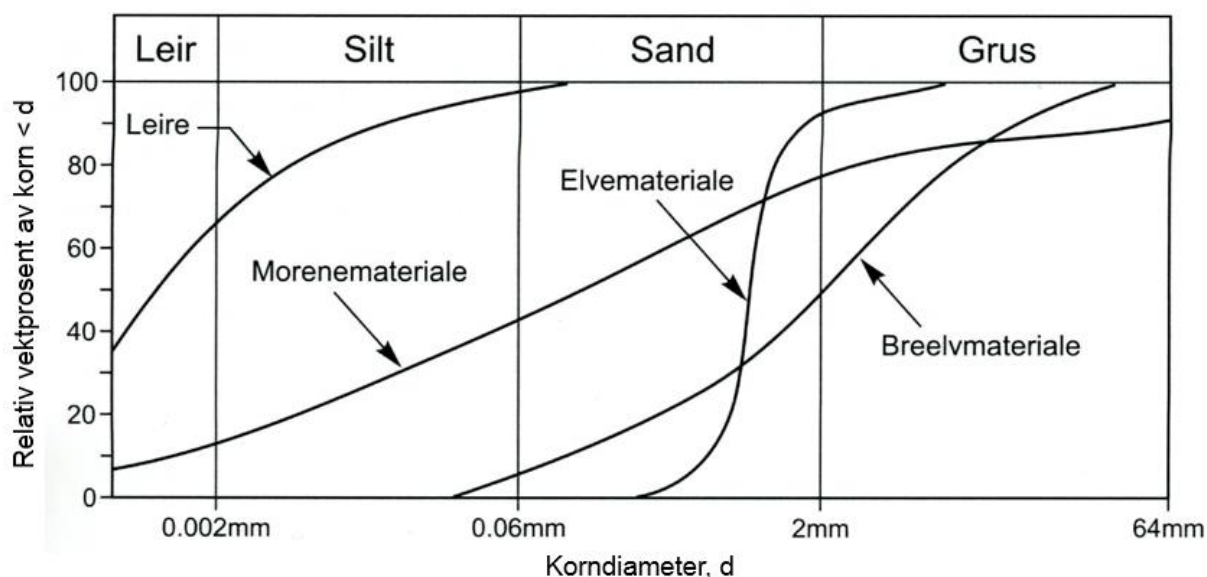
Tabell 2.4. Kornfraksjon etter storleik, saman med reglar for benemning etter kornstørrelse, modifisert etter Statens vegvesen (2014a).

Fraksjon		Kornstørrelse i mm	Prosentvis innhald	Benemning
Grovinndeling	Fininndeling			
Blokk	-	> 600		Blokk
Stein	-	600 – 60	≥ 60 %	Stein
			20-60 %	Steinig -
Grus	Grov	60 – 20	≥ 60 %	Grus
	Middels	20 – 6	20-60 %	Grusig -
	Fin	6 – 2		Ikkje nemnt
Sand	Grov	2 – 0,6	≥ 60 %	Sand
	Middels	0,6 – 0,2	20-60 %	Sandig -
	Fin	0,2 – 0,06		Ikkje nemnt
Silt	Grov	0,06 – 0,02	≥ 45 %	Silt
	Middels	0,02 – 0,006	15-45 %	Siltig -
	Fin	0,006 – 0,002	< 15 %	Ikkje nemnt
Leir	-	< 0,002	≥ 30 %	Leire
			15-30 %	Leire + andre fraksjonar i adjektivform (siltig leire)
			5-15 %	Leirig -

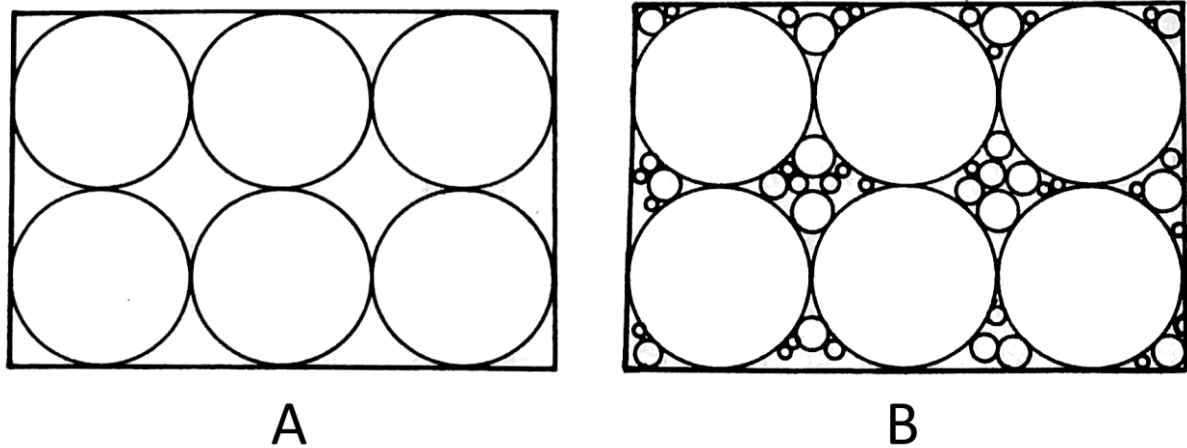
Gjennom kornfordelingsanalyser blir lausmaterialets innhald av ulike kornfraksjonar bestemt. Kornfordelinga kan framstillast gjennom kornfordelingskurvar. Figur 2.4 visar typisk kornfordeling for ulike lausmassemateriale. Avhengig av fraksjonsinnhaldet får materialet i tillegg nemning som vist i tabell 2.4. Steilheita på kurvene indikerer sorteringsgraden på materialet. Ei steil kurve angir at materialet består av partiklar som i stor grad er av lik størrelse og kallast eit godt sortert eller einsgradert materiale. Ei flatare kurve angir at

materialet er samansett av eit vidt spekter av kornstørrelsar, og dette kallast for eit dårleg sortert eller velgradert materiale (Emdal, 2014).

Eit godt sortert materiale tillét høgare vassgjennomtrenging enn eit dårleg sortert materiale. Pakningsgrad utrykkar kor tett samankitta eit lausmateriale er. Eit velgradert materiale oppnår ein høg pakningsgrad, der finstoff tettar igjen holromma mellom grovare partiklar. Ved belastning vil pakningsgraden auke (Thoresen, 1991). I lausmasser som består av større mineralkorn, er dei einskilde korna i direkte kontakt med kvarandre. Strukturen til kornskjelettet og forholdet mellom faste partiklar og holrom avheng av kornfordeling, avsettingsforhold og påfølgjande belastning (Larsson, 2008). Figur 2.5A visar eit einsgradert eller godt sortert lausmateriale som har open struktur med store porer. Figur 2.5B visar eit velgradert eller dårleg sortert lausmateriale med tett struktur og små porer.



Figur 2.4. Typiske kornfordelingskurver for fire ulike lausmassematerial, modifisert etter Brattli (2015).



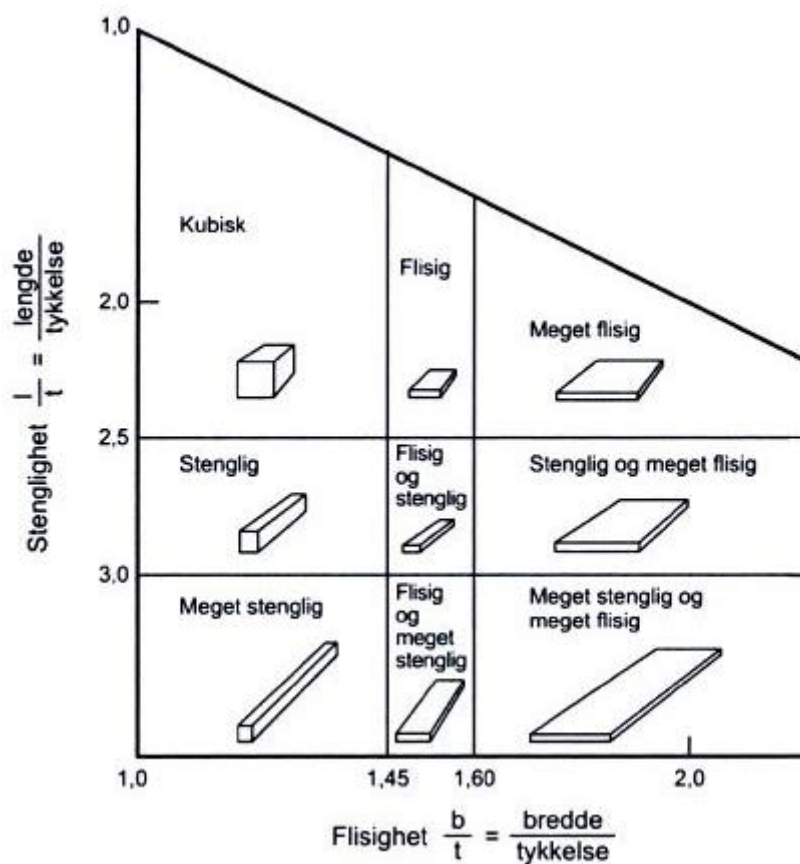
Figur 2.5. Sorteringsgrad i lausmaterial. Visar A) eit einsgradert materiale og B) eit velgradert materiale, modifisert etter Fetter (2001).

Kornform får nemning etter forholdet mellom flisigheit, dvs. bredde/tjukkeleik, og stengligheit, dvs. lengde/tjukkeleik (Statens vegvesen [SVV], 2014a). I tillegg til kornformnemninga blir grovkorna partiklar rangert etter rundheit, sjå figur 2.6. Partikkel rundheit er uavhengig av form, og gjeld den relative avrundinga eller skarpheit av hjørne og kantar (Blott og Pye, 2008). Rundheit er i stor grad avhengig av transportmetode og avstand frå opphavsleg berggrunn. Grad av kantar kan dermed bestemme opphavet til og kva forvitningsprosess som har brakt eit korn til sin noverande tilstand (Clayton et al., 1995). Eit godt runda korn er enten transportert av vatn eller vind, medan eit kanta korn er transportert av is eller ved gravitasjon (Brattli, 2015). Figur 2.6 og figur 2.7 illustrerer ulike kornform.

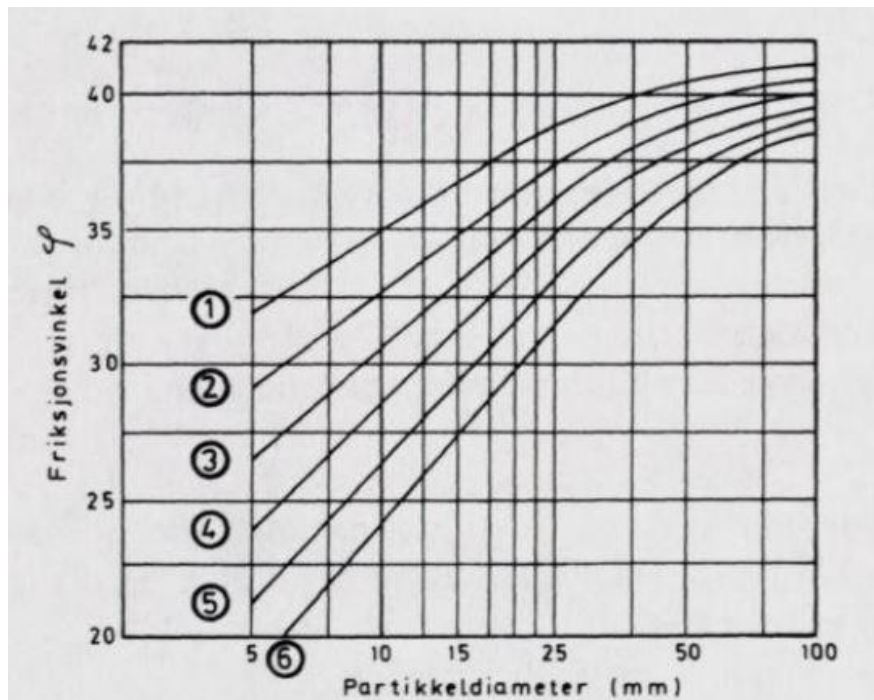
Kornform påverkar også styrken til materialet. Skjærstyrken er lågare for runda partiklar enn for kanta partiklar, som følgje av auka friksjonsmotstand mellom korna. Friksjonsvinkel er den naturlege hellingsvinkelen til ein jordart, og aukar vanlegvis med aukande kornstørrelse, gradering og kornform, sjå figur 2.8. Dersom materialet vassmettast vil friksjonsvinkelen reduserast med eit par grader (Chatwin et al., 1994; Brattli, 2015).



Figur 2.6. Inndeling for kornform etter grad av kantar på krovkorna partiklar, modifisert etter Clayton et al. (1995).



Figur 2.7. Inndeling for kornform etter stenglighet og flisighet (Statens vegvesen, 2014a).



Figur 2.8. Frikjonsvinkel som funksjon av partikkeldiameter og kornform. 1 = Særs kanta, 2 = Moderat kanta, 3 = Svakt kanta, 4 = Svakt runda, 5 = Moderat runda, 6 = Godt runda (Selmer-Olsen, 1977)

Alle lausmasser inneheld fast materiale og porar. Porene kan vere fylt med vatn, luft eller gass. Lausmassens totale volum V er gitt ved (Jørgensen et al., 2013):

$$V = V_s + V_w + V_g \quad \text{Likn. 2.1}$$

der V_s er volum av fast stoff, V_w er volum av vatn og V_g er volum av luft og gassar.

Porevolumet V_p til lausmaterialet blir då (Jørgensen et al., 2013):

$$V_p = V_w + V_g \quad \text{Likn. 2.2}$$

Porøsitet n er eit volumforhold som angir kor stor del av totalvolumet som er porer, og er avhengig av sorteringsgrad, kornstørrelse, kornform, pakkingsgrad og orientering av korna.

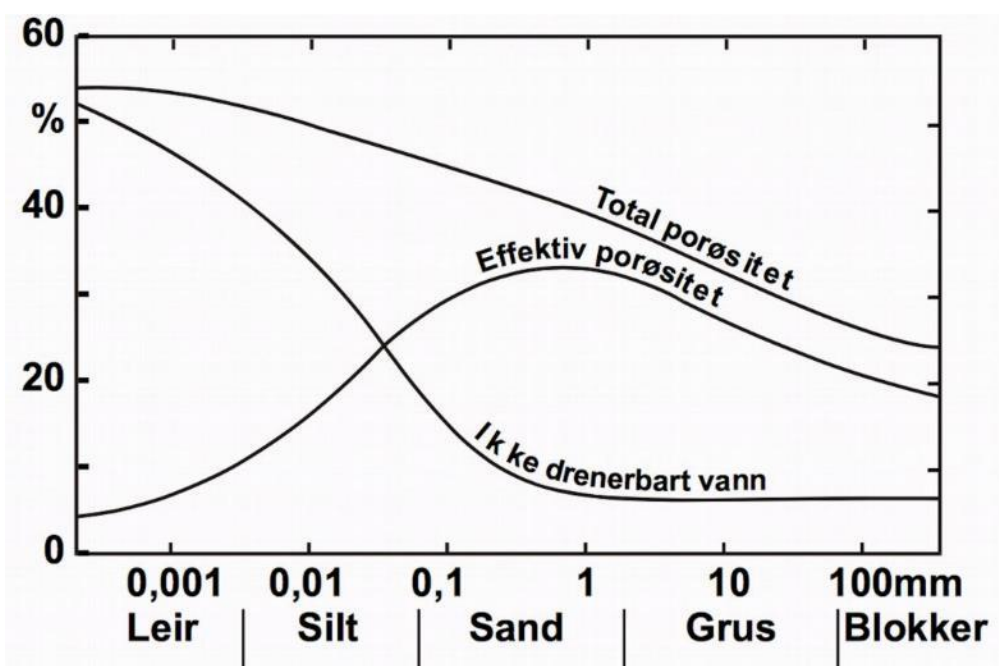
Porøsitet er definert som forholdet mellom porevolum og totalvolum (Emdal, 2014):

$$n = \left(\frac{V_p}{V} \right) \times 100 \quad \text{Likn. 2.3}$$

Lausmasser kan vere i tørr, metta eller umetta tilstand. Når lausmassane er metta betyr det at porene er fylt med vatn, medan umetta betyr at porene er fylt med vatn, luft eller gass (Jørgensen et al., 2013; Emdal, 2014). I eit materiale vil ikkje alle porene vere

gjennomtrengelige og nokon kan vere avstengd. I tillegg vil også noko av vatnet vere bundet til partiklane og er dermed ikkje drenerbart.

Den totale porøsiteten omfattar alle porene, medan den effektive porøsiteten er definert som volumet av dei drenerbare porene. Figur 2.9 visar forholdet mellom kornstørrelse og porøsitet. Figuren visar at fine kornfraksjonar (leir og silt) har høg total porøsitet, men lav effektiv porøsitet fordi store delar av vatnet er ikkje drenerbart. For grovare fraksjonar (sand og større) er total og effektiv porøsitet meir like fordi berre ein liten del av vatnet er bunden til partiklane og dermed ikkje drenerbart (Brattli, 2009).



Figur 2.9. Samanhengen mellom kornstørrelse og vasslagringsegenskapar i sediment (Brattli, 2009).

2.3.2 Klassifisering

Lausmasser klassifiserast på forskjellige måtar. For geotekniske formål er det vanleg med inndeling i kornstørrelse. Lausmasser beskrivast vidare etter fordeling av kornfraksjonar, og blir namngitt etter kva som blir akta som hovudkomponenten, samt den nest største komponenten. Klassifikasjonen nyttar vektandelen, og det blir brukt bestemte grenser for prosentinnhald av dei forskjellige fraksjonane, som vist i tabell 2.4 (Emdal, 2014).

Ein meir praktisk klassifisering av lausmasser er etter kva prosessar som har vore dominerande under danninga og deira karakteristiske trekk. Lausmassane som inndelast etter danning er for eksempel morenemateriale, breelvavsetningar, hav- og fjordavsetningar, elveavsetningar, marine strandavsetninga og vindavsetningar (Thoresen, 1991).

Ein annan måte å klassifisere jordartar på er å dele inn i friksjons- og kohesjonsjordartar. Med friksjonsjordartar meinast dei jordartane som har ei samansetning av grovkorna jordartar på størrelsar større enn silt. Størstedelen av jordartens skjærstyrke skyldast friksjon mellom korna, som er avhengig av kornoverflata og kornstyrken. Meir om skjærstyrke i avsnitt 2.7. Desse jordartane har holrom eller porer mellom korna, som gjer at porevatn lett kan sirkulere. Kohesjonsjordart er fellesnemning på finkorna jordartar som silt og leire. Ein vesentlig del av skjærstyrken skyldast kohesjon i massane. Kohesjonen er forårsaka av elektrostatiske bindingar mellom leir- og siltpartiklane som held dei saman i ei fast masse utan å anvende ytre krefter (De Blasio, 2011; SVV, 2012; Emdal, 2014).

2.3.3 Lausmassetypar

Lausmassetypane som er registrert i studieområda er morene, hav- og fjordavsetning, strandavsetning og forvittringsmateriale. I følgjande delkapittel presenterast dei viktigaste karakteristikkane av desse.

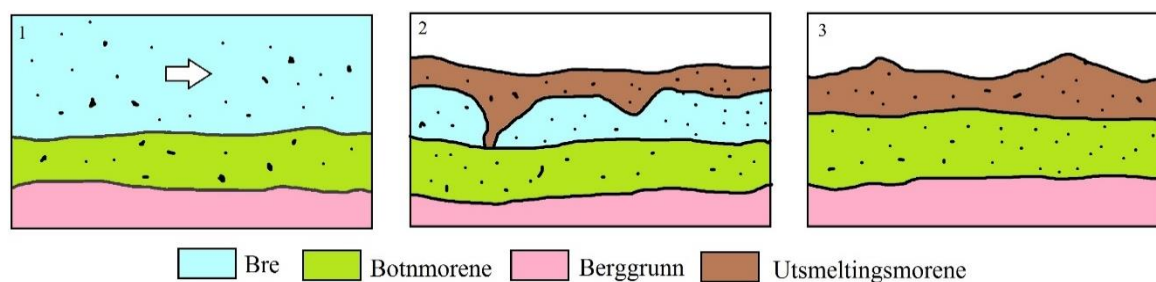
Morenemateriale

Som kornfordelingskurva i figur 2.4 visar, består morene av alle fraksjonar frå leir til blokk (Easterbrook, 1982; Clarke, 1987; Bell, 2002). Materialet kan vere godt pakka, slik at morenen har lav porøsitet (Jørgensen et al., 2013). I Noreg er morene den jordarten med størst utbreiing (Bergersen og Garnes, 1972; Haldorsen et al., 1983). Morenematerialet kan vere transportert fleire titals km, men fragment frå lokale bergartar dominerer i morene (Dreimanis et al., 1957; Clark, 1987). Norske morenar er vanlegvis transportert mindre enn 5 km (Thoresen, 2000). Jørgensen (1977) undersøkte kornfordeling i over 3000 norske moreneprøver. Frå dette datamaterialet var det mogleg å skilje ut to hovudtypar morene. Morene som stamma frå prekambriske bergartar (krystalline og grovkorna sedimentære bergartar) er generelt grovkorna med lavt innhald av finstoff, medan morene som stammar frå kambrosiluriske bergartar (skifer, fyllitt og kalkstein) hadde ein høgare andel finstoff (Brattli, 2015). Finstoffandelen (silt og leir) til moreneprøver frå Sør-Noreg er presentert i tabellen under (Jørgensen, 1977).

Tabell 2.5. Finstoffandelen i moreneprøver frå Sør-Noreg, modifisert etter Jørgensen (1977).

Innhald av silt og leir	> 35 %	25-35 %	15-25 %	< 15 %
Andel av prøvane med dette innhaldet	25,8 %	19,5 %	35 %	17,7 %

Norske morenar er vanlegvis grove (Haldorsen et al., 1983). Etter Terzaghi et al. (1996) har morene i naturleg tilstand ein porøsitet på 20 %, vassinnhold på 9 % og ein tettheit på 2,12 Mg/m³ i tørr tilstand og 2.32 Mg/m³ i metta tilstand. Morene dekkar ca. 25 % av det norske fastlandet (Olsen et al., 2013). På grunn av (pga.) det høge relieffet i Noreg er morenedekket normalt diskontinuerlig og < 2 m tjukk i høgareliggande områder. Ei morene er generelt kjenneteikna ved at den er usortert og er svært variert. Avhengig av kvar materialet avsettest i forhold til breisen klassifiserast avsetningane som botnmorene, utsmeltingsmorene og randmorene (sjå figur 2.8). Botnmorene er avsett under ein aktiv is, utsmeltingsmorene er avsett av ein «død» is under nedsmelting medan randmorene er avsett framfor og langs iskanten. Botnmorene har vanlegvis eit høgare finstoffinnhald enn utsmeltingsmorene, og botnmorenar inneheld både knust og avrunda materiale, medan utsmeltingsmorenar er dominert av knust materiale (Brattli, 2015). Det kan vere vanskeleg å skilje mellom forskjellige morenetypar i felt utan detaljerte undersøkingar (Haldorsen og Krüger, 1990).



Figur 2.10. Prinsippkisse for danning av morenemateriale. 1. Bre i bevegelse transporterar/avsett materiale. 2. Stagnert bre avsett materiale frå breen og breoverflata. 3. Botnmorene og utsmeltingsmorene (modifisert etter Thoresen (2000)).

Hav- og fjordavsetningar

Hav- og fjordavsetningane er finkornige, einsgraderte sediment, hovudsakleg silt og leire som er avsett på sjøbotnen i fjordar og havområder. Materialet er vanlegvis ført ut i sjøen med elvar og botnfelt når strøymingshastigheita blir redusert. Grovare materiale kan førekomme dersom området låg nær isfronten under avsmeltinga. På grunn av det store innhaldet av finstoff er hav- og fjordavsetningar tette og kompakte. Dette førar til at avrenning skjer på overflata og vatnet graver og dannar ravinar og bekkedalar (Thoresen, 1991, 2000).

Strandavsetningar

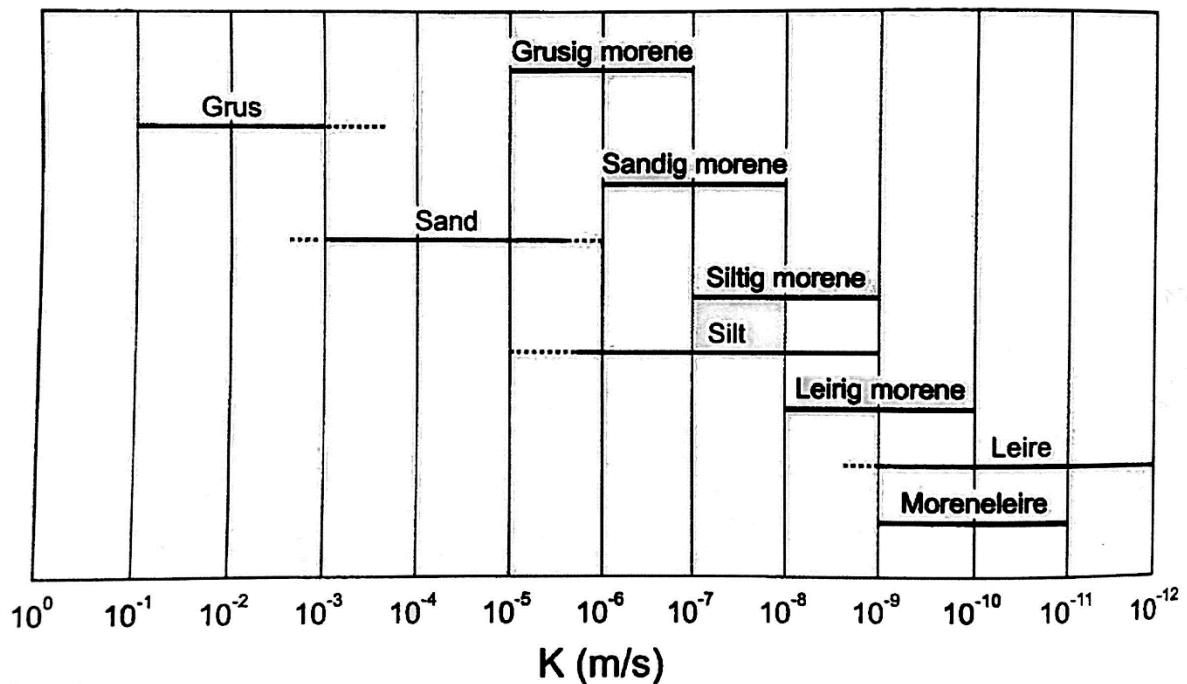
Strandavsetningar er danna av bølge- og strøymingsaktivitet i strandsona og er einsgradert. Som regel ligg avsetningane som eit tynt dekke over andre lausmassar. Kornstørrelsen vekslar mellom grus og silt, men sand og grus dominerer (Reite, 1985; Thoresen, 1991, 2000).

Forvittringsmateriale

Forvittringsmateriale er lausmassar danna ved kjemisk og mekanisk forvittring av lokal berggrunn. Materiale består oftast av flisige korn i grus- og sandfraksjonen, med matriks av sand, silt og leir. I forseinkingar er det typisk innslag av morenemateriale (Reite, 1986; Strømsøe, 2005).

2.4 Hydrogeologi

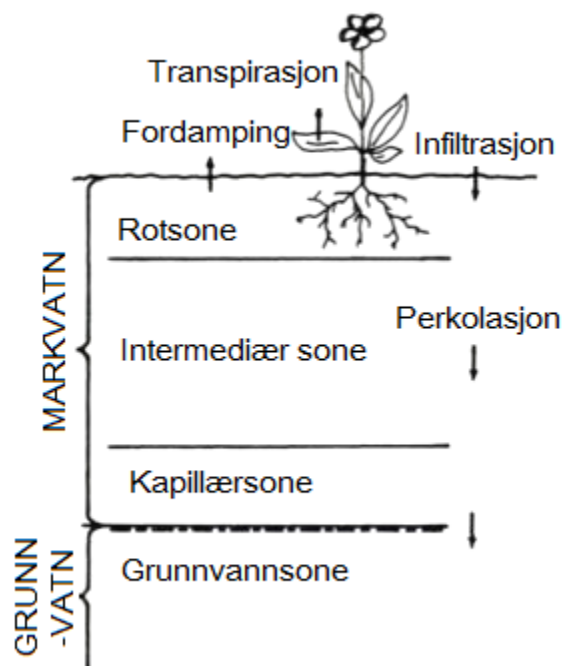
Hydrogeologi omhandlar forholdet mellom geologiske materialar og prosessar med vatn. Vatn strøymar frå høgare til lågare trykk gjennom porene mellom korna i det geologiske materialet. Hydraulisk konduktivitet seier noko om kor lett eit geologisk materiale tillater denne strøyminga. Dette er avhengig av lausmassematerialet, sortering og pakningsgrad (Fetter, 2001; Brattli, 2009). Figur 2.11 visar hydraulisk konduktivitet for ulike lausmasser.



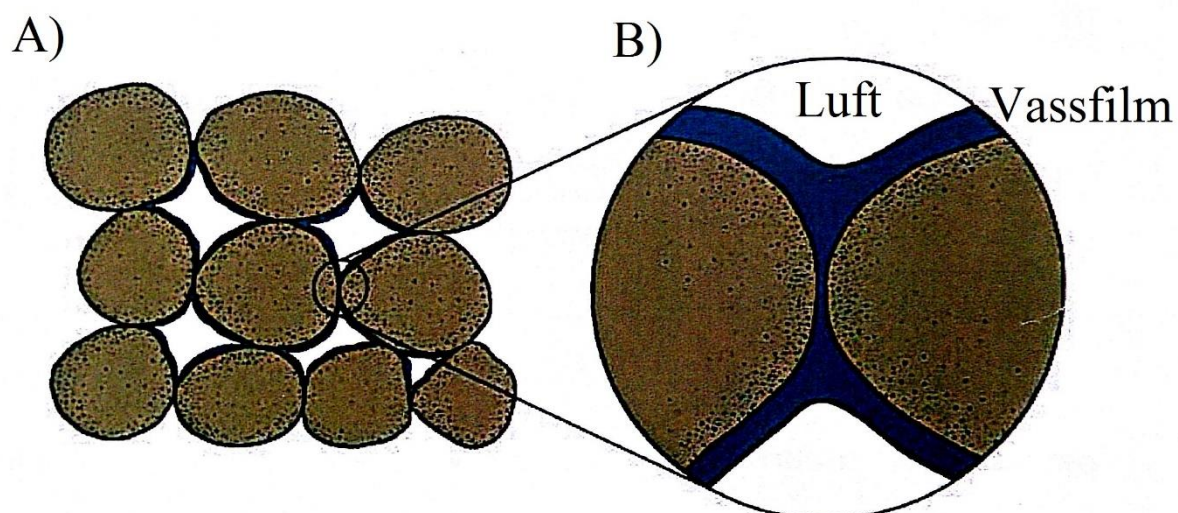
Figur 2.11. Hydraulisk konduktivitet for nokon typiske jordartar (Brattli, 2009).

Når nedbør eller overflateavrenning infiltrerer ned i jorda, dannast det ei umetta og ei metta sone (sjå figur 2.12). Desse delast vidare inn etter vassinnhald og atmosfærisk trykk. I den umetta sona (markvannsona) er porene fylt av vatn, luft og gass. Den øvste delen av umetta sone kallast for rotsona, og strekkar seg frå landoverflata og ned enden av røtene. Her påverkast vassinnhaldet av røtene. Under rotsona ligg intermediær sone. Vatnet er her bunden til mineralkorna, medan eventuelt overskotsvatn blir påverka av tyngdekrafta og perkolerer

(sjå figur 2.11). Den intermediære sona går gradvis over til kapillærsona, som er sona mellom grunnvassoverflata og øvste grense for kapillær stiging. På grunn av dei kapillære kreftene er porene fylde med kapillært vatn med tilnærma full metting. Det djupet der porene er metta med vatn kallast for grunnvasspegelen. Vatnet lagra i den metta sona er kjent som grunnvatnet (Fetter, 2001; Dingman, 2008).



Figur 2.12. Inndeling av soner og hydrologiske prosessar i jorda (Tollan, 1977).



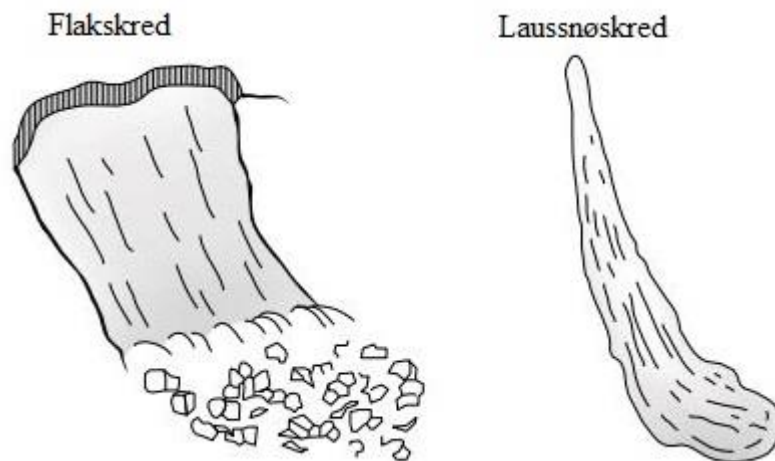
Figur 2.13. Intermediær sone. A) Kornarrangement i ein jordart. Porene i den intermediære sona er delvis luftfylde. B) Vatnet er bundet til partiklane som vassfilm (Brattli, 2009).

2.5 Massebevegelse

Frå geologien og aktsomheitskart (sjå vedlegg E) frå NVE er det mulig å sjå kva skredtypar som er aktuelle i dei to studieområda. Relevante skredtypar er jordskred, flomskred, snøskred og steinsprang. Med omsyn til oppgåvas målsetting er det valt å fokusere på jord- og flomskred, men det blir her gitt ei kort utgreiing av dei andre aktuelle skredtypane og deira utløysingsmekanismar.

2.5.1 Snøskred og steinsprang

Snøskred er ei utgliding av snø mot ei glideflate som enten kan vere bakken eller eit lag inne i snødekket. Snøskred delast normalt inn i to hovudtypar etter utløysingsmetode: laussnøskred og flakskred (Lied, 2014). Det fins også sørpeskred som er hurtige, flomliknande skred av vassmetta snø (NVE, 2013a).



Figur 2.14. Snøskred klassifisert etter utløysingsmetode i flakskred og laussnøskred, modifisert etter Norem (2014).

Laussnøskred oppstår i snø med svake bindingar mellom snøkrystallane og med liten fastheit. Dette skjer vanlegvis i nysnø, eller våt snø som har fått redusert kohesjonen på grunn av oppvarming eller regnver. Laussnøskred startar ofte frå eit punkt der det skjer ei lokal utgliding, som illustrert i figur 2.14. Ettersom skredet utviklar seg blir stadig meir av materiale rive med. Skredet aukar dermed i bredde nedover skredbana og får ei karakteristisk «pæreform». Laussnøskred oppstår normalt i bratte fjellsider, har eit lite volum og ein beskjeden utløpsdistanse (Taurisano og Øydvin, 2011; Norem, 2014).

Flakskred er dei farligaste og mest skadelege skreda i snødekt terreng (Høeg, 2014), noko om hendinga på Svalbard i romjula 2015, der to personar omkom er eit eksempel på (NGI, 2016).

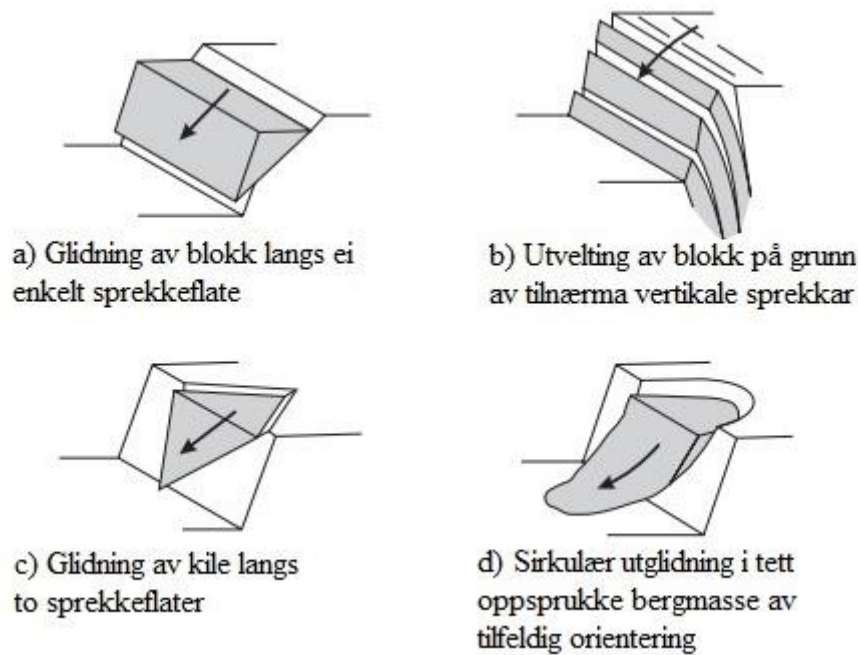
Flakskred er utløyising av ein større del av snødekket, der eit flak utløysast samtidig langs eit glideplan, sjå figur 2.14. Skredet losnar langs eit glideplan med liten fastheit, og langs ein markert brotkant med høgde som normalt er mellom 0,2 og 5 meter. Når flakskredet er satt i bevegelse, blir strukturen i snødekket brote ned og skredet bevegar seg som eit granulært materiale. Dei fleste flakskred losnar på grunn av eit lokalt brot i svake lag i snødekket (Taurisano og Øydvin, 2011; Norem, 2014).

I sørpeskred består skredmaterialet av snø med høgt vassinnhald, og desse kan utløysast dersom vassstilførselen til snødekket er større enn avrenninga. Sørpeskred kan likne på flomskred ved at dei bevegar seg som ei eining av vatn og partiklar, og utløysast vanlegvis i bekkefar eller forseinkingar (Norem og Sandersen, 2014).

Snøskred utløysast normalt der terrenget er mellom 30° og 60° bratt, og ikkje dekkja av skog (Taurisano og Øydvin, 2011). Snøskred blir vanlegvis utløyst i forbindelse med at det snør og blåser kraftig (Lied, 2014). Viktige faktorar for utløyising av denne typen skred er terrenghelling i forhold til nedbørsførande vindretning og solinnstråling. Fjellsider som ligg i le er mest utsatt for snøskred. Terrengformasjonar som samlar snø er også viktig, saman med vegetasjon og grad av ruheit i skredbana (Norem, 2014).

Eit steinsprang har pr. definisjon volum på inntil 100 m³ og bevegar seg som enkeltblokkar som ikkje påverkar kvarandre. Blokkene bevegar seg ved å rulle, hoppe, gli og knusast på veg ned fjellsider til terrenget flatar ut (Domaas og Grimstad, 2014). Under steinsprang losnar enkeltfragment frå bratte fjellsider, og steinblokkane vil ofte vere intakt (Devoli et al., 2011). Dersom steinsprang treff lausmassar i utløpsområdet kan den dynamiske belastninga frå steinen utløyse jordskred. Lausmassane må antakeleg vere relativt vassmetta slik at poretrykket overstig kritisk grense som følgje av belastninga (Sandersen, 2014).

Steinsprang førekjem vanlegvis om våren og hausten, og skyldast fryse- og tinesyklusar, eller nedbør som førar til høgt vasstrykk i sprekkane i bergmassen. Rotsprenging er også sannsynlegvis ein viktig årsak til steinsprang om våren og sommaren. Stabilitet i bergmasse avheng av karakter og plassering til sprekkar, slepper, foliasjon og skifrigheit, samt forvittringsgrad og om det er leire/silt i sprekkane. Det er sprekkanes orientering i forhold til fjellsidas orientering som avgjer om utgliding kan skje eller ikkje (Domaas og Grimstad, 2014). Figur 2.15 visar korleis sprekkemønster i bergmassen forårsakar ulike typar utgliding og utvelting.



Figur 2.15. Skisse av ulike formar for utgliding og utvelting av bergmasse, modifisert etter Wyllie og Mah (2004).

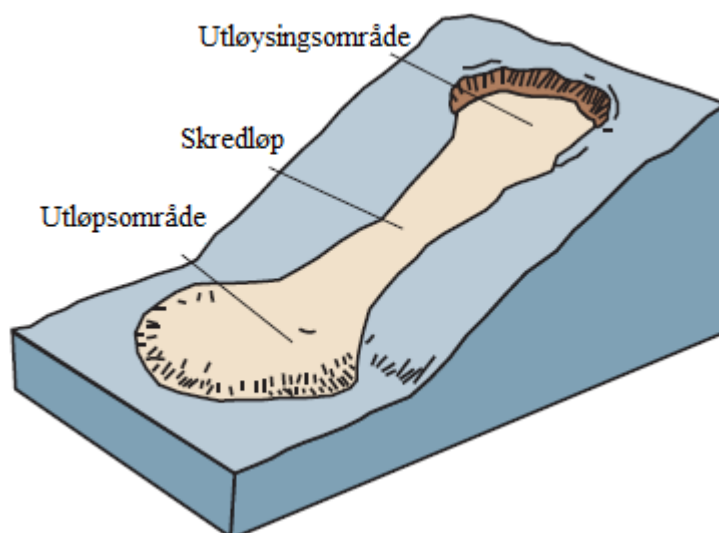
2.5.2 Lausmasseskred

Omgrepet lausmassar nyttast om alle typar massar som ligg oppå fast fjell: stein, grus, sand, silt og leire, samt jordsmonn med eit høgt innhald av organisk materiale, eller massar deponert av menneske. Lausmasseskred er fellesnemning for skred i desse massane (Øydvin et al., 2011). Ei vurdering av kvikkleireskred vil ikkje inngå i oppgåvas gjeremål.

Med bakgrunn i klassifikasjonssystemet til Varnes (1978) som er presentert i tabell 2.1, vil skredtypane som er aktuelle for denne oppgåva vere *debris flow* og *debris slide*. På norsk er desse omgrepa omsett til høvesvis flomskred og jordskred (Bargel et al., 2011). Det er ofte vanskeleg å skilje mellom jordskred og flomskred, då det er ein glidande overgang mellom dei. Det er mange likskapar mellom skredtypane, mellom anna innan bevegelse, materiale og utløysande faktor. Skilnaden er i hovudsak basert på geomorfologiske parametrar, som om skråninga har definerte vassvegar, avsetningsmønster og vassinnhald. Jordskred kan ofte utvikle seg til flomskred ved at det bevegar seg inn i elve- og bekkeløp (Walberg og Devoli, 2014). Ei utgliding er ein langsam bevegelse av lausmasser langs eit glideplan som kan vere flatt eller skeiforma. Omgrepet utgliding nyttast om mindre, grunne (0,5 m – 3 m) jordskred med liten utstrekning. Utgliding brukast også for å indikere en generell massebevegelse i ei lausmasseskråning (NVE, 2013b). Frå trekantdiagrammet i figur 2.1 er flomskred klassifisert

til å ha eit høgare vassinnhald enn jordskred. Det er det store vassinnhaldet som gjer at skreda får stor mobilitet. Flomskred følgjer vanlegvis eit dreneringsløp og vil dermed ha eit større vassinnhald enn jordskred. Flomskred har ein meir straumande bevegelse, medan jordskred har ein meir glidande bevegelse (Sandersen, 2014).

Ei typisk skredbane delast inn i utløysingsområde, skredløp og utløpsområde eller avsettingsområde (figur 2.16). Utløysingsområdet er der skredet startar, og hovudprosessen er erosjon eller utgliding av materiale. I skredløpet skjer transporten av skredmaterialet. Meir materiale blir vanlegvis tilført i dette området. I utløpsområdet stoppar skredet opp og skredmaterialet avsettast (Norem og Sandersen, 2014).



Figur 2.16. Prinsippkisse over skredområde, modifisert etter Highland (2004).

2.5.3 Flomskred

Flomskred er hurtige, flomliknande skred som opptrer langs elve- og bekkeløp (NVE, 2013b; Norem og Sandersen, 2014). Massane er ein kombinasjon av lausmasser, stein, organisk materiale, luft og vatn, der konsentrasjonen av faste masser er større enn 60 % (Hungre et al., 2013). Flomskred har stor volumetrisk tettheit og det er liten avstand mellom partiklane slik at det er liten bevegelse mellom partiklane i forhold til kvarandre. Skredet vil dermed opptre som ei samanhengande eining av partiklar og vatn (Norem og Sandersen, 2014). Blikra et al. (1989) definerer flomskred som ein overgangsprosess mellom ein massestraums-prosess (der gravitasjonen er drivkrafta) og ein fluvial prosess (der bevegelsen av vassmassane er drivkrafta). Takahashi (2007) delar flomskred inn i to hovudgrupper: turbulente flomskred og fullt utvikla flomskred. Turbulente flomskred er hurtige, vassrike flomskred der det er

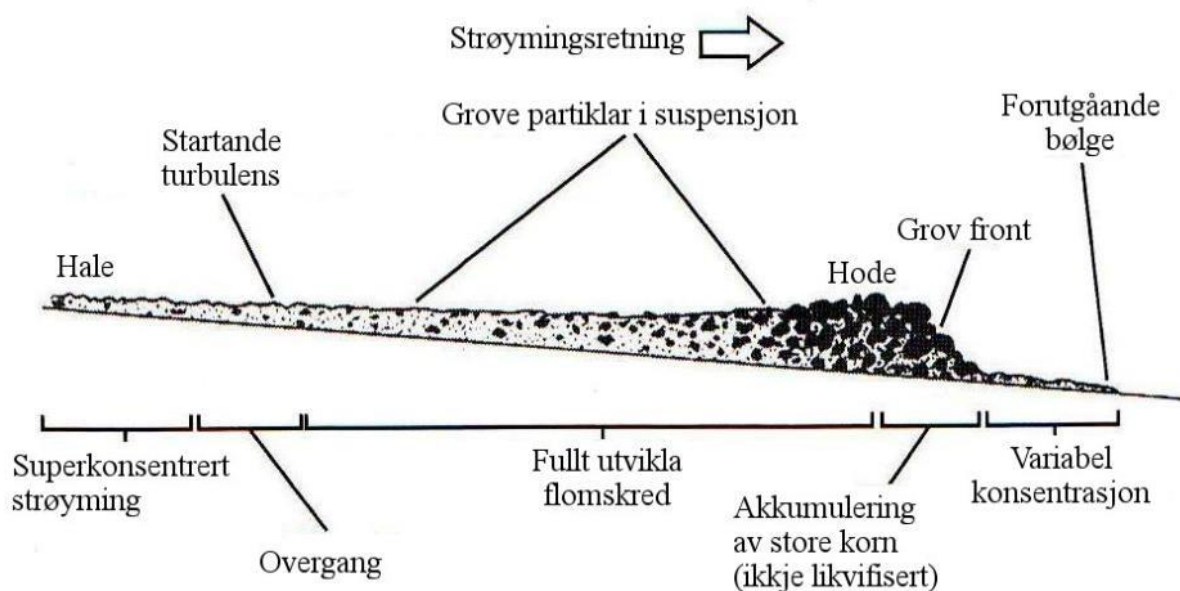
turbulensen i vassmassane som riv med seg partiklar. Den volumetriske massetettheita er sjeldan større enn 30 %, og 75 % av partiklane har diameter mindre enn 1 mm. Fullt utvikla flomskred er karakterisert ved at dei har større volumetrisk tettheit enn turbulente flomskred. Partikkelinnhaldet er større, noko som førar til at turbulensen i vatnet blir dempa og skreda difor opptrer som eit kontinuum av partiklar og vatn (Norem og Sandersen, 2014).

Flomskred førekjem som regel i terreng mellom 25-45°. Utløysing av flomskred er oftast forårsaka av store vassmengder som skyldast stor nedbørsintensitet eller hurtig snøsmelting (Bargel et al., 2011). Flomskred skyldast vanlegvis likvifisering, ein prosess der det dannast eit overflødig poretrykk (*excess pore pressure*) slik at jorda plutsleg mistar store delar av sin skjærstyrke og får ein flytande form (Wang og Sassa, 2001). Intens erosjon i samanheng med svært stor vassføring kan også danne vassmetta sedimentstraumar. Det er også vanleg at flomskred startar som jordskred i øvre delar av skråninga, og utviklar seg til flomskred som følgje av at lausmaterialet i skredbana blir erodert. Etersom skredet bevegar seg kan meir vatn og sediment bli tilført nedover skredløpet og volumet kan auke betrakteleg. Masser kan også tilførast ved utglidingar frå sideskråningar. Flomskred kan bestå av store volum som får stor hastigheit og har svært stort rekkevidde (Bargel et al., 2011). Store flomskred kan overgå 10^9 m^3 i volum, men også mindre volum opp mot 10^3 m^3 kan øydelegge vegetasjon, skade infrastruktur og true menneske (Iverson, 1997).

Flomskred opptrer ofte som bølger (*surges*) av materiale som kan delast inn i «front», «kropp» og «hale». Ei skredhending kan bestå av ei til fleire hundre bølger. Bølgjene karakteriserast av ein bratt front av grovt materiale (sand og grus) som inneheld lite matriks, og ein meir vassholdig kropp og hale som inneheld finare materiale. Til slutt følgjer ein suspensjonsstraum av silt og leire (Hungar, 2005; Sandersen, 2014). Figur 2.17 visar korleis fordeling av kornstørrelsar i ei flomskredbølge utviklar seg. Når skredmassane er i bevegelse skjer det ei omsortering av massane, der dei fine partiklane er konsentrert mot bakken, medan dei største partiklane blir konsentrert mot overflata, sokalla invers gradering. Dette skjer fordi skredmassane bevegar seg som eit kontinuum der partiklane kolliderer med kvarandre (NVE, 2013b; Norem og Sandersen, 2014). Overgangen mellom skredløpet og utløpsområdet vil ofte vere uklar. Sedimentasjonen startar vanlegvis ved 15-20°, når kanalen blir breiare og massane spreiar seg (Norem og Sandersen, 2014). Hovuddelen på bølga kollapsar og sluttar å skyve mot fronten, som mistar fart og avsettast. Skredmassane kan avsettast som leveer langs sidene på skredløpet eller som lobar i fronten. Lobar er tungeforma ryggar og leveer er langsgående ryggar av grovt materiale i skredbana og der terrenget flatar ut. Materialet avsettast i vifteform

i foten av skråninga. Dei grovaste massane ligg ved viftas start, og dei finare massane fordelar seg gradvis utover vifta. Dei mest utvatna massane bryt normalt gjennom den grove fronten og flyt lenger ned og dannar tungeforma eller uregelmessige avsetningar (Hungr, 2005; Bargel et al., 2011; NVE, 2013b).

Målingar i instrumenterte skredløp i Austerrike har undersøkt skredhastigheita i flomskred. På vifteområdet med helling lågare enn 15° var hastigheita rundt 5-10 m/s. I skredløpet var hastigheita større, men hastigheiter over 15 m/s var sjeldan observert (Sandersen, 2014). Ifølgje Iverson (1997) vil silt og leireinnhaldet utgjere mindre enn 10 % av massen i eit flomskred. Bulkthettheita vil normalt ligge mellom 1800 til 2300 kg/m³.



Figur 2.17. Skissa visar korleis ulike kornstørrelsar fordelar seg i ei flomskredbølge, modifisert etter Sassa et al. (2007).

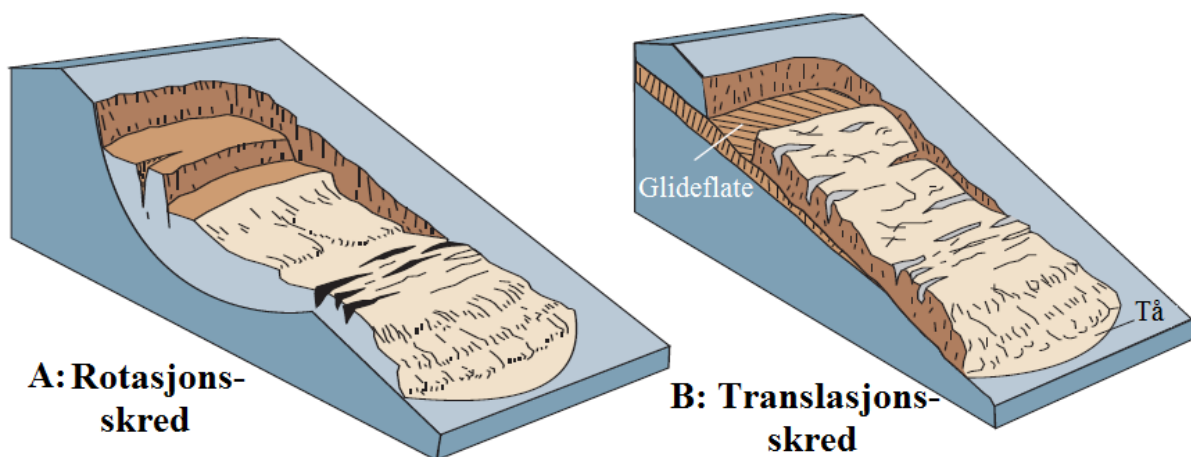
2.5.4 Jordskred

Jordskred er ein rask massebevegelse eller utgliding av vassmetta lausmasser i bratte skråningar, utanfor definerte vassvegar. Jordskred utløysast i vassmetta lausmasser som ei plutselig utgliding langs eit glideplan, i eit punkt eller som ei brotsone, og som deretter breier seg utover. Bevegelsen er som ein rask massestraum som veks i omfang både i lengde- og breidderetning. Dette kan resultere i ein massestraum med stor rekkevidde (NVE, 2013b).

Jordskred utløysast i bratte lausmassedekka skråningar. Normalt utløysast skreda i skråningar som er brattare enn 30° , men kan også løysast ut i skråningar ned til 20° . Dette gjeld områder utan vegetasjon, skråningar med eit tynt lausmassedekke på fjelloverflater med lite ruheit,

eller som følgje av menneskelege inngrep. Jordskred førekjem vanlegvis i morene, som er den mest utbreia jordarten i norske dalsider. Skredmasser, forvittringsmateriale og marin leire kan også vere utsett for jordskred. Eit jordskred kan gå i ulike delar av ei skråning, og går sjeldan på same stad fleire gongar. Som følgje av jordskred blir alle lausmasser og vegetasjon fjerna og skredet etterlet eit langt og smalt «skredarr», med opphoping av materiale ved foten av skråninga (NVE, 2013b). Avsetningar etter jordskred kjenneteiknast av lober og leveer av grovt materiale langs skredbana og der terrenget flatar ut. Det dannast ei skredvifte der øvre del består av grovt materiale og det finare materialet fordelar seg utover, tilsvarande som for flomskred. Skredvifter (colluviale vifter) danna av jordskred er ofte brattare enn flomskredvifter (alluviale vifter) (Blikra og Nemeč, 1998; Bargel et al., 2011).

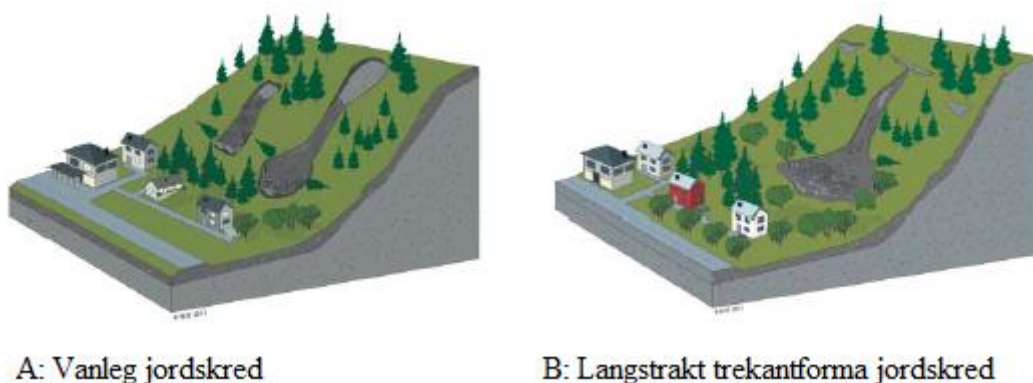
I Cruden og Varnes (1996) skiljast det mellom rotasjons- og translasjonsskred (figur 2.18). I eit rotasjonsskred er glideflata kurva og konkav, og skredbevegelsen roterer rundt ein akse som er parallell med konturen til skråninga. Skredmassane kan bevege seg som ei relativt samanhengande masse langs glideflata med lite intern deformasjon. Fronten vil bevege seg tilnærma vertikalt nedover, medan den øvre overflata av massane kan helle bakover mot brotflata. I eit translasjonsskred bevegar massane seg langs ei relativt plan glideflate med lite rotasjon. Denne typen skred kan bevege seg over betydelege distansar dersom glideflata har nok helling (Highland og Bobrowsky, 2008).



Figur 2.18. Prinsippkisse av A: eit rotasjonsskred og B: eit translasjonsskred. Modifisert etter Highland og Bobrowsky (2008).

Etter Bargel et al. (2011) delast det inn i langstrakte jordskred og grunne jordskred. Langstrakte jordskred losnar vanlegvis i eit punkt, der vassmetta masser bevegar seg nedover og førar til aukande breidde på skredløp ettersom nærliggande masser blir dratt med i skredet.

Skreda blir normalt utløyst i bratt terreng og får ei tilnærma trekanta form. Grunne jordskred er som nemnt mellom 0,5-3 meter djupe og oppstår i kupert terreng med finkorna, vassmetta jord og leire. Desse skreda blir normalt utløyst på dyrka mark eller i skråningar utan skogsvegetasjon. Slike skred er spesielt vanlege om våren når telen dannar eit naturlig glideplan for jord og leire, eller etter intense nedbørs- og flomperiodar elles i året. Ifølgje NVE (2013b) startar nesten alle jordskred med ein halvsirkelforma brotkant, og dei er vanlegvis grunne med eit glideplan på mindre enn fem meters djup. Figur 2.19 visar eit vanleg grunt jordskred der brotsona er ein tversgåande sprekk, og eit langstrakt jordskred med trekantform som er utløyst i eit punkt. Figur 2.20 visar eit langstrakt, trekantforma jordskred frå Virumdalen, Sunndal.



Figur 2.19. A: eit vanleg jordskred og B: eit langstrakt trekantforma jordskred, modifisert etter NVE (2013b).



Figur 2.20. Langstrakt, trekantforma jordskred i Virumdalen, Sunndal (foto: Terje H. Bargel) (Bargel et al. 2011).

2.6 Utløysning av jordskred og flomskred

For at eit jord- og flomskred skal kunne bli utløyst må tre føresetnadar vere oppfylt:

1. Skråninga må ha ein vinkel som er lik eller større enn den kritiske hellingsvinkelen (friksjonsvinkelen) til materialet. Den kritiske hellingsvinkelen avheng av kva slags type materiale som kan rase ut (Norem og Sandersen, 2014). Som tidlegare nemnt blir lausmasseskred vanlegvis utløyst i skråningar som er brattare enn 30° , men kan under spesielt ugunstige forhold utløysast på gradientar ned til 20° (i områdar utan vegetasjon, skråningar med tynt lausmassedekke på fjelloverflater med liten ruheit, eller som følgje av store, uheldige menneskeskapte inngrep) (NVE, 2013b). I terreng brattare enn 45° førekjem jordskred svært sjeldan, hovudsakleg fordi det er lite lausmasser i så bratt terreng (Bargel et al., 2014).
2. Det må vere tilgjengelige lausmassar i skråninga med avgrensa stabilitet, og som har stor nok mektigheit til å utvikle betydelige skredvolum (Norem og Sandersen, 2014). Skråningsstabilitet avheng av terrengform, hellingsgrad, lausmasstype, mektigheit, type og tettheit av vegetasjon, hydrologiske eigenskapar som påverkar kor mykje vatn som tilførast lausmassedekket og menneskelege inngrep som endrar den naturlege dreneringa (NVE, 2013b). Meir utfyllande om dette i kapittel 2.7.
3. Til slutt må det vere ein skredutløysande årsak (Norem og Sandersen, 2014). Vatn er den viktigaste utløysande faktoren for jordskred, oftast som følgje av langvarig eller intens nedbør, typisk i kombinasjon med snøsmelting. Jordskred utløysast ofte av høgt vassinnhald og oppbygning av poretrykk i massane, eller kraftig elve- og bekkeerosjon (Bargel et al., 2011). Andre utløysande faktorar kan som nemnt vere at andre typar skred, som steinsprang eller steinskred, treff vassmetta jord og utløyser eit jordskred i øvre delar av ei skråning. Menneskelege inngrep som ikkje tar omsyn til drenering og vektbelastningar kan også vere medverkande faktorar (NVE, 2013b). I andre delar av verda er elles jordskjelv og vulkansk aktivitet ofte hovudårsaken til skredutløysing (Highland og Bobrowsky, 2008).

2.7 Skråningsstabilitet

Faktorar som påverkar skråningsstabiliteten kan kategoriserast inn i fem prosessar (Sidle og Ochiai, 2006; Bargel et al., 2011)

1. geologiske faktorar
2. geomorfologiske faktorar
3. hydrologiske faktorar
4. påverknad frå vegetasjon
5. menneskelege faktorar.

Stabiliteten til ei skråning er difor ein funksjon av terrengform, vegetasjon, lausmasstype og -tjuknad samt hydrologiske prosessar. Stabiliteten er relatert til bindingane mellom korna i lausmassane (friksjon- og kohesjonskrefter) og tyngdekrafta (Bargel et al., 2011).

Skråningsstabilitet er avhengig av forholdet mellom dei drivande og dei stabiliserande kreftene som verkar på ei potensielt ustabil masse av lausmateriale. Dei drivande kreftene som verkar på skråningsmaterialet, inkludert gravitasjonskrafta, resulterer i ei skjærspenning, som blir motarbeida av skjærstyrken til materialet (sjå figur 2.21) (Chatwin et al., 1994).

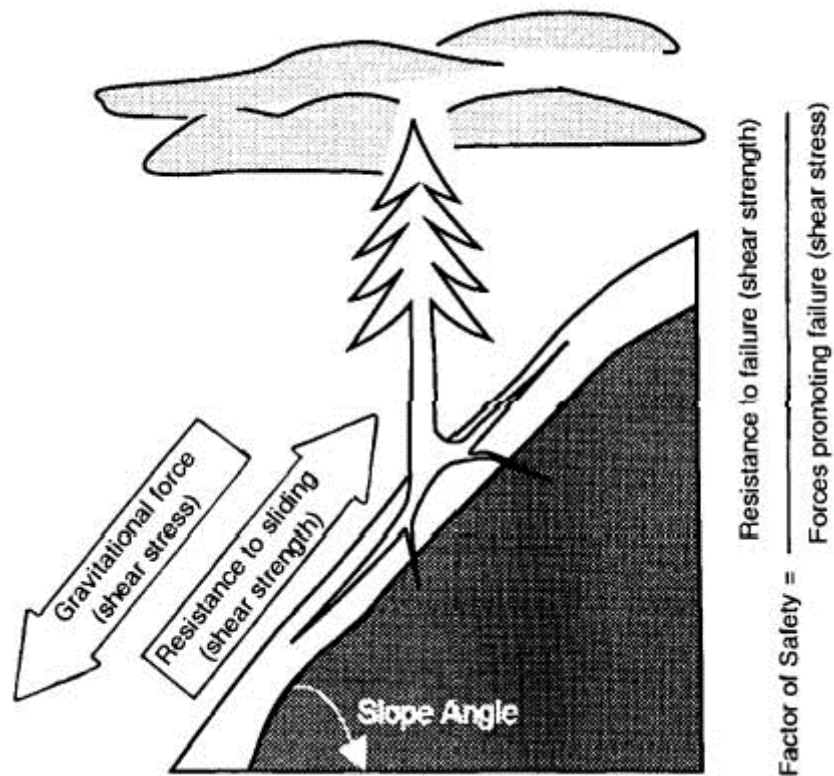
Skjærstyrken til eit materiale skyldast kontakt mellom korna som gir materialet evne til å ta opp skjærspenningar (Emdal, 2014). Skjærstyrken mobiliserast langs ei potensiell glideflate for å hindre utgliding. Dette dannar basis for sikkerhetsfaktoren, F , som er forholdet av skjærstyrke over skjærspenning. Dersom forholdet er større enn 1, kan skråninga betraktast som stabil (Høeg, 2014):

$$\text{Sikkerhetsfaktor} = F = \frac{\text{Stabiliserande krefter}}{\text{Drivande krefter}} = \frac{\tau_b}{\tau} \quad \text{Likn. 2.4}$$

Der τ_b er skjærstyrken ved brot, og τ er skjærspenning nødvendig for likevekt. For å bestemme sikkerhetsfaktoren til ei gitt skråning, må poretrykket u , skjærstyrkeparametraner c' og φ' , og tyngdetettheita til materialet γ vere kjent (Beek et al., 2008; Høeg, 2014).

Ei auke i skjærspenning kan ifølgje Chatwin et al. (1994) skyldast:

- auke i skråningsgradienten, for eksempel ved å underkutte skråninga
- vektauke i overdekkande massar
- krefter frå vind som blir overført til overflata gjennom stammen og rotsystemet til trær



Figur 2.21. Diagram som prinsipielt visar korleis kreftene verkar på ei skråning med vegetasjon (Chatwin et al., 1994).

Tre hovudkrefter er aktive for å bevare skjærstyrken til materialet. Dette er (Chatwin et al., 1994):

- kohesjonskrefter mellom partiklane, som verkar som ei bindande kraft og aukar styrken til materialet (Sandersen, 2014)
- friksjonsmotstand mellom partiklar og mellom overdekkande masse og glideflata
- motstandskraft (*resisting force*) danna ved forankring og forsterking av trerøter, føresatt av at glideflata er innanfor djupna på røtene til vegetasjonen

Skjærstyrken til eit materiale kan uttrykkast gjennom Mohr-Coulombs lineære brotkriterium, sjå likn. 2.5 (Høeg, 2014):

$$\tau_b = c' + (\sigma_b - u_b)\tan\varphi' = c' + \sigma_b' \tan\varphi' \quad \text{Likn. 2.5}$$

Der τ_b er skjærstyrken, c' er kohesjonen, σ_b' er effektiv normalspenning på brotplanet ved brot og φ' er friksjonsvinkelen. Normalspenninga σ_b , er påverka av romvekta, eller tettheita av lausmasser med eit viss vassinnhald, djup på lausmassar og hellingsgradient.

Porevasstrykket u ved glideflata reduserer normalspenninga til ei effektiv normalspenning σ_b' , dette utdjupast i kapittel 2.7.2 (Sidle, 1985). Lausmasser med noko binding mellom partiklane vil ha ein kohesjon større enn null. Friksjonsvinkelen er avhengig av type lausmasser, kor tettpakka den er, mineralogi, kornform, grad av forbelastning (overkonsolidering), kjemisk forvitring og fleire andre forhold (Høeg, 2014). For eksempel angir Koloski et al. (1989) at morene har friksjonsvinkel på mellom 35-45°. I laboratoriestudie med skjærboks av to norske morenelokalitetar fant Langåker (2014) ein friksjonsvinkel mellom 38,9-42,7° for morene i Granvin kommune, Hordaland, medan Lund (2013) fant ein friksjonsvinkel på 39,5° for morene i Nesbyen kommune, Buskerud.

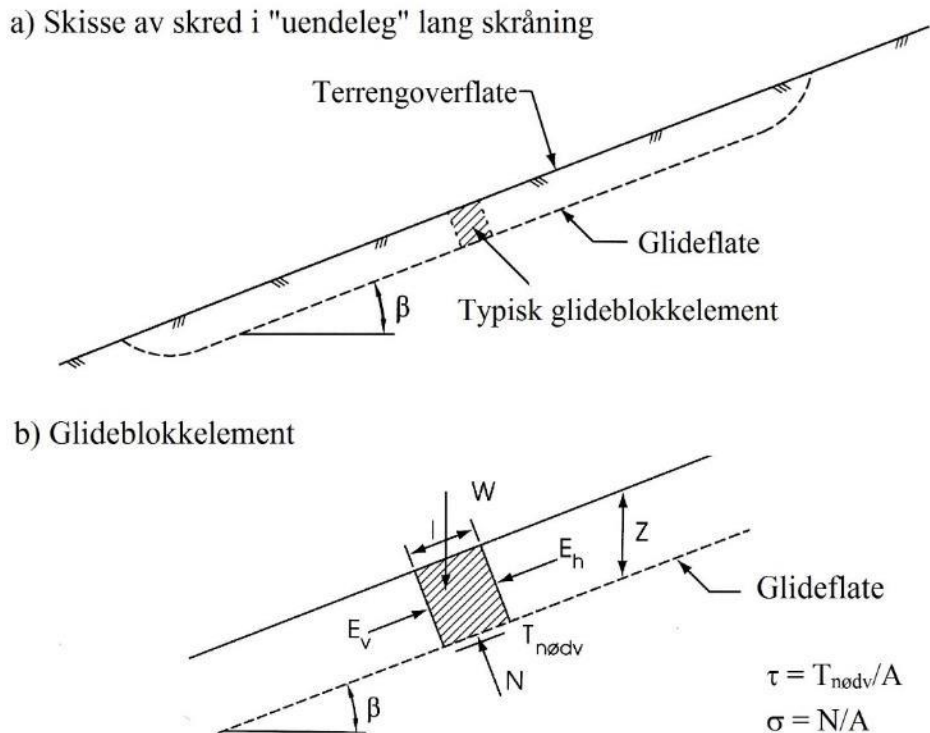
Figur 2.22A visar brotmekanismen for grunne overflateskred i lausmassar (translasjonsskred). I eit translasjonsskred skjer brotet langs ei plan glideflate som er parallell med overflata langs fast berg eller svake sjikt i jordprofilet. Djupet ned til glideflata er svært liten i forhold til skredets lengde og det blir antatt at skråninga er «uendeleg lang». Det blir ikkje tatt omsyn til topp og fot av skråninga. Denne brotmekanismen er relevant for skråningar i granulære lausmasser utan kohesjon, og i lausmasser med friksjon og kohesjon som ligg over eit fast lag tilnærma parallelt med skråningsoverflata, slik som vist i figur 2.41. For å vurdere stabiliteten og finne sikkerheitsfaktoren, delast skråninga opp i glideblokkelement, der kvar blokk er utsatt for dei same destabiliserande og stabiliserande kreftene. Eit slikt glideblokkelement er vist i figur 2.22B. Berekningane for ei blokk vil dermed finne sikkerheitsfaktoren for heile skråninga. Skjærspenninga for glideblokkelementet uttrykkast som (Høeg, 2014):

$$\tau = \gamma z \cos\beta \sin\beta \quad \text{Likn. 2.6}$$

Sikkerheitsfaktoren definert ved likn. 2.4 blir dermed:

$$F = \frac{\tau_b}{\tau} = \frac{c' + (\gamma z \cos^2\beta - u) \tan\phi'}{\gamma z \cos\beta \sin\beta} \quad \text{Likn. 2.7}$$

der z er djup ned til glideflata og β er skråningsvinkelen (Høeg, 2014).



Figur 2.22. Brotmekanisme for grunne overflateskred . A) Illustrasjon av eit skred i ei "uendeleg lang" skråning, med glideflate og blokkelement. β er skråningsvinkelen. B) Krefter som verkar på eit glideblokkelement i skråninga. Glideblokkementet har lengde l . W er gravitasjonskrafta på elementet, E er sidekrefter langs glideflata som opphevar kvarandre, N er normalkrafta på glideflata og $T_{nødv}$ er nødvendig skjærmotstand for å hindre at glideelementet glir (Høeg, 2014).

2.7.1 Geologiske faktorar

Geologiske faktorar som påverkar skråningsstabiliteten er avhengig av lausmassane og berggrunnen. Ein svak eller mjuk berggrunn, uønskeleg struktur og uheldig lagdeling er faktorar som gjer ei skråning meir utsatt for massebevegelse (Sidle, 1985).

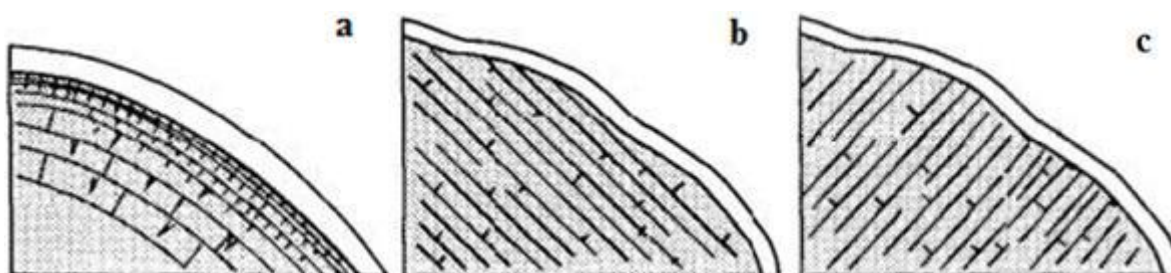
Berggrunnen

Forvitring av jordas overflatemateriale involverer fysiske og kjemiske endringar av berg eller regolitt. Regolitt er ein generell nemning for lausmateriale som dekker den faste berggrunnen (Store norske leksikon [SNL], 2015). Eigenskapane til regolitten vil påverke kva prosessar som verkar på skråninga. Forvitring forårsakar ei endring i regolittens mekaniske, mineralogiske og hydrologiske eigenskapar, og forvittringsprofilen kan i nokon tilfelle bestemme glideplanet til skred. Det er grad og natur av forvittringsprosessar, påverknad av vassinfiltrasjon og vatnets interaksjon med bergmassen som avgjer om den er mottakeleg for massebevegelse (Sidle og Ochiai, 2006). Ettersom forvitring påverkar berget vil styrken og elastisiteten til materialet minke, porøsiteten og mettingsfuktigheita vil auke og kornstørrelsen

vil minke. Slike endringar førar vanlegvis til ein reduksjon i skjærstyrke, noko som aukar sannsynet for massebevegelse. Bergartstypen påverkar omfanget av forvitningsprosessen og eigenskapane til materialet som blir danna. Ein studie av skredaktivitet i Himalaya har undersøkt om nokon bergartstypar er meir utsatt for massebevegelse enn andre. Denne konkluderte at fyllitt er mest utsatt for skredaktivitet i forvittra materiale, etterfølgt av skifer, glimmerskifer, dårlig sementerte sandsteinar, gneis, granitt og kvartsitt (Gerrard, 1994).

Struktur og stratigrafi

Strukturar i berggrunnen, som lagdeling, folder, sprekkar osb. er ein viktig faktor for stabiliteten til naturlige skråningar. Sprekkar i berggrunnen kan danne potensielle svakheitsplan som øvreleggande materiale kan gli på, samtidig som vatnet kan trenge djupt ned i berggrunnen og forårsake kjemisk forvitring (sjå figur 2.23A). Struktur som har fall parallelt med skråninga gir lite støtte til det øvreleggande materialet og vil forhindre vertikal infiltrasjon og rot-inntrenging (sjå figur 2.23B). Strukturen kan dermed verke som ei potensiell glideflate. Horisontale strukturar eller strukturar med fall inn i skråninga (tilnærma vinkelrett på overflata) kan derimot gi støtte som kan auke stabiliteten lokalt (sjå figur 2.23C) (Sidle, 1985; Chatwin et al., 1994).



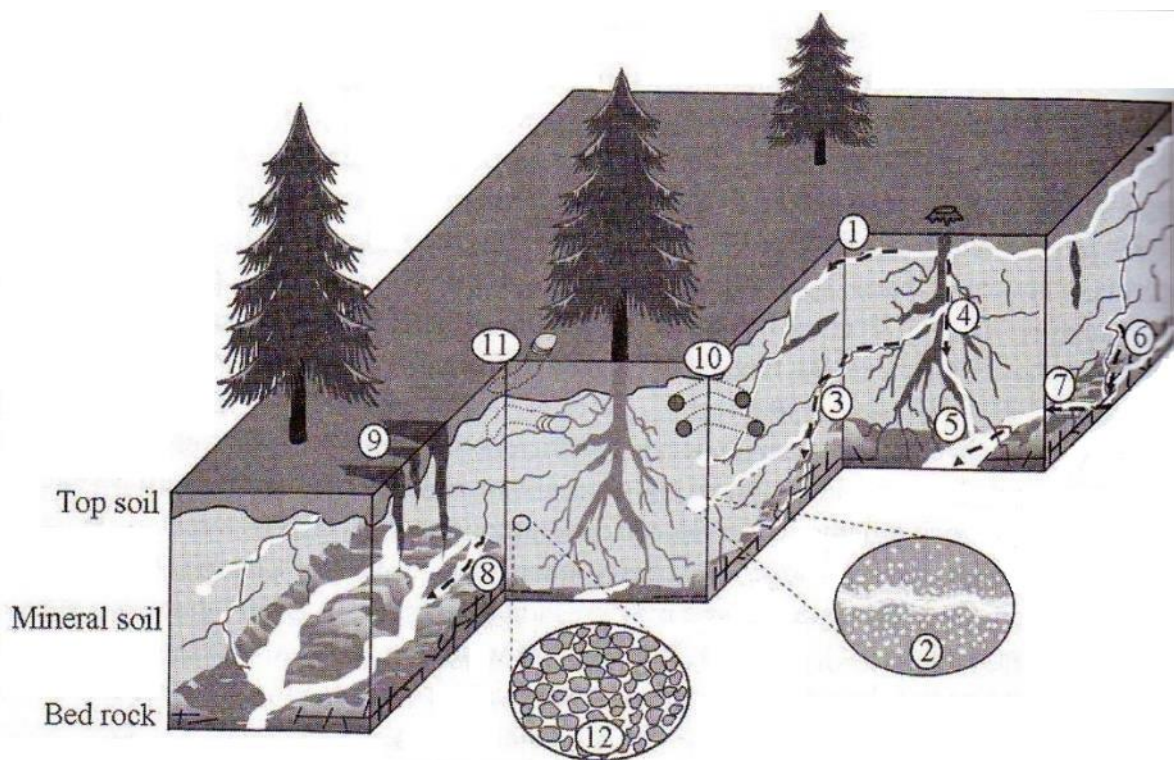
Figur 2.23. Stratigrafi og struktur i berggrunnen kan påverke skråningsstabiliteten. A) Sterkt oppsprukket berggrunn, B) struktur parallelt med skråningsoverflata, C) struktur vinkelrett på skråningsoverflata. Modifisert etter Chatwin et al. (1994).

Andre geologiske situasjonar som er utsatt for massebevegelse inkluderer lagdeling i lausmassane. I delkapittel 2.8.1 blir det gitt ein meir nøyaktig beskriving av ein slik situasjon. Lausmassane er oftast prega av store variasjonar med omsyn til eigenskapar, lagdeling og innhald av organisk materiale. Forskjellar i permeabilitet førar til oppbygging av porevasstrykk til eit kritisk nivå som bidreg til å redusere fastheita i lausmassane slik at eit brot oppstår.

Slik lagdeling kan for eksempel vere eit permeabelt lag som ligg oppå eit impermeabelt lag (slik som figur 2.41 visar), eller rett på impermeabel berggrunn (Norem og Sandersen, 2014). Heile lausmassedekket kan då gli som eit translasjonsskred på den underliggande berggrunnen, jamfør figur 2.18B (Sidle, 1985).

2.7.2 Hydrologiske faktorar

Hydrologien i ei skråning har stor påverknad for utløyising av skred. Hydrologiske prosessar som påverkar skråningsstabiliteten er avhengig av nedbør og snøsmelting, rate av vatn som infiltrerer ned i lausmassedekket, lateral og vertikal bevegelse av vatn inne i lausmassane, evapotranspirasjon og intersepsjon. Desse prosessane bestem det flyktige grunnvassnivået i ulike delar av ei skråning og dermed potensialet for skråningsbrot under kraftig nedbør, snøsmelting og i periodar med oppsamling av vatn (Sidle, 1985; Sidle og Ochiai, 2006). Figur 2.24 visar føretrekte strøymingsvegar for vatn i eit skogsdekkta lausmassedekke.



Figur 2.24. Ulike måtar vatn kan infiltrere eit skogsdekkta lausmassedekke på. (1) strøyming i den organiske horisonten over mineraljorda, (2) strøyming frå større til mindre porer ved å forstørre strøymingsvegen under våt tilstand, (3) forbindelse av porer gjennom fysisk interaksjon, (4) infiltrasjon via gravlagd organisk materiale eller døde røter, (5) strøyming langs ei litisk kontakt, (6) infiltrasjon gjennom sprekkar i berggrunnen, (7) trekke opp vatn frå sprekkar i berggrunnen, (8) strøyming i kanalar i berggrunnen, (9) infiltrasjon gjennom sprekkar i lausmassedekket, (10) infiltrasjon i ormehull, (11) infiltrasjon gjennom hol eller hi og (12) vassgjennomstrøyming i porer (Sidle og Ochiai, 2006).

Nedbør

Fire eigenskapar ved nedbør påverkar utløysing av skred: 1) total nedbørsmengde, 2) intensitet, 3) tidlegare nedbør og 4) varigheit. Alle desse påverkar danninga av porevasstrykk i ustabile skråningar (Sidle og Ochiai, 2006).

Infiltrasjon

Infiltrasjon av vatn ned i grunne lausmasser og den påfølgjande reaksjonen i poretrykk er kritisk for å forstå tilstandane om førar til grunne skråningsbrot. Det er ein sterk korrelasjon mellom tidspunkt for kraftig nedbør og dynamiske variasjonar i porevasstrykk. Infiltrasjon er ein flyktig prosess som er sterkt avhengig av hydrauliske eigenskapar i materialet og opphavelige grad av fuktigheit som allereie er i jorda (Lu og Godt, 2013).

Infiltrasjonskapasitet er maksimal eller potensiell vasstilstrøyming ned i jorda til kvar tid (Sidle og Ochiai, 2006). Ettersom dei kapillære kreftene minkar med aukane markfuktigheit, vil infiltrasjonskapasiteten minke og til slutt nå ein omtrentlig konstant verdi (Fetter, 2001).

Dette blir illustrert av likn. 2.8 (Horton 1938, 1940):

$$f = f_c + (f_o - f_c)e^{-kt} \quad \text{Likn. 2.8}$$

Der

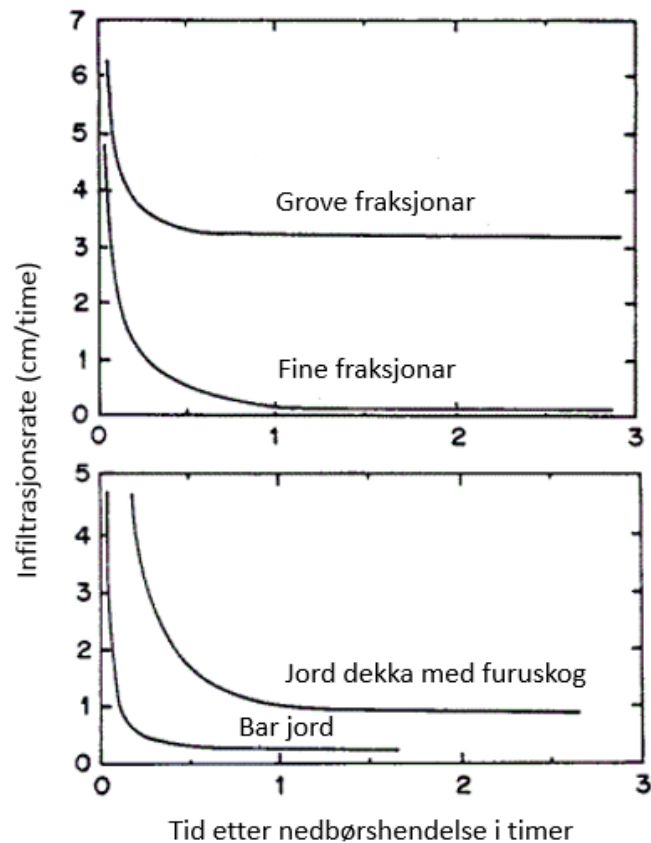
f er infiltrasjonskapasiteten ved eit gitt tidspunkt (m/s)

f_c er infiltrasjonskapasitet ved likevekt (m/s)

f_o er infiltrasjonskapasitet ved start (m/s)

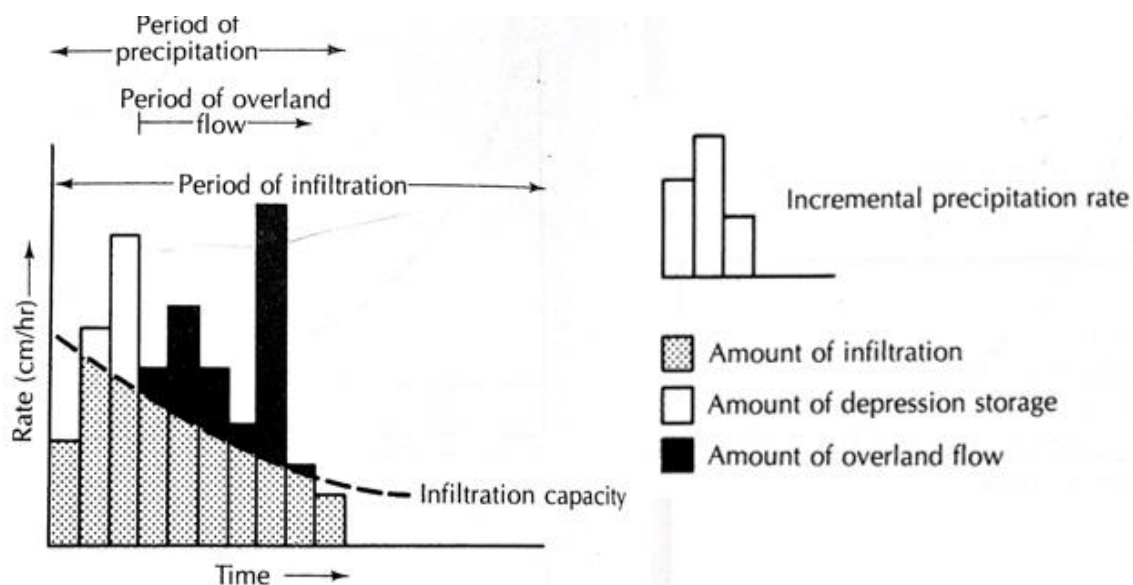
k er ein konstant som beskriv raten av minkande infiltrasjonskapasitet

Infiltrasjonsraten seier noko om raten vatnet bruker frå overflata og ned i jorda. Denne blir bestemt av tyngdekrafta og krefter som påverkar vatnet på overflata. Faktorar som påverkar infiltrasjonen er intensitet og varigheit på nedbør, den hydrauliske konduktiviteten til jordprofilet, i kva grad porene er fylde med vatn før prosessen byrjar, grad av vegetasjon og inklinasjonen og ruheit på overflata (Dingman, 2008). Figur 2.25 visar korleis nokon av desse faktorane påverkar infiltrasjonsraten. Grovare fraksjonar av lausmasser og godt vegeterte områder er faktorar som gir høgare infiltrasjonsrate (Fetter, 2001).



Figur 2.25. Infiltrasjonskapasitetskurver for ulike jordfraksjonar og vegetasjonsdekke, modifisert etter Dunne (1978).

Dersom jorda er metta eller nedbørsraten overgår infiltrasjonskapasiteten vil ikkje vatnet bli infiltrert ned i jorda. Denne delen av vatnet bevegar seg typisk raskt som overflateavrenning mot ein strøymingskanal og medverkar til kortsiktige strøymingsreaksjonar som kan forårsake erosjon i lausmasser eller flom. Overflateavrenning er ofte turbulent, og raten for avrenning aukar med aukande inklinasjon og minkar med aukande ruheit på overflata (Dingman, 2008). Figur 2.26 visar kva som skjer med nedbørsvatnet og korleis det skillast inn i infiltrasjon, overflatelagring og overflateavrenning. Ved ekstreme nedbørshendingar vil først infiltrasjonskapasiteten overgå nedbørsintensiteten og det blir ikkje akkumulert vatn på overflata. Når nedbørsintensiteten overgår infiltrasjonskapasiteten vil den første delen av overskotsvatnet legge seg i forseinkingar på overflata (*depression storage*). Når forseinkingane er fulle vil overskotsnedbøren renne nedover skråninga og samlas som eit irregulært sjikt av overflateavrenning (*overland flow*). Overflateavrenninga fortsetter etter at det er slutt på nedbøren, og infiltrasjonen vil fortsette til det ikkje er meir lagra vatn igjen på overflata (Dunne, 1978; Fetter, 2001).



Figur 2.26. Fordeling av nedbør til infiltrasjon, vatn som lagrast i forseinkingar og overflateavrenning. Modifisert etter Fetter (2001).

Spenningar i jord

Dei spenningane som er i jorda før belastning eller inngrep, kallast for initialspenningar. Desse spenningane kjem frå jordas eigen tyngde (mineral og vatn), og eventuelt ein eksisterande belastning av overflata. Frå denne tyngda oppstår ei vertikal totalspenning σ som verkar normalt på eit plan i djupet z . Under grunnvasspegelen blir det antatt at porene i materialet har kontakt med kvarandre og at porene er metta. Porevatnet i dei ulike porene vil dermed kommunisere, og trykket som dannast i ei pore vil påverke forholda i dei andre porene. Derfor vil stillestående vatn innstille seg ein hydrostatisk tilstand (Emdal, 2014). Effektivspenninga σ' er den interne spenninga gjennom kornskjelettet som direkte kontrollerer styrken og deformasjonsoppførselen til metta jord. Denne kan utleiast frå totalspenning σ og porevasstrykket u (Craig, 2004):

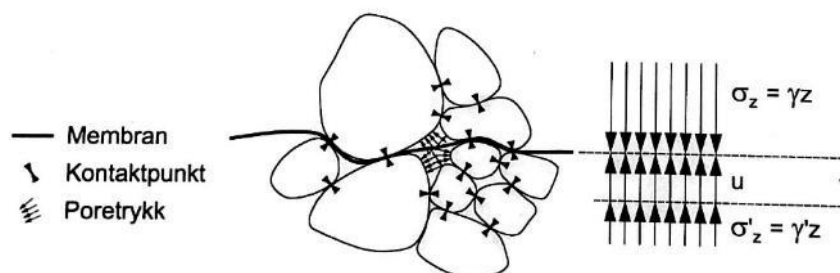
$$\sigma = \sigma' + u \quad \text{Likn. 2.9}$$

Prinsippet bak effektivspenning kan forklarast med figur 2.27. Eit plan på djupet z i fullstendig metta materiale passerar berre gjennom mineralkornas kontaktpunkt.

Normalspenninga på planet σ_z blir motverka delvis av kreftene mellom partiklane σ'_z og delvis av trykket i porevatnet u . Porevasstrykket verkar likt i alle retningar og vil verke på heile partikkeloverflata (Craig, 2004). Som nemnd er det kontakten mellom korna som gir materialet evne til å ta opp skjærspenningar, og dette kallast for materialets skjærstyrke.

Dersom poretrykket aukar, vil effektivspenningane minke. Dette vil redusere kontaktkreftene

mellom korna. Dermed blir materialets skjærstyrke lågare og skråningsstabiliteten reduserast (Craig, 2004; Emdal, 2014).



Figur 2.27. Spenningane som verkar på eit jordelement. Plan i djup z (markert membran) er belasta av kontaktpunkt mellom korna og poretrykk. Normalspenninga på planet σ_z , blir dermed motverka av porevasstrykket u og effektivspenninga σ'_z (Emdal, 2014).

2.7.3 Geomorfologiske faktorar

Landskapsform er ein kvalitativ indikator på ustabil terreng. Geomorfologiske faktorar som hellingsgrad, hellingsretning og kurvatur er viktige faktorar for skråningsstabiliteten.

Tektonisk heving og glasial erosjon bidreg signifikant til å gjere skråningar for bratte (Sidle og Ochiai, 2006), og glasiasjon har i stor grad forma det bratte ustabile terrenget i Noreg (Vorren og Mangerud, 2007).

Hellingsgrad

Hellingsgrad har betydning for kor utsett terrenget er for jordskred og flomskred, og er spesielt relatert til utløysingsområdet for skred. I forbindelse med utarbeiding av faresoner for skred, delast hellingsvinkelen inn i fleire klasser (Bargel et al., 2014), som vist i tabell 2.6 under.

Tabell 2.6. Inndeling av moglege utløysingsområder for skred ved ulike hellingsgradar (Bargel et al., 2014).

0° til 10°	moglege utløysingsområder for sørpeskred under spesielt ugunstige forhold
10° til 20°	moglege utløysingsområder for sørpeskred
20° til 25°	moglege utløysingsområder for jordskred under spesielt ugunstige forhold
25° til 30°	moglege utløysingsområder for jordskred
30° til 45°	moglege utløysingsområder for jordskred og snøskred
45° til 60°	moglege utløysingsområder for snøskred og steinsprang
60° til 90°	moglege utløysingsområder for steinsprang

Ved hellingsgrad større enn 45° blir det sjeldan utløyst jordskred, da mesteparten av lausmassane allereie har blitt fjerna ved massebevegelse og etterlatt ei meir stabil skråning. I kohesjonslaus jord og forvittringsjord er hellingsgrad ein viktig indikator på stabilitet. I desse materiala kan skråningsvinkelen gi eit godt estimat på friksjonsvinkelen. Generelt er massebevegelse meir vanleg i skråningar med helling >34°, dersom ein antar at det er eit lausmassedekke til stades. Menneskeleg aktivitet som skogshogst, vegbygging og brann kan føre til at lågare hellingsvinklar blir meir mottakelege for grunne jordskred (Sidle og Ochiai, 2006).

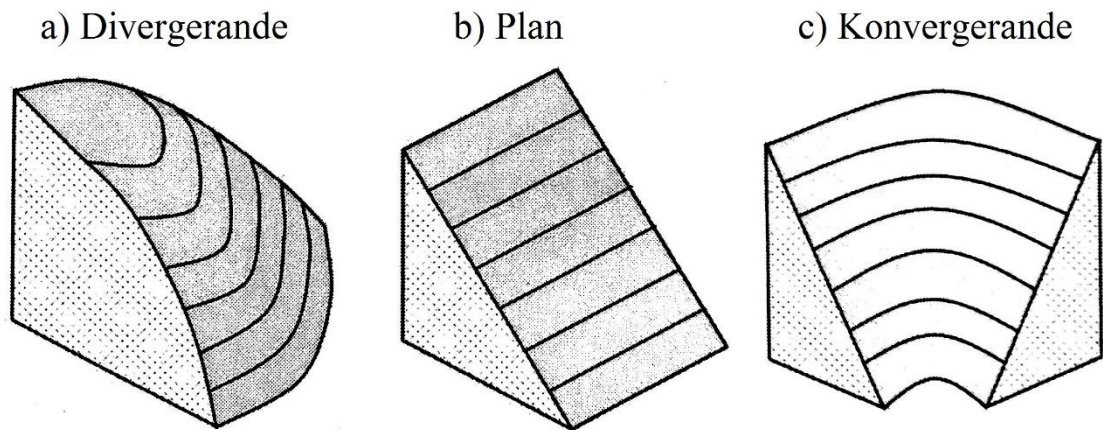
Hellingsgrad og dreneringsmønster har betydning for kor utsett terrenget er for jordskred og flomskred. Studiar, av for eksempel Rickenmann og Zimmermann (1993) visar at for å få eit kjeldeområde for jordskred må ein ha forholdet:

$$(\text{Skråningsvinkel i } \%) \geq 0,3FA^{-0,15} \quad \text{Likn. 2.10}$$

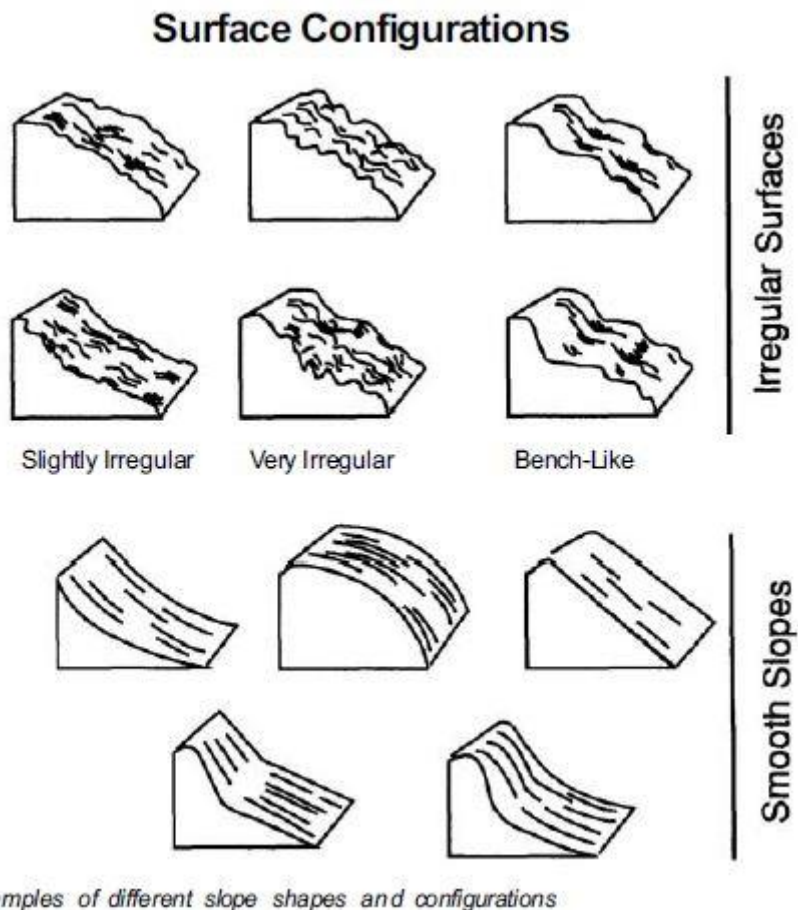
der FA er dreneringsområde i km². Dette medfører at dess større dreneringsområdet er, dess mindre skråningshelling kan jordskred utløysast ved (Bargel et al., 2014).

Skråningsform (kurvatur)

Skråningsform påverkar skråningsstabiliteten i bratt terreng ved å konsentrere eller spreie overflatevatn og infiltrert vatn. Det er tre skråningsformar som er nyttige for å analysere skråningsstabilitet: 1) divergerande, 2) rett, og 3) konvergerande (sjå figur 2.28). Dersom alle andre variablar er stabile, er divergerande skråningsformer mest stabile i bratt terreng, etterfølgt av plane eller rette skråningar. Konvergerande skråningar er akta som minst stabile. Ein divergerande eller konveks skråningsform førar til spreing av infiltrert vatn. Det dannast derfor sjeldan hengande grunnvatn og poretrykket er vanlegvis mykje lågare enn i andre skråningsformar. Skråningar som har konvergerande eller konkav form vil derimot konsentrere infiltrert vatn i mindre lokale områder. Dette kan føre til hurtig auke i porevasstrykk under kraftig nedbør og periodar med snøsmelting. Grunne jordskred assosierast derfor ofte med depresjonar i terrenget og ravinar (Sidle og Ochiai, 2006). Vidare kan ei skråning delast inn i ru (irregulær) eller jamn (uniform) etter overflatekonfigurasjon, sjå figur 2.29 (Chatwin et al., 1994). Andre viktige faktorar knytt til terrengform, er at ryggar og forseinkingar vil kunne leie skredmassane, i tillegg til at utflatingar og bratte parti vil kunne påverke rekkevidda ved at skredet tappas for energi (Domaas og Hefre, 2013).



Figur 2.28. Tre typer skråningsformer: a) divergerande (konvekse), b) plan og c) konvergerande (konkave), modifisert etter Sidle og Ochiai (2006).



Examples of different slope shapes and configurations

Figur 2.29. Eksemplar på ulike skråningsformer og overflate, modifisert etter Chatwin et al. (1994).

Hellingsretning

Skråningsretning (aspekt) eller høgde utøvar ikkje ein dominerande kontroll på skråningsstabiliteten, men kan auke kor utsatt ei skråning er for skredaktivitet i samspel med andre faktorar. Skråningsretninga påverkar hydrologiske prosessar gjennom evapotranspirasjonen, og påverkar dermed forvitningsprosessar og utvikling av vegetasjon og røter. På den nordre halvkule har nordvendte skråningar høgare og mindre variabel fuktigheit enn sørvendte skråningar. Grunna meir forvitring kan difor nordvendte skråningar vere meir utsatt for skred initiert av nedbør (Sidle og Ochiai, 2006). Lokale forhold som retning på nedbør og vind kan også ha innverknad, i tillegg til at solinnstråling er ein viktig faktor for snøsmelting. I sør- og vestvendte skråningar kan mengde smeltevatn overgå nedbørsintensiteten, og er følgjeleg den kontrollerande faktoren for tilgang på vatn (Sandersen et al., 1996).

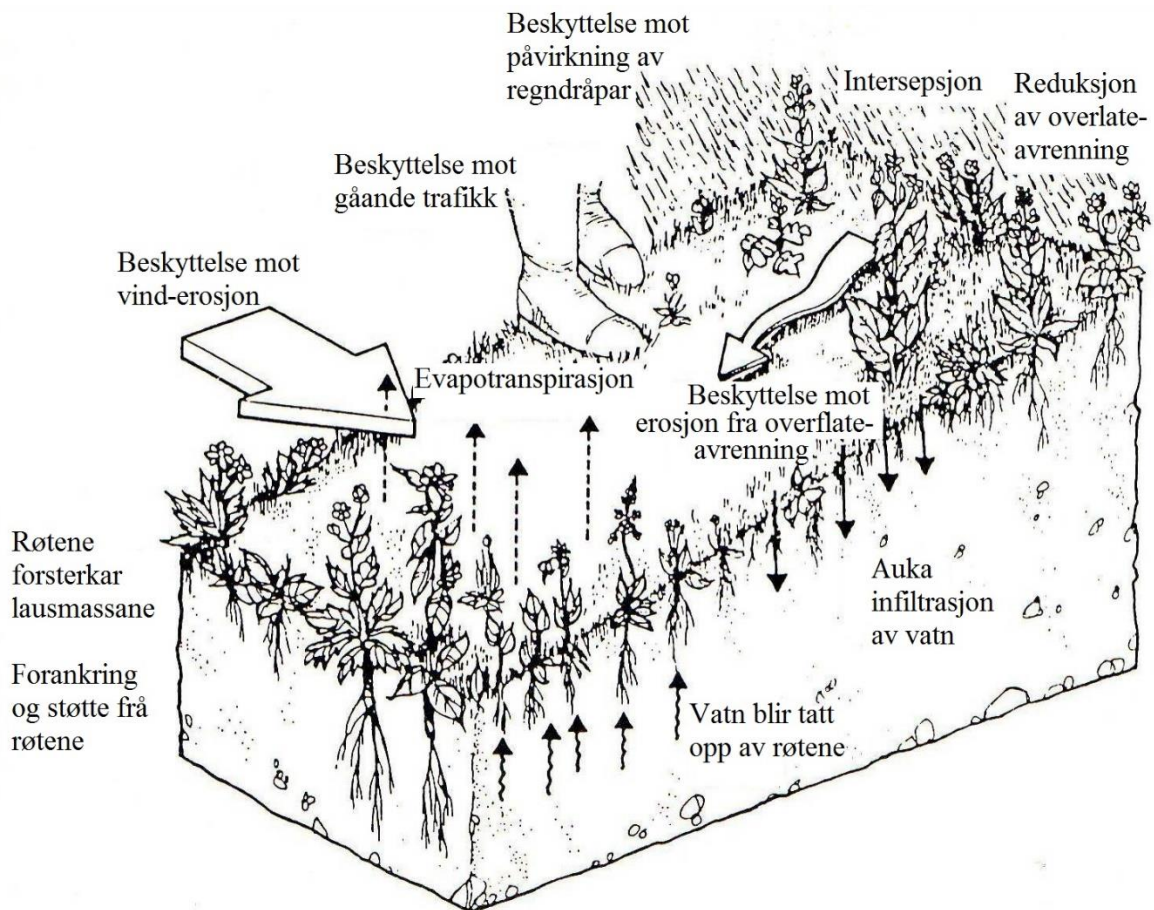
2.7.4 Påverknad frå vegetasjon

Vegetasjon kan virke som ei beskyttande barriere mellom lausmassedekket og dei naturlege elementa som påverkar erosjon eller massebevegelse. Faktorar ved vegetasjonen som påverkar skråningsstabiliteten er (Stokes et al., 2008):

1. Røtene, som gir forankring og absorberer vatn og næringsstoff frå jorda.
2. Stammen, som gir støtte og fangar opp eroderande lausmassar.
3. Lauvet, som stoppar nedbøren og initierer evapotranspirasjon som førar til ein reduksjon av fuktigheit i lausmassane. Evapotranspirasjon er samla fordamping frå planter og landoverflate.

Desse faktorane påverkar lokal hydrologi og vassinnhald/snømengde på og i bakken. Vatn er som beskriven, ofte den viktigaste faktoren for utløysing av skred, men er også viktig for vekst og stabilisering av grunnen. Skog og vegetasjon påverkar vassinnhaldet i lausmassane og vil i dei fleste tilfelle redusere skredfaren (Breien et al., 2015). Dei hydrologiske, hydrauliske og mekaniske effektar frå vegetasjon er summert i figur 2.30.

Vegetasjon kan også indikere bevegelse eller sig i massene. Dette er tydeleg på trær med bøygd stamme, som skyldast aktiv kryp i skråningar. Dette kan likevel ikkje nyttast som einaste indikatoren på ustabilitet, sidan last av snø også kan påverke stammeforma (Sidle og Ochiai, 2006).



Figur 2.30. Vegetasjonens rolle på bakken. Figuren summerer dei hydrologiske, hydrauliske og mekaniske effektar vegetasjonen har. Modifisert etter Morgan og Styczen (1995).

Stabiliserande effekt av vegetasjon

Etter Rannka (2002) har vegetasjon følgjande fysiske stabiliserande effektar:

- Djupe røter aukar stabiliteten og reduserer faren for grunne skred.
- Feltsjiktet (gras og urter) binder jordpartiklane.
- Røter aukar infiltrasjonskapasiteten til jorda slik at overflateavrenninga reduserast (viktig i jordartar med høgt leirinnhald).
- Vassinnhaldet i jorda reduserast ved opptak av planter.
- Røter påverkar vassinnhaldet og sugtilstanden også under nedre rothorisont.
- Avrenningshastigheita og avrenningsmengda reduserast ved plantanes opptak av vatn.
- Intersepsjonen, dvs. den delen av nedbøren som ikkje når bakken, er større dess tettare skogen er.
- Alle hindringar eller ruheiter i vassvegen reduserer strøymingshastigheita for overflateavrenning.

Den viktigaste effekten vegetasjon har på skråningsstabilitet er relatert til fordamping frå vegetasjonen. Dette førar til tørrare forhold i jorda og kan dermed potensielt redusere poretrykk-oppbygging i periodar med ekstremnedbør og snøsmelting. Vegetasjon førar også til høgare infiltrasjonskapasitet pga. større overflateruheit, organisk materiale, røter og føretrekte strøymingsvegar (Sidle og Ochiai, 2006).

Destabiliserande effekt av vegetasjon

Vegetasjonen kan samtidig virke destabiliserande på skråninga på grunn av vekt og vind. Større trær påverkar skråninga med si eigenvekt. I svært bratte skråningar kan dette virke destabiliserande om ikkje dei negative effektane av eigenvekta kompensert av røtenes bidrag til å auke styrken, minske vassinnhaldet og/eller minske risikoen for erosjon (Rannka, 2002). Overlast på toppen av ei skråning kan redusere stabiliteten, medan det i botnen av skråninga vil auke stabiliteten (Morgan og Styczen, 1995).

I kraftig vind kan skog virke destabiliserande ved å virke som eit seil og bidra til redusert stabilitet og resultere i både grunne og djupe skred (Breien et al., 2015). Ein svært alvorlig sekundær effekt er dersom det skjer ein rotvelt og det dannast eit «sår» i skråninga. I såret kan vatn infiltrere og forårsake erosjon og skred. Vindlasten har likevel berre betyding dersom vindstyrken er større enn 11 m/s (som tilsvarende liten kuling). Kor stor effekt vindlasten har er også avhengig av om røtene er overflatiske eller djupe (Rannka, 2002).

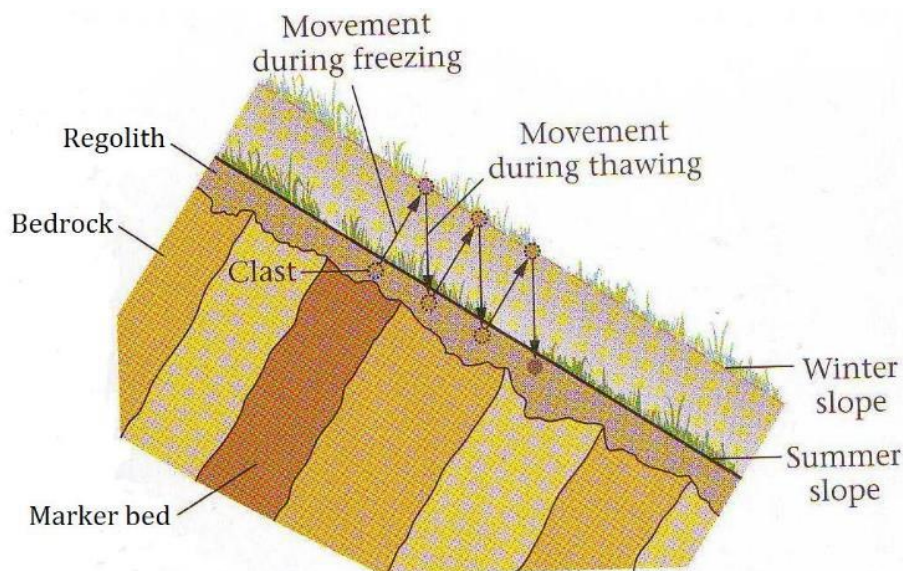
Infiltrasjon og avrenning

Vegetasjonen påverkar vassbalansen mellom luft og jord (Breien et al., 2015).

Evapotranspirasjon er den kombinerte prosessen av å fjerne fuktigheit frå bakkeoverflata ved fordamping og vassopptak via røtene frå jordsmonnet som deretter fordampar gjennom porene i plantane (Fetter, 2001). Vegetasjonen vil dermed redusere vassinnhaldet i jorda ned til eit viss djup (Sidle og Ochiai, 2006). Gjennom å endre vassinnhaldet i jorda, vil vegetasjonen påverke hyppigheita av vassmetting og dermed kontrollere sannsynet for danning av avrenning og skråningsbrot (Morgan og Styczen, 1995). Spesielt i vekstsesongen vil vegetasjonen forbruke vatn og bidra til at ein mindre del av nedbøren går med til oppbygging av porevasstrykk (Norem og Sandersen, 2014). I kva grad vegetasjonen påverkar vassinnhaldet, vil variere i løpet av året. På vinterhalvåret treng ikkje vegetasjonen så mykje vatn, og effekten er derfor uklar. Rankka (2002) opplyser at effekten av vegetasjonens opptak av vatn på skjærstyrken truleg er mindre enn røtenes forsterkande effekt.

Ved nedbørshendingar vil ein del av regnet bli fanga opp av vegetasjonen ved intersepsjon. Etterpå kan vatnet falle ned på bakken eller fordampe. Denne er større dess tettare skogen er. Ifølgje Breien et al. (2015) er intersepsjonen på over 50 % i tett skog og omkring 30 % i opne områder med busk og feltsjikt. Etter Fetter (2001) vil mellom 8-35 % av årlege nedbørsmengder bli tatt opp av intersepsjon i tett skog. Intersepsjonsraten er størst på byrjinga av nedbørshendinga og minkar eksponentielt med tida (Fetter, 2001). Intersepsjonen vil som konsekvens dermed redusere vassinfiltrasjon i grunnen og overflateavrenninga (Breien et al., 2015).

For at sterk erosjon skal skje, må det oppstå ei viss mengde avrenning. Kor mykje avrenning som dannast, er tett relatert til infiltrasjonsraten til jorda og eksisterande fuktigheitsforhold (Morgan og Styczen, 1995). Kor mykje vatn som infiltrerast ned i jorda avheng av intensitet og varigheit på nedbøren, hellingsgradient, grad av vegetasjonsdekke samt strukturar i jordprofilen (Rannka, 2002). Det øvre jordlaget har ofte ein lausare jordstruktur, noko som skyldast mellom anna rotpåverknad, forvitring og fryse-/tineprosessar (sjå figur 2.31). Dette førar til ein høgare leiingsemne, i tillegg til at vatn følgjer sprekker, kanalar og røter. I blandingsskog vil for eksempel gran-røter utvikle rotsystem ved å følgje røtene til andre tresortar, og vanlegvis vil blandingsskog vere den skogtypen som gir størst infiltrasjon (Breien et al., 2015).



Figur 2.31. Lausmassedekketts bevegelse ved fryse-/tineprosessar (Marshak, 2011).

Målingar basert på 40 år med observasjonar i eit svensk prøvefelt har undersøkt kor mykje av månadsnedbøren som infiltrerer ned i jorda. I tett granskog infiltrerte berre 24 % av månadsnedbøren, medan i små opningar i skogen infiltrerte 34 %. Målingar for avrenning frå skogsområder og hogstflater på årsbasis har vist at avrenninga frå hogde områder var 179 % og 219 %, samanlikna med referanseområder i ståande skogsbestandar (Breien et al. (2015).

Rotforankring

Rotsystem bidreg til å auke styrken i jorda delvis, gjennom at jorda bindast saman og delvis gjennom at røtene motverkar bevegelse langs eit glideplan (Rannka, 2002). Vegetasjonens rolle i å forsterke og forankre bidreg til stabilitet, men er avhengig av faktorar som rotmorfologi, rotstyrke, fordeling og interaksjonen mellom røter og jord (Stokes et al., 2008). Røtene samhandlar med lausmassane til å framstille eit samansett materiale, der røtene er fiber med relativ høg strekkfastheit og adhesjon innlagt i ein matriks av lågare strekkfastheit. Rotsystem i jorda førar dermed til ei styrkeauking gjennom ei auke i kohesjon grunna den bindande effekten mellom fiber og jord, og adhesjon av jordpartiklar på røtene (Morgan og Styczen, 1995). Denne styrkeaukinga blir i litteraturen modellert gjennom å supplere med ein ekstra kohesjonskomponent (ΔC) i Mohr-Coulomb likninga (Sidle og Ochiai, 2006):

$$\tau_b = (c' + \Delta C) + (\sigma - u) \tan\phi' \quad \text{Likn. 2.11}$$

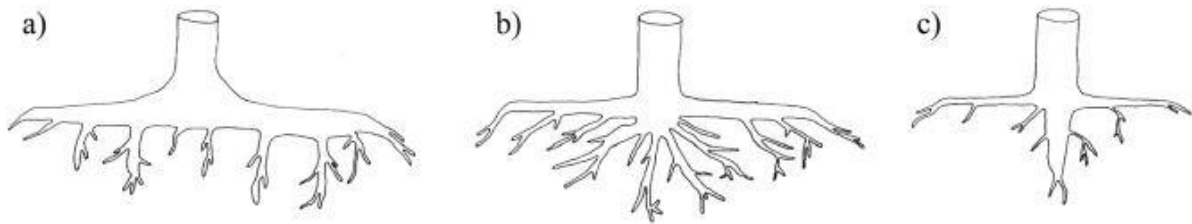
Dei fleste studiar konkluderer med at røter har ein ubetydeleg verknad på friksjonsvinkelen til materialet, og denne antas å vere konstant (Sidle og Ochiai, 2006). Ein forenkla metode for å bestemme ΔC er foreslått av Coppin og Richards (1990) og leiar fram til at:

$$\Delta C = 1,15T_r \frac{A_r}{A} \quad \text{Likn. 2.12}$$

der T_r er den tensile styrken til røtene (strekkstyrke), A_r er rotareal og A er totalt areal.

Trær har typisk eit grunt, men vidstrakt rotsystem. Det er uvanleg med røter som penetrerer djupare enn 2 meter, samtidig som at 80-90 % er lokalisert i dei øvre 60 cm av jordprofillet (Crow, 2005). Rotsystem morfologi er kompleks med stor variasjon avhengig av vekstart, jordartstype og lokale forhold. Treerøter klassifiserast inn i tre hovud rotsystem: flatrot, hjerterot og pålerot (sjå figur 2.32). Flatrøter har store laterale røter og vertikale synkerøter,

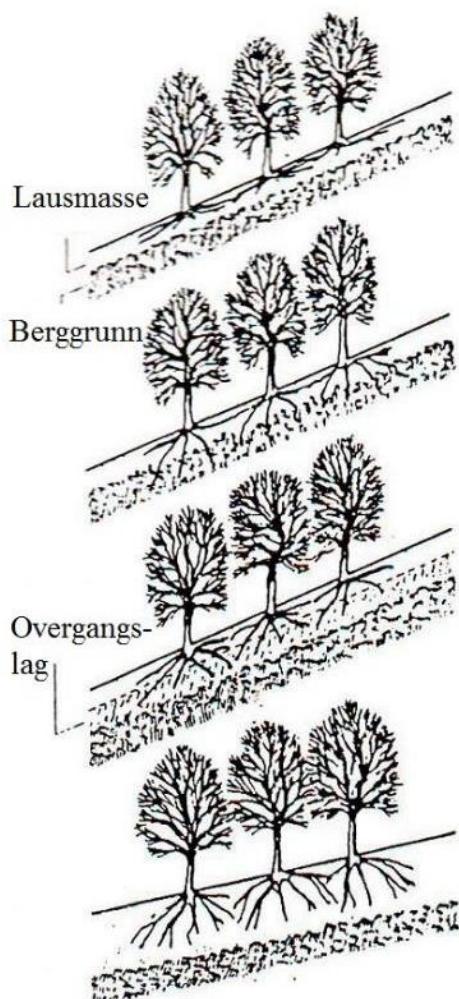
hjerterøtter har mange horisontale, skrå og vertikale røter, medan pålerøtter har ei stor sentralrot og mindre laterale røter (Stokes et al., 2008).



Figur 2.32. Rotsystem: A) flatrot system med store laterale røter og nokon mindre vertikale røter, B) hjerterot system med mange horisontale, skrå og vertikale røter og C) pålerot system med ei stor sentral rot og mindre horisontale og vertikale røter. Modifisert etter Stokes et al. (2008).

Trær med flat- eller pålerotsystem kan ha røter som strekk seg gjennom lausmassane og ned i underliggande berggrunn, og dermed forankre skråninga. Stammen og dei større røtene vil difor oppføre seg på same måte som stabiliserande pålar og soleis støtte lausmassane og forhindre nedgåande bevegelse. I kva grad denne støtta vil bidra til stabilitet av lausmassedekket i ei skråning, avheng likevel av djupet på lausmassane og grunnvatnet, i tillegg til inntrengingsemna til røtene i berggrunnen (Morgan og Styczen, 1995). Fordelen med røter er størst i tynne lausmassedekker, der dei forankrar seg i diskontinuitetar i berggrunnen eller der det er eit meir konsolidert lag under (Sidle, 2005) (sjå figur 2.33).

Forma på røtene, som vist i figur 2.32, har også betydning for stabiliteten. Den mest gunstige situasjonen for grunne lausmassedekker er ein kombinasjon av eit tett mønster av grunne røter i den øvre delen av dekket, og grovare, djupare røter som trenger lenger ned (Reubens et al., 2007). Dei grunne og tynne røtene, og spesielt dei som veks parallelt med overflata, aukar strekkstyrken i den øvre delen av lausmassedekket. Eit tett lateralt rotsystem i øvre del av lausmassedekket vil stabilisere og gir signifikant beskyttelse mot grunne jordskred, samanlikna med djup massebevegelse. Røtene som strekk seg vinkelrett på overflata forsterkar ved å auke skjærstyrken til dei rotfesta lausmassane (Zhou et al., 1998; Sidle, 2005). Strekkstyrken til røtene aukar med minkande rot diameter (Reubens et al., 2007), og feltstudiar av skogsområder indikerer at røter med 1-20 mm i diameter bidreg mest til å forsterke skråningar. Likevel blir røter opp mot 40 mm også rekna som viktige for skråningsstabiliteten. På grunn av røtene vil gras og buskar bidra til å forsterke jorda ned til djup på 0,27-1,5 meter, medan trær kan ha effekt ned til 3 meter eller meir avhengig av rotsystem og vekstart (Morgan og Styczen, 1995).



A) Relativt tynt lausmassedekke underlagt av massiv berggrunn. Lausmassane er forsterka av røter, men dei er ikkje forankra i berggrunnen. Røtene har dermed liten stabiliserande effekt og det dannast eit potensielt glideplan i overgangen mellom berggrunn og lausmassar.

B) Lik situasjon som i A, men berggrunnen har diskontinuiteter der røtene kan feste seg. Dette gir lausmassane god stabilitet.

C) Tjukkare lausmassedekke som inneheld eit overgangslag, der tettheita og skjærstyrken aukar med djupet. Røtene som penetrerer overgangslaget gir ei betydeleg stabiliserande effekt.

D) Tjukt lausmassedekke under rotsona. Røtene får ikkje feste i berggrunnen og bidreg lite på skråningsstabiliteten.




Figur 2.33. Skråningstypar og rotforankring. A-D visar ulike skråningstypar og kva grad røter bidreg til stabiliteten gjennom forankring av lausmassedekket, modifisert etter Morgan og Styczen (1995).

Tabell 2.7 visar rotsystemet til ulike norske tretypar. Bjørk har for eksempel ein kombinasjon av hjerterot og flatrot, medan furu har pålerot og gran har flatrot (Hageselskapet, 2000). Ein kombinasjon av grunne og djupe røter, som for eksempel bjørk og furu, vil danne ein godt utvikla rotstruktur. Slik blandingsskog har størst reduksjon på direkte avrenning over tid og gir størst infiltrasjon. Derfor har blandingsskog truleg best eigenskapar til å hindre utløysing av jord- og flomskred (Breien og Høydal, 2012).

Kor djupt ned i lausmassedekket røtene går, avheng av lokale forhold og jordart. Utviklinga av rotsystem er optimalt i jordarter frå medium til grovkorna tekstur, men er også avhengig av djup til berg og djup til grunnvasspegelen. Undersøkingar av rotsystemet til gran har vist at dei grove røtene i gjennomsnitt når ned til ca. 1 meters djup, medan dei mindre røtene nådde

djupare (Puhe, 2003). Det gjennomsnittlige djupet på fururøter er mellom 1,25 til 3 meter (Skilling, 2004).

Tabell 2.7. Rotsystem til ulike norske tretyper (Hageselskapet, 2000).

Norsk navn	Latinsk navn	Pålerot	Hjerterot	Flatrot
				
Agnbøk	<i>Carpinus betulus</i>		*	
Alm	<i>Ulmus glabra</i>	*	*	
Ask	<i>Fraxinus excelsior</i>			*
Balsampoppel	<i>Populus balsamifera</i>		*	*
Bjørk	<i>Betula verrucosa</i>		*	*
Bøk	<i>Fagus silvatica</i>		*	
Eik	<i>Quercus robur</i>	*		*
Hegg	<i>Prunus padus</i>		*	*
Hestekastanje	<i>Aesculus hippocastanum</i>		*	
Lind	<i>Tilia cordata</i>		*	
Lønn	<i>Acer platanoides</i> <i>Acer pseudoplatanus</i>		*	
Or	<i>Alnus incana</i>		*	
Osp	<i>Populus tremula</i>		*	*
Rogn	<i>Sorbus aucuparia</i>			*
Selje	<i>Salix caprea</i> m.fl.		*	*
Surkirsebær	<i>Prunus avium</i>		*	
Furu	<i>Pinus silvestris</i>	*		
Gran	<i>Picea abies</i>			*
Edelgran	<i>Abies</i> fl. arter			*
Lerk	<i>Larix</i> fl. arter		*	

2.7.5 Menneskelege faktorar

Endring og forstyringar i bruk av land er menneskelege faktorar som kan endre terskelen for både utløysing og frekvens av ulike skredtypar (Sidle og Ochiai, 2006). Menneskelege inngrep vil i mange tilfelle kunne forstyrre balansen mellom klima og lausmassedekkets stabilitet. Ein vanleg årsak til skred i Noreg er inngrep som endrar naturlege dreneringsforhold og dermed resulterer i høge porevasstrykk og erosjon. Dei vanlegaste inngrepa er anlegg av skogsbilvegar og hogst (Sandersen, 2014).

Fjerning av vegetasjon

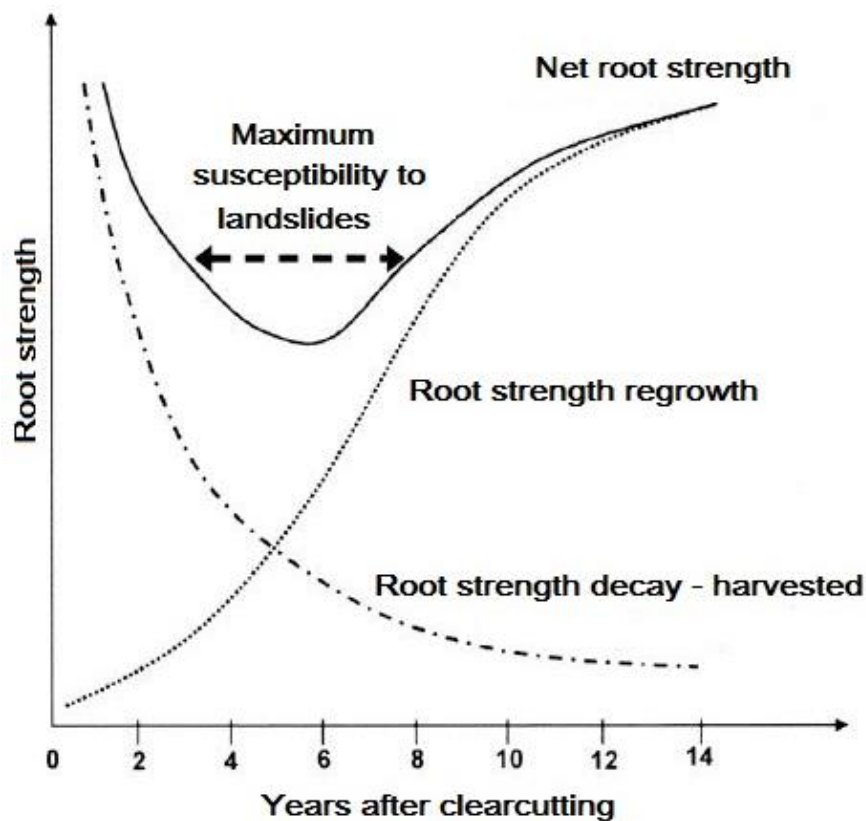
I bratt terreng med grunt lausmassedekke kan skogsdrift redusere skråningsstabiliteten ved 1) at rotstyrken svekkast som følgje av hogst og før ny tilvekst, og 2) auka vassinnhald i lausmassane pga. redusert evapotranspirasjon og/eller endringar i volum og rate av

snøsmelting (Sidle og Ochiai, 2006). For utløyning av grunne jordskred og skred som førekjem som følge av periodar med langvarig nedbør, er svekking av rotstyrken ein viktigare faktor enn auke i vassinnhald. I periodar med stor vasstilførsel frå nedbør og snøsmelting kan rotstyrke frå skog utøve den kritiske forskjellen mellom stabil og ustabil skråning. Dette gjeld spesielt når lausmassane er delvis eller fullstendig metta (Sidle, 2005).

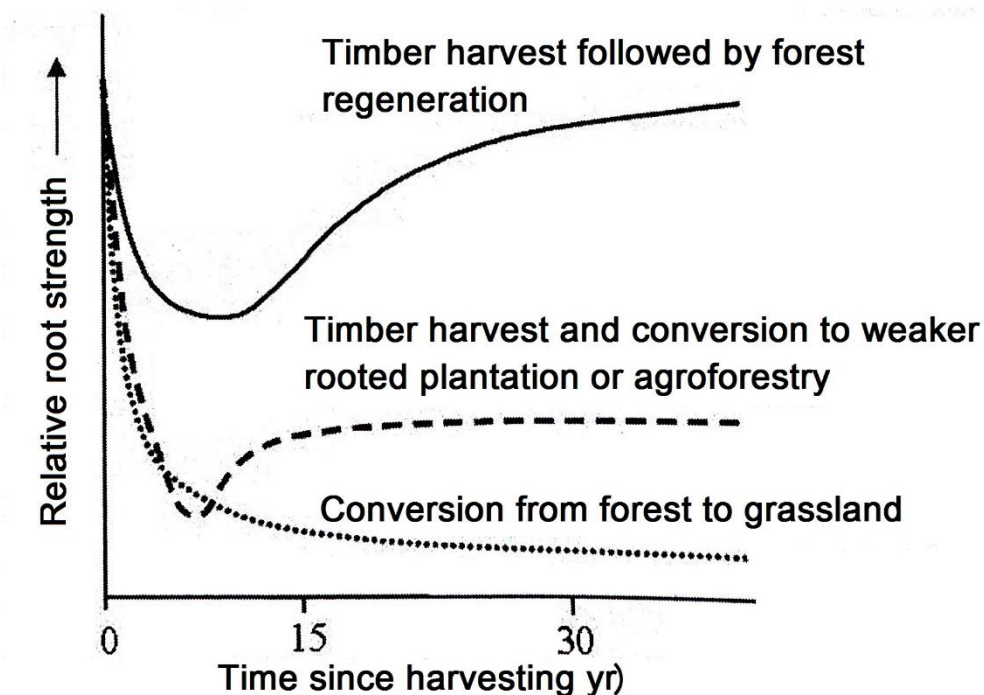
Erfaringar visar at aktiviteten av jord- og flomskred er større på opne hogstflater enn i områder dekket med skog. Hogstprosessen isolert sett førar ikkje til skred, men areala er meir utsett for skred ved ekstreme nedbørshendingar. Hogst førar til redusert stabilitet i lausmassedekket i kjeldeområdet ved at den forankrande effekten til røtene avtar og avrenninga aukar, og dermed aukar skredfaren (Breien et al., 2015).

Etter hogst vil røtene gradvis rotne. Dette førar til at styrken reduserast, samtidig som det der røtene rotnar kan dannast holrom i lausmassedekket som igjen gir moglegheit for oppbygging av poretrykk (Norem og Sandersen, 2014). Etter ti år reknar ein med at rotstyrken frå hogd skog avtar til om lag 20 %, og aukar igjen som funksjon av ny tilvekst (Breien et al., 2015). Det er i perioden med minimal rotstyrke det er forventet at hogstfeltet er mest sårbart for lausmasseskred (Sidle, 1992). Fleire internasjonale undersøkingar i bratte og vegeterte skråningar har registrert ein 2- til 10-foldig auke i skredrate 3 til 15 år etter skogshogst. Denne auka i skredfrekvens og volum er relatert til perioden med minimal rotstyrke og før betydeleg tilvekst, sjå figur 2.34 (Sidle og Ochiai, 2006). Endringar i rotstyrken til lausmassedekket avheng av ny-planting av skog eller om områda blir konvertert til andre vegetasjonstypar (sjå figur 2.35). Frekvensen av massebevegelse er generelt lågare for berekraftig skogsforvaltning enn i områder som ikkje blir utsatt for ny-planting, men omgjort til bl.a. plantasjar, kombinert jordbruk-skogbruk eller beitemark. I områder der ny tilvekst etter hogsten ikkje skjer, vil reduksjon i rotstyrken halde fram på ubestemt tid (Sidle, 2005).

Flatehogst vil redusere stabiliteten til skråningar på grunn av at røtene rotnar opp. I tillegg vil hogsten endre avrenningsforhold slik at flomtoppane blir større etter hogst (Norem og Sandersen, 2014). Køyrespor og «sår» i terrenget etter skogsmaskiner og vegbygging har også stor betydning for utløyning av jord- og flomskred på grunn av den konsentrerte vassføringa som kan oppstå (Fergus et al., 2011).

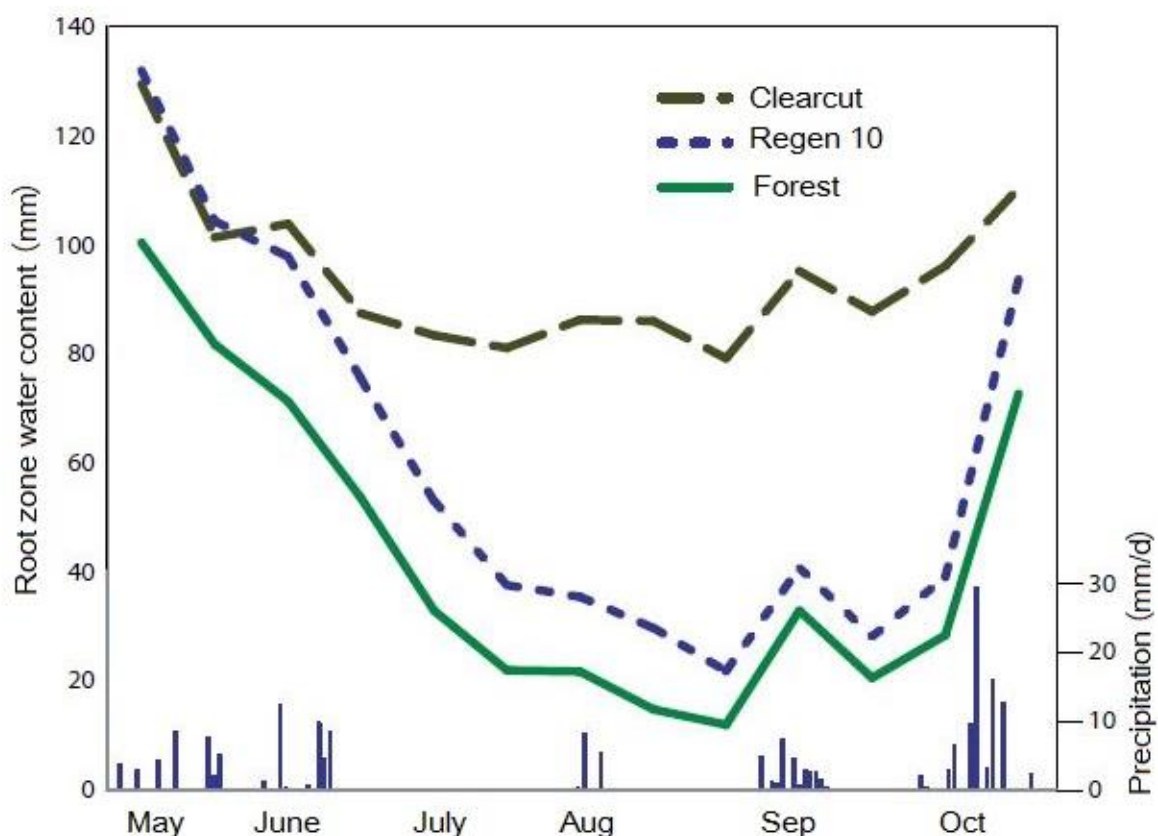


Figur 2.34. Typiske endringer i rotstyrken til skog etter skogshogst. Kurver for rotstyrke nedbryting og tilvekst er basert på internasjonale data. Netto rotstyrke er summen av nedbryting og tilvekst (Sidle, 2005).

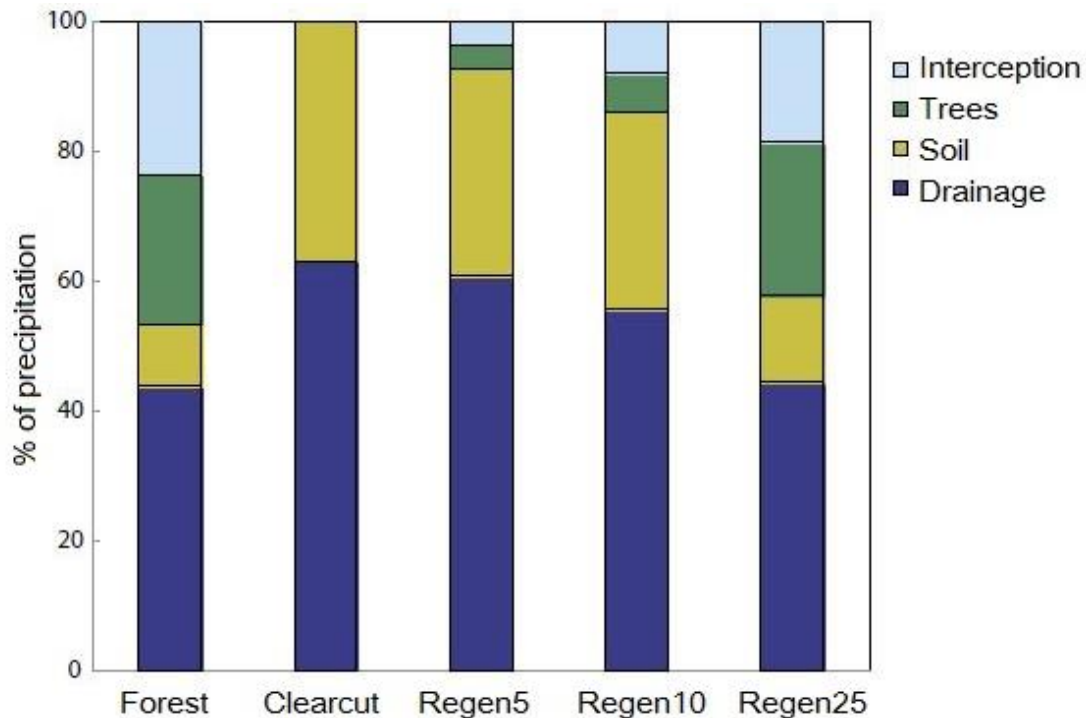


Figur 2.35. Hypotetiske endringer i rotstyrke for ulike scenario etter skogshogst og etterfølgjande tilvekst, omforming til plantasjar eller kombinert jordbruk-skogbruk, eller omforming frå skog til grasmark eller beitemark (Sidle og Ochiai, 2006).

Mange studiar visar at fjerning av vegetasjonen aukar den gjennomsnittlege avrenninga frå det påverka området. Ved å studere parallelle felt i Sverige, viste Kuglerová (2010) at avrenninga auka i gjennomsnitt med 30 % i forhold til referansefeltet. Dagar med lav avrenning vart redusert med 20 %, og dagar med moderat avrenning auka med 60 %. Den høgare avrenninga skyldast redusert evapotranspirasjon, i tillegg til høgare snøakkumulasjon og dermed eit større tillegg i vatn gjennom vintersesongen. Skogshogst førar også til ei generell auke i høgda på grunnvassnivået. Dette fordi fjerning av skogen førar til ein reduksjon i intersepsjon og evapotranspirasjon. Winkler et al. (2010) beskriv studiar i British Columbia, Canada, som undersøkte vassinnhald i rotsona og vassbalansen i felt der det var utført flatehogst, samanlikna med områder med ståande skog og tilvekst av skog (10 og 25 år gamal). Figur 2.36 visar at etter hogst vil vassinnhaldet i rotsona auke og halde seg relativt høgt gjennom sommar og haust samanlikna med skogen. Figur 2.37 visar ei årleg gjennomsnittleg vassbalansestudie av gammal furuskog, hogstfelt og ny skog som er 5, 10 og 25 år gamal. Etter 25 år med ny vekst vil vassbalansen bli tilnærma lik slik den var før hogsten (Winkler et al., 2010).



Figur 2.36. Vassinnhald i rotsona etter hogst. Målt vassinnhald i rotsona (mm) og dagleg nedbør (mm/d) for skog (grøn heil strek), hogstflate (mørkegrøn linje med lange strekar) og 10 år gammal furuskog (blå stipla linje) (Winkler et al., 2010).

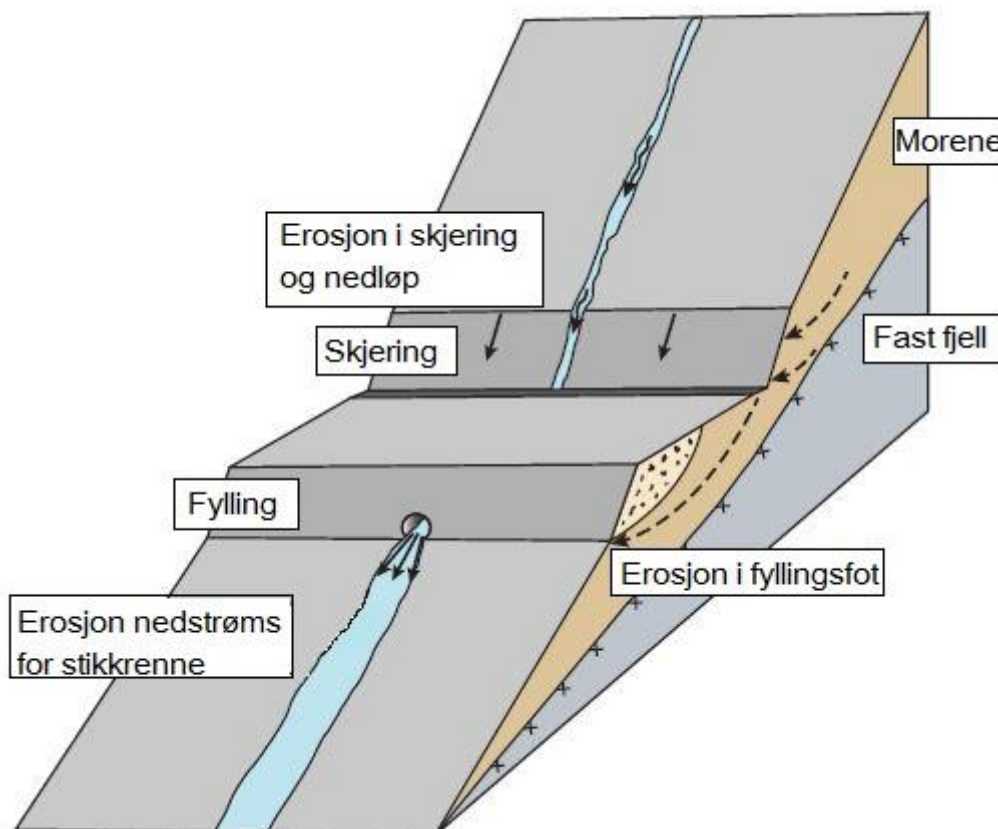


Figur 2.37. Vassbalansestudie i gammel furuskog, i hogstfelt ved flatehogst og høvesvis for 5, 10 og 25 år gammel regenerert skog (Winkler et al., 2010).

Skogsbilvegar

Vegar i skråningar endrar skråningsstabiliteten ved å 1) endre naturlege hydrologiske dreneringsvegar og konsentrere vatn i ustabile delar av skråninga, 2) underkutte ustabile skråningar, og dermed fjerne støtte, og 3) overbelaste og gjere fyllingar for bratte. Viktigheita av desse destabiliserande faktorane avheng av design og konstruksjon av vegen og dreneringssystem, i tillegg til den naturlege ustabiliteten i terrenget (Sidle og Ochiai, 2006).

Anlegg av skogsbilvegar er vanlige inngrep i skråningar ved skogsdrift. Veginngrep kan endre den naturlege dreneringa i skråninga og forårsake erosjon som kan utløyse lausmasseskred. Vatn kan bli leia til områder der det ikkje er naturleg dreneringsveg, eller til dreneringsvegar som ikkje har stor nok kapasitet (Fergus et al., 2011). Jones og Grant (1996) viste at i nokon områder aukar avrenninga i både store og små nedbørsfelt som ein konsekvens av skogsdrift og skogsbilvegar. Dette skjer blant anna ved at vegar som kuttar inn i skråninga kan avskjere grunnvatnet til overflata. Dette førar til eit tilsig av vatn langs vegskjeringa, og vatnet samlast i vegens dreneringssystem (Winkler et al., 2010). Vatn kan dermed bli leia til og konsentrert ut i terreng som no får større vasstilførsel enn det som er naturleg (sjå figur 2.38) (Norem og Sandersen, 2014). Særleg i periodar med intensiv nedbør og snøsmelting kan sokalla vatn på avveg gi erosjon og skred (Fergus et al., 2011).



Figur 2.38. Eksempel på vegbygging i bratt terreng, figuren manglar markert grøft (Norem og Sandersen, 2014).

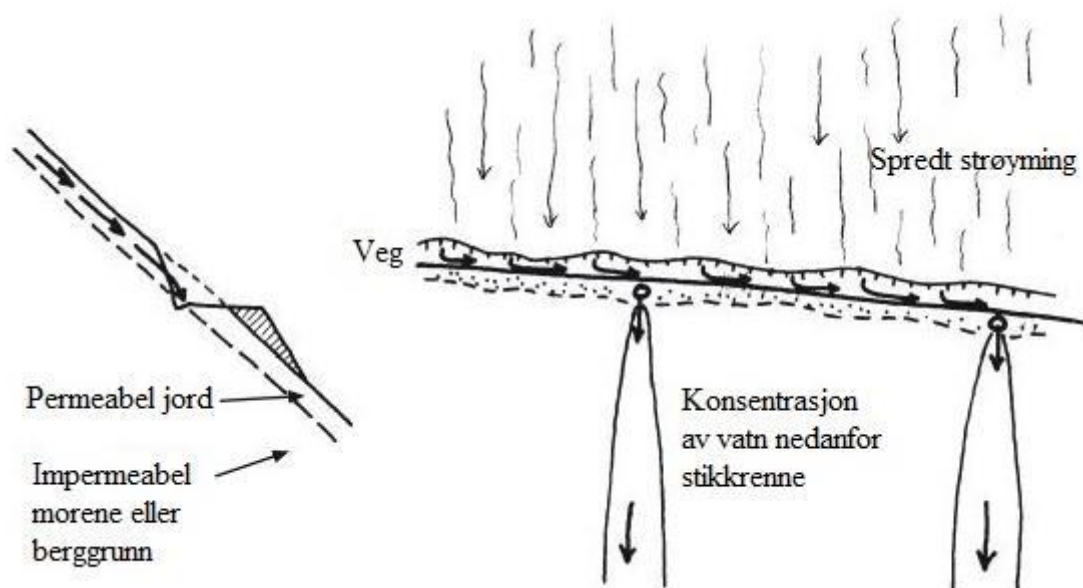
Naturleg terreng har gjennom tida utvikla ei viss bestandigheit mot nedbør- og smelteepisodar. Ravinar og dreneringsrenner i terrenget kan vere eit teikn på tidlegare skredhendingar, og kan indikere at det er ein potensiell fare for nye skred i tilsvarende terreng. Rennene er del av det naturleg utvikla dreneringssystemet for overflatevatn i ei skråning, og vatn vil følgjeleg konsentrerast her. Dei naturleg skapte rennene har gjort terrenget bestandig mot skred, og det er ein viss balanse mellom terrenget og klimaet. Så lenge denne balansen blir oppretthaldt, vil skråningssystemet halde seg stabilt. Områda mellom rennene er ikkje tilpassa dei same vassmengdene som rennene, noko som kan føre til ustabilitet om desse områda blir utsett for konsentrert vassutslepp (Fergus et al., 2011).

I dalsider vil det vanlegvis vere fleire bekkar som vegen må krysse, slik at det må etablerast kulvertar eller stikkrenner (Fergus et al., 2011). Vegbygging vil i mange tilfelle endre dreneringsforholda. Dette ved at stikkrenner leggast til andre stadar enn nær dei opphavslege dreneringsvegane, slik at vatnet kan bli ført ut i terreng utan naturleg «erosjonshud». Det er difor viktig at stikkrennene førar vatn til eksisterande bekkar og elvar (Norem og Sandersen,

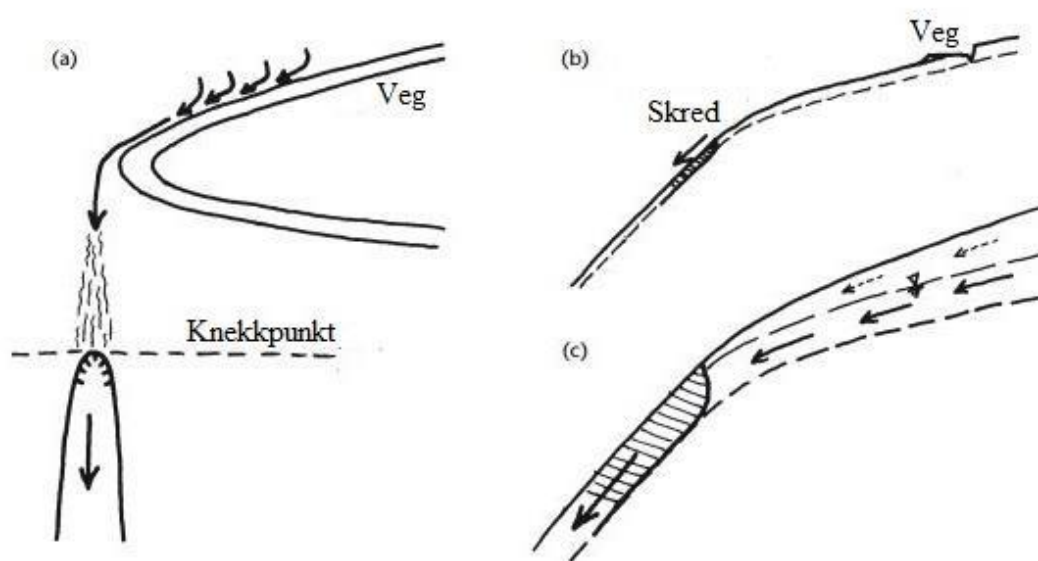
2014). Tette stikkrenner på grunn av massetransport eller at trær og greiner har lagt seg framfor innløpet, er ein uunngåeleg effekt av ekstrem nedbør. Flomvatnet vil då finne nye vegar, enten ved å skylje vekk vegen eller ved at flomvatnet strøymar ut i terreng. Dette er ein av dei vanlegaste årsakene til utløyning av skred i Noreg (Breien et al., 2015).

Vegars lineære karakter og deira tendens til å krysse topografiske gradientar, påverkar dei hydrologiske prosessane til området rundt. Konsentrasjonen av avrenning på tilnærma impermeable vegoverflater samt avskjering av grunnvatn og overflatevatn i skjeringar og grøfter aukar effektivt dreneringstettheita, endrar fordelinga av vatn i skråninga og aukar potensielt vassgjennomstrøyminga (Luce og Wemple, 2001). Undersøkingar utført ved ein skogsbilveg i eit testområde i Oregon, USA, visar at ein skogsbilveg kan ha ein effekt på skråningsstabiliteten ved å påverke oppbygginga av porevasstrykk på oversida av vegen. Permeabilitetskontrasten assosiert med det kompakterte materialet i vegen kan føre til ei endring i grunnvasstrøyminga, som igjen kan føre til ei auke i porevasstrykk oppstrøms for vegen. Materialet blir dermed ustabil, og ved intens nedbør kan eit skred utløyast (Dutton et al., 2005).

Skissene i figur 2.39 og figur 2.40 viser eksempel på skredutløyning i bratt og/eller potensielt ustabil terreng, under et dreneringspunkt langs ein veg. Brotet skjer ofte langs eit knekkpunkt i skråninga. Ovanfor vegen strøymar vatnet i eit spredt mønster i grunne lausmassar som ligg over meir permeable masser. Ved anlegg av vegen vil vatnet komme til overflata i vegskjeringa og grøfta, og deretter transportert til stikkrenner. Vassutsleppet blir då konsentrert nedanfor vegen. Dette kan ha to moglege effektar. Den konsentrerte strøymen av vatn kan treffe ein lokalitet som er mindre stabil enn gjennomsnittet, for eksempel pga. lokalt brattare helling, tynt lausmassedekke eller konvergerande strøyming i grunnen, og som ikkje er dimensjonert for denne mengda vassstilførsel. Dette kan auke sannsynet for eit lausmasseskred. Den andre effekten er at vatnet frå stikkrenna vil mette lausmassane nedanfor utløpet og heve porevasstrykket til nær-kritiske verdiar. Dersom noko utløyser eit lite brot, kan konsekvensen vere at det dannast eit skred. Figur 2.40 visar i detalj dei topografiske forhold som favoriserer lausmasseskred. Brotpunktet skjer ved eit knekkpunkt i skråninga, der hellinga lokalt aukar til ein kritisk verdi, typisk over 60 % (31°), men også ned mot 45 % (24°). Ved eit knekkpunkt eller i ei konveks skråning, vil djupet på lausmassedekket minke nedover. Dette resulterer i konvergerande strøymingsvegar for grunnvatnet, ettersom strøymen blir pressa inn i eit tynnare dekke av lausmassar, og kan soleis resultere i lokalt auka porevasstrykk (Jordan, 2000).



Figur 2.39. Effekten av vegar og kulvertar/stikkrenne på skråningshydrologien, for uniforme skråningar med grunt lausmassedekke og lav dreneringskapasitet. Modifisert etter Jordan (2000).



Figur 2.40. Vegens påverknad på utløysing av jordskred. a) utløysing av skred nedanfor ein ytterving i vegen. b) tverrsnitt som visar typisk punkt for skredutløysing. c) forstørrelse av skisse b som visar korleis grunnvatnet blir konsentrert fordi lausmassedekket blir tynnare ved knekkpunktet i skråninga. Modifisert etter Jordan (2000).

2.8 Skredutløysande faktorar

Utløysingsmekanismar som førar til skred bestemmast av lokale geologiske, geomorfologiske og hydrologiske forhold. Endringar i desse forhold skyldast naturlege fysiske, kjemiske og biologiske prosessar (Høeg, 2014). Utløysing av skred summert skyldast (Highland og Bobrowsky, 2008):

- vatn
- vulkansk aktivitet
- seismisk aktivitet
- ytre påverknad (Sandersen, 2014)
- menneskeleg påverknad

Det er ikkje alle av utløysingsmekanismane i lista over som er relevante for dei studerte områda og dei aktuelle skredtypane. Ifølgje Sandersen et al. (1996) blir jord- og flomskred oftast utløyst på grunn av meteorologiske faktorar. Menneskeleg aktivitet kan føre til endringar av det naturlege skråningsmiljøet og er ein viktig medverkande årsak til skredutløysing. Hovudfokuset for denne oppgåva vil difor vere på menneskeleg aktivitet, ytre påverknad og vatn som utløysande årsakar, medan seismisk og vulkansk aktivitet vil ikkje bli utdjupa vidare.

2.8.1 Vatn

Vatn er den viktigaste utløysande faktoren ved jord- og flomskred. Vatn påverkar stabiliteten til ei skråning på fleire ulike måtar, og det kan dermed vere vanskeleg å isolere ein effekt og identifisere den som utløysande årsak. Jorda blir vassmetta som følgje av intens nedbør, snøsmelting, endringar i grunnvassnivået og endring av vassnivå i innsjøar, langs kysten, kanalar og elver. Skred og flom er tett assosiert fordi begge skyldast nedbør, avrenning og vassmetting av jorda. Flom kan føre til skred ved å underkutte skråningar og ved at overflateavrenning mettar jorda (Highland og Bobrowsky, 2008). Infiltrerande vatn kan danne ustabile situasjonar ved å auke vekta på lausmassedekket og ved å eventuelt auke porevasstrykket (Sidle, 1985). Det er ulike årsakar til at vatn kan utløyse skred:

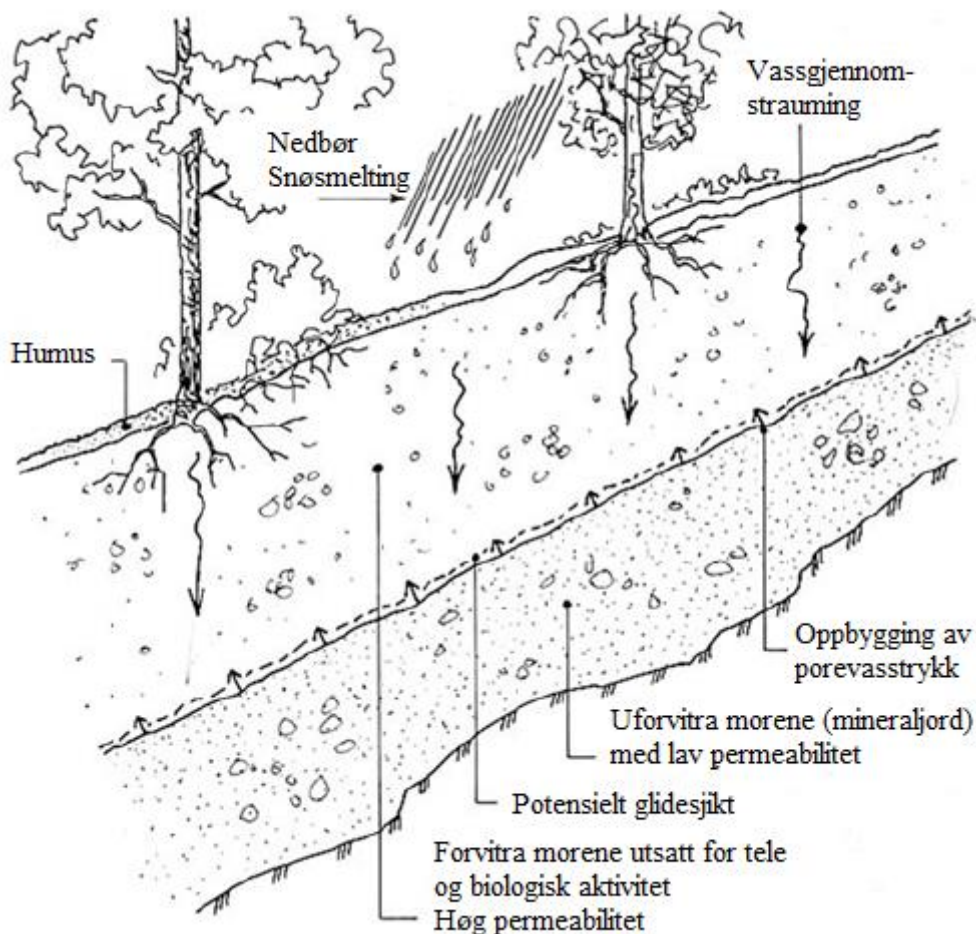
Auka porevasstrykk

Ved infiltrasjon av vatn blir jorda vassmetta og poretrykket aukar. Dette førar til ei auke i dei drivande kreftene på skråninga og minkar dei stabiliserande kreftene. Konsekvensen er ein generell reduksjon i stabilitet (Picarelli et al., 2012). Det er generelt akseptert at

nedbørsutløyste skred er forårsaka av ei auke i porevasstrykk og perkoleringskrefter under periodar med intens nedbør. Eit forhøgja poretrykk førar til reduksjon i effektivspenning på lausmassane og skjærstyrken til jorda blir redusert. Dette resulterer i generell reduksjon i stabilitet og skred kan utløyast (Wang og Sassa, 2003).

Iverson (1997) analyserte danning av porevasstrykk under brot og massebevegelse, og påpeikar at oppbygging av porevasstrykk hovudsakleg avheng av rate på bevegelsane og deformasjon i massane samt permeabiliteten til lausmassane. I friksjonsjordartar som består av grov sand og grus vil det vanlegvis ikkje bygge seg opp eit vasstrykk fordi permeabiliteten er høg. Skråningar med desse jordartane står som regel stabilt ved hellingsvinklar lågare enn 37°. Permeabiliteten i silt og leire er så lav at det kan bygge seg opp eit porevasstrykk som vil redusere stabiliteten. Normalt vil ei skråning med stort innhald av silt og leire vere meir skredutsett enn ei tilsvarande skråning av grovare massar (Sandersen, 2014). Wang og Sassa (2003) utførte laboratorieforsøk som konkluderte med at kornstørrelse spelar ei viktig rolle på bevegelsen og porevasstrykkoppbygginga i skredmasser etter brot. Oppbygginga av porevasstrykk var mindre i prøva som bestod av fin sand (0,06-0,2 mm) enn i prøva som bestod av grov silt til fin sand (0,02-0,2 mm). Dette skyldast lågare permeabilitet i den mest finkorna prøva.

Lagdeling med ulik permeabilitet påverkar stabiliteten og har betydning for kor det oppstår porevasstrykk. Lausmassedekket inneheld vanlegvis lag av ulik samansetning og styrke. Dette vil ha betydning for kor det kan bygge seg opp kritiske porevasstrykk. I eit typisk jordprofil av morene er det delt inn i to lag: eit øvre permeabelt lag og eit konsolidert lag med låg permeabilitet, sjå figur 2.41. Det øvre permeable laget kallast normalt for «det aktive topplaget» og ligg som regel på 0,5-2 meters djup. Telepåverknad, uttørking, røter og biologisk aktivitet gir ein porøs struktur som er svært gjennomtrengelig for vatn. Når vassinnhaldet aukar vil det bygge seg opp eit positivt poretrykk i overgangen mot det underliggjande mindre permeable laget. Stabiliteten endrast og det aktive topplaget kan gli ut. Dersom lausmassane har liten mektighet, kan forvittringsprosessane ha påverka heile dekket og poretrykksoppbygginga skjer mellom lausmassane og berggrunnen (Bargel et al., 2011; Norem og Sandersen, 2014).

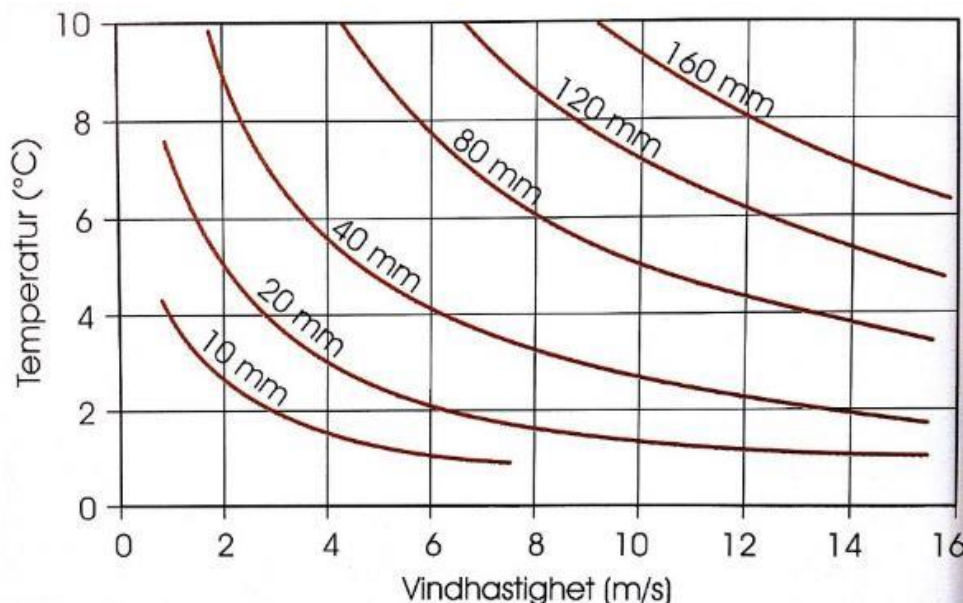


Figur 2.41. Prinsippskisse av typisk lagdeling i norsk morene. Eit laust, telepåverka topplag ligg oppå fast, overkonsolidert jord. Mellom desse er det eit potensielt glidesjikt for jordskred. Modifisert etter Norem og Sandersen (2014).

Snøsmelting

Snøsmelting er ein signifikant bidragsytar av vatn til avrenning og infiltrasjon (Dingman, 2008). Horton (1938) undersøkte kor mykje smeltevatn som blir infiltrert i forhold til regnvatn. Studia viste at snøsmelteprosessen er ein kontinuerlig tilførsel av vatn som varar over ein lengre periode samanlikna med normal infiltrasjon frå regn. Graden av snøsmelting er avhengig av lufttemperatur, luftfuktigheit og vindhastigheit dersom det er overskya, og av solinnstråling i klarver (Domaas og Hefre, 2013). Diagrammet i figur 2.42 visar kor stort bidrag snøsmelting kan gi i løpet av eit døgn avhengig av lufttemperatur og gjennomsnittleg vindhastigheit ved 100 % luftfuktigheit. Snøsmelting kan vere ei vesentleg kjelde for vasstilførselen, og det er ikkje uvanleg at det når over 50 mm pr. døgn (Sandersen, 2014). I det tørre kontinentale klimaet i innlandsområda i Noreg utløysast 67 % av jord- og flomskred

som følgje av rask snøsmelting om våren i forbindelse med varme og sterk sol (Sandersen et al., 1996; Blikra og Sletten, 2002).

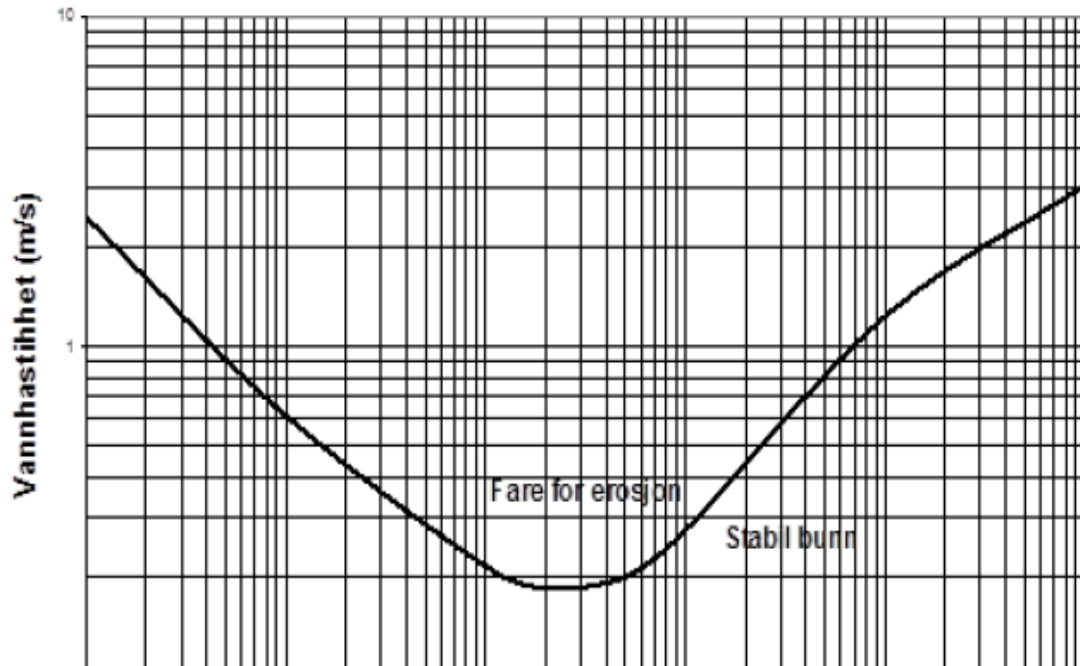


Figur 2.42. Bidrag frå smeltevatn i løpet av eit døgn som funksjon av lufttemperatur og vind ved 100 % luftfuktigheit (Sandersen, 2014).

Erosjon

Rennande vatn fører til erosjon i lausmasser. Ved kraftige nedbørs- og snøsmeltingshendingar vil vassføring og dermed sedimenttransporten i eit dreinsløp auke. I bekker og elver kan erosjon føre til undergraving av bratte skråningar. Dette vil redusere skråningsstabiliteten og kan føre til utløysing av skred (Sandersen, 2014).

Flomskred kan initierast som følgje av ukontrollert erosjon i vassmetta lausmasser. Dette er mest vanleg i flomperiodar der vassføringa blir stor i bratte dreinsløp eller der flomvatnet har tatt nye løp i terrenget. Dersom vatnet har stor nok hastigheit til å erodere i underlaget, og nok kapasitet til å transportere partiklar, vil innhaldet av massar i vatnet auke og utvikle seg til eit flomskred (Norem og Sandersen, 2014). Hjulstrøms diagram visar kritisk hastigheit som funksjon av partikkelstørrelsen på botnlaget for å få erosjon, sjå figur 2.43. Diagrammet visar at kritisk erosjonshastigheit for partiklar større enn 0,2-0,3 mm aukar gradvis med aukande kornstørrelse, medan kritisk erosjonshastigheit for konsolidert leire og siltekorn mindre enn 0,2 mm aukar med minkande kornstørrelse. Dette skyldast kohesjon mellom dei finare partiklane, som gjer det vanskelegare å erodere enn større ikkje-kohesive partiklar. For dei større partiklane krevjast det større overførte skjærspenningar for å lausrive og sette partiklane i bevegelse (Boggs, 2011).



Figur 2.43. Hjulströms diagram viser sammenhengen mellom kritisk vasshastighet og partikkelstørrelse for å forårsake erosjon på grunn av overflatevatn (Norem og Sandersen, 2014).

For å initiere flomskred må kreftene frå vasstraumen overstige erosjonsmotstanden til underlaget for at partiklar skal bli satt i bevegelse. Føresetnaden for dette er at det dannast ein ustabilitet i massane ned til kritisk djup for erosjon. Kraftig erosjon og utvikling av flomskred i eit drensløp er mogleg dersom skjærspenningane frå vatnet overstig skjærfasteita til jorda (Takahashi, 2007; Norem og Sandersen, 2014).

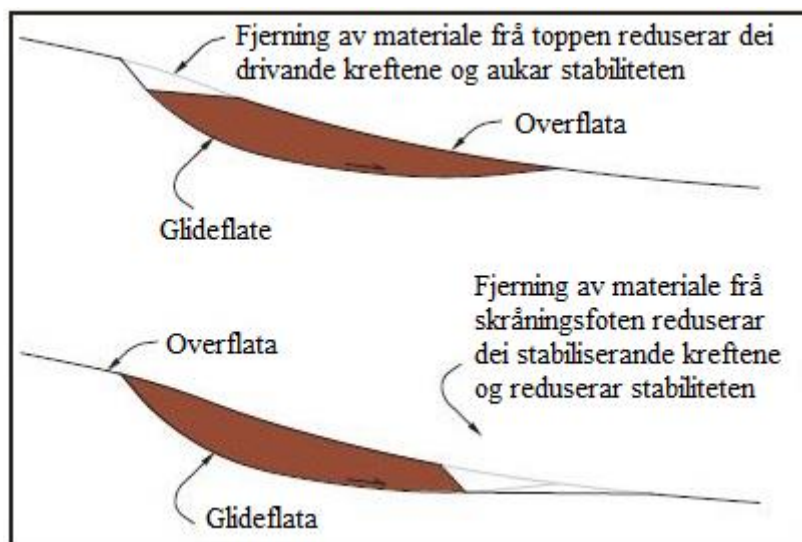
2.8.2 Ytre påverknad

Dersom steinsprang og steinskred treff lausmasser kan belastninga som nemnd vere så stor at det kan utløyast jordskred. For at dette skal skje må lausmassedekket vere vassmetta med eit høgt poretrykk slik at stabiliteten allereie er redusert. Ved belastning vil då poretrykket overgå ei kritisk grense som fører til utløysinga. Andre ytre påverknadar som kan utløyse skred er jordskjelv, men dette er svært sjeldan årsak til skred i Noreg (Sandersen, 2014).

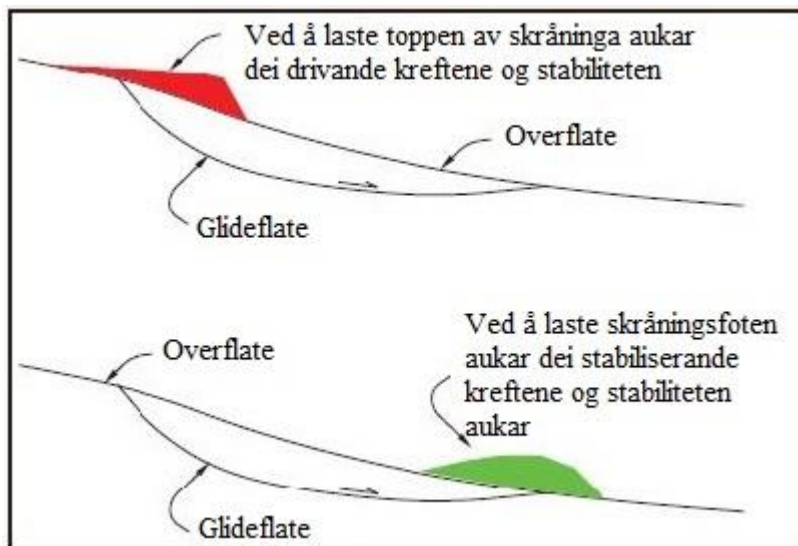
2.8.3 Menneskeleg aktivitet

Menneskelege inngrep kan endre det naturlege skråningsmiljøet og stabiliteten til lausmassedekket. Hovudårsaken til mange skred er at menneske har føretatt inngrep som har ført til at skråningar bli utsatt for meir overflatevatn enn det som er naturleg. Inngrep som endrar dei naturlege dreneringsforholda førar til at vatn blir konsentrert og leia ut i skråningar i større mengder enn det som er naturleg. Dette resulterer i høge porevasstrykk og eventuell

erosjon. Dei mest vanlege inngrepa i bratte skråningar er bygging av skogsbilvegar og hogst, som beskriven i kapittel 2.7.5 (Sandersen, 2014). Andre eksempel inneber å gjer skråningar brattare ved å underkutte skråningsfoten og laste toppen av skråningar til å overgå massenes berande styrke (sjå figur 2.44 og figur 2.45) (Highland og Bobrowsky, 2008).



Figur 2.44. Stabilitetsendring ved å fjerne materiale. Illustrasjon av forskjellen i stabilitet som resultat av å fjerne materiale i toppen eller foten av ei skråning, modifisert etter Highland og Bobrowsky (2008).



Figur 2.45. Stabilitetsendring ved å legge på last. Illustrasjon av forskjellen i stabilitet som resultat av pålagt last i toppen eller foten av ei skråning, modifisert etter Highland og Bobrowsky (2008).

2.9 Klima og skred

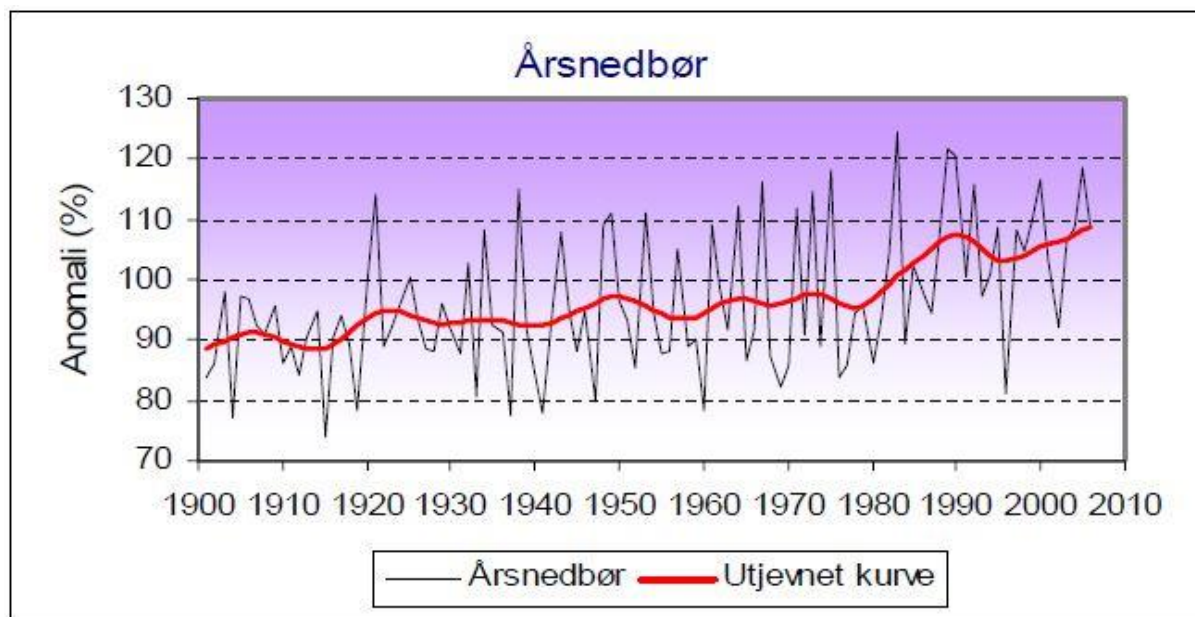
Skredpotensialet påverkast av topografiske, geologiske og meteorologiske forhold, i tillegg til at menneskeleg påverknad også har ein innverknad på skredfaren. Regn og snøsmelting er akseptert som dei viktigaste utløysingsmekanismane for skred i Noreg (Sandersen et al., 1996) og det er derfor viktig å ha kunnskap om framtidens vêr. Klima beskriv gjennomsnittsvêret på ein stad eller område, og klimaendringar er når dette gjennomsnittsvêret endrar karakter over tid (Meteorologisk institutt, 2010a). Klimanormalar baserar seg på normalverdiane for spesielle 30-årsperiodar. Dagens normalperiode er 1961-1990 og brukast til å samanlikne alle meteorologiske data, mellom anna for å estimere ekstreme nedbørsverdiar (Meteorologisk institutt, 2016a). Ekstremvêr er vêr som kan medføre fare for liv og verdiar. Dette kan skyldast sterk vind, store nedbørsmengder, stormflo og bølger eller ein kombinasjon av desse vêrelementa (Meteorologisk institutt, 2016b).

2.9.1 Klimaendringar i Noreg

Intergovernmental Panel on Climate Change [IPCC] (2013) konkluderer at klimaet er i endring. Luft- og havtemperaturen har stege, mengde snø og is har minska samt at havnivået har steget sidan 1950. Det er forventa at årleg nedbørsmengder vil auke i nordlege Europa samtidig som temperaturen vil auke, spesielt om vinteren. I kva grad desse endringane skyldast menneskeleg aktivitet eller naturlege svingingar vil det ikkje bli tatt stilling til i denne oppgåva. Ifølgje Iversen et al. (2005) vil klimaet i Noreg bli varmare og våtare fram mot år 2100. Avhengig av landsdel, vil den årlege gjennomsnittstemperaturen auke med mellom 2,5 °C og 3,5 °C. Temperaturen vil auke mest i innlandet og i nord. Den største auka vil vere om vinteren, medan det vil vere minst auke om sommaren.

I løpet av dei siste hundre åra har årsnedbøren auka i alle delar av Noreg, med størst auke vinter og vår (Førland et al., 2007a). Den årlege nedbøren i Noreg har auka mellom 0,3 og 2,1 % pr. tiår dei siste 100 åra. Den største auka har skjedd på Vestlandet, sentrale delar av innlandet og i Nord-Noreg (Førland et al., 2007b). Figur 2.46 visar variasjonar i årsnedbøren sidan år 1900 og den indikerer at årsnedbøren har auka sterkt etter ca. 1970. I løpet av dei neste hundre åra vil den årlege nedbørsmengda sannsynlegvis auke med mellom 5-20 %. Auka blir størst langs kysten i sørvest og i nord (Iversen et al., 2005). Det er truleg at ekstreme nedbørsmengder vil opptre oftare, og analyser indikerer at nedbørsmengder som blir sett på som ekstreme i dag vil bli meir vanlege. Analysar indikerer at ekstreme nedbørsverdiar som i gjennomsnitt førekjem ein gong pr. år vil i enkelte områder førekomme ca. tre gongar

pr. år i framtida. Det er projisert at ekstrem enkeltdøgns nedbør vil auke med mellom 15-20 % i delar av regionane Vestlandet, Sør-Trøndelag og Nordland (Førland et al., 2007b).



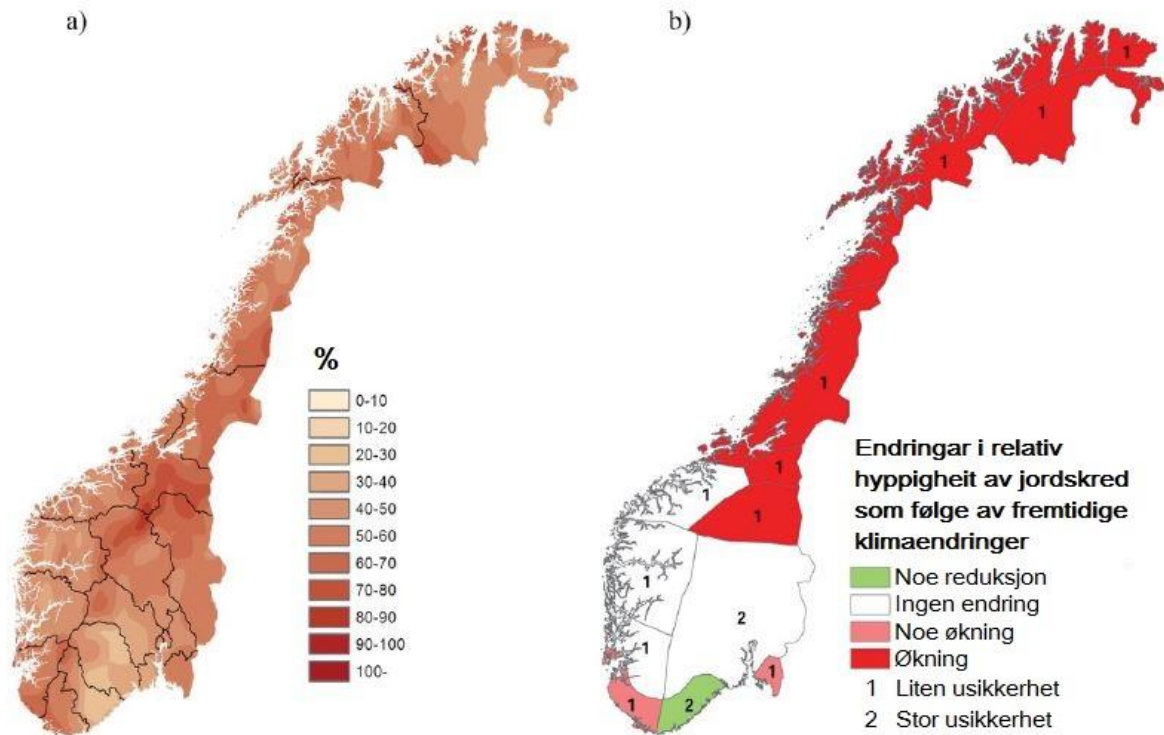
Figur 2.46. Variasjonar i årsnedbør for fastlands-Noreg 1900-2010 (Førland et al., 2007b).

2.9.2 Endringar i skredhyppigheit

Det norske forskingsprosjektet GeoExtreme har utført analyser som bekreftar at kortvarige periodar med intens nedbør er den primære utløysingsfaktoren for jordskred. Den kritiske nedbørsmengda som må til for å utløyse skred kan i nokon tilfelle bli nådd i løpet av ein enkelt dag med svært store nedbørsmengder. Den kritiske mengda kan også nåast etter lengre periodar med mindre nedbør. Det er store lokale, regionale og nasjonale forskjellar på kor mykje nedbør lausmassedekket tåler (Kronholm og Stalsberg, 2009). Langs store delar av kysten er det nedbørsmengda på skreddagen som er den viktigaste faktoren. I innlandet er det total nedbørsmengde i løpet av dei siste tre til ti døgn som er viktigast. Den forventade auka i enkeltdøgn med mykje nedbør har betydning for endringar i jordskredhyppigheit. Heile landet vil oppleve fleire enkeltdøgn med ekstrem nedbør og påfølgjande auka hyppigheit av jordskred. Sidan denne auka vil vere størst langs kysten av Vestlandet, samt i Trøndelag og Nord-Norge, vil auka i skredhyppigheita vere størst her (Kronholm et al., 2007).

GeoExtreme (2008) utførte simuleringar for å undersøke ekstremveret i framtida. Desse viste at talet på dagar med ekstrem nedbør vil auke med 70 % (unntatt for sommaren), og nedbørsmengdene på desse dagane vil auke med 10 % i alle årstider. Figur 2.47A visar prosentendring i dagar med ekstremnedbør frå dei siste 30 åra (1979-2008) samanlikna med

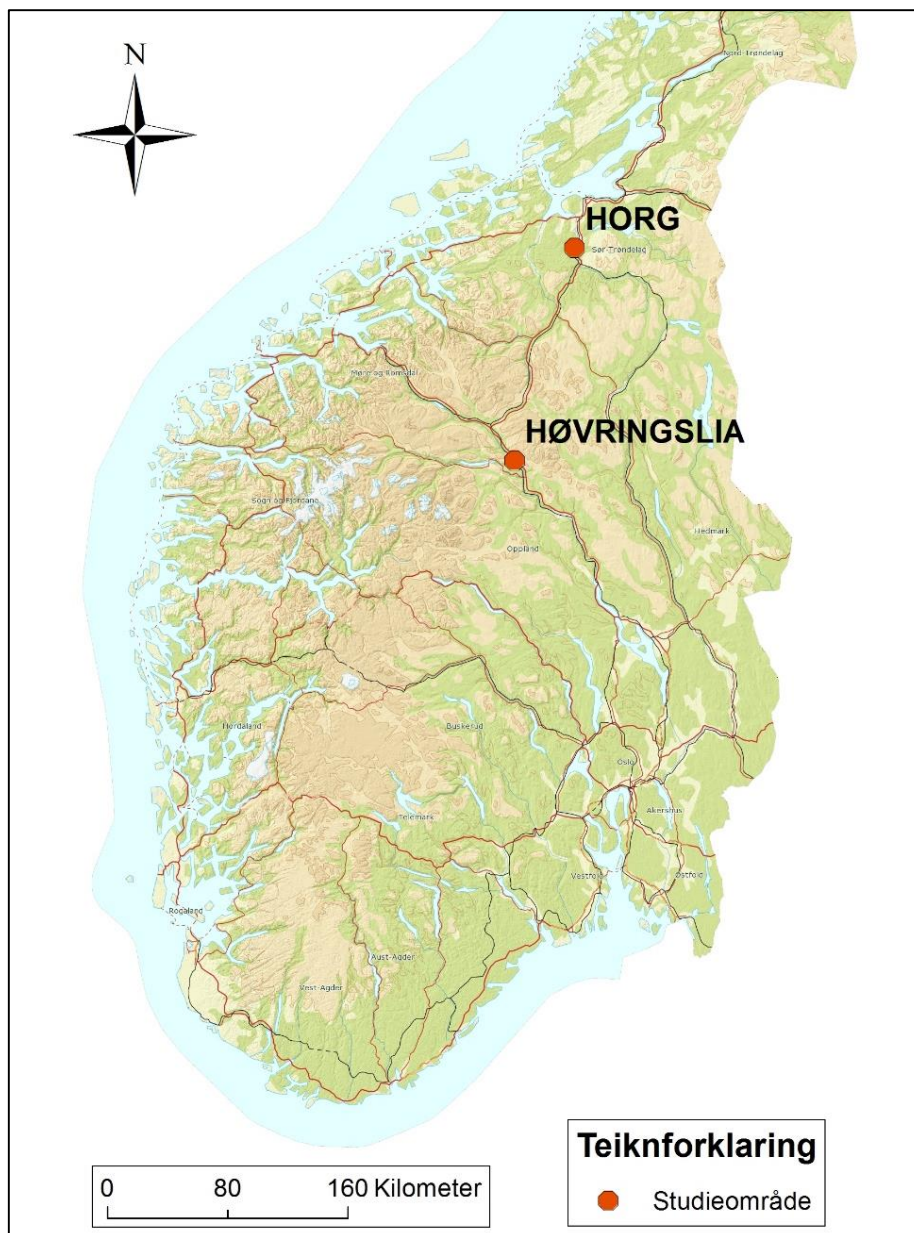
dei føregåande 30 åra (1949-1978). For dei kommande 50-100 åra er det forventa meir nedbør og auka frekvens av ekstreme nedbørshendingar. Dette vil medføre auka frekvens av vassrelaterte skred (Bargel et al., 2011). Resultat frå GeoExtreme (2008) visar at framtidige klimaendringar vil føre til ei auke i jordskredhyppigheit i store delar av Noreg, hovudsakeleg frå Trøndelag og nordover (Jaedicke et al., 2008) (sjå figur 2.47B).



Figur 2.47. Endring i ekstremnedbør og jordskredhyppigheit. A) Kartet visar prosentendring i dagar med ekstremnedbør frå dei siste 30 åra (1979-2008) samanlikna med dei føregåande 30 åra (1949-1978). B) Kartet visar endringar i den relative hyppigheita som følgje av framtidige klimaendringar. Det er tatt omsyn til både geologiske forhold og korleis klimaet endrar seg for dei ulike årstidene for ulike skredtypar (GeoExtreme, 2008).

Kapittel 3 Områdebeskriving

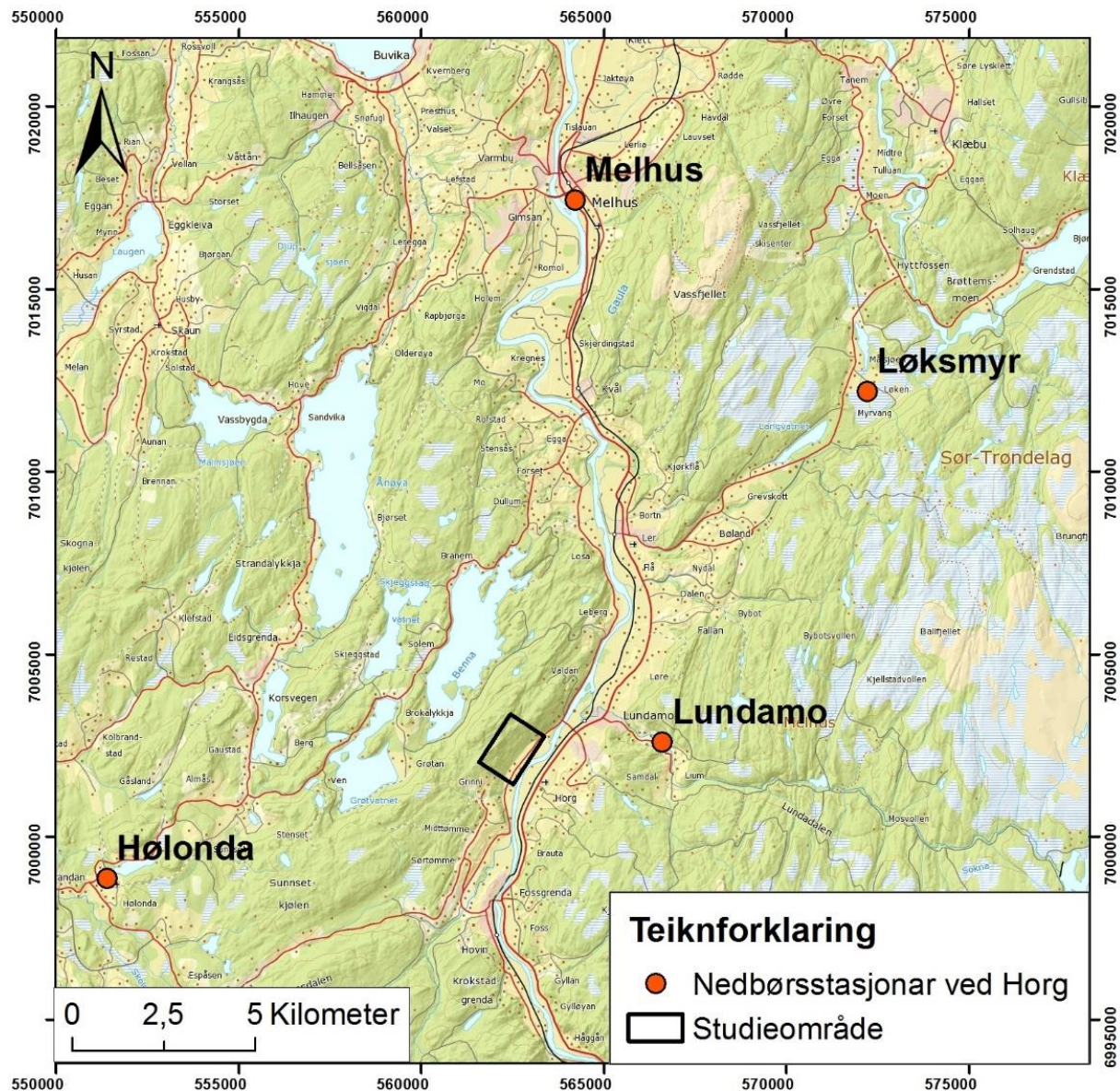
Horg i Melhus kommune, Sør-Trøndelag, er hovudstudieområdet, og er studert i detalj. Høvringslia i Sel kommune, Oppland, er studert i mindre grad for å ha eit samanlikningsgrunnlag. Oversiktskartet i figur 3.1 visar kvar studieområda er lokalisert i Noreg. Dette er områder med bratte skråningar der det har blitt etablert skogsbilvegar og utført skogshogst. I Høvringslia blei det utløyst fleire jordskred/flomskred i 2011 og fleire mindre utglidingar i 2013 (Vollen, 2013; Walberg og Devoli, 2014). Etter skreda i 2011 har det blitt gjennomført skogshogst og etablert skogsbilvegar.



Figur 3.1. Kartutsnitt av Sør-Noreg med plassering på studieområder, bakgrunnskart modifisert etter Statens kartverk (2007).

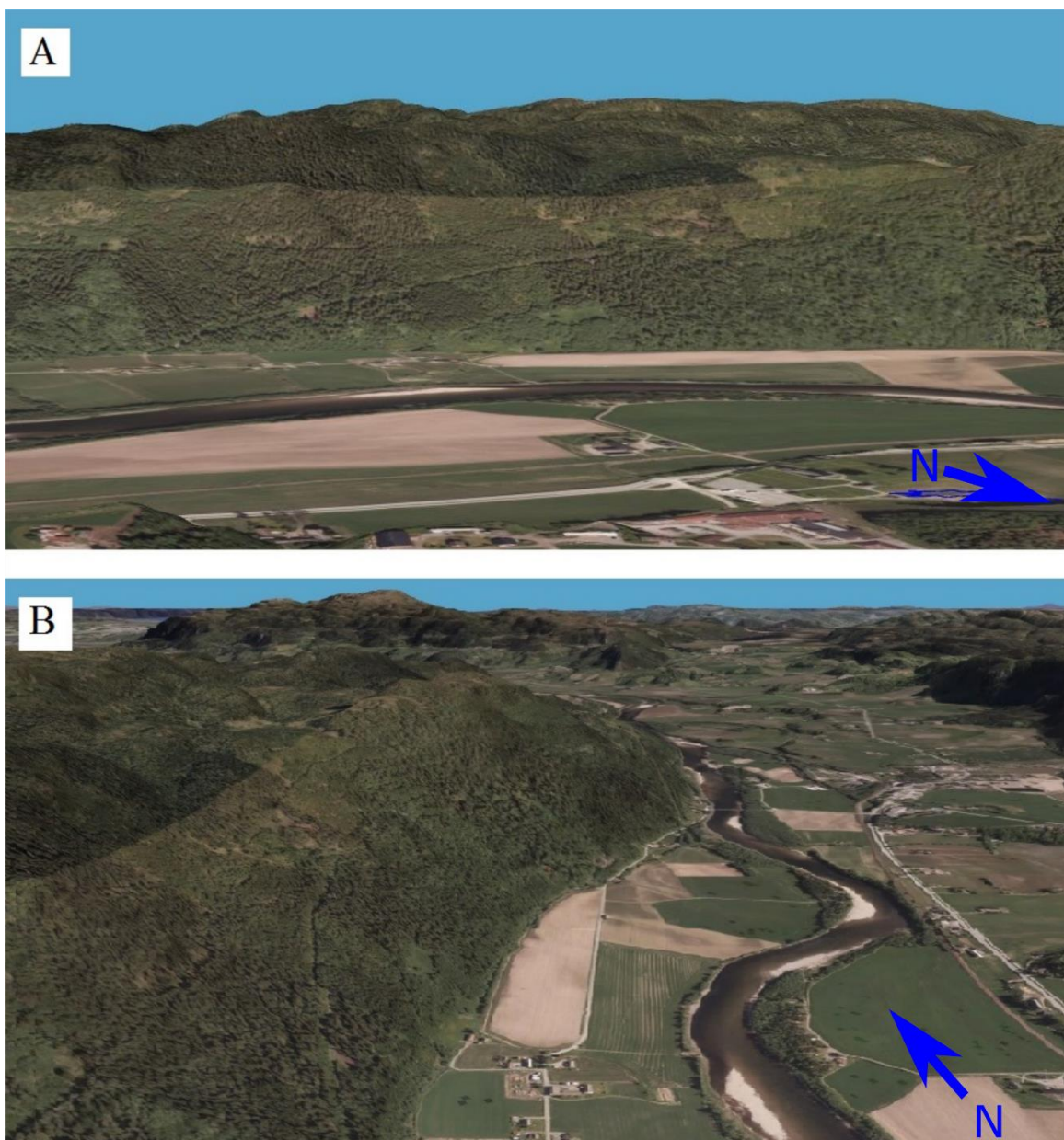
3.1 Horg

Hovudstudieområdet er lokalisert i Melhus kommune i Sør-Trøndelag (sjå figur 3.1 og figur 3.2), nærmare bestemt på Horg. Feltområdet ligg i Gauldal, der elva Gaula følgjer hovuddalføret heilt ut i Trondheimsfjorden. Ved Horg er dalen svakt orientert i nordaust-sørvestlig retning, med ei lengdeutstrekning på ca. 10 kilometer, før dalen dreiar nordover mot Melhus.

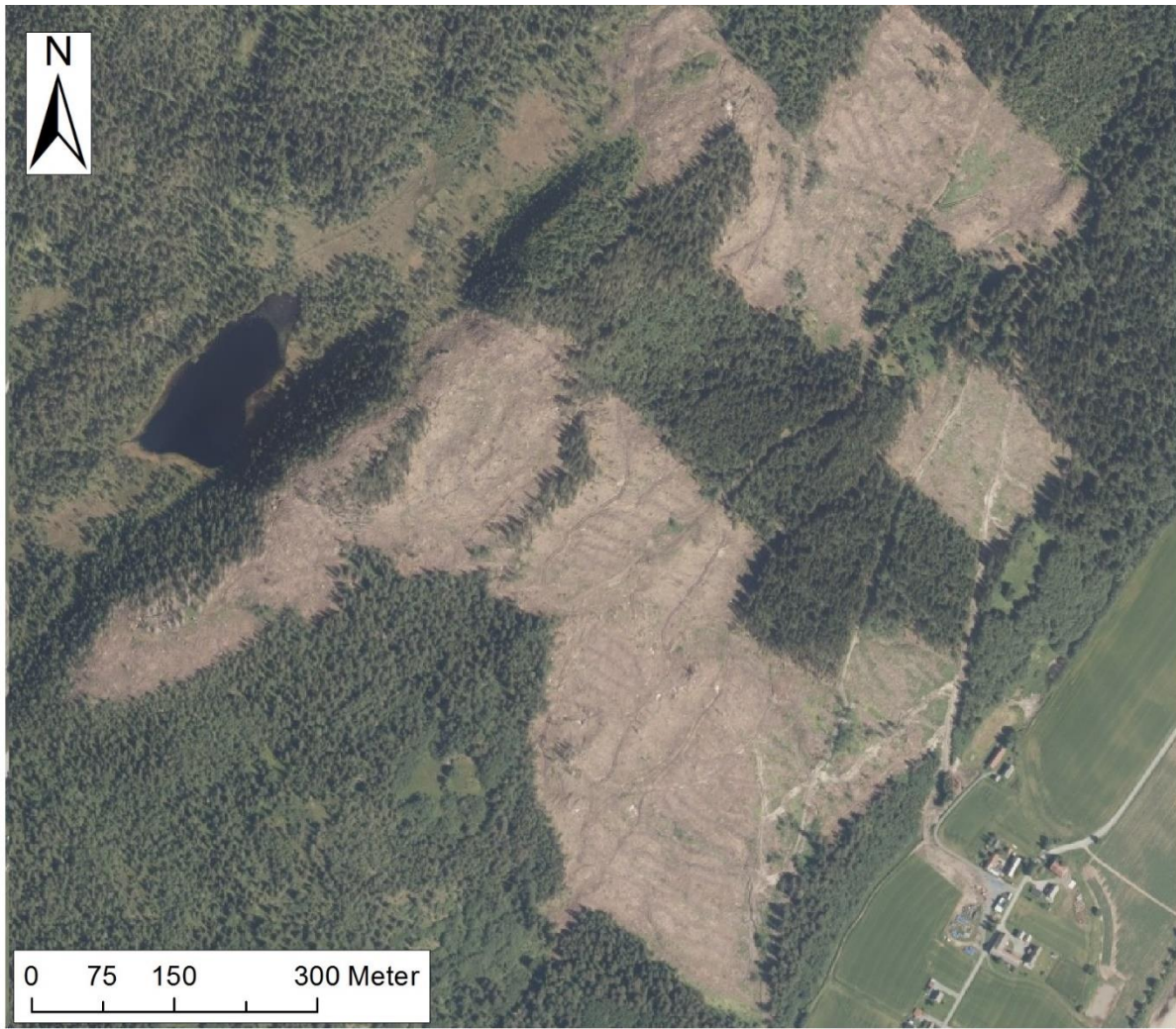


Figur 3.2. Oversiktskart av studieområdet på Horg (markert med svart firkant). Plassering av meteorologiske målestasjonar er markert med raude sirkular Data frå eKlima (2016), bakgrunnskart av (Statens kartverk, 2007a).

Feltområdet består av ei søraustleg vendt dalside, på omtrent 1,76 km², der det blei utført skogsdrift samt anlagt og utvida eksisterande skogsbilveggar hausten 2013. Nesbø Skog AS var leiga inn av skogeigarnes organisasjon, Allskog, på vegne av grunneigarane (Lervik, 2013). Dalsida ligg på vestsida av Gauldalen og strekk seg frå ca. 40-400 moh. Nedanfor dalsida ligg elleve småbruk og bustadhus, saman med områder for dyrka mark, i tillegg til fylkesveg 672. På motsett side av elva ligg for øvrig traseen for E6 og jernbanen (Dovrebanen). Figur 3.3A og -B visar 3D-bilete av studieområdet. Merk at desse er basert på flyfoto som er tatt før hogsten vart utført og visar skogkledd dalside. Figur 3.4 visar flyfoto med fotodato 20.07.2014.



Figur 3.3. 3D-bilete av studieområdet på Horg. Der A) er sett frå sør-aust mot nord-vest, og B) er sett frå sør-vest mot nord-aust. Modifisert etter Norge i 3D (2016).

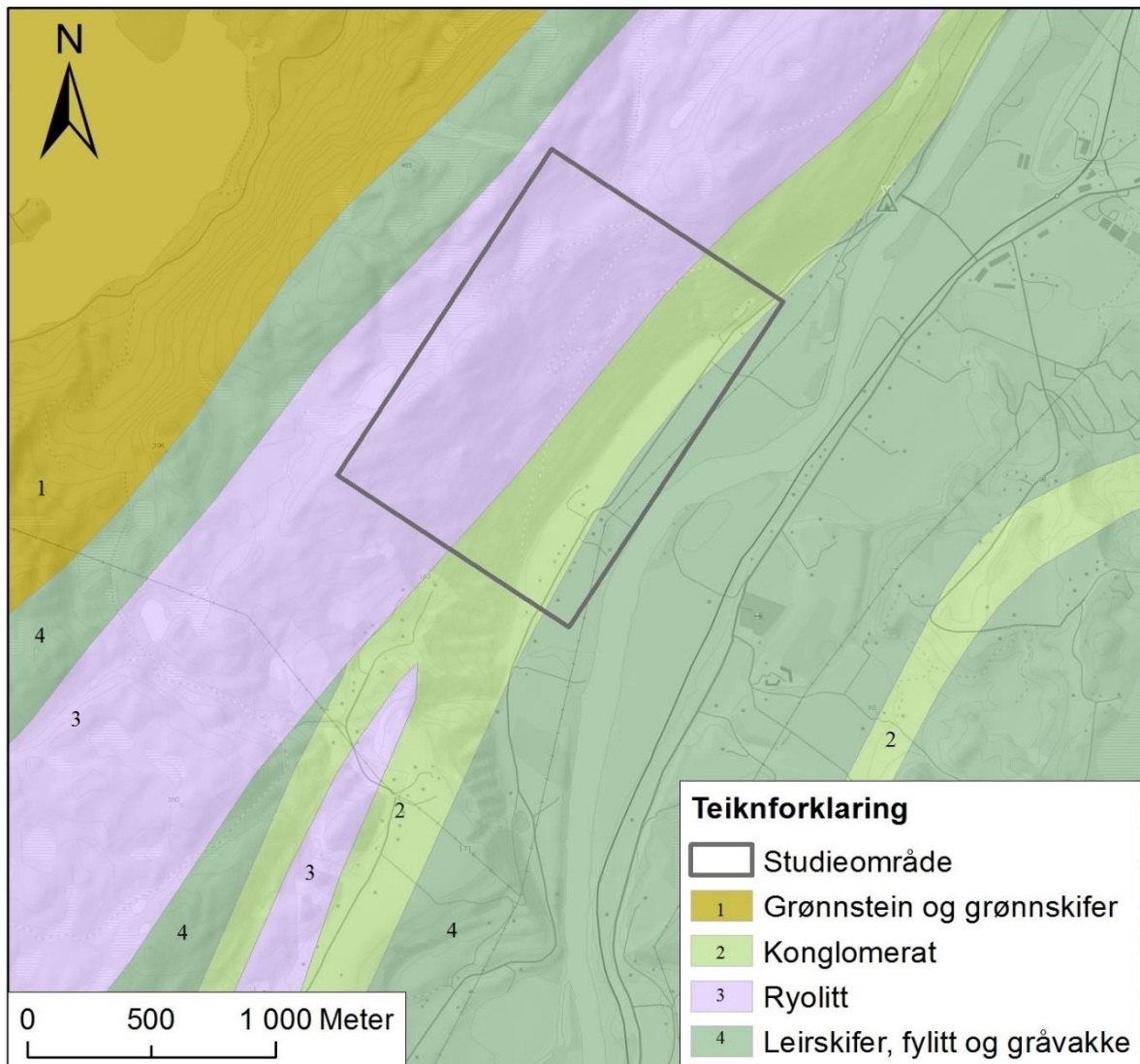


Figur 3.4. Flyfoto av hogstfeltet på Horg. Modifisert etter Norge i bilder (2014).

3.1.1 Berggrunnsgeologi

Berggrunnen i Melhus består av kambrosiluriske bergarter som har blitt skyvd mot aust-søraust i fleire tektoniske dekker. Dette skjedde under hovudfasen av den kaledonske fjellkjededanninga (500-405 millionar år sidan), etter at havet mellom Baltica og Laurentia lukka seg og platene kolliderte i Silur (420-410 millionar år sidan). Dette var sedimentære og magmatiske bergarter som opphavleg var avsett på havbotnen, så metamorfosert og folda under kollisjonen og fjellkjededanninga (Fossen et al., 2007). Hovuddekket kallast for Trondheimsdekket, som består av Størendekket og Guladekket. Størendekket blei skyvd inn frå nordvest over Gulagrappa, og deretter blei heile lagpakken skyvd langs skyvesona til Trondheimsdekket. Størendekket består av Størengruppa, Undre Hovingruppa, Øvre Hovingruppa og Horggruppa. Desse lagpakkane ligg i den sokalla Horgsynklinalen, med Horggruppa i midten, som blei danna under fjellkjedefoldinga (Wolff, 1979).

Bergartane i studieområdet høyrer til øvre og undre Hovingruppe. Bergartane i dalbotnen og nedre del av dalsidene høyrer til Øvre Hovingruppa. Denne gruppa består av forskjellige sedimentære bergartar og dei vanligaste bergartane er konglomerat, gråvakkesandstein og leirskifer. Berggrunnskart frå Noregs geologiske undersøking (NGU) visar at eit lag med konglomerat når opp til omtrent 150 moh. i studieområdet. Over dette ligg ein rhyolitt-tuff som høyrar til gruppa undre Hovin. Denne gruppa består av metamorfe sedimentar, leirskifer og innslag av vulkanske avsetningar (Wolff, 1979). Rhyolitten har fått namnet Hareklettformasjonen etter eit fjell i nærleiken. Formasjonen består av vulkanske sediment med innblanda lag av leirskifer (NGU, 2015). Det blei målt at leirskiferen har lagdeling/skifrigheit med bratt fall mot sør-aust.



Figur 3.5. Berggrunnskart (N250) for studieområdet på Horg som er merka med firkant. Geodata modifisert etter NGU (2016a), bakgrunnskart av Statens kartverk (2007a).

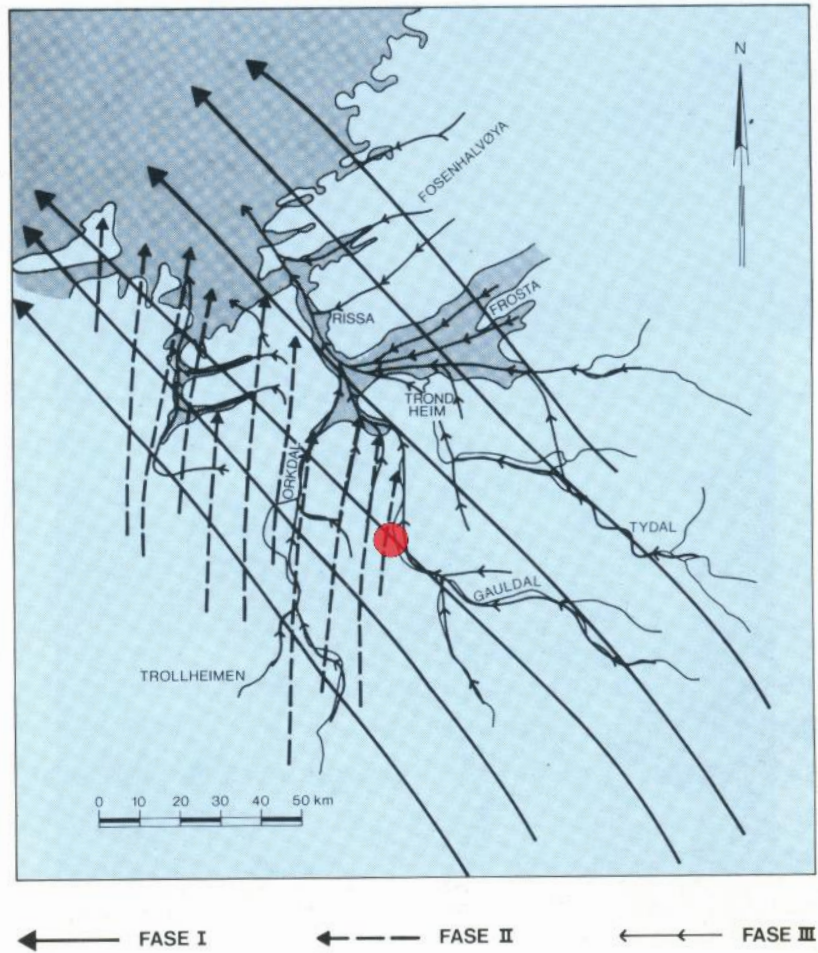
3.1.2 Kvartærgeologi

Kvartærtida (siste 2.7 millionar år) er den yngste delen av jordas historie og perioden er prega av store klimasvingingar med langvarige periodar med nedising og varmare mellomistider (sjå figur 2.2). Bevegelsen til isbreane grov og endra det eksisterande landskapet, og forma dalar og fjordar (Reite, 1990; Vorren og Mangerud, 2007).

Totalt blir det antatt at Noreg har vore utsatt for omkring 40 istider i løpet av dei siste 2,5 millionar åra (Bryhni og Hagen, 2015). Den siste istida, Weichsel, byrja for 115 000 - 120 000 år sidan og varte til 10 000 år før notida. For ca. 22 000 år sidan hadde breen størst utbreiing. Under isavsmeltinga førte kortvarige klimaforverringar til stans i tilbaketrekninga og mindre breframstøyt. Framstøyta er ofte markert av tydelege israndavsetningar (Dahl og Brattli, 2008).

Studiar av skuringsstriper brukast for å bestemme bevegelsesretninga på breen. I Sør-Trøndelag har isen hatt tre bevegelsesfasar, som blir presentert i figur 3.6 (Reite, 1990). Den dominerande isbevegelsesretninga var mot nordvest, men denne er i liten grad påverka av topografien og representerer derfor truleg hovudretninga på bevegelsane til innlandsisen når den dekkja heile Sør-Trøndelag. Det er også funne ei nordleg isbevegelsesretning, og denne kan vere påverka av eit bresentrum i Trollheimen (Reite, 1985). I dalar og fjordar er det funne isskuringsstriper som visar at isen har følgd forseinkingar i terrenget. Desse er danna etter at bretjuknaden har blitt så liten at retninga blei bestemt av topografien (Reite, 1990).

Tyngda av ismassane førte til at landet vart pressa ned, og ved maksimal nedising var havnivået inntil 150 meter lågare enn i dag (Rueslåtten, 1995). Då isen smelta, steig havnivået på grunn av den store tilførselen av smeltevatn. Under isavsmeltinga nådde havet mellom 175-180 meter høgare enn i notida (Reite, 1985). Deretter blei jordskorpa heva, noko som har ført til eit søkkande havnivå sidan siste istid. I dag stig Trondheim med 4 mm pr. år i forhold til havnivået. Dei høgaste spora etter havnivået under isavsmeltinga markerast av den marine grensa (MG) (Reite et al., 1999). I feltområdet er MG markert ved ca. 170 moh. (sjå figur 3.7). Under hevinga har bekkar og elver skjært meir enn 100 meter ned i lausmassane i Gauldal. Dette har endra stabilitetsforholda i lausmassane og ført til utglidingar og ravinedanning (Reite, 1985).



Figur 3.6. Rekonstruksjon av tre brebevegelsesretningar i Sør-Trøndelag. Fase I: Hovudretninga på innlandsisen under siste istid. Fase 2: Nordlig isbevegelse, truleg frå ei brekappe over Trollheimen. Fase 3: Isbevegelse bestemt av topografien etter kvart som bretjukkelsen avtok. Studieområdet er markert med raud prikk (modifisert etter Reite (1990)).

Lausmassane som dominerer i området er vist på figur 3.7. Som kartet visar, består dalbotnen av elveavsetningar og går over ei utbredt hav- og fjordavsetning i nedre del av skråninga. Kornfordelingsanalysar av hav- og fjordavsetningar i Støren-området har vist at innhaldet av leir oftast er 20-35 %, av silt 40-60 % og av sand 5-10 %. Dette indikerer at desse avsetningane er avsett i nærleiken av munningen til breelvene (Reite, 1985). Havavsetninga grensar mot ei marin strandavsetning som består av avrunda og einsgradert sand med liten mektighet. Denne ligg omtrent opp til MG, som er markert på kartet. Ei mindre avsetning av forvittringsmateriale ligg ovanfor strandavsetninga, og denne har innslag av morenemateriale. Den øvre delen av skråninga består av eit tynt dekke med morenemateriale. Etter Reite (1985) består morena i Støren-området av sandig eller siltig morenemateriale med eit leireinnhald på

0-5 %. Fjellblotningar stikk opp gjennom morenen nokon stadar. Skråninga byrjar å flate ut på 400 moh., og her er det mindre parti som er dekkja av torv og myr.

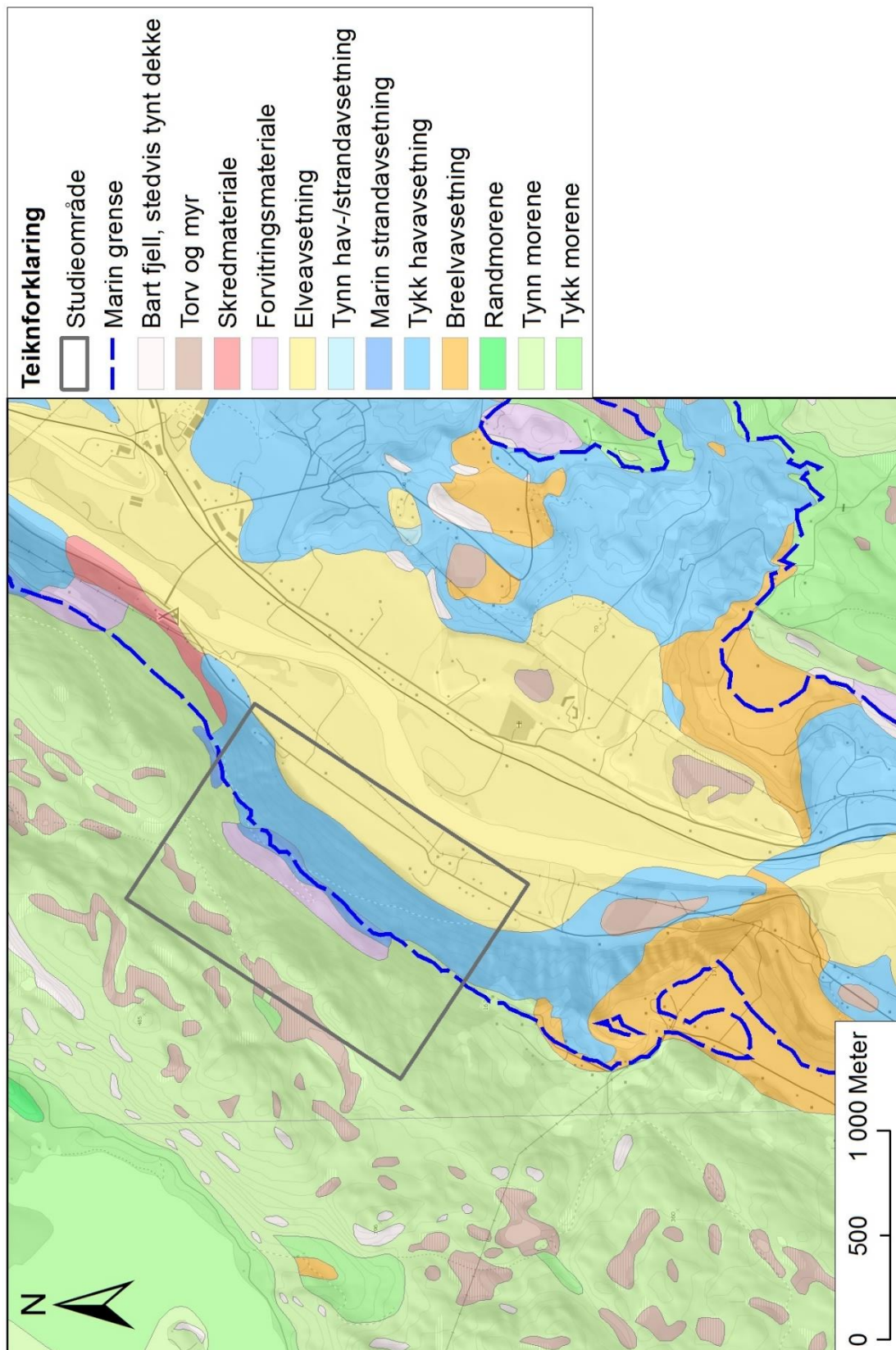
Bergarts- og mineralinnhaldet i morenemateriale for grovgrusfraksjonen (4-8 mm) er undersøkt av Reite (1985). I nærleiken av Horg karakteriserast denne av gneis, granitt, leirskifer/glimmerskifer og noko kvarts. På grunn av isbevegelsen vil desse bergartsfragmenta/minerala kunne stamme frå berggrunnen søraust for lokaliteten.

3.1.3 Vegetasjon

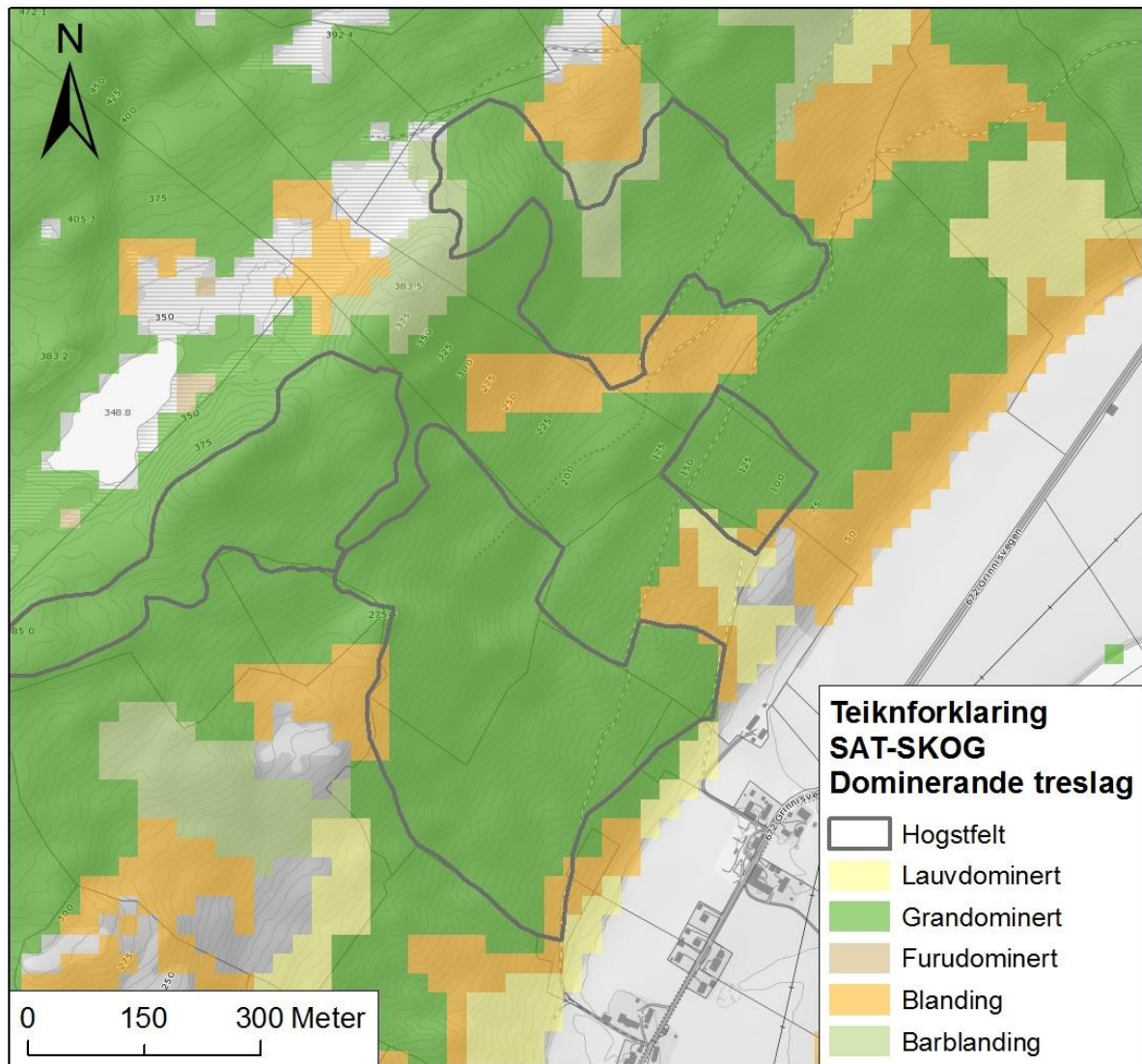
Ut ifrå geografisk plassering er vegetasjonen fordelt i soner som heng saman med klima. Denne fordelinga er i Noreg markert i regionar som visar variasjonar frå sør til nord. Store delar av Noreg ligg under den boreale vegetasjonssonen. Denne sona karakteriserast av kalde vintrar, korte vekstsesongar, langvarig snødekke og høge sommartemperaturar. Sona er dominert av barskog, myr og «hardføre» lauvtre. Vidare delast det boreale området inn i tre soner: sørboreal, mellomboreal og nordboreal, der Gauldalen ligg i den mellomboreale sona. Den mellomboreale sona dominerast av gran og furu, men lauvtre som bjørk, gråor, rogn, selje og osp er også vanleg (Moen et al., 1998).

Dalsidene på Horg består hovudsakleg av skog, for det meste dominert av gran, med mindre våtmarksområder når terrenget byrjar å flate ut ved 400 meters høgde. I juli-august 2015, omtrent to år etter hogsten, bestod vegetasjonen på hogstflatene av gras, busker og bregnar, i tillegg til trestubbane som står igjen etter hogsten.

SAT-SKOG er eit oversiktskart over skogressursane i Noreg som er publisert av Skog og Landskap (sjå figur 3.8). Dette kartet gir informasjon om treslag, volum og alder og er tolka ut ifrå data frå jordobservasjonssatellittar. Dette kartverktøyet visar at skogen som blei hogd ned på Horg var hovudsakleg grandominert, med granandel på mellom 65-92 %. Furuandelen ligg på mellom 7-28 % og lauvandelen er betydelig mindre. Skogen er kategorisert som gammal skog med alder på over 81 år (Norsk institutt for Skog og Landskap, 2015).



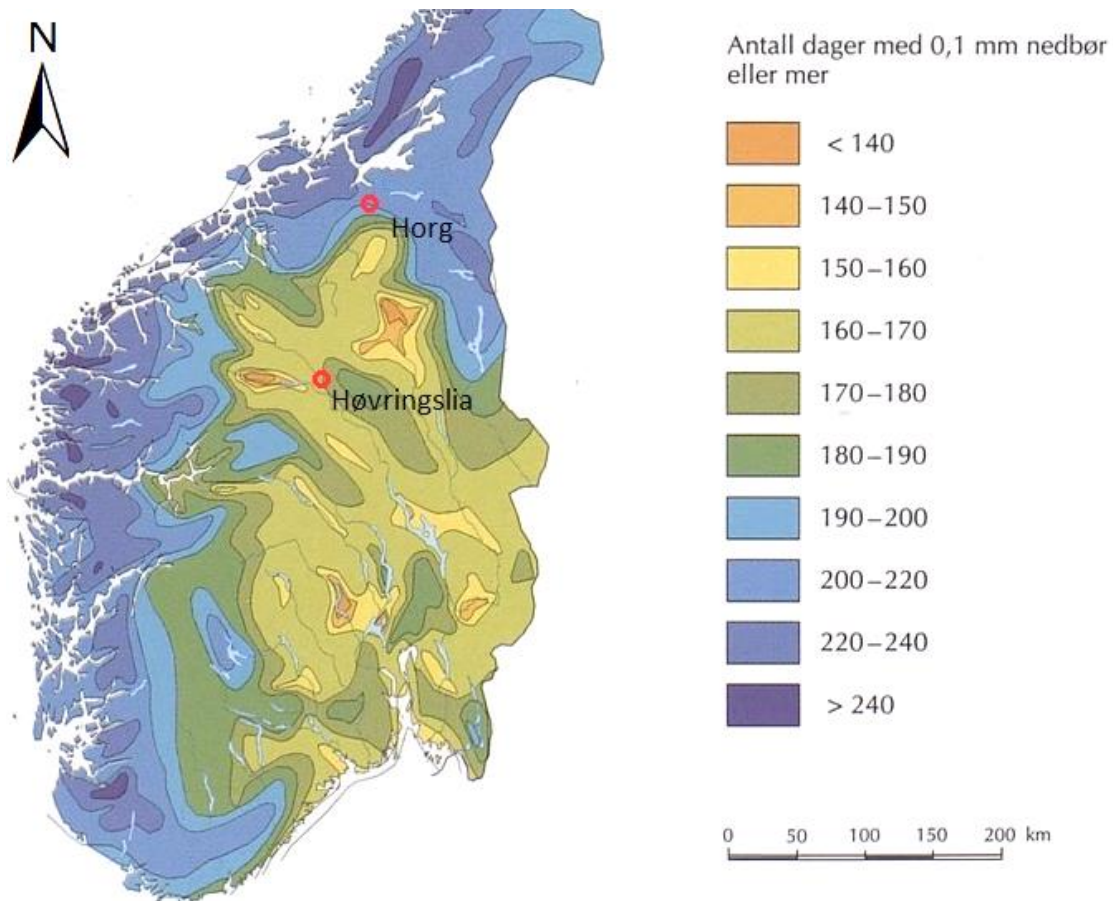
Figur 3.7. Lausmassekart for studieområdet på Horg som er markert med svart firkant. Geodata modifisert etter NGU (2016a) og bakgrunnskart av Statens kartverk (2007a).



Figur 3.8. SAT-SKOG oversiktskart over skogressurser på Horg med informasjon om dominerande treslag. Kjelde for data er NIBIO (2007), bakgrunnskart frå Statens kartverk (2007a).

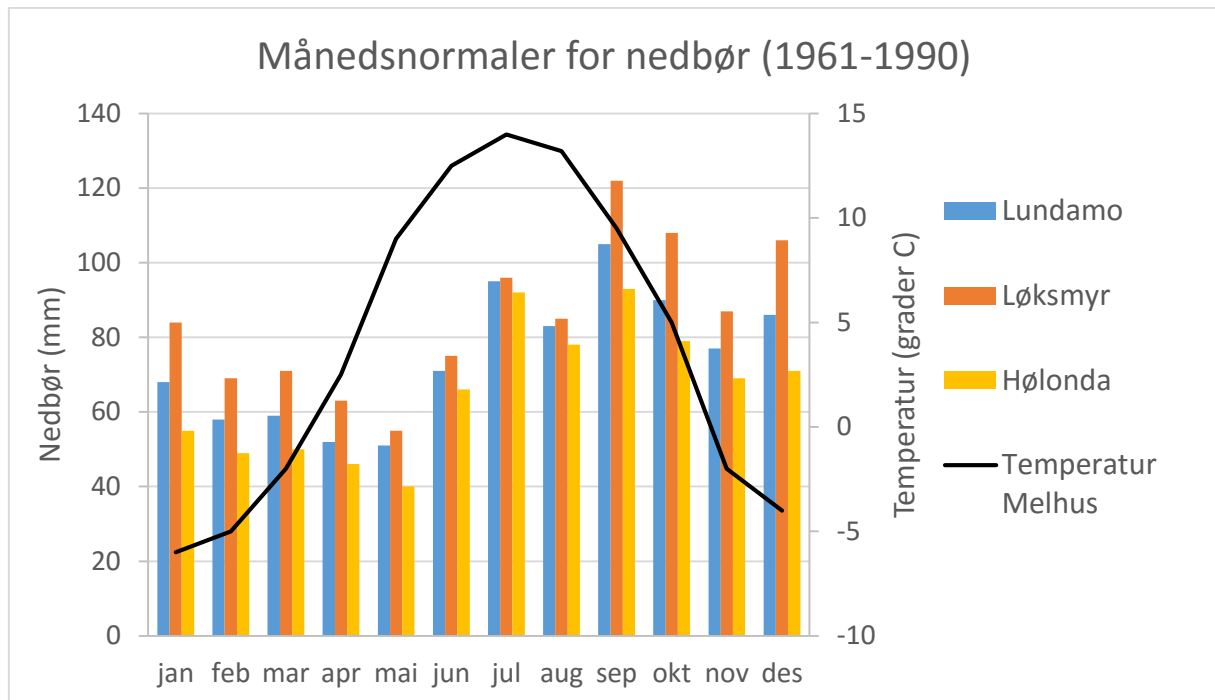
3.1.4 Klimatiske forhold

Etter inndeling av Noreg i klimaregionar, har Horg eit kaldtemperert klima der gjennomsnittstemperaturen for varmaste månad er større en 10 °C og gjennomsnittstemperaturen for kaldaste månad er lågare enn -3 °C (Moen et al., 1998). I Sør-Trøndelag er det store forskjellar i klima. I nordvest er det eit typisk fuktig, maritimt klima, medan det i søraust er eit tørt, kontinentalt klima. Horg ligg mellom desse to klimasonene, med ein årsnedbør mellom 800-1000 mm (Dannevig, 2009). Området har stor nedbørshyppighet, dvs. 200-220 dagar med nedbør over 0,1 mm i året (sjå figur 3.9).



Figur 3.9. Tal på dagar med 0,1 mm nedbør eller meir, raud sirkel markerar omtrent plassering av studieområde, modifisert etter Moen et al. (1998).

Meteorologiske stasjonar omkring studieområdet med data om nedbør er Lundamo, Løksmyr og Hølonda (sjå plassering i figur 3.2). Lundamo ligg 4 km vest for Horg i ein sidedal til Gauldalen på 50 moh. Løksmyr ligg 14 km nordaust for studieområdet, og også i ein sidedal på 173 moh. Hølonda ligg mot vest på 360 moh. Stasjonen på Løksmyr byrja drifta i 1960 og er framleis i drift, medan Lundemo blei drifta frå 1964 til 2002 og Hølonda frå 1895 til 2004 (eKlima, 2016). Dei einaste stasjonen i nærleiken som visar temperaturnormalar er Melhus og Støren, men desse verdiane er interpolerte. Forfattaren har difor valt å presentere data frå Melhus (sjå plassering i figur 3.2). Figur 3.10 presenterer månadsnormalar for nedbør på dei tre stasjonane samt temperatur, og tabell 3.1 visar årsnedbør og talet på dagar med nedbør større enn 1 mm pr. år (eKlima, 2016).



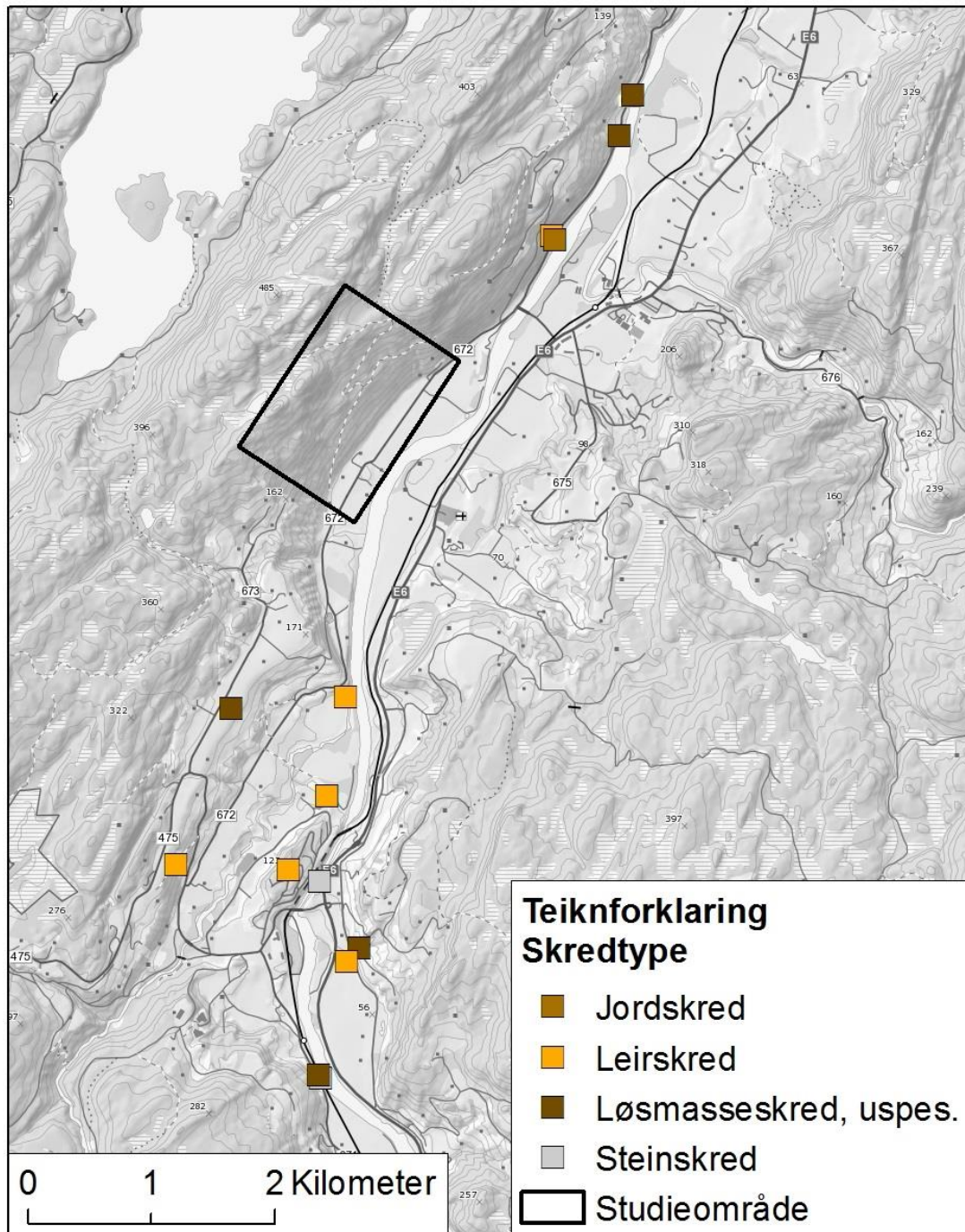
Figur 3.10. Månedsnormalar for temperatur og nedbør for Horg i perioden 1961-1990 frå stasjonar i nærleiken av Horg (eKlima, 2016).

Tabell 3.1. Oversikt over målestasjonane i nærleiken av Horg med moh., årsnedbør og dagar med nedbør > 1 mm pr. år (eKlima, 2016)

Målestasjon	Høgde over havet (m)	Årsnedbør normal 1961-1990 (mm)	Tal på dagar med nedbør > 1 mm pr. år, frå månadsnormal 1961-1990.
Hølonda	360	788	137,6
Lundamo	50	895	146
Løksmyr	173	1021	153,5

3.1.5 Skredhendingar

På det kvartærgeologisk kartet er det markert fleire klare skredgroper i hav- og fjordavsetningane i området omkring Horg. Desse har i hovudsak skjedd på austsida av dalen. Figur 3.11 visar registrerte skredhendingar henta frå NVE sin database. Alle av dei seks registrerte leirskreda skjedde i løpet av 1900-talet, medan dei fleste registrerte uspesifiserte lausmasseskreda gjekk etter 1968 og fram til 2015. Det er registrert eit jordskred i 2015 (NVE, 2016), men det er ikkje registrert skredhendingar i sjølve studieområdet.

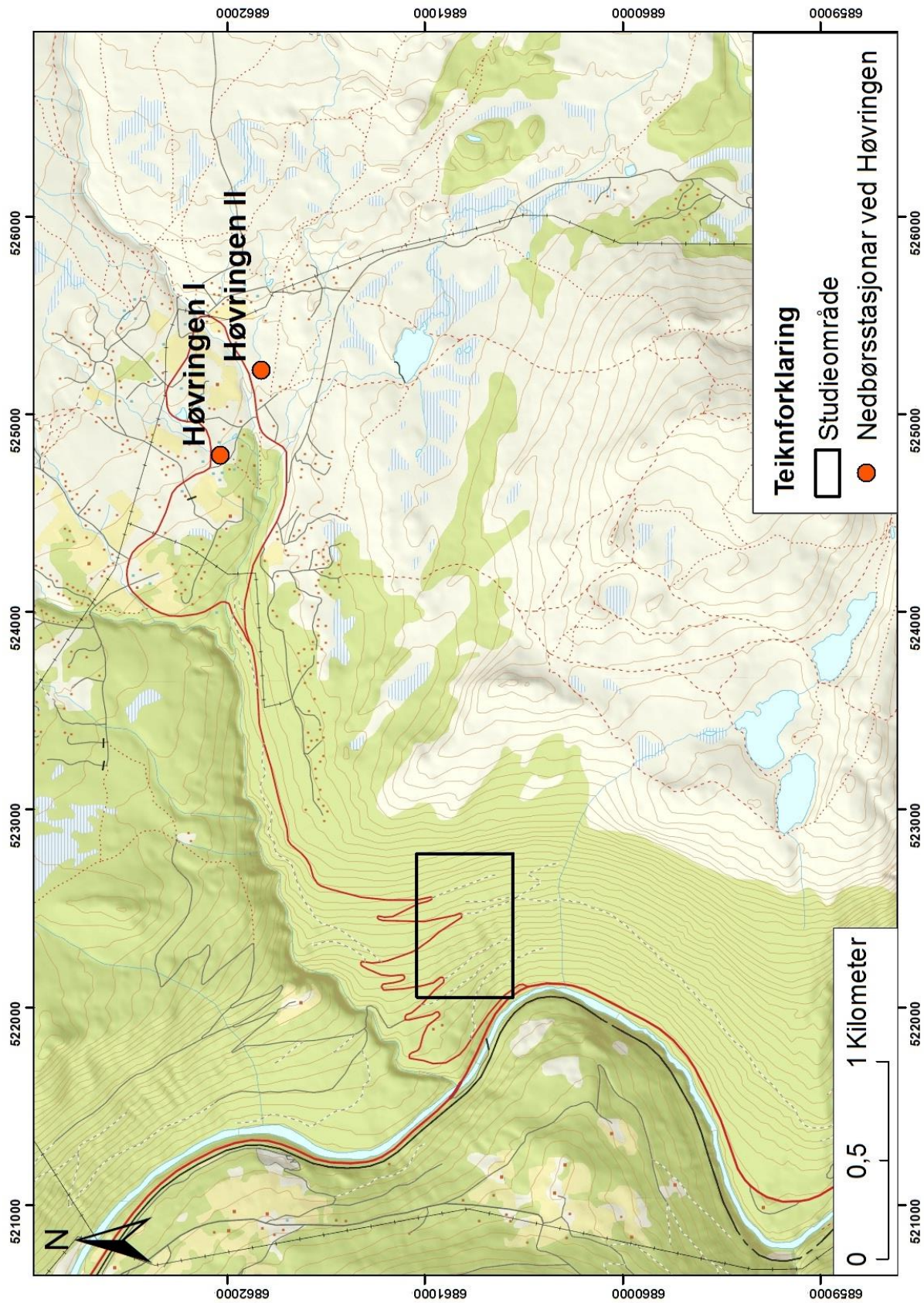


Figur 3.11. Kart over skredhendinger i området omkring Horg. Data frå NVE (2016), bakgrunnskart av Statens kartverk (2007b).

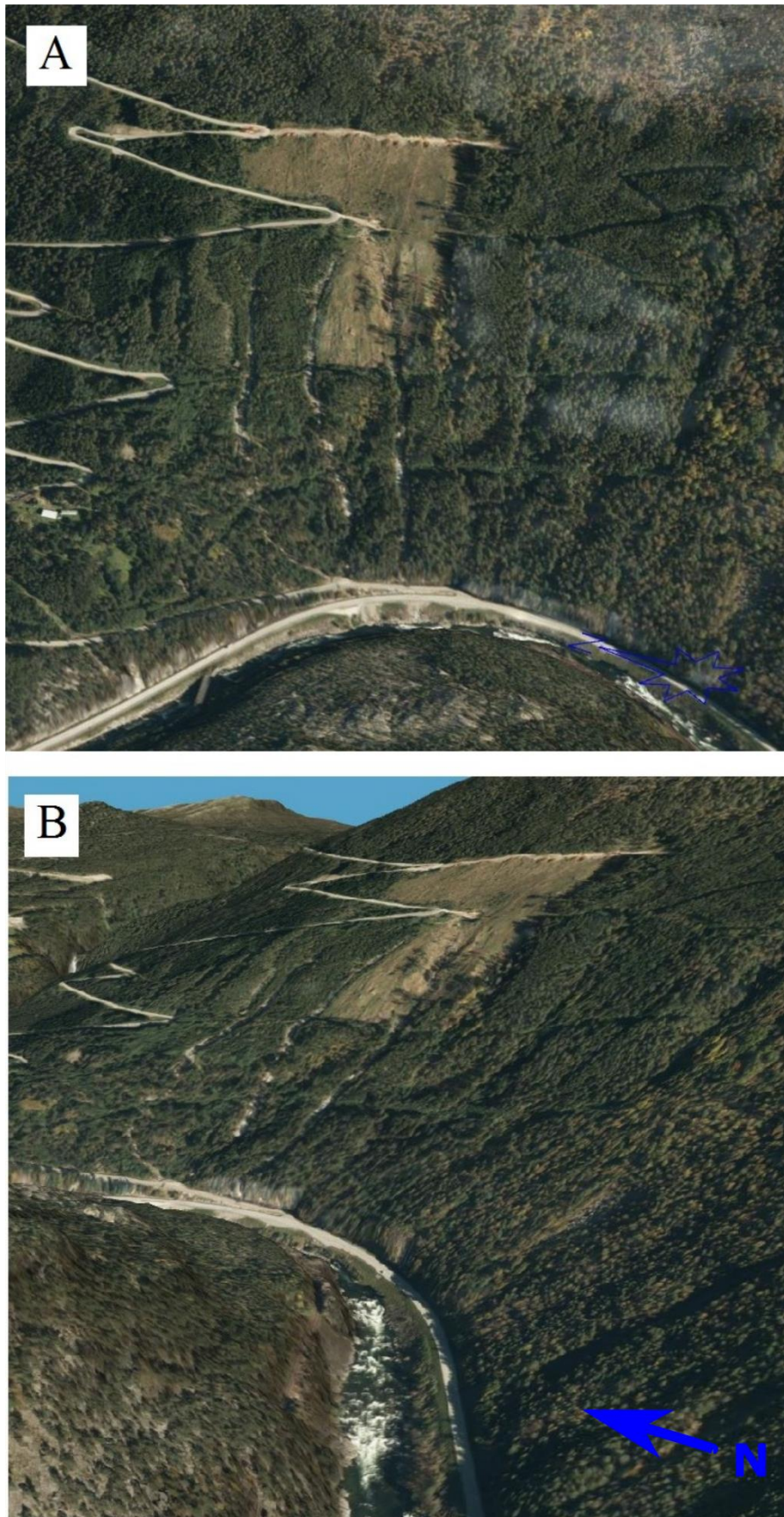
3.2 Høvringslia

Studieområdet Høvringslia (ca. 0,35 km²) ligg i Sel kommune i Oppland fylke, omtrent 5 kilometer nord for Sel bygdesentrum (sjå figur 3.1 og figur 3.12). Gudbrandsdalen er eit av dei store dalføra på Austlandet og strekk seg frå Lillehammer til Lesjaskogsvatnet. Frå Sel og nordover snevrrar dalen inn i Rostengjelet, som er eit av dei smalaste partia i Gudbrandsdalen. Her har elva Gudbrandsdalslågen prega landskapet og erodert ein V-dal. Rostengjelet er trangt med bratte dalsider og lite busetnad. Dalsidene er bratte og vegetert med furu og gran, medan sjølve elvegjelet har lite vegetasjon og mykje bart fjell (Ekern, 2009). Studieområdet Høvringslia ligg på austsida av elva Gudbrandsdalslågen, og skråninga er hovudsaklig vendt mot vest. I dalen nedanfor skråninga ligg E6, og fylkesveg 437 til Høvringen går austover opp dalsida. På andre sida av elva ligg jernbanen. Dalen er djupt nedskjært og trong med bratte fjellsider omringa av snaufjell, som er fjell over skoggrensa (på ca. 1000 moh.). Både vatn og glasial erosjon har skapt det relieffet landskapet har i dag (Holmsen, 1984). I dag er området dominert av nedbrytande prosessar i dei bratte fjellsidene og permafrost i dei høgast liggande områda (Etzelmüller et al., 2007).

I Høvringslia er det utført skogshogst og utviding av eksisterande skogsbilvegar. Forfattaren har samanstilt flyfoto frå ulike år frå Norge i bilder (2011) og frå dette funne ut når hogsten vart gjennomført. Skogen nedom øvste skogsbilveg er tatt ut i løpet av sommaren 2011, og skogen over skogsbilvegen er tatt ut ved eit seinare tidspunkt, men før 2014 (sjå figur 5.24, der hogstfelt og skogsbilvegar er markert). Figur 3.13 visar 3D-bilete over Høvringslia frå to retningar.



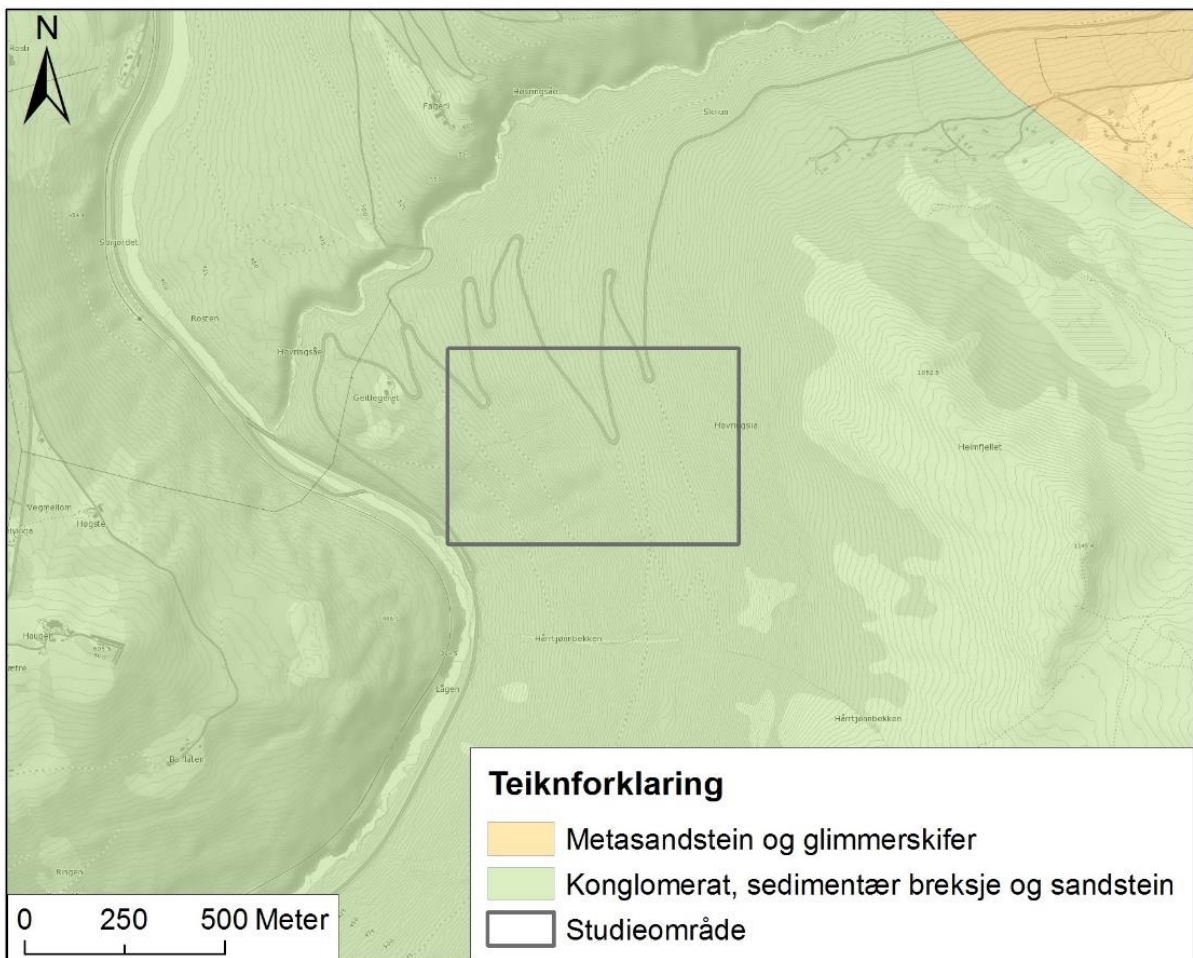
Figur 3.12. Oversiktskart av studieområdet i Høvringslia (markert med svart firkant). Plassering av meteorologiske målestasjoner er markert med røde sirkler. Data frå eKlima (2016), bakgrunnskart av (Statens kartverk, 2007a).



Figur 3.13. 3D-bilete over Høvringslia. Der A) er sett frå vest mot aust, og B) er sett frå sør-vest mot nord-aust. Modifisert etter Norge i 3D (2016).

3.2.1 Berggrunnsgeologi

Berggrunnen i området høyrer til den midtre dekkserien i dei kaledonske bergartane og består av grunnfjellsdekker av baltisk opphav (Fossen et al., 2007). Ifølgje Siedlecka et al. (1987) høyrer berggrunnen i studieområdet til Kvitvoladekkekomplekset, som høyrar til ein tjukk, samansett dekkserie av sedimentære og omdanna bergartar. Bergartane er ein del av Rostenformasjonen og består av konglomerat og sandstein (figur 3.14). Fallet på bergartane i området er hovudsakleg mot nordvest (Siedlecka et al., 1987).

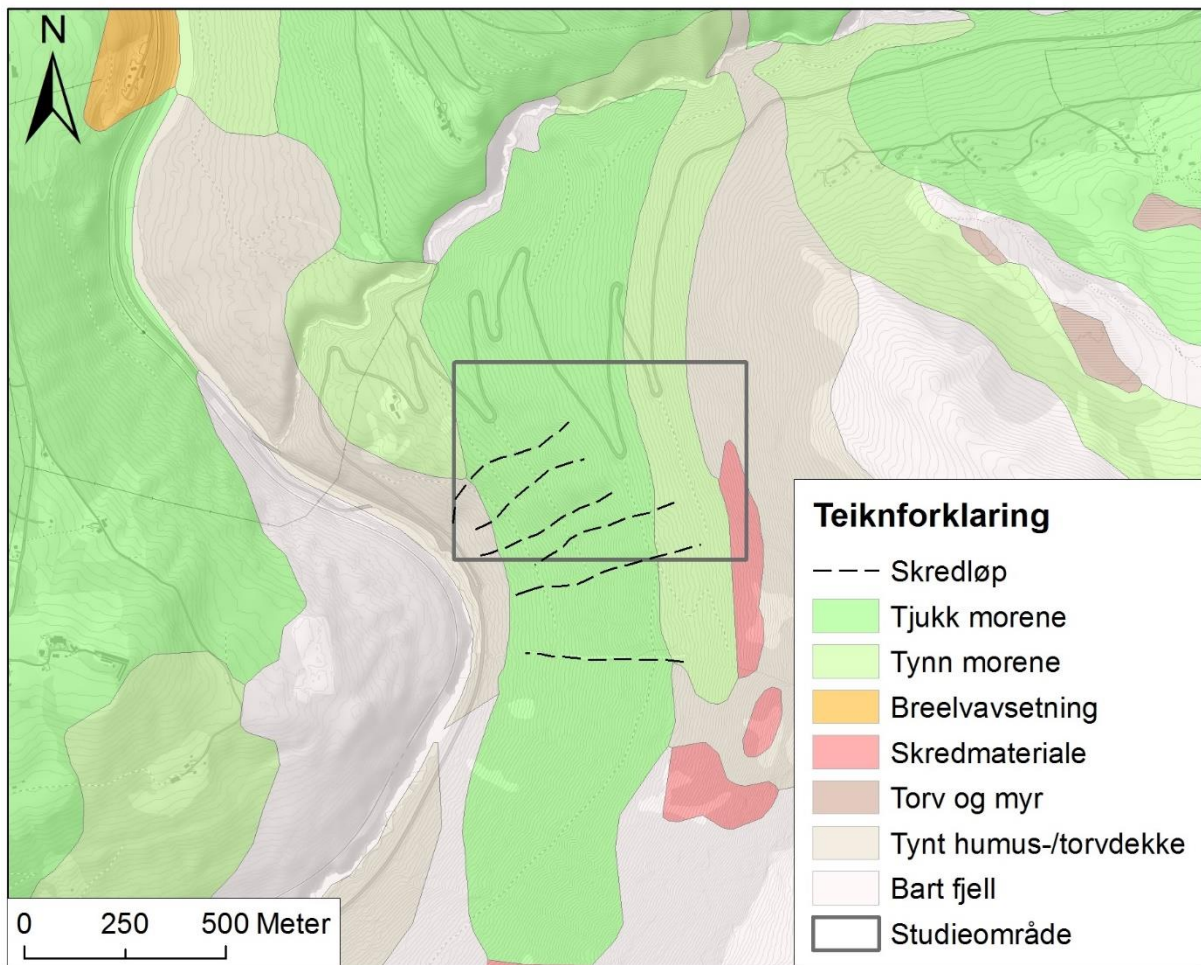


Figur 3.14. Berggrunnskart over studieområdet Høvringslia (markert med svart firkant). Geodata frå NGU (2016a), bakgrunnskart frå Statens kartverk (2007b).

3.2.2 Kvartærgeologi

Som vist i figur 3.15 under, består kvartærgeologien i området av materiale avsett på slutten av eller etter siste istid, i tillegg til nokon lokalitetar kartlagt som skredmateriale. Dalsidene er dekkja av morenemateriale av ulik tjuknad. I studieområdet består lausmassane av moreneavsetningar, skredmateriale eller tynt humus-/torvdekke over berggrunnen. Den nedre

delen av skråninga ligg på ca. 380 moh., og området kartlagt som morene består opp til ca. 800 moh. I moreneavsetninga er det markert for mindre avsetningar med skredmateriale. Det er i tillegg kartlagt seks skredløp i morenedekket, der fire er lokalisert i studieområdet. I torvdekket er det markert for mindre avsetningar med morene. Ifølgje Sulebak (2007) og kartlagde isskuringsstriper frå Follestad og Bergstrøm (2004) gjekk isbrebevegelsen i området mot nord-nordvest i yngre dryas for ca. 11 000 år sidan.

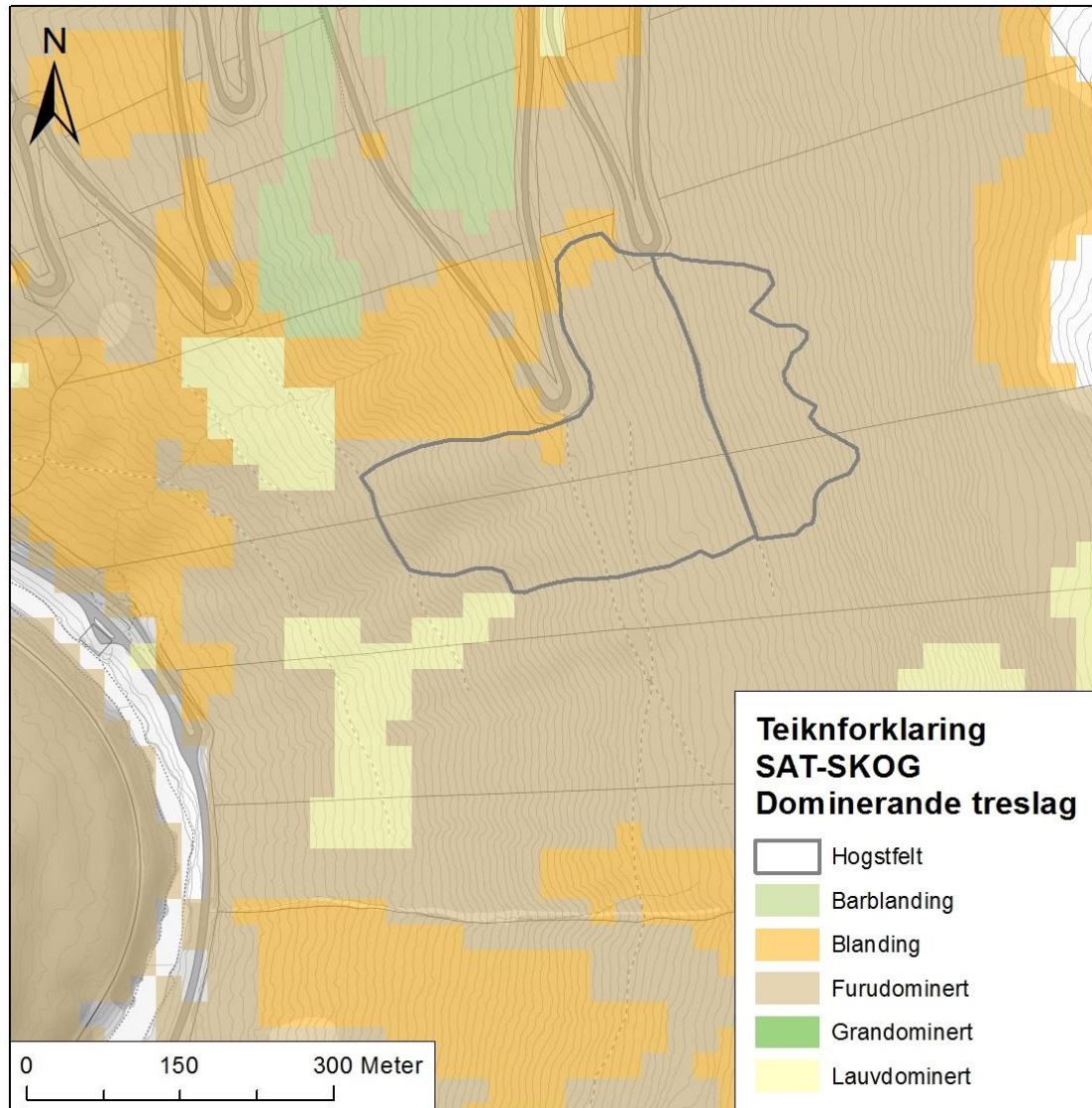


Figur 3.15. Kvartæregologisk kart over studieområdet Høvringslia (markert med svart firkant). Geodata frå NGU (2016a), bakgrunnskart frå Statens kartverk (2007b), skredløp etter Follestad og Bergstrøm (2004) og flyfoto.

3.2.3 Vegetasjon

Dalsidene i Gudbrandsdalen er ofte dekkja av tett skog, om ikkje gradienten er så låg at området nyttast til jordbruk. Tregrensa når opp mot 1200 moh. (Walberg og Devoli, 2014). Høvringslia ligg, som for Horg, i den mellomboreale vegetasjonssona (Moen et al., 1998). Ifølgje Norsk institutt for Skog og Landskap (2015), var hogstfeltet furudominert (mellom 60-

82 %) med rundt 20 % gran og 10 prosent lauvskog (sjå figur 3.16). Skogen var eldre enn 81 år og betegnast dermed som gammal skog. I hogstfeltet blei det av forfatternen sommar 2015 observert bær- og blåbærlyng, mose, små buskar og mindre oretre.

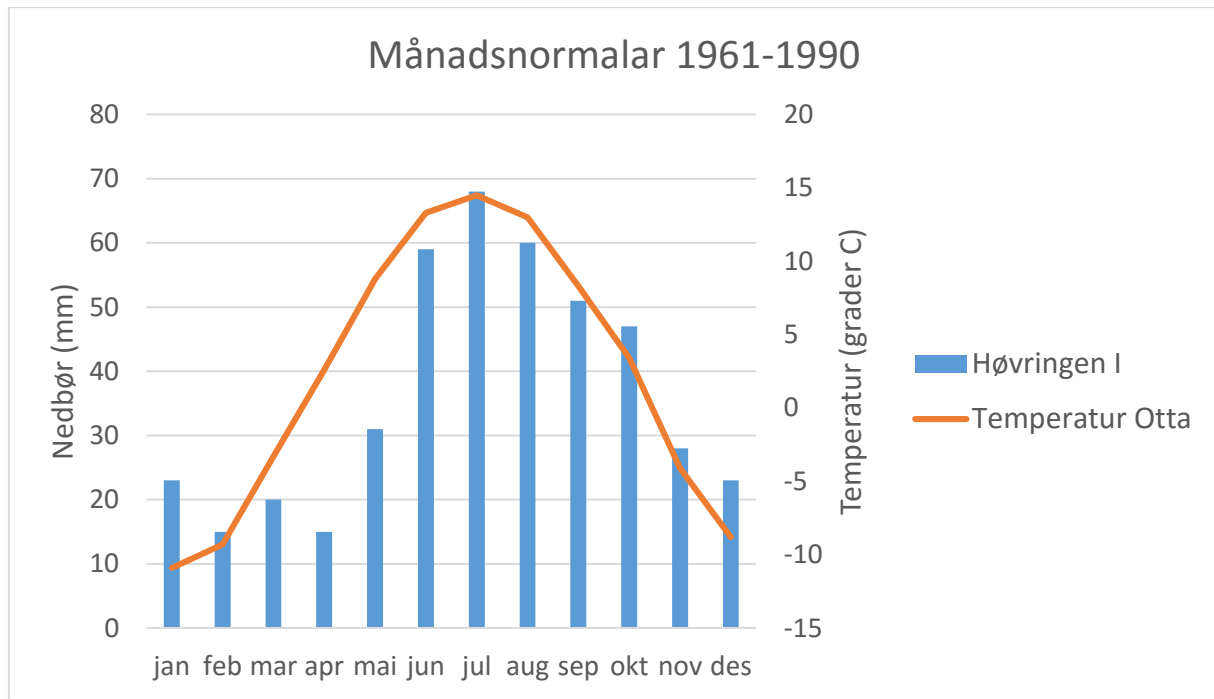


Figur 3.16. SAT-SKOG oversiktskart over skogressursar i Høvringslia med informasjon om dominerande treslag. Kjelde for data er NIBIO (2007), bakgrunnskart frå (Statens kartverk, 2007b).

3.2.4 Klimatiske forhold

Etter Moen et al. (1998) ligg Høvringslia også i eit kald temperert klima. Studieområdet har eit kontinentalt klima med lave vintertemperaturar, høge sommartemperaturar og lite nedbør. Temperatur, nedbør og snømengde vil variere lokalt på grunn av store høgdeforskjellar mellom dalbotnen og fjellområda (Walberg og Devoli, 2014). Den meteorologiske stasjonen som ligg nærmast studieområdet er Høvringen stasjon I og II ved ca. 935 moh. (sjå plassering

i figur 3.12). Årsnedbøren her er 440 mm (eKlima, 2016). Figur 3.17 visar at mesteparten av nedbøren kjem i løpet av sommarmånadane juni-august. Området ligg i eit av dei mest «nedbørsfattige» delane av landet, med mellom 185-205 dagar i året med mindre enn 0,1 mm nedbør (figur 3.9) (Moen et al., 1998).



Figur 3.17. Månadsnormal for temperatur og nedbør ved Høvringslia i perioden 1961-1990 (eKlima, 2016).

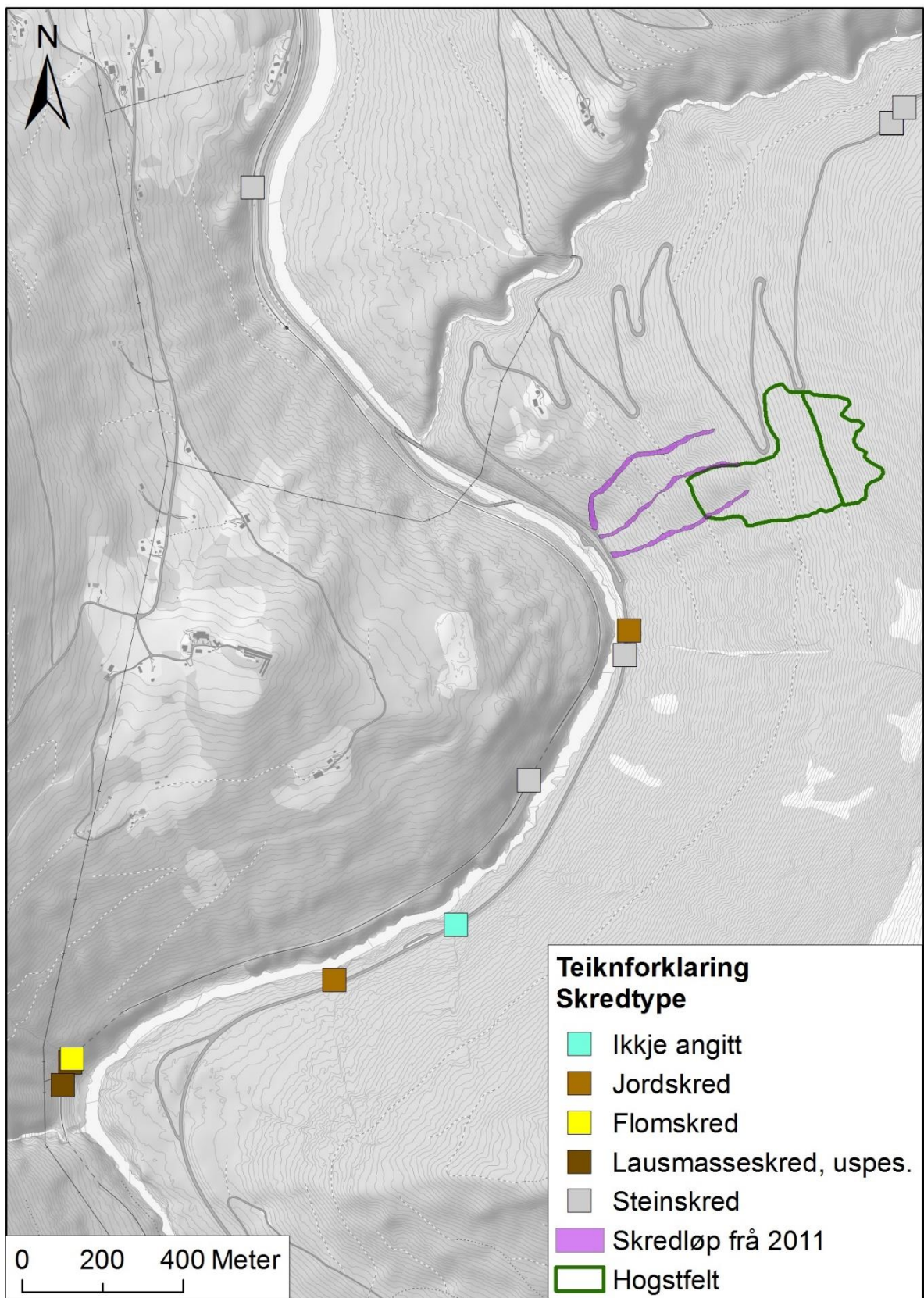
3.2.5 Skredhendingar

Gudbrandsdalen har opplevd fleire skredulukker opp igjennom historia. Jordskred, flomskred, leirskred og oppdemning av elvar med påfølgjande dambrott har skapt store øydeleggingar og tatt liv. Ifølgje Furseth (2006) har minst 81 menneske mista livet i Oppland som følgje av jord- og leirskred, 135 av snøskred og 26 av fjell- og steinscred. Ein kjent hending i Gudbrandsdalen er Storofsen den 21-23. juni 1789, som forårsaka mange skred på grunn av kraftig nedbør og snøsmelting. Gudbrandsdalslågen vart demma opp av skred ved Rosten, som blei utløyst omtrent 1 km nedstrøms frå Høvringslia. Til saman omkom minst 61 menneske og 889 husdyr under Storofsen i Gudbrandsdalen (Roald, 2013). Walberg og Devoli (2014) visar til skredhendingar under Pinseflommen juni 2011 og Pinseflommen mai 2013. Den 10.06.2011 gjekk det tre flomskred i Høvringslia (figur 3.18), og i mai 2013 gjekk det mange mindre utglidingar i same område, som følgje av kraftig nedbør og snøsmelting (Vollen, 2013; Skrednett, 2015). På dagen for skreda i 2011 var det målt 50,4 mm nedbør på

målestasjonen Høvringen I (eKlima, 2016). På kvartærgeologikartet (figur 3.15) er det også markert tre skredløp i området. I tillegg gjekk det eit steinskred frå Høvringslia i juni 2013, der store steinblokkar på 100 tonn rasa ut og drog med stein, tre og lausmasse. Steinskredet losna rundt 200 meter over vegen og råka ein bil langs E6, der føraren omkom (Kleiven, 2013; Skrednett, 2015). Figur 3.19 gir ei oversikt over registrerte skredhendingar i området omkring Høvringslia. I tillegg er skredhendingane frå 2011 markert. Det er i tillegg markert tre skredløp på kvartærgeologikartet i og ved studieområdet, som ikkje er registrert.



Figur 3.18. Flom-/jordskred og erosjon i Høvringslia i Gudbrandsdalen i juni 2011, himmelretning mot søraust (Walberg og Devoli, 2014).



Figur 3.19. Kart over skredhendingar i området omkring Høvringen. Data frå NVE (2016), bakgrunnskart av Statens kartverk (2007b).

Kapittel 4 Metodar

Forutan litteraturstudie, er undersøkingsmetodane i denne oppgåva basert på feltstudie, ArcGIS-analysar, nedbørsdata, analysar av hydrologiske data og laboratorieanalysar.

4.1 Feltarbeid

Feltarbeidet til denne oppgåva vart utført i løpet av sommaren 2015 i samanheng med sommarjobb hos NVE, i tillegg til enkeltbesøk haust 2015 og vinter 2016. Feltarbeid og befaring i studieområdet på Horg blei utført høvesvis 02.07.15 - 03.07.15, 15.07.15, 04.08.15, 30.10.15, 15.01.16 og 18.04.16. I Høvringslia blei det utført befaring den 01.07.15 og 24.03.16. Vegleiar Terje Harald Bargel frå NVE/NTNU-IGB var med på første befaring både på Horg og i Høvringslia. Medstudent Marte Bakka Stemland var med på feltarbeid alle dagar, unntatt 24.03.16 til Høvringslia. Vêret på feltarbeidet var normalt opphaldsvêr med lett skydekke.

På feltarbeidet blei det fokusert på å danne ei heilskapleg oversikt over området. Dette innebar å undersøke korleis etablering av skogsvegar og skogdrift har påverka dalsida, med spesielt fokus på geologi, drenering, vegar, vegetasjon, skjeringar og andre oppgåverelevante aspekt av dalsida. Utstyret som blei nytta under feltarbeidet var GPS, fotokamera, kompass, hellingsmåler, spade, målestokk og notatblokk/skrivesaker.

4.2 Databehandling

Under feltarbeidet vart det brukt handhald Garmin GPS (modell GPSmap 60CSx) for å lokalisere relevante lokaliteter. GPS (*Global Positioning System*) er eit satellittbasert posisjonerings- og navigasjonssystem som brukar signal frå satellittar til å finne eksakt plassering på jordoverflata i x-, y- og z-koordinatar ved å bruke trigonometri (Heywood et al., 2011). Det er viktig å påpeike at fleire feilkjelder er knytt til bruk av GPS, og dette kan føre til unøyaktigheit i lokaliteters plassering. Feilkjeldene er knytt til feil med satellittane, signalutbreiing og mottakaren (Forsell, 2016). Koordinatsystemet som vart brukt er WGS 1984, UTM sone 32N. Dette gjeld alle kartfigurar som er laga i forbindelse med denne oppgåva. Alle GPS-punkta har seinare blitt behandla i dataprogrammet ArcGIS frå *Environmental Sciences Research Institute* (ESRI), og ei oversikt over desse er gitt i vedlegg F.

4.3 Nedbørsdata

Nedbørsdata er hovudsakleg henta inn gjennom eKlima (2016). eKlima er Meteorologisk institutts klimadatabase, og inneheld data frå alle vêrstasjonar som Meteorologisk institutt har i drift eller dreiv tidlegare. Frå eKlima er det henta ut månadsnormalar for nedbør, døgnnedbør, nedbørsstatistikk, IVF-kurver (intensitet-varigheit-frekvens) og returperiodar for ekstremverdiar for seks aktuelle stasjonar (fire for Horg og to for Høvringslia). Stasjonane er presentert i kapittel 3.

4.3.1 Returperiode for ekstremverdiar

Returperiodar eller gjentaksintervall definerer kor ofte ein kan forvente at ein type vêr førekjem og kor ekstremt det er (Meteorologisk institutt, 2010b). Gjentaksintervallet er eit mål for kor mange år det i gjennomsnitt er mellom kvar gong ein bestemt nedbørsmenge overskridast. Gjentaksintervalla byggjar på grunnleggjande føresetnader, som ein lang og homogen dataserie, og statistisk uavhengige nedbørsmengder i ulike år (Fergus et al., 2010).

Meteorologisk institutt nyttar to metodar for å berekne estimat for ekstreme nedbørsverdiar. Dette er Gumbel-ekstremverdifordeling og NERC-metoden (National Environment Research Council). Gumbel-fordelinga baserar seg på middelvei og standardavvik for eit utval årlege maksimumsverdiar (Førland, 1992). NERC-metoden er utvikla i Storbritannia, men er tilpassa norske forhold av Meteorologisk institutt. Metoden estimerar pårekeleg maksimal nedbør ved hjelp av M5, som er nedbør med gjennomsnittleg gjentaksintervall på 5 år (Førland, 1987).

4.3.2 Terskelverdi for nedbør

Det eksisterer ulike metodar for berekning av terskelverdi for utløysing av nedbørsrelaterte skred. For nedbørsutløyste skred, vil ein slik terskelverdi definere nedbørsmenge, jordfuktigheit, eller hydrologiske forhold som truleg vil føre til utløysing av skred. Terskelverdien kan bli definert fysisk eller empirisk (Guzzetti et al., 2008). Tre av desse metodane vil bli gjennomgått her, der to er tilpassa norske forhold.

Global terskelverdi

Caine (1980) undersøkte den empiriske samanhengen mellom nedbørsintensitet og varigheit, som har resultert i skredaktivitet i uforstyrta skråningar ved 73 tilfelle. Basert på data frå desse tilfella, definerte Caine ei nedre global grense, ein terskelverdi, for kva nedbørsintensitet og varigheit skred utløysast ved. Denne terskelverdien finnast ved å sette ei

nedre grense ut frå nedbørshendinga som har ført til skred, uavhengig av lokal morfologi, litologi, bruk av land og lokale eller regionale nedbørsmønster (Guzzetti et al., 2008). Undersøkingane av Caine (1980) førte til følgande samanheng mellom varigheit og intensitet:

$$I = 14,82 D^{-0,39} \quad \text{Likn. 4.1}$$

Der I er intensitet gitt i mm/time og D er varigheit i timar. Likninga gjeld berre for grunne (mindre enn 2-3 meters djup) jord- og flomskred, og for nedbørsperiodar som varar frå 10 minutt til 10 dagar (Caine, 1980). Dersom gjennomsnittleg intensitet ved ei nedbørshending overskrid terskelverdien I , kan skred utløysast (Sidle og Ochiai, 2006).

Caines terskelverdi tek ikkje i betraktning at ulike klimatiske regionar har forskjellige terskelverdiar for nedbørsintensitet (Sandersen et al., 1996). Guzzetti et al. (2008) har undersøkt 2625 nedbørshendingar som har utløyst skred og oppdatert Caines globale terskelverdi til å gjelde for ulike klimatiske forhold.

Terskelverdi basert på prosent av årsnedbør

Sandersen et al. (1996) undersøkte vêrforholda før utløysing av 30 lausmasseskred og kom fram til at kritisk mengde nedbør er avhengig av gjennomsnittleg årleg nedbør og varigheit på nedbørsepisoden. Studia utvikla ein terskelverdi for kritisk nedbørsmengde for utløysing av lausmasseskred, basert på prosent av årsnedbør. Likninga under beskriv denne samanhengen:

$$P = 1,2 D^{0,6} \quad \text{Likn. 4.2}$$

der P er kritisk vasstilførsel uttrykt som ein prosent av normal årsnedbør og D er varigheit i timar. Ut frå denne likninga er kritisk vasstilførsel i løpet av 12 timar på ca. 5 % av årsnedbøren, medan den kritiske verdien i løpet av 24 timar er ca. 8 % av årsnedbøren. Fleire faktorar kan bidra til å endre den kritiske nedbørsmengda for utløysing av skred. Dette kan mellom anna vere menneskelege inngrep som endrar det naturlege, hydrologiske systemet i dalsida eller endringar i vegetasjonen (Sandersen et al., 1996).

Terskelverdi basert på samanheng mellom intensitet og varigheit

Meyer et al. (2012) definerte intensitet-varigheitstersklar for utløysing av jord- og flomskred i Noreg. Desse er basert på absolutte samanhengar mellom intensitet og varigheit, der datagrunnlaget er 648 skredhendingar i perioden 1979-2007. Terskelverdiane er utleia frå data om både nedbør og snøsmelting for å finne faktisk vasstilførsel. Dette resulterte i ei nedre (I_{MIN}), midtre (I_{MED}) og øvre (I_{MAX}) grense for nedbørsintensitet (mm/dag) over ei varigheit i

dagar (D_{dag}). Dersom denne grensa overskridast vil utløyising av jordskred vere mogleg, sjå likn. 4.3-4.5:

$$I_{MIN} = 23,3 \times D_{dag}^{-0,24} \quad \text{Likn. 4.3}$$

$$I_{MED} = 60,1 \times D_{dag}^{-0,52} \quad \text{Likn. 4.4}$$

$$I_{MAX} = 107,2 \times D_{dag}^{-0,57} \quad \text{Likn. 4.5}$$

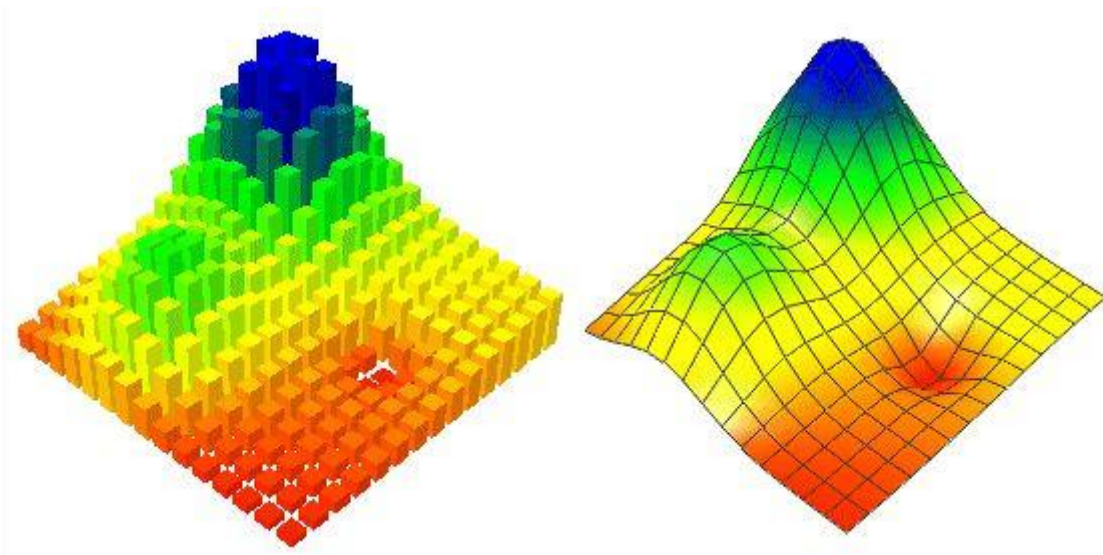
I_{MIN} er den lågaste terskelverdien/grensa for kritisk nedbørsmengde i mm/dag der utløyising av jord- og flomskred blir mogleg. Ved den midtre grensa, I_{MED} , er utløyising svært sannsynleg. I_{MAX} er den øvre grensa, der utløyising av skred er nesten sikkert ved overskriding (Meyer et al., 2012).

4.4 GIS-analyser

I denne oppgåva er det utført ulike hydrologiske og topografiske analyser i ArcGIS.

4.4.1 DEM/DHM

Digital Elevation Model (DEM) eller digital høgdemodell (DHM) er ein presentasjon av kontinuerlige høgdeverdiar (z -verdiar) over ei topografisk overflate. Digitale høgdemodellar (som heretter blir nemnt som DEM) blir typisk brukt til å framstille terrengrelieff (ESRI, 2016b). Ein DEM består av seriar av datapunkt (x, y, z), der x og y er horisontale koordinatar og z er vertikal koordinat, og ein valt interpolasjonsmetode (Grinderud et al., 2009; Heywood et al., 2011). DEM kan produserast frå datakjelder som høgdekurver og punkthøgder frå topografiske kart, satellittbileter, radar og laser skanning og feltundersøkingar (Heywood et al., 2011). Ved bruk av høgdekurver og punkthøgder er det viktig med eit tett intervall mellom kurvene (z -verdiane) for å få ein nøyaktig modell. Ein annan metode som er brukt i denne oppgåva er ei punkttsky. Ei punkttsky er ei samling av punkt som er registrert med ein x -, y - og z -verdi. Punkta kan bli innhenta ved for eksempel handhalden GPS, men det er meir vanleg å bruke luftborne lasersystem som raskt innhentar store mengde punkt med kjent elevasjon (Grinderud et al., 2009). I denne oppgåva har DEM for Horg blitt produsert frå ei punkttsky innhenta ved LiDAR (*Light Detection and Ranging*), medan DEM for Høvringen er laga frå høgdekurver og punkthøgder frå FKB-data. FKB står for felles kartdatabase og inneheld detaljerte kartdata utvikla av kartverket (Statens kartverk, 2013).



Figur 4.1. To visningar av ein DEM som eit sett av sjølvstendige åtskilde celler med ulike x -, y - og z -verdiar, og ein interpolert topografisk modell med ei lineær overflate. Fargane representerar ulike høgde (Kidner et al., 1999).

LiDAR er eit fjernmålingssystem som nyttar laserar montert på fly til å samle høgt oppløyselige topografiske data, med vertikal nøyaktigheit på 15 cm ved oppløysing på 2 meter (Heywood et al., 2011). Laseren målar avstanden til bakken, medan *eit differential Global Positioning System* (GPS) lokaliserer flyet og ein *inertial measurement unit* (IMU) målar flyets orientering (Carter et al., 2001). Laseren skannar terrenget ved å sende ut mellom 10 000-80 000 laserpulser pr. sekund. Laserpulsane reflekterast tilbake til laseren, som ved å måle tida finn avstanden til målet. Ein reflektert puls kan produsere fleire returar dersom laserstrålen treff meir enn eitt vertikalt mål, som i ein skog der den kan treffe både lauvtaket og bakken. Det blir dermed gitt data om kvar åtskilde retur i form av x , y og z koordinatar. Ved etterbehandling er det så nødvendig å skilje returane frå bakken og lauvtaket. For å deretter lage DEMen må data filtrerast for å berre vise punktreturane frå bakken. Kartlegging med LiDAR har ført til detaljerte digitale modellar av terrenget under lauvtaket i skogar i mykje større grad enn konvensjonelle høgdedata framstilt analogt frå flybileter (Haugerud et al., 2003).

Ein DEM kan presenterast på fleire ulike måtar. To vanlege presentasjonsmåtar er gjennom skyggerelieff og hellingsvinkel. Skyggerelieff-verktøyet brukar ei hypotetisk lyskjelde som skal representere sola til å kalkulere belyningsverdien til kvar celle i forhold i nabocella. Dette vil gi ei forbetra visualisert overflate for analyser eller grafisk framvising. Lyskjelde

posisjonert vanligvis i 315° (NV) og med vinkel på 45° over horisonten (ArcGIS Resource Center, 2011a).

Ved berekning av hellingsvinkel vil *slope*-verktøyet til ArcGIS kalkulere hellinga eller gradienten i eit terreng. Dette gjerast ved å berekne verdiforskjellen frå ei aktuelle cella til dei åtte omliggande nabocellene. Den maksimale endringa i høgde mellom cella og nabocellene representerer den brattaste hellinga. Ein låg verdi vil indikere flatt terreng og gi låg helling, medan ein høgare verdi indikerer brattare terreng (ArcGIS Resource Center, 2011b). I denne oppgåva vil skalaen for hellingsvinkel følgje inndelinga presentert i kapittel 2.7.3.

4.4.2 Hydrologisk analyse

Målet med ei hydrologisk analyse er å undersøke korleis vatnet bevegar seg over ei overflate. Fleire ulike analyseverktøy nyttast og utgangspunktet er ein DEM. Eksempel på analyser er *flow direction*, som visar kva retning vatnet vil renne ut av ei celle. *Flow accumulation* visar kva celler eller områder som vil ha størst tilstrøyming av vatn frå høgareliggende terreng. *Watershed* er den siste analysen som blir brukt i denne oppgåva, og denne finn størrelsen på området som vil drenere inn mot eit gitt punkt (ArcGIS PRO, 2016).

Flow direction

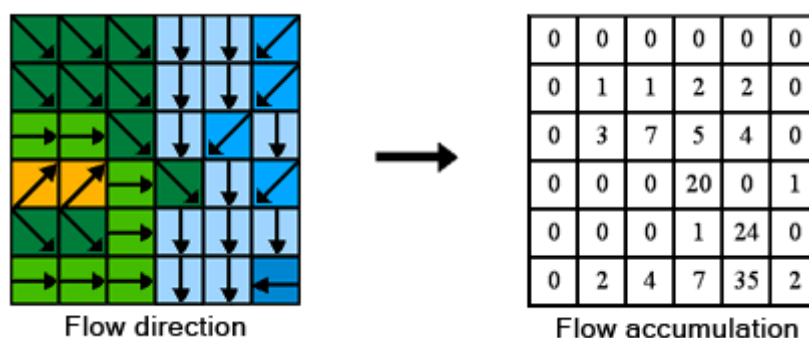
Analyseverktøyet *flow direction* angir strøymingsretning for kvar celle i ein raster. Frå cella i midten er det åtte moglege retningar vatnet kan renne. Desse representerast gjennom talkodar og fargar, som vist på figur 4.2, der 64 representerer nord, 1 er aust, 4 er sør og 16 er vest (ArcGIS resource Center, 2011c).



Figur 4.2. Forklaring til *flow direction*. Frå cella i midten kan vatn renne i åtte retningar representert av tal og fargar, som vist på figuren (ArcGIS resource Center, 2011b).

Flow accumulation

Analyseverktøyet *flow accumulation* kalkulerer kor mange celler som drenerer inn i ei spesifikk celle. Dermed blir cellene med konsentrert strøyming markert og visar sannsynlege dreneringsvegar for vatn. Verktøyet tar utgangspunkt i resultat frå *flow direction* og resultatet er illustrert i figur 4.3 (Arcgis resource Center, 2011d).



Figur 4.3. Frå flow direction til flow accumulation. Illustrasjonen visar korleis verktøyet flow direction brukast som utgangspunkt til å kalkulere flow accumulation. Figuren til venstre visar kva retning kvar celle vil drenerer inn i og figuren til høgre angir kor mange celler som drenerer inn i denne cella (Arcgis resource Center, 2011d).

Watershed

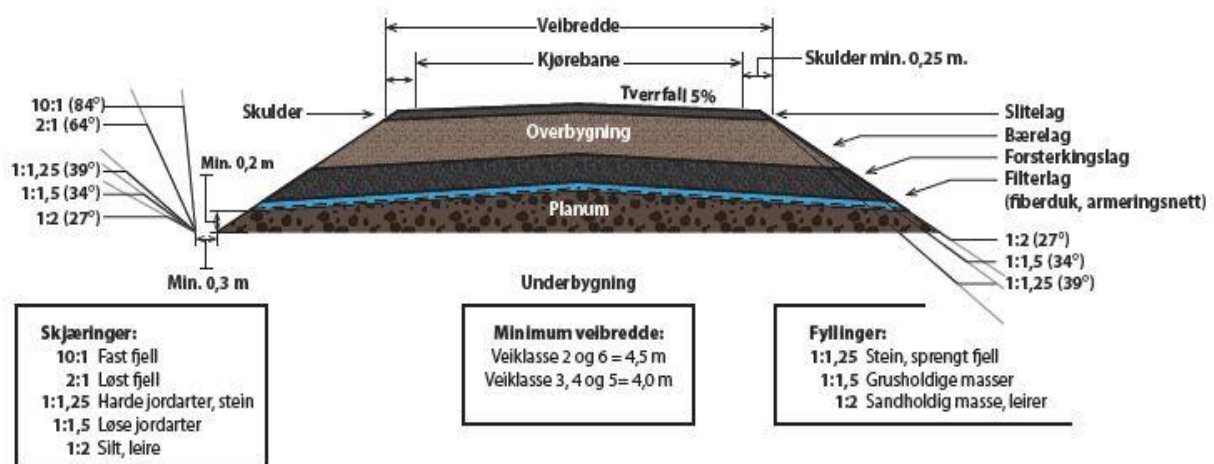
Watershed-verktøyet avgrensar nedbørsfelt, dvs. området med felles punkt for konsentrert drenering. Utløpet til nedbørsfeltet kallast for *pour point*, og er punktet der alt vatnet vil strøyme ut frå eit område. Dette er også det lågaste punktet langs heile yttergrensa på nedbørsfeltet. Denne analysen tar utgangspunkt i resultatet frå *flow accumulation* og *flow direction*. Først bestemmast punktet som nedbørsfeltet skal bereknast for med verktøyet *snap pour point*. Dette er cella med høgast vassstilstrøyming, som i dette tilfellet er innløpet på stikkrennene. *Watershed*-verktøyet vil så lage eit rasterbilete med nedbørsfeltet, som deretter konverterast til ei vektor-fil (ESRI, 2016a).

4.5 Vegens utforming og drenering

Landbruks- og matdepartementet (2013) har utarbeida normalar for landbruksvegar, som beskriv konstruksjon og utforming av veg og vegkropp. Normalen stiller krav til skjeringar, fyllingar og drenering. I tilfelle der aktivitet i skogen har utløyst lausmasseskred er det ofte tatt manglande omsyn til jordartar og hydrologi (Fergus et al., 2011).

Landbruksvegar for bil og traktor delast her inn i 8 vegklasser. Ut frå normalen høyrer skogsbilvegane på Horg til vegklasse 3, landbruksbilveg, og vegklasse 7, traktorveg. Denne inndelinga skyldast krav til maksimal stigning i køyreretning. Vegklasse 3 inneber at vegen skal kunne trafikkerast med lass heile året med avgrensing under teleløysing og i periodar med mykje nedbør. Vegkroppen bør utformast etter figur 4.4 og skal ha minimum vegbredde på 4 m. Vegklasse 7 er vegar for transport med lastetraktor og landbrukstraktor med hengar. Desse vegane skal kunne nyttast heile året med avgrensing i teleløysinga. For traktorvegar

skal vegbredda vere minimum 3,5 m. Det er like krav til dimensjonering av stikkrenner og grøfter for begge vegklassene. I risikoområder for lausmasseskred er det viktig med kort avstand mellom stikkrennene og tilstrekkeleg dimensjon på røra. Innløpet bør sikrast og utløpet bør erosjonssikrast. Det er også like krav for skjerings- og fyllingsskråningar. (Landbruks- og matdepartementet, 2013). Det er utvikla fleire metodar for kapasitetsberekning for stikkrenner og grøfter. Desse bør dimensjonerast med omsyn til vassføringskapasitet og forklarast nærmare i delkapittel 4.5.1 og 4.5.2 under. Figur 4.4 gir retningslinjer for største helling på skjering og fylling, avhengig av materiale. Ei skjering førar normalt til ei brattare skråning enn den naturlege skråninga. Dersom skjeringa består av fine lausmassar vil regn isolert sett vere nok til å erodere, fyller grøfter og endre dreneringsvegar (Fergus et al., 2011).



Figur 4.4. Tverrprofil viser utforming av vegkropp for landbruksvegar, vegklasse 3 (Landbruks- og matdepartementet, 2013).

Under skogsdrift etablerast det også driftsvegar, som er anlagt av stadeigne masser og hogstavfall. Driftsvegane har køyrebane på 3-3,5 m og er utan grøft (Johnsrud, 2007). I bratte dalsider er det vanleg å utføre hogst ved gravedrift. Dette inneber at ei gravemaskin byggar driftsvegar slik at hogstmaskin og lastberar kan nyttast i hogsten. Driftsvegane etterlet synlege spor i landskapet og representerer store inngrep i terrenget (Woxholtt, 2013). Etter drift bør desse vegane planeras ut for å redusere eventuell erosjon (Johnsrud, 2007).

4.5.1 Dimensjonering av stikkrenner

Kulvertar er gjennomløp for vatn under veg og jernbane, med overliggende fylling og opent inn- og utløp. Stikkrenner er kulvertar med maksimum 1 m fri opning (Statens vegvesen, 2014b). Kulvertar og stikkrenner ved skogsbilvegar skal dimensjonerast etter nedbørs- og

avrenningsforhold ved 25-50 årsflommen (Q_{25-50}) i det aktuelle området. Minste indre diameter (ID) er anbefalt til 300 mm. Eksisterande bekkeløp bør bevarast ved at stikkrenner leggst i alle bekkedalar og terrengsøkk (Fergus et al., 2011). Stikkrenner med indre diameter ned til 150 mm kan nyttast om rennene berre har dreinsfunksjon. Dette inneber stikkrenner som skal leie vekk vatn frå mindre lommer, ståande vatn eller små tilsig, og i hovudsak på flate vegstrekningar (Landbruks- og matdepartementet, 2013).

Landbruks- og matdepartementet (2013) har også laga anbefalingar for maksimalavstand mellom stikkrenner langs landbruksvegar, sjå tabell 4.1. Denne varierer med vegens stigning og nedbørsforhold.

Tabell 4.1. Anbefalt maksimalavstand mellom stikkrenner for landbruksvegar (Landbruks- og matdepartementet, 2013).

Vegens stigning (%)	Vegens stigning (°)	Maksimalavstand i meter
8 %	4,6°	100
10 %	5,7°	90
12 %	6,8°	70
14 %	8°	50

Dimensjonerande flomintensitet (l/s km² eller l/s ha) nyttast til berekning av stikkrennenes kapasitet. Flomintensiteten avheng av fleire forhold, der dei viktigaste ifølgje Berg et al. (1992) er:

- klimatiske forhold
- nedbørsfeltets størrelse
- størrelse på vatn og innsjøar, samt plassering
- jordsmonn og vegetasjon
- mengde tette flater (bart fjell, asfalt osv.) og vassmetta areal
- nedbørsfeltets form, samt helling og høgdeforskjell i feltet

Avhengig av størrelsen på nedbørsfeltet skiljast det mellom flomberekning i store og små nedbørsfelt. I store felt baserar flomberekninga seg på målt vassføring og statistiske metodar i flomfrekvensanalysar. Ifølgje Statens vegvesen (2014b) kan den rasjonelle formel nyttast dersom nedbørsfeltet er mindre enn 2-5 km². Fergus et al. (2010) anbefalar derimot at metoden ikkje nyttast for felt større enn 0,2 – 0,5 km². Den rasjonelle formelen baserar seg på målt nedbør og passar for små nedbørsfelt med kort responstid (Skuli et al., 2011; Statens vegvesen, 2014b).

Den rasjonelle formelen er (Fetter, 2001):

$$Q = C \times i \times A \quad \text{Likn. 4.6.}$$

Der Q er avrenning, C er dimensjonerande avrenningsfaktor, i er dimensjonerande nedbørsintensitet (l/s ha) og A er arealet til nedbørsfeltet (m^2) (Fetter, 2001).

Avrenningsfaktoren C , er eit uttrykk for total nedbørmengde i eit område som renn vekk som overflatevatn. Denne er avhengig av jordartstype, vegetasjonsdekke, helling og arealbruk (Fergus et al., 2011). Avrenningsfaktoren skal veljast ut frå sannsynleg arealbruk i framtida (Statens vegvesen, 2014b). Tabell 4.2 visar avrenningsfaktor for ulike overflatetypar.

Tabell 4.2. Avrenningsfaktor C for nedbørsfelt med forskjellig dekke ved gjentaksintervall $n=10$ år (Statens vegvesen, 2014b).

Nedbørsfelt/overflatetype	Avrenningsfaktor, C
Betong, asfalt, bart fjell og liknande	0,6 – 0,9
Grusvegar	0,3 – 0,7
Dyrka mark og parkområder	0,2 – 0,4
Skogsområder	0,2 – 0,5
Myr (McCuen, 1989)	0,1 - 0,5

Val av avrenningsfaktor bestemast vidare ved å tilpasse nedbørsfeltets eigenskapar. Dersom nedbørsfeltet består av flate og permeable overflater med stor avstand ned til grunnvatnet, nyttast dei lågaste verdiane frå tabell 4.2. Ved bratte overflater eller der grunnvatnet når opp til overflata, nyttast dei høgaste verdiane (Statens vegvesen, 2014b). Vidare må avrenningsfaktoren tilpassast gjentaksintervallet dersom denne er lengre enn $n = 10$ år. Når gjentaksintervallet aukar til 25 år må det leggest til 10 % på avrenningsfaktoren, ved 50 år leggest det til 20 %, og ved 100 år leggest det til 25 % (Berg et al., 1992).

Nedbørsfeltarealet A , bestemast ved ArcGIS-verktøy.

Dimensjonerande nedbørsintensitet, i , må bestemast for eit gitt gjentaksintervall og med ei varigheit lik feltets konsentrasjonstid, t_c . Konsentrasjonstida er tida vatnet brukar frå ytst i nedbørsfeltet og fram til målestaden, og for denne oppgåva er det stikkrenna.

Konsentrasjonstida i naturlege felt (for eksempel skogsområder), i minutt er (Fergus et al., 2011):

$$t_c = 0,6 \times L \times H^{-0,5} + 3000 \times A_{se} \quad \text{Likn. 4.7}$$

Der L er lengda av nedbørsfeltet og H er høgdeforskjellen i feltet. A_{se} er effektiv sjøprosent og definerast som (Fergus et al., 2011):

$$A_{se} = 100 \times \Sigma(A_i \times a_i) / A^2 \quad \text{Likn. 4.8}$$

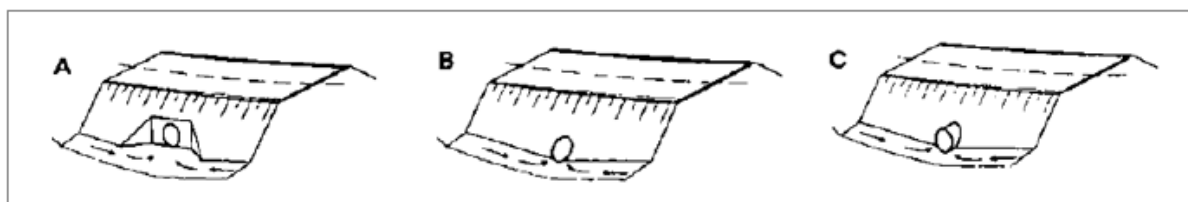
A_i er totalt tilsigsareal til innsjøen, a_i er innsjøens overflateareal og A er arealet til heile nedbørsfeltet, alle angitt i km² (Fergus et al., 2011).

Det er knytt fleire usikkerheiter til den rasjonelle formel. Desse skyldast usikkerheit i flomberekninga og skyldast følgjande forhold (Berg et al., 1992; Statens vegvesen, 2014b):

- Usikkerheit i IFV-kurver skyldast måleusikkerheit, usikkerheit i nedbørsdata (kortidsnedbør målast vanlegvis ikkje om vinteren) og usikkerheit i frekvenskurven for lange gjentaksintervall pga. korte dataseriar. I tillegg er det knytt usikkerheit i å overføre frekvenskurver for nedbørsintensitet frå ein nedbørstasjon til det aktuelle feltet. Lokale forskjellar over avgrensa områder kan føre til at målingane ikkje er representative for feltet. I tillegg vil det ikkje alltid vere ein direkte samanheng mellom nedbør og avrenning, slik formelen føreset (Berg et al., 1992; Statens vegvesen, 2014b).
- Usikkerheit knytt til fastsetting av avrenningsfaktoren. Avrenningsfaktoren avheng av fleire faktorar, som helling på feltet, innsjøareal og avstand til grunnvatnet. Talverdien på avrenningsfaktoren har eit stort spenn innanfor kvar arealtype. For skogsområder er største verdi 150 % større enn minste verdi (Berg et al., 1992; Statens vegvesen, 2014b).
- Andre faktorar det er knytt usikkerheit til er bestemming av feltets konsentrasjonstid. Dette skyldast usikkerheit i måling av avstandar og høgdeforskjellar, arealmåling av sjølve feltet og innsjøandelen (Statens vegvesen, 2014b).

Kapasiteten til stikkrenner kan vere styrt av forholda ved innløpet (innløpskontroll) eller ved heile stikkrenna (utløpskontroll) (Statens vegvesen, 2014b). Innløpskontroll brukast for korte

stikkrenner (<15-20 m) og som har middels til stort fall, medan utløpskontroll er typisk for stikkrenner som er lange og har lite fall. Kapasiteten ved innløpskontroll er ein funksjon av rørdiameter, innløpets utforming og vasstand (Berg et al., 1992). Geometrisk utforming av innløpet har stor betydning for kapasiteten (Fergus et al., 2011). Figur 4.5 visar tre typiske innløpsutformingar. Kapasiteten blir gitt av vasstanden ved innløpet (Y1) og diameteren (D) på røret, og kan lesast av tabell 4.3. Tabellen antar at stikkrenna er bygd med eit minimum fall, som for plastrør ligg på 4-5 ‰. Ved innløpskontroll settast innløpsvasstand (Y1) lik innvendig rørdiameter, dvs. $Y1/D = 1,0$. Det vil då vere fritt vasspegel i innløpet og stikkrenna vil ikkje bli dykka før ved $Y1/D = 1,2$ (Berg et al., 1992; Statens vegvesen, 2014b).



Figur 4.5. Ulike utformingar av stikkrenner med innløpskontroll (Statens vegvesen, 2014b).

Tabell 4.3. Hydraulisk kapasitet (l/s) for rørkulvertar med innløpskontroll ved $Y1/D=1$ (Berg et al., 1992).

Innløps- utforming	Diameter (mm)								
	300	400	500	600	800	1000	1200	1400	1600
A	67	135	232	361	726	1247	1940	2818	3895
B	65	132	228	357	723	1250	1954	2851	3956
C	57	117	204	320	652	1133	1780	2607	3628

For stikkrenner som har indre diameter mindre enn 300 mm kan omtrentlig kapasitet finnast i Tabell A.1 i Vedlegg A, som tar utgangspunkt i rørdimensjon og fall (Fergus et al., 2011). Tabell 4.3 tar utgangspunkt i at stikkrennene er av plast og med minimum fall på 4-5 ‰ (Statens vegvesen, 2014b). Forfattaren antar derfor same tilstand for røra i tabell A.1 og ser på 5 ‰ fall. Indre diameter på stikkrennene vil vere tilnærma nærmaste diameter i tabellen.

4.5.2 Dimensjonering av grøfter

Ved dimensjonering av grøfter skal desse tilpassast stadlege dreneringsforhold, og det må takast omsyn til overflatevatn, grunnvatn og ekstraordinært sig (Fergus et al., 2011). Krav til grøfter langs landbruksvegar er grøftedjup på minimum 20 cm under planum. Botnbreidda skal vere minimum 30 cm (Landbruks- og matdepartementet, 2013). Grøftene skal ha jamt

fall. Dersom grøfta får stort fall kan vasshastigheita og vassmengda bli så stor at det er nødvendig med erosjonssikring. Erosjonssikring inneber å steinsette grøfta for at vatnet ikkje riv med seg jord og lausmassar. Kledningsmateriale i grøfta brukast til å bestemme kor stor hastigheit vatnet i grøfta har før vatnet eroderer i massane (Fergus et al., 2011). Tabell 4.4 visar Mannings tal for ulike kledningsmateriale og angir tillaten vasshastigheit utan fare for erosjon for dei ulike materiala (Statens vegvesen, 2014b).

Tabell 4.4. Mannings tal for grøfter, visar vasshastigheit utan fare for erosjon (Statens vegvesen, 2014b).

Kledningsmateriale i grøft	Mannings tal, M ($m^{1/3}/s$)	Vasshastigheit utan fare for erosjon (m/s)
Betongkledning	50 – 80	2,5 – 5,0
Asfaltet dekke	60 – 75	2,0 – 5,0
Steinsetting	30 – 60	2,0 – 5,0
Grus	30 – 50	1,0 – 1,5
Småstein	30 – 50	1,2 – 2,0
Jord utan vegetasjon	25 – 30	0,5 – 0,8
Jord med lett vegetasjon	20 – 30	0,5 – 1,2
Ujamm steinkledning	25 – 30	1,5 – 3,0
Jord med kraftig vegetasjon	15 – 25	1,0 – 2,0
Naturleg bekk og elv	5 – 40	-

Vasshastigheita og vassføring i grøft beregnast etter følgjande formlar (Fergus et al., 2011; Statens vegvesen, 2014b):

$$V = \frac{Q}{A \times 1000} \quad \text{Likn. 4.9}$$

$$Q = M \times A \times R^{2/3} \times L^{1/2} \times 1000 \quad \text{Likn. 4.10}$$

$$R = \frac{A}{P} \quad \text{Likn. 4.11}$$

Der V er vasshastigheit (m/s), Q er vassføring (l/s), M er Mannings tal ($m^{1/3}/s$), A er tversnittareal av grøfta (m^2), R er hydraulisk radius (m), P er våt omkrets (m) og L er grøftas lengdefall (m/m).

4.6 Laboratorieundersøkingar

Laboratorieundersøkingar vart utført i Ingeniørgeologisk laboratorium og Oppreiingslaboratoriet ved Institutt for geologi og bergteknikk (IGB) ved NTNU i løpet av

april 2016. Målet med laboratorieundersøkingane var å undersøke eigenskapane til morenemateriala i studieområdet. Gjennom kornfordelingsanalyse ($\geq 0,063$ mm) og finstoffanalyse ($< 0,063$ mm) er innhald av kornfraksjonar bestemt. I tillegg er kornform, sortering og bergartsinnhald undersøkt visuelt.

4.6.1 Kornfordeling

Det er utført kornfordelingsanalysar på to prøver frå feltarbeidet, der ein er frå Horg og ein er frå Høvringslia. Begge desse prøvene er tatt frå lokaliteter som ifølgje kvartærgeologikartet til NGU er kartlagt som morenemateriale. Frå studieområdet på Horg er det også tatt prøver av hav- og fjordavsetning, strandavsetning og forvittringsmaterialet, men på grunn av omfang og tidsbruk er desse berre utsett for visuelle vurderingar. Moreneprøva frå Horg er tatt frå vegskjeringa til ein driftsveg (18.04.2016), medan prøva frå Høvringslia er tatt frå brotkanten til ei utgliding som er lokalisert over øvste skogsbilveg og er tydeleg i figur 5.25 (24.03.2016).

Dess grovare materialet er, desto større må prøva vere for at analysen skal gi eit riktig bilete av den grove delen av prøva (Statens vegvesen, 2014a). Av praktiske årsakar har større fraksjonar som blokk og stein blitt utelatt under innsamling av prøvene når desse fraksjonane var til stades. Kornfordelinga vil derfor ikkje representere dei grovaste fraksjonane og denne er berre visuelt vurdert under feltundersøkingane.

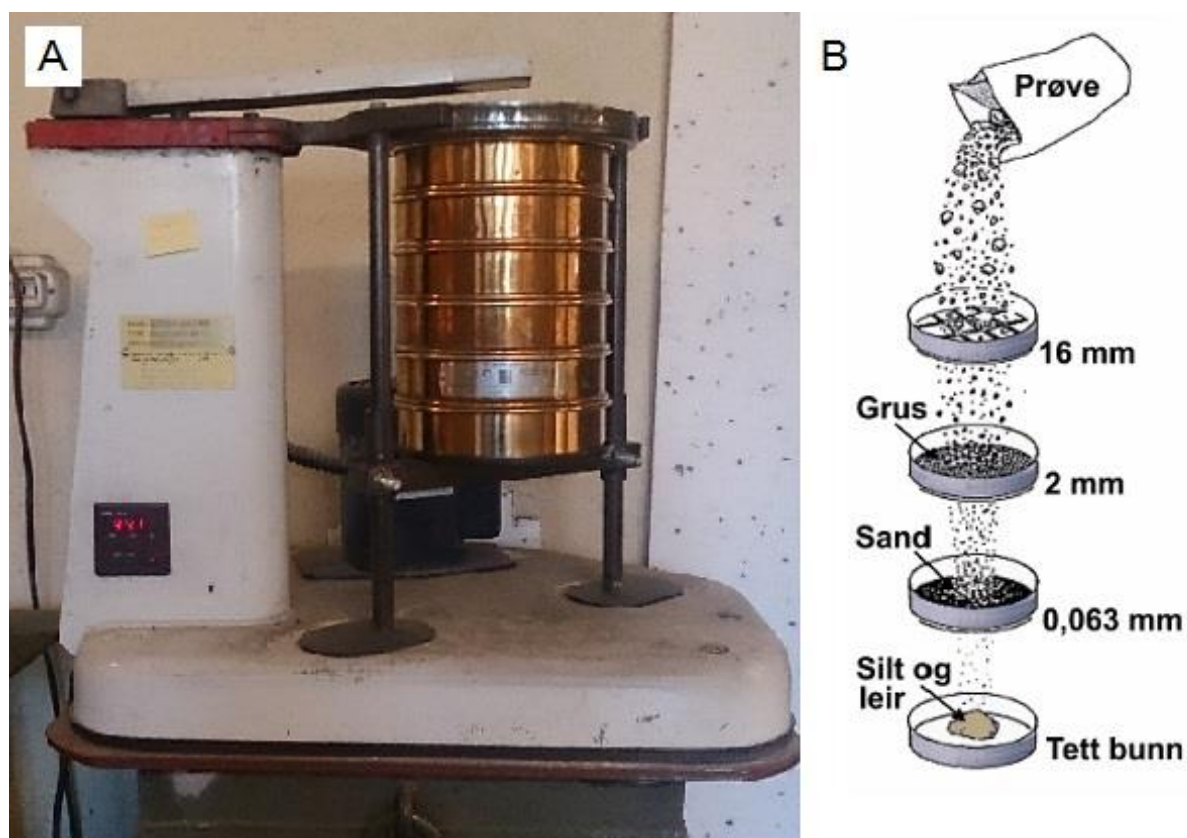
Kornfordelinganalysane er utført etter Statens vegvesen sin standar for laboratorieundersøkingar: handbok R210 og delkapittel 14.43 Korngradering (Statens vegvesen, 2014a). Det takast først ut ei gjennomsnittsprøve, som så blir våtsikta for å skilje ut materiale som er mindre enn 0,063 mm (silt og leir). Materialet blir så tørka og samla i to fraksjonar, ein som er større enn 0,063 mm og ein som er mindre enn 0,063 mm. Materialet som er større enn 0,063 mm (sand og grus) blir så tørrsikta i ei siktemaskin. Under siktinga er det nytta siktesatsar med følgjande siktopning: 31.5, 19, 16, 8, 4, 2, 1, 0.5, 0.25, 0.125 og 0,063 mm samt botnpanne, og kvar siktesats ristast i 10 min. Massane som ligg igjen på kvar sikt blir så vege for å finne masseprosenten av dei ulike fraksjonane. Figur 4.6 visar siktemaskina som nyttast, samt ei prinsippsskisse av sikteprosessen.

Målet med analysen er å bestemme kornfordeling, indikere sorteringsgrad og bestemme lausmasstype. Kornfordeling presenterast gjennom kornfordelingskurvar, som nyttast til å bestemme lausmasstype, som vist i figur 2.3. Feilkjelder for kornfordelingsanalysen er hovudsakleg knytt til menneskelege årsakar. Dette kan skyldast forhold under uttaking av

prøva eller under undersøkingane, som tap av materiale eller unøyaktigheit eller feil under måling av vekt.

4.6.2 Finstoffanalyse ved laserdiffraksjon

Finstoffet frå våtsiktinga ($< 0,063$ mm) analyserast ved å bruke eit laserdiffraksjonsapparat. Det takast ut ei representativ gjennomsnittsprøve på 10 g. Til å utføre finstoffanalysen blei apparatet Malvern Mastersizer 3000 i Oppreiingslaboratoriet ved IGB nytta. Apparatet nyttar laserdiffraksjon til å bestemme størrelsen på partiklane i prøva. Partiklane blir heldt i suspensjon i av-ionisert vatn, og apparatet pumpar prøva kontinuerlig gjennom ei spalte. Her sendast ein laserstråle gjennom prøva, og apparatet målar laserstrålens brytning og refleksjon for så å bruke dette til å berekne storleiken til partiklane (Malvern, 2016). Når materialet er i suspensjon kan partiklane fnokke og danne større partiklar. Dette utgjør ein vesentleg feilkjelde for analysen. For å unngå fnokking er det ein innebygd ultralydfunksjon i apparatet.



Figur 4.6. Siktemaskin og prinsippskisse av framgangsmåte for kornsikting. A) Foto av siktemaskin med siktesattar, B) Prinsippskisse av korleis ei kornfordelingsanalyse blir utført (foto: Marit Bakken Gjørva (28.04.2016), skisse modifisert etter Jørgensen et al. (2013)).

Kapittel 5 Resultat

I dette kapittelet blir det gitt ei beskriving av forhold observert i felt i løpet av 2015 og 2016, samt resultat frå GIS-analysar og laboratorieanalysar.

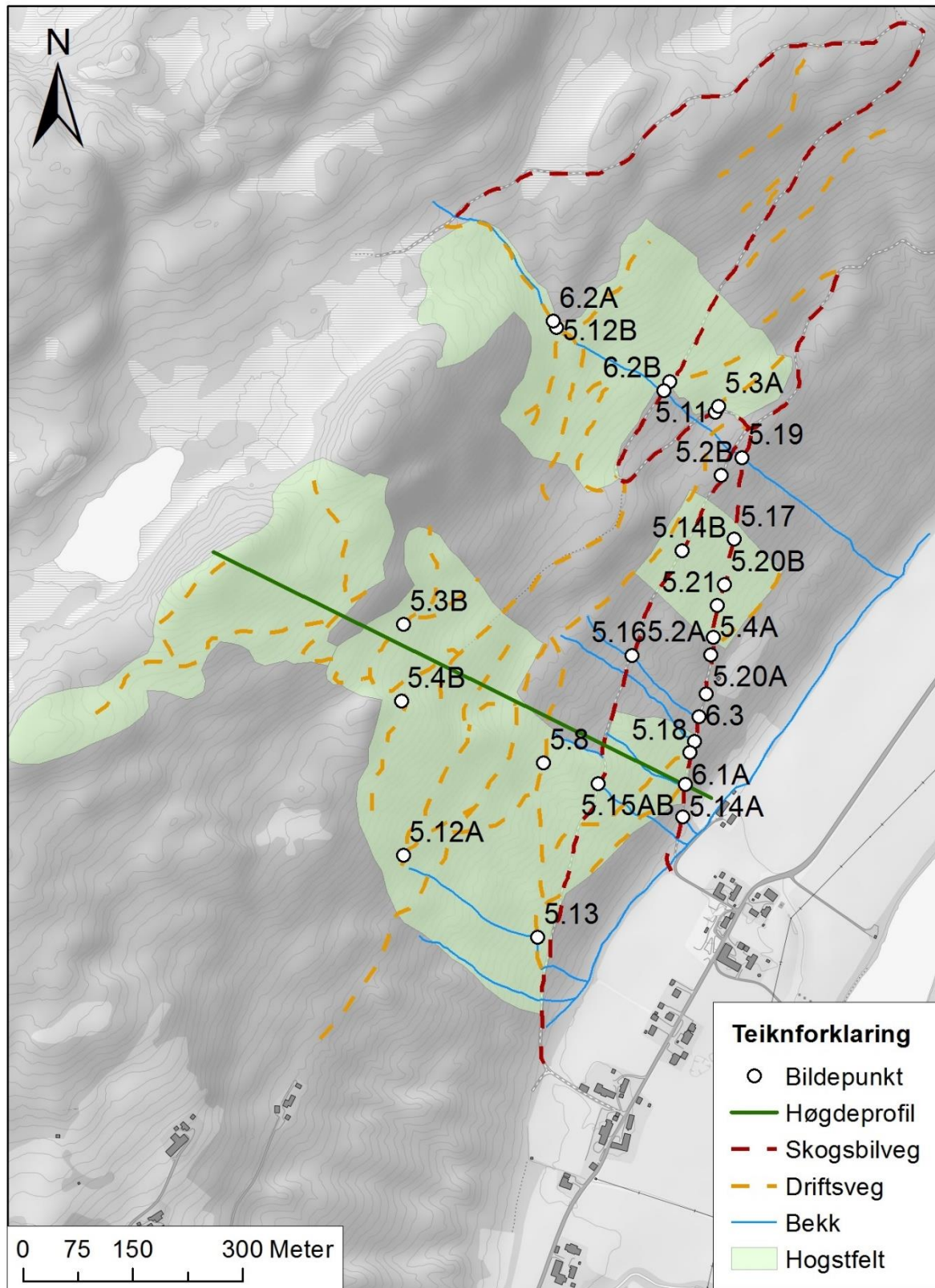
5.1 Feltkartlegging

Under feltarbeidet blei det fokusert på forhold som kan føre til reduksjon av stabilitet langs skogsbilvegar og i hogstflater. Dette inneber å identifisere vassvegar, undersøke skjeringar og registrere korleis menneskeleg aktivitet har endra dei naturlege dreneringsforholda i dalsida. Dalsida på Horg har vore hovudprioritet med fleire feltdagar, medan Høvringslia er studert i mindre grad under befarung. Observasjonsgrunnlaget for Horg er derfor mykje større enn for Høvringslia. Dette førar til at dei to felta blir utsatt for same vurderingar basert på ulike mengder data, noko som gir rom for feilkjelder.

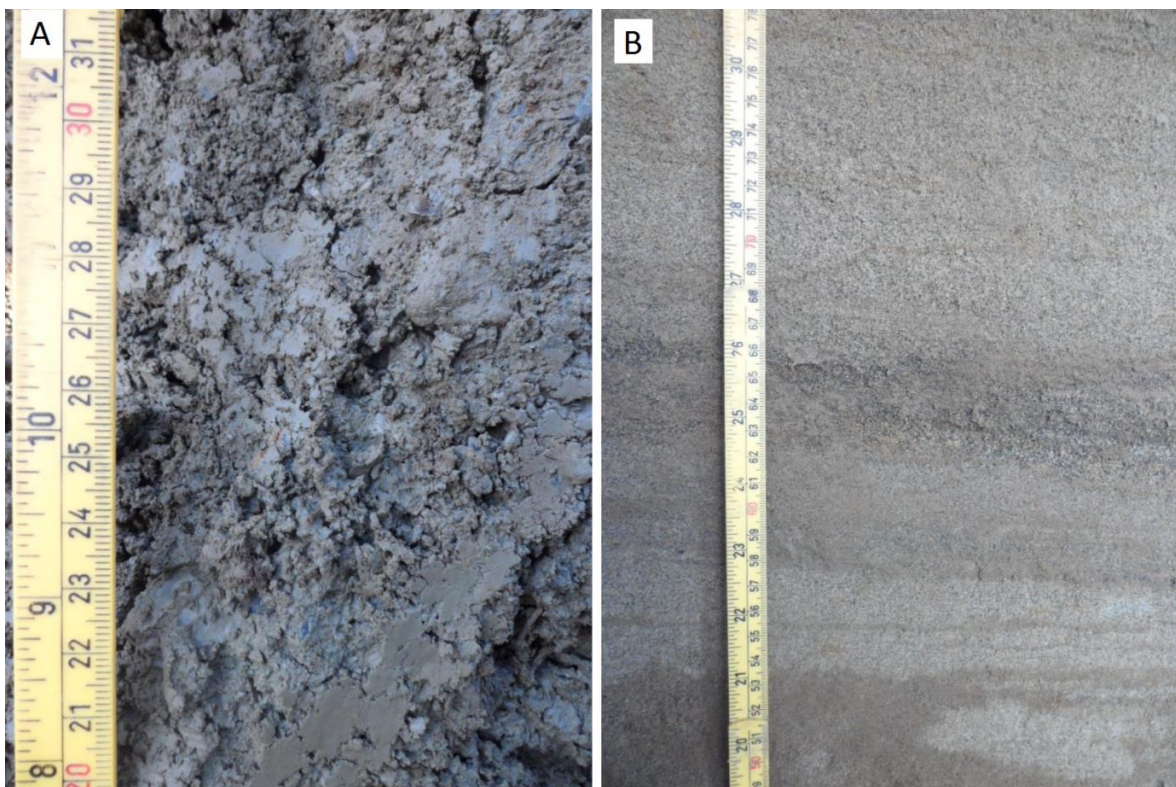
5.2 Geologi

5.2.1 Horg

Lausmassegeologien som vart observert i felt stemmar godt overeins med geologiske kart frå NGU, bortsett frå at grensene for forvittringsmateriale og strandavsetning ligg ca. 20 høgdemeter lenger ned dalsida enn det kartet indikerer. Hav- og fjordavsetninga består av eit finkorna (silt og leir) og kompakt materiale. Stadvis er det observert større fraksjonar frå grus til stein (størrelse opp mot ca. 0,5 m) i det finkorna materialet. Dette kan skyldast at avsetninga stadvis er tynn slik at underliggende avsetningar stikk fram eller stamme frå forvittra fragment av berggrunnen. Strandavsetninga består av einsgradert sand (frå fin til medium kornstørrelse). Forvittringsmaterialet har innslag av morene, og er finkorna med flisig grus og stein, truleg av skifer. Forvittringsmaterialet hadde ein rustraud farge, noko som ifølgje Sidle og Ochiai (2006) vanlegvis er forårsaka av oksidasjon av jern. Morenematerialet er dårleg sortert og grusfraksjonen består av grønstein, gneis og granitt med kantavrunda form (sjå figur 5.6A). Figur 5.2 og figur 5.3 visar snitt i lausmassane. Frå felt er det observert at lausmassetjuknaden i studieområdet er variabel. Etter lausmassekart frå NGU er morenedekket i skråninga tynt, noko som indikerer at tjukkelsen på avsetninga normalt er mindre enn 0,5 m, men kan lokalt vere noko meir. Dette stemmer godt overeins med observasjonar frå felt, der morenedekket stadvis var svært tynt, medan det var av større mektigheit andre stadar. Figur 5.11 visar ei skjering inn i forvittringsmaterialet og indikerer lokalt stor mektigheit i denne avsetninga.



Figur 5.1. Lokalitetskart over observasjonar frå Horg. Biletetekst og observert utstrekning på hogstfeltet og nettverk av skogsbilvegar og driftsvegar er markert samt linje for høgdeprofil i figur 5.7. Orientering er satt i bildeteksten til kvar einssilde bilete. Kart er produsert av forfattar og bakgrunnskart er av Statens kartverk (2007a). Merk at hogstfeltet er satt til 50 % gjennomsiktigheit og fargen kan derfor variere avhengig av bakgrunnen.

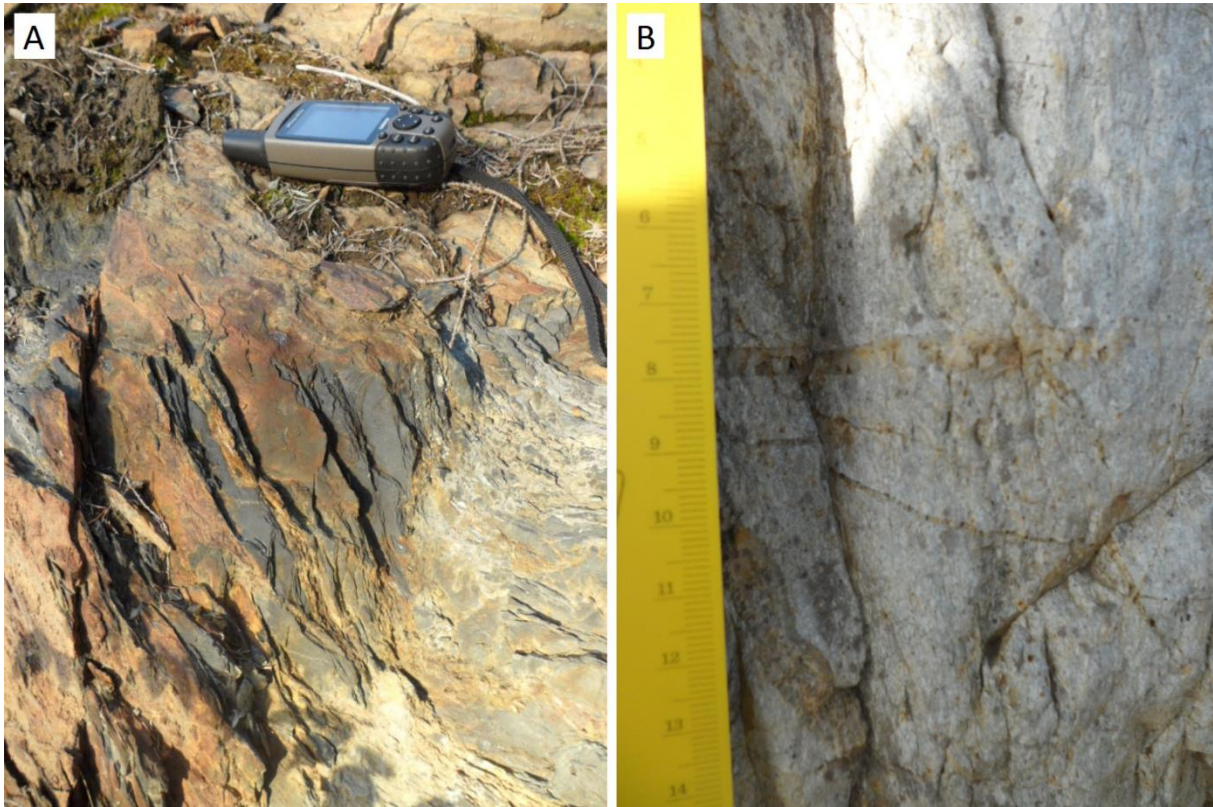


Figur 5.2. Lausmasseprofil frå Horg. A) Snitt i hav- og fjordavsetning og B) snitt i strandavsetning (foto: Marit Bakken Gjørva (30.10.2015)).



Figur 5.3. Lausmasseprofil frå Horg. A) Snitt i forvitningsmateriale og B) morenemateriale (foto: Marit Bakken Gjørva (A) 30.10.2015 og B) 18.04.2016)).

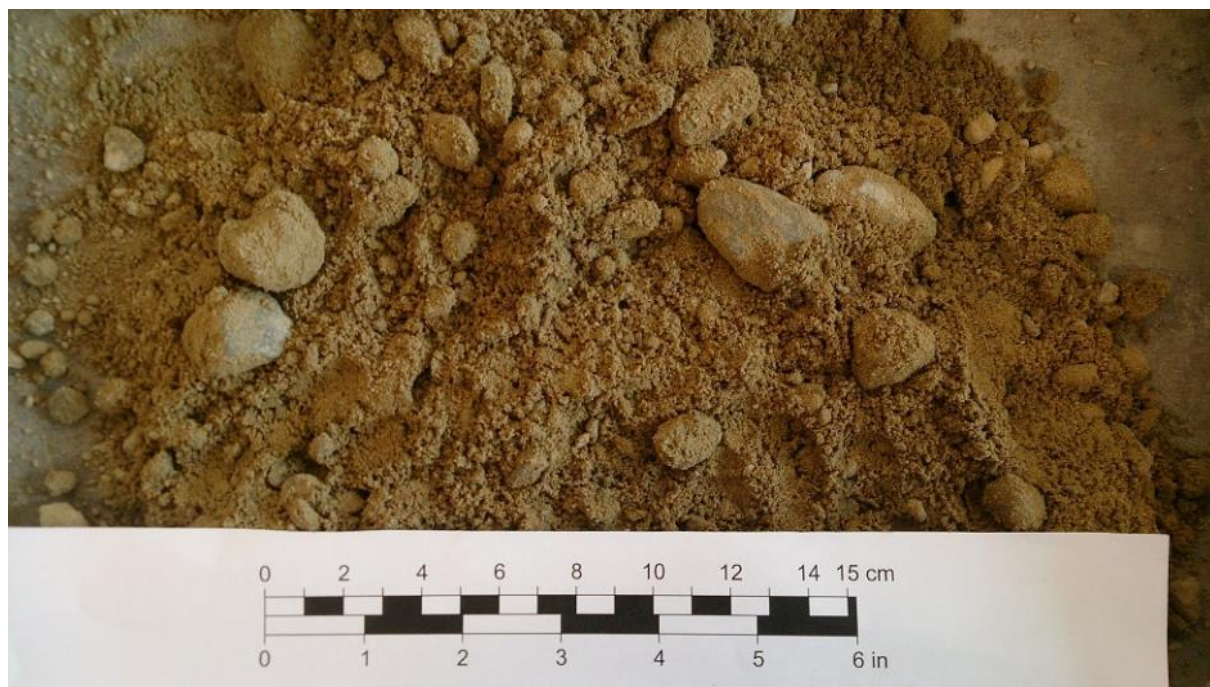
Det er observert få bergblottingar i studieområdet og det er difor vanskeleg å bekrefte berggrunnskartet frå NGU. Under feltarbeidet blei det observert leirskifer og lys grå rhyolitt. Leirskiferen var som regel skifrig og forvittra i overflata, medan rhylotten var meir massiv, lys grå med kvartsgangar og utan oppsprekking (sjå figur 5.4). Konglomeraten vart ikkje observert. Det var ikkje mogleg å trekke noko tydeleg grense mellom bergartstypene i blottingane. Det er observert og målt at lagdelinga i skiferen har bratt fall mot sør-aust.



Figur 5.4. Bergblotningar frå Horg. A) Leirskifer og B) Rhyolitt (foto: Marit Bakken Gjørva (A) 30.10.2015 og B) 18.04.2016).

5.2.2 Høvringslia

Geologien i Høvringslia er ikkje studert i detalj slik som på Horg. Det vart observert få blottingar, noko som gjer det vanskeleg å bekrefte berggrunnskartet frå NGU, som har kartlagt området som konglomerat og sandstein. Etter Siedlecka et al. (1987) er fallet på berggrunnen i området mot nordvest. Etter kvartærgeologiske kart frå NGU består dalsida hovudsakleg av både tjukk og tynn morene. Morene med mektigheit frå 0,5 m og meir er kartlagt som tjukk morene, medan tynn morene har mektigheit normalt mindre enn 0,5 meter, men kan lokalt vere tjukkare. Frå figur 3.18 og figur 5.23 er det tydeleg at skredløpa frå 2011 går ned til bart berg. Figur 5.5 visar prøve av morenematerialet i delvis tørka tilstand. På befaring blei det i tillegg observert blokker av varierende storleik i lausmassedekket, opp til ca. 2 meter i diameter, noko som er tydeleg i figur 5.25. Ut frå visuelle vurderingar består grusfraksjonen av glimmerskifer med kantavrunda form (sjå figur 5.6B). På berggrunnskart er Høvringslia kartlagt som konglomerat og sandstein, men berggrunnen er dominert av glimmerskifer mot både sør, nord og vest. Som nemnt i avsnitt 3.2.2 gjekk isbrebevegelsen mot nord-nordvest i yngre dryas, noko som kan tyde på at glimmerskiferen stammar sørfrå.



Figur 5.5. Prøve av morenemateriale tatt frå Høvringslia (foto Marit Bakken Gjørva (19.04.2016)).



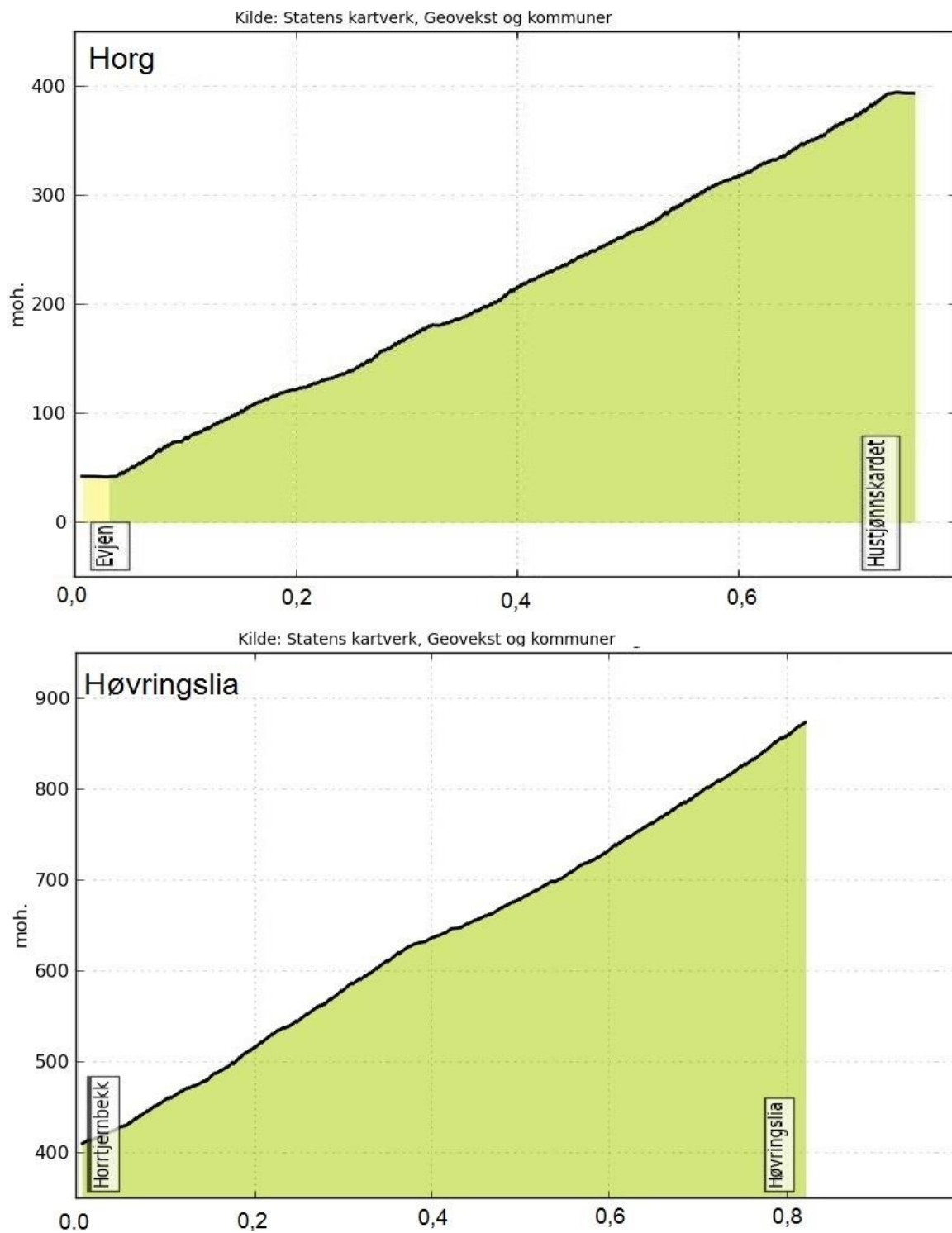
Figur 5.6. Eksempel på morenematerielet i fraksjon 8-16 mm for A) Horg og B) Høvringslia (foto: Marit Bakken Gjørva (29.04.2016)).

5.3 Geomorfologi

Hellingsgraden i studieområda er vurdert ut ifrå hellingskart produsert med *slope*-analysen i ArcGIS. Hellingskarta for Horg og Høvringslia er presentert i vedlegg A.2. Frå desse vurderast det at hellinga i studieområdet på Horg varierer med stadvis bratte parti over 45° til flatare parti på under 10°. Hellingskartet over Høvringslia antyder at hellinga er over 30° i nedre og øvre del av hogstfeltet, medan den er mellom 10-30° i midtre del. Dalsida på Horg er vendt mot søraust, medan dalsida i Høvringslia er vestvendt.

Frå feltobservasjonar og kart er det vurdert at dalsida på Horg generelt har plan form med irregulær overflate. Høvringslia har generelt ein konvergerande skråningsform dersom ein ser på heile dalsida, medan sjølve hogstområdet er tilnærma plant med ei svakt irregulær overflate. Lokalt har begge skråningane ravinar og erosjonsrenner med konvergerande form, sjå figur 5.8. Figur 5.7 visar høgdeprofil over Horg og Høvringslia frå Statens kartverk (2016), profila er markert i figur 5.1 og figur 5.24. I høgdeprofilen over Høvringslia er det ei tydeleg hellingsendring ved ca. 630 moh. Denne hellingsendringa er også tydeleg på hellingskartet i vedlegg A.2, der hellinga går frå mellom 20-30° til over 30°.

Sidan vegetasjonen i stor grad er fjerna frå studieområde på Horg og i Høvringslia, er ikkje bøygde trær ein aktuell metode for å indikere krypbevegelse i massane. Det er likevel observert bøygde stammar på mindre lauvtrær i dei meir vegeterte områda på Horg.



Figur 5.7. Høgdeprofil over dalsida på Horg og Høvringslia. Plassering av profila er markert i figur 5.1 for Horg og i figur 5.24 for Høvringslia (modifisert etter Statens kartverk (2016)).

5.4 Menneskelege inngrep

Menneskelege inngrep som skogshogst og skogsbilvegar pregar i stor grad terrenget i dalsidene både på Horg og Høvringslia.

5.4.1 Horg

Hogstfeltet er godt synleg frå E6 og køyrespora frå hogstmaskinene er tydlege «sår» i dalsida (sjå figur 5.9). Hogsten blei utført i løpet av 2013 og det vart anlagt driftsvegar i tillegg til at eksisterande skogsbilvegar vart utvida. I figur 5.1 er vegar, hogstflater og bekkar markert på kart og i figur 5.28 er stikkrennene markert. Hogstfeltets utstrekning er bestemt ut ifrå flyfoto.

Skogen som vart hogd i dalsida på Horg bestod hovudsakleg av gran, og det er tatt ut skog frå tre felt. Til saman utgjer hogstfelta eit areal på ca. 350250 m². Etter tabell 2.7 har gran flatrot. Trestubbane som vart observert var intakte og hogstfeltet var dekkja av gras og mindre buskar.

I hogstfeltet blei det observert mykje hogstavfall. Hogstavfallet består av greiner, topper og kvist, som har blitt liggande igjen på hogstflatene for nedbryting. Hogstavfallet ligg typisk på driftsvegane, langs køyrespora eller er dumpa nedanfor driftsvegane. Figur 5.8 visar hogstavfall dumpa på hogstflata og vegetasjonen som no dominerer i hogstfeltet.



Figur 5.8. Hogstavfall på Horg dumpa på nedsida av driftsveg i hogstfeltet, bilete mot søraust. Legg for øvrig merke til lokal konvergerande skråningsform (foto: Marit Bakken Gjørva, (15.07.2015)).



Figur 5.9. Bilete av hogstfeltet på Horg, tatt frå E6 mot nordvest. Merk køyrespora som går tilnærma vertikalt ned skråninga og har forårsaka brot i det organiske topplaget (Foto: Terje H. Bargel, (20.06.2014)).

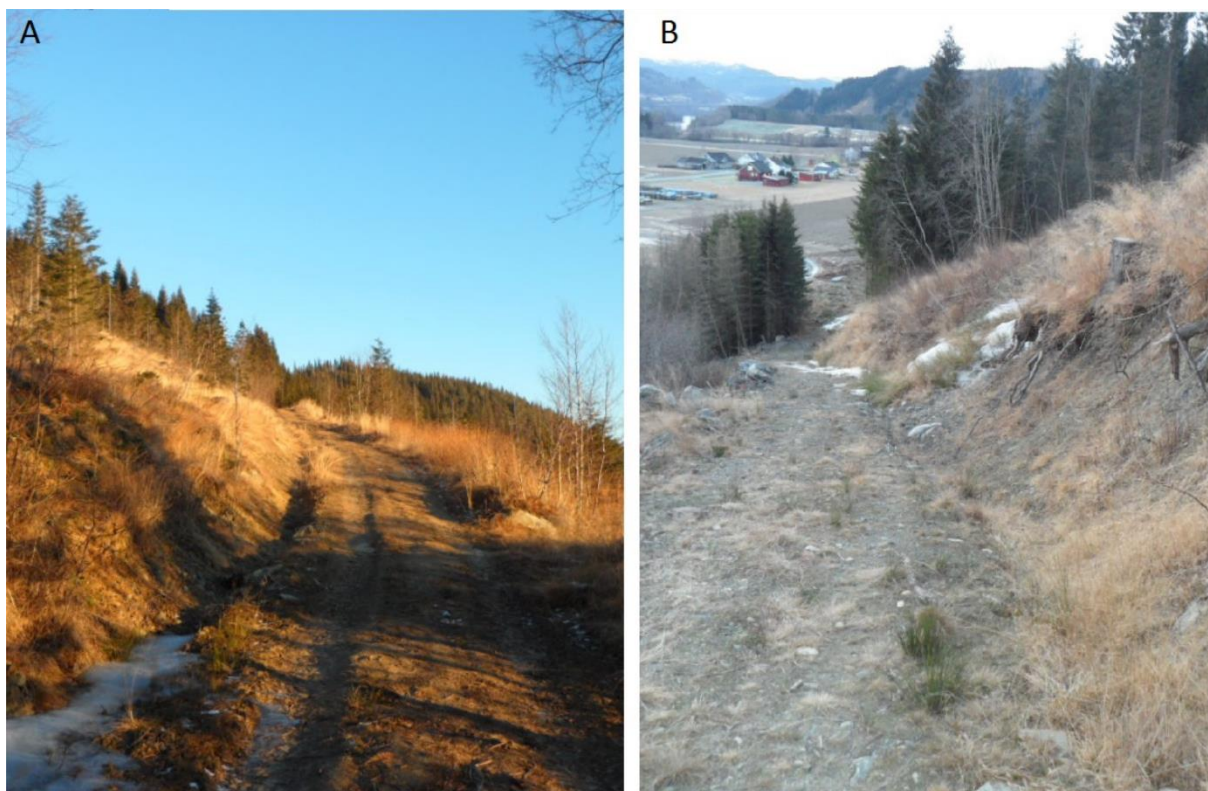
Skogsbilvegar

I studieområdet på Horg delast det inn i tre typar vegar: skogsbilvegar, driftsvegar og køyrespor etter terrengkjøring. Skogsbilvegane eksisterte før det blei utført hogst, medan driftsvegane vart etablert under hogsten. Terrengkjøring nyttast utanfor driftsvegane, og køyrespor er tydelege, sjå figur 5.9.

Langs skogsbilvegane er det anlagt stikkrenner og grøfter, men grøftene er stadvis ikkje kontinuerlege. I kapittel 4.5 blei det gjennomgått normalar for landbruksvegar. Frå feltobservasjonar blir det gitt to vegklasser for skogsbilvegane i studieområdet. Den øvste og slakaste skogsbilvegen blir sett i klasse 3, landbruksveg. Her vart stigninga ved ulike punkt målt til mellom 10-20 % ($5,7^{\circ}$ - $11,3^{\circ}$). Den nedste og brattaste skogsbilvegen blir sett i klasse 7, traktorveg, på grunn av bratt stigning og mindre vegbreidde. Her vart stigninga stadvis målt til 30 % ($16,7^{\circ}$). Figur 5.10 visar eksempel på skogsbilvegar i feltet.

Langs driftsvegane er det ikkje observert stikkrenner eller grøfter. Figur 5.12 og figur 5.11 visar ulike driftsvegar frå hogstfeltet. Driftsvegane er anlagt av kompakterte lokale masser og hogstavfall, ofte med ei bratt vegskjering. Under feltarbeidet vart det stadig observert tydelege vassvegar langs desse vegane. På figur 5.12 ser ein tydeleg vatnet som renn langs køyrespora i driftsvegen. Køyrespora frå terrengkjøringa er svært markerte på figur 5.9, men var ikkje så synlege under feltarbeidet sommaren 2015 pga. vekstsesong med høgt gras.

Langs skogsbilvegane og driftsvegane er det etablert skjeringar inn i lausmassane. Ved målepunkt 201, 202 og 203 blei det målt ein skjeringsvinkel på mellom 35 - 40° . Det vart observert lokale tilsig av vatn langs vegskjeringane. Dette vatnet samlar seg då i vegens dreneringssystem, dersom dette er etablert. Figur 5.11 og figur 5.14A og -B visar eksempel på vegskjeringar i studieområdet. I figur 5.14A og -B kjem vatn til overflata i vegskjeringa.



Figur 5.10. Skogsbilvegar på Horg, der A) er klassifisert som landbruksveg (bilete mot nordaust), medan B) er klassifisert som traktorveg (bilete mot sør) (foto: Marit Bakken Gjørva (15.01.2016)).



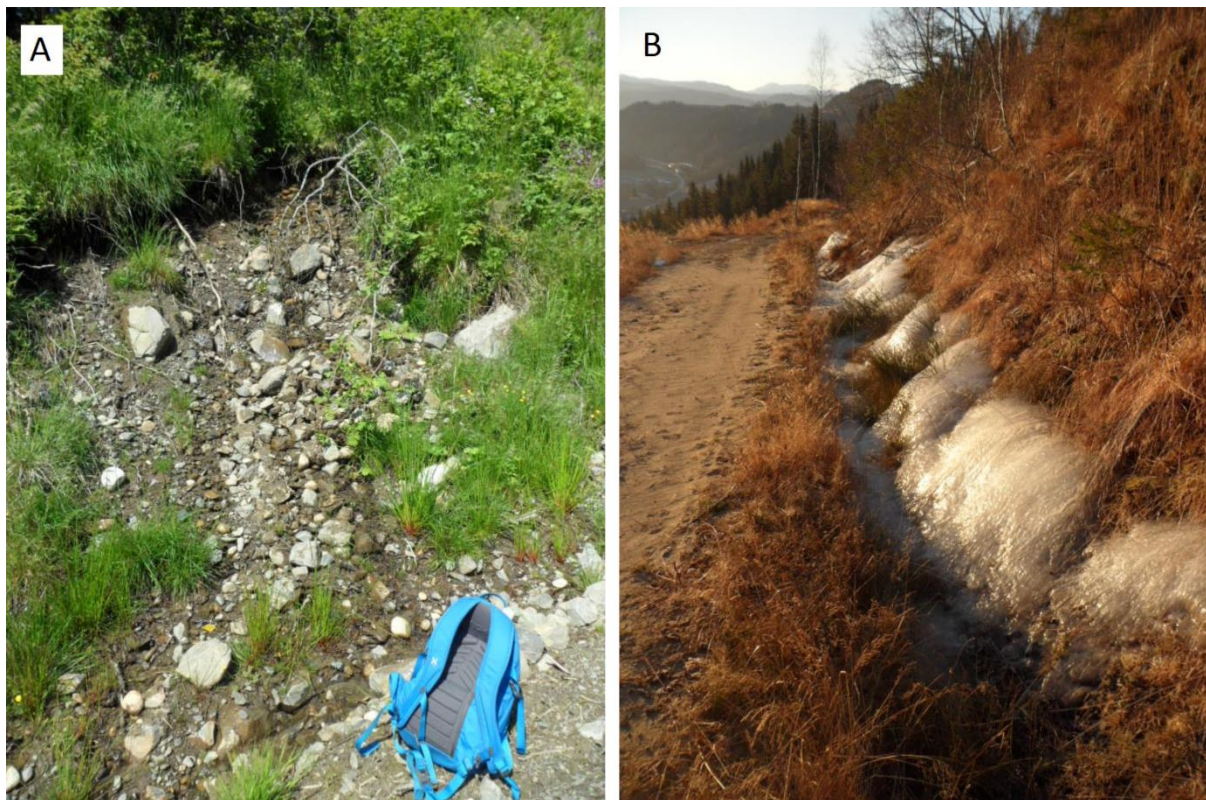
Figur 5.11. Driftsveg på Horg, med skjering i forvittringsmateriale (bilete mot nordaust) (foto: Marte Bakka Stemland (04.08.2015)).



Figur 5.12. Driftsvegar på Horg, der vatn renn i køyrespora (bilete A mot nord og bilete B mot søraust) (foto A: Marte Bakka Stemland (03.07.2015), foto B: Marit Bakken Gjørva (02.07.2015)).



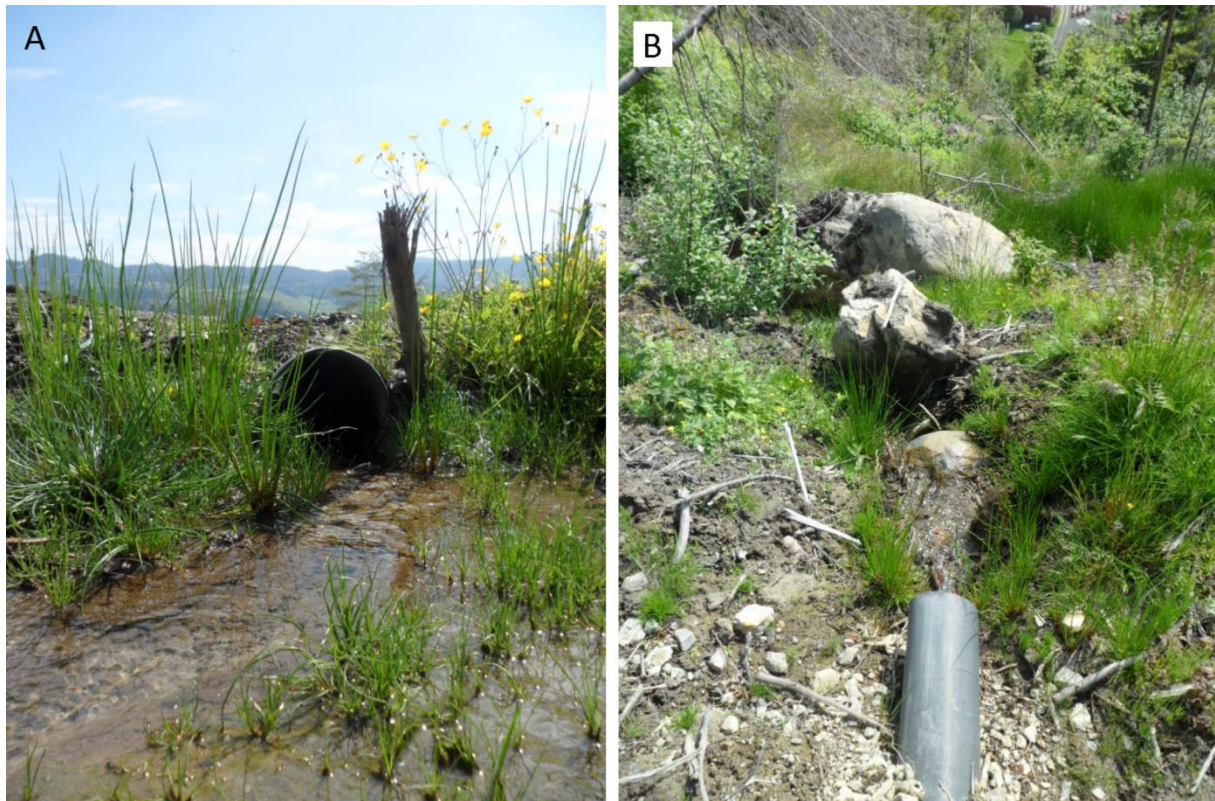
Figur 5.13. Køyrespor etter terrengkjøring på Horg (bilete mot vest) (foto: Marte Bakka Stemland (15.07.2015)).



Figur 5.14. Vegskjeringar langs skogsbilvegar i studieområdet på Horg. A) Liten utgliding av materiale i skjeringa (bilete mot nordvest), B) isdanning i skjeringa grunna tilsig av vatn (bilete mot sørvest) (foto: Marit Bakken Gjørva (A (02.07.2015), B: (15.01.2016)).

Stikkrenner og grøfter

I studieområdet på Horg vart det observert 24 stikkrenner fordelt på 21 lokalitetar, som er markert i figur 5.28. Desse er av varierende størrelse og hovudsakleg av materialet plast. Dimensjonering av stikkrenner er beskriven i avsnitt 5.7. Nokon av stikkrennene er anlagt i eksisterande bekkeløp, men ikkje alle. Figur 5.15 visar eit typisk innløp (type C etter figur 4.5) og utløp for stikkrenner i studieområdet på Horg. Innløpet og utløpet er ikkje erosjonssikra og følgjer ikkje eksisterande bekkeløp. Under feltarbeidet sommaren 2015 blei det observert at mesteparten av stikkrennene var forholdsvis nye og opne for vassgjennomstrøyming. Ingen var tette eller delvis tette. På grunn av den bratte stigninga er det anbefalt maksimal avstand på minimum 50 meter mellom stikkrennene. Avstanden mellom stikkrenne varierer frå 10-302 meter, og er i 10 av 16 tilfelle lengre enn 50 meter.



Figur 5.15. Innløp (A) og utløp (B) til stikkrenne nr. 518. Stikkrenne 518 har ein ytre diameter på 150 mm og indre diameter på 135 mm (begge bileta mot søraust) (foto: Marit Bakken Gjørva (02.07.2015)).

På feltarbeid utført den 15.01.2016 vart det observert at mange av innløpa var fryst, slik at vatnet som skulle gå i stikkrenna har flomma over vegen og fryst, slik som figur 5.14B og figur 5.16 visar. Dette var situasjonen ved fleire av stikkrennene med indre diameter på 135 mm.

Langs skogsbilvegane er det etablert grøfter, men desse er stadvis ikkje kontinuerlige. Ingen av grøftene er erosjonssikra og består av stadlege materialar, jord med lett vegetasjon og stein. Grøftene bar preg av erosjon og ved spesielt steil helling var grøftene erodert ned til bart berg. Grøftematerialet bestod typisk av grovare fraksjonar som grus og stein, og av lite finmateriale da dette mest sannsynleg er erodert/vaska bort. Figur 5.17 visar eit typisk grøfteprofil langs skogsbilvegane på Horg.



Figur 5.16. Fryst innløp til stikkrenner nr. 102 (fremst) og 103 (bakarst) (bilete mot sør) (Foto: Marit Bakken Gjørva (15.01.2016)).

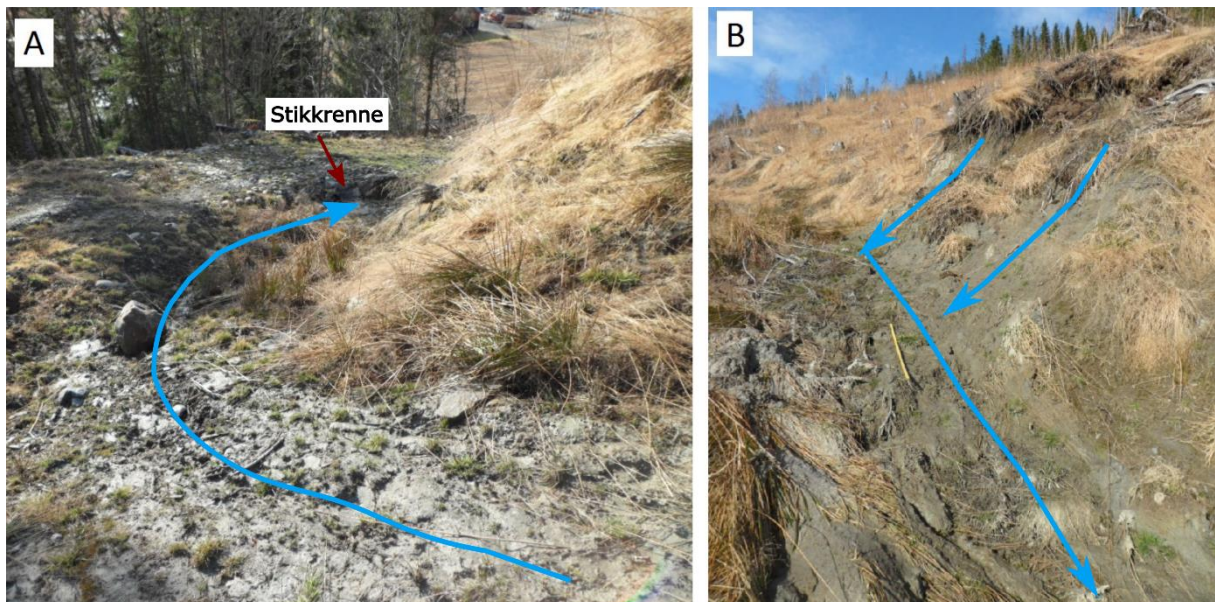


Figur 5.17. Typisk grøft fra studieområdet på Horg. Boka i løpet er 17 cm lang og 12 cm brei (bilete mot nord) (Foto: Marit Bakken Gjørva (15.01.2016)).

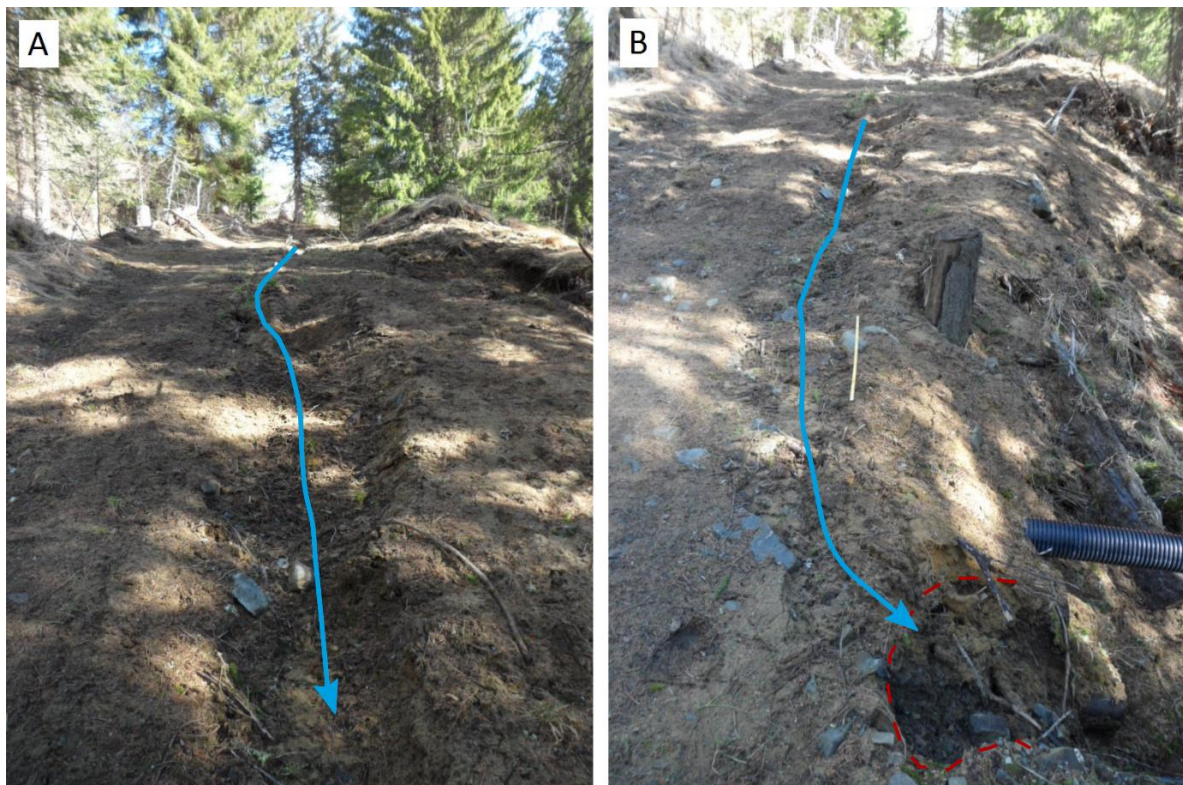
Erosjon og utglidingar

Under feltarbeid i studieområdet på Horg den 18.04.2016 blei det observert sju mindre utglidingar av massar frå skjeringa langs nedre skogsbilveg. Fleire av desse utglidingane hadde fylt grøfta og ved fire tilfelle var innløpet til stikkrennene delvis tetta av materiale. Dette hadde ført til at vatn hadde rent langs vegen og erodert i vegbana. I ettertid har det blitt grave i innløpet slik at det no er vassføring i stikkrenna. Store mengder materiale ligg likevel framleis att i innløpet og vil bli erodert ved større vassføring.

Figur 5.18 visar ei utgliding frå skjeringa til driftsvegen som har rent ned på skogsbilvegen og fylt innløpet til stikkrenne nr. 112 med massar. Figur 5.19 visar ei ca. 20 meter lang erosjonsrenne i vegmassane til nedre skogsbilveg. Dei øvste fem meterane var der under tidlegare feltarbeid, men dei resterande 15 meterane er nye. Figur 5.20 visar to stikkrenner som har fått innløpet delvis oppfylt av massar. Figur 5.21 visar ei utgliding frå skjeringa som har fylt grøfta og gått ut i vegbana. Figur 6.3 visar svært vassmetta materiale i brotflata til ei utgliding. Tidspunkt for hendingane er uvisst, men det er sannsynleg at dei skyldast sterk snøsmelting og eventuell nedbør. Døgnverdiar for nedbørsstasjonen Løksmyr visar at frå 17-28. mars smelta det 55 cm snø, medan det i perioden 18-23. mars kom 66,8 mm nedbør i form av regn (sjå vedlegg B.4). Dette vil ha bidratt til stor vasstilførsel til lausmassedekket og overflateavrenninga, og kan vere ein mogleg årsak til observerte utgliding og erosjon.



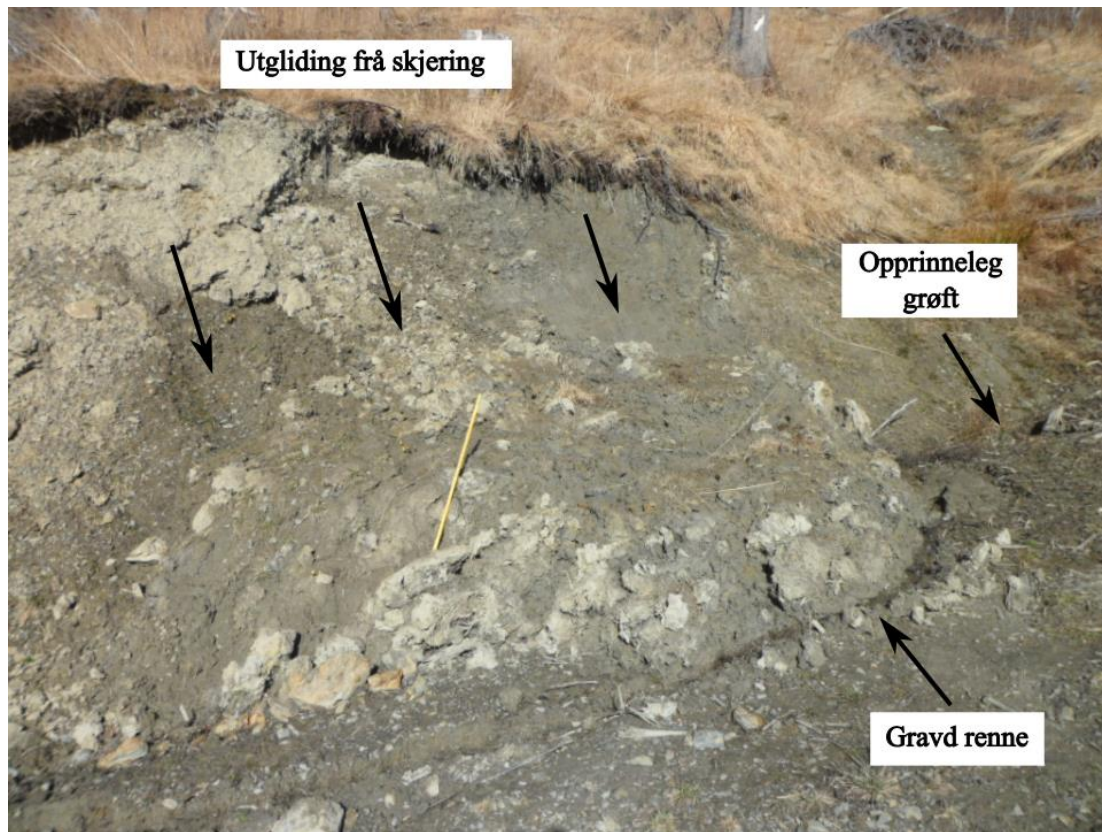
Figur 5.18. Utgliding frå skjering til driftsveg har ført til at strøymande masser har fylt innløpet til stikkrenne 112 (bilete A mot søraust og bilete B mot sørvest) (foto: Marit Bakken Gjørva (18.04.2016)).



Figur 5.19. Erosjonsrenne i nedre skogsbilveg på Horg. Dei blå pilene indikerer der vatnet har fylgt vegen og erodert i vegmassane. Raud stipla linje indikerer erosjon av vegkant. Bileta er mot nordaust (foto: Marit Bakken Gjørva (18.04.2016)).



Figur 5.20. Delvis tetta innløp til stikkrenner langs nedre skogsbilveg på Horg. A) Innløpet (stikkrenne nr. 510) har blitt fylt av finkorna masser frå ei utgliding i vegskjeringa. Vatn har så flomma forbi innløpet og inn i vegbana (blå pil). Innløpet har så blitt delvis grave opp slik at vatn går i stikkrenna igjen (bilete mot sør). B) Innløpet til stikkrenna (nr. 509) er delvis fylt opp med massar (bilete mot sør) (foto: Marit Bakken Gjørva (18.04.2016)).



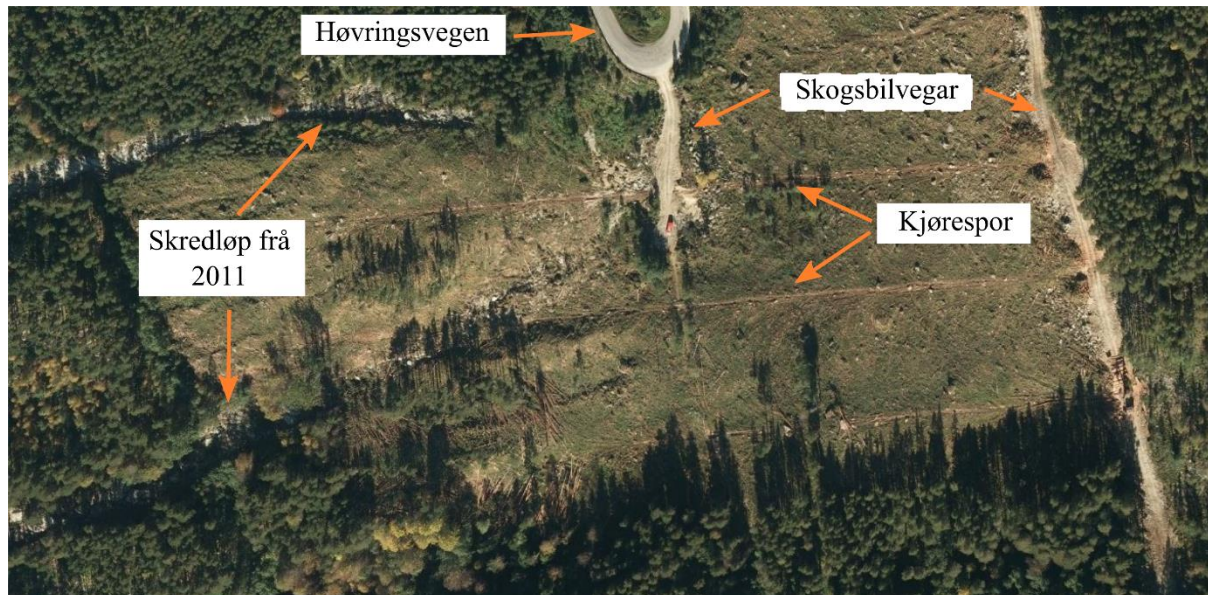
Figur 5.21. Utglliding frå skjering kartlagt som hav- og fjordavsetning på Horg som har fylt grøfta og gått ca. 1 meter ut i vegbana. Det er gravd ei renne i forkant av massane for å føre vatn frå grøfta forbi (bilete er mot nordvest) (foto: Marit Bakken Gjørva (18.04.2016)).

5.4.2 Høvringslia

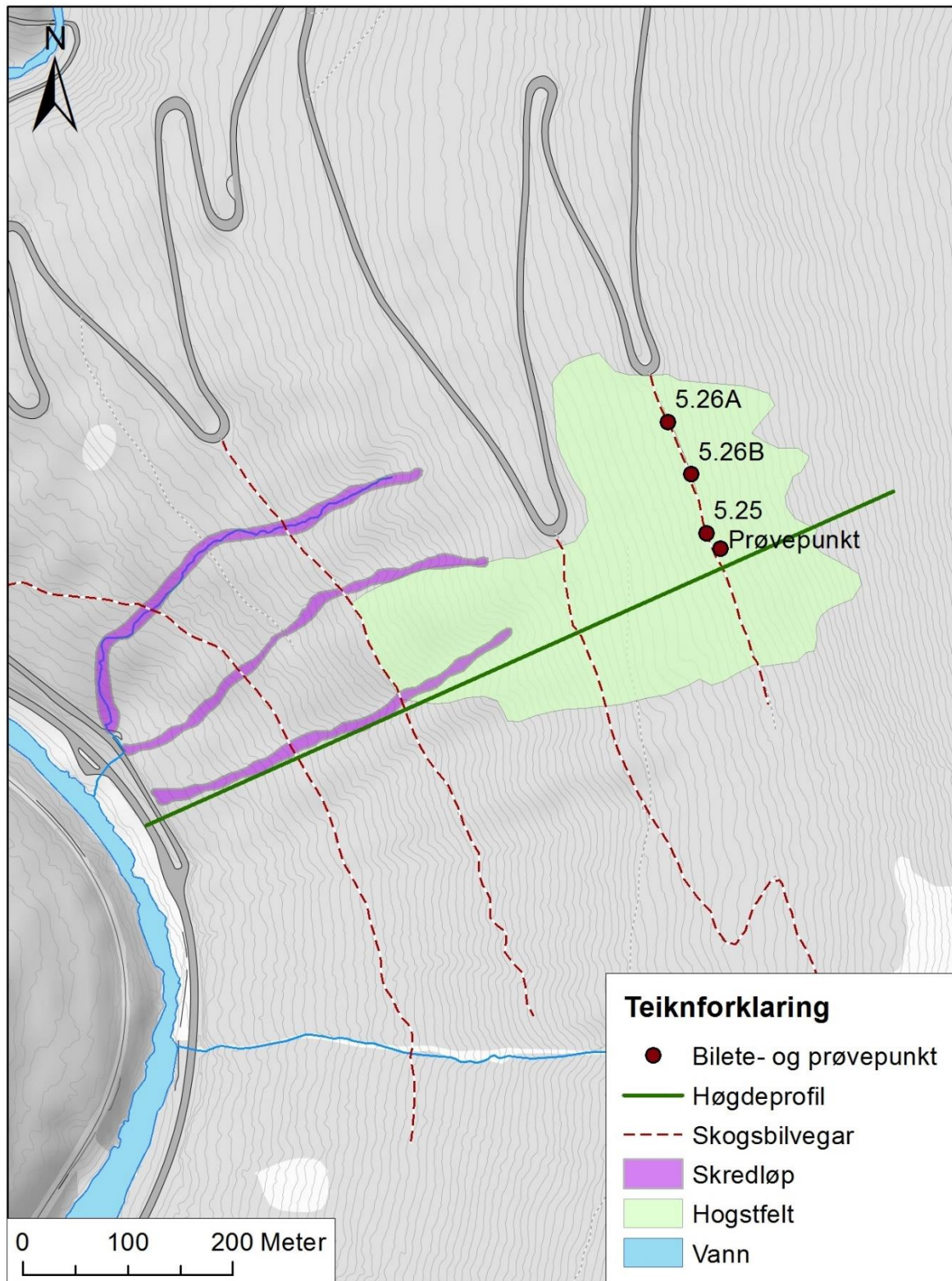
Hogstflata i Høvringslia er synleg frå E6, sjå figur 5.22. Hogstflatene i Høvringslia har eit areal på ca. 89963 m² og det er i hovudsak furu som er tatt ut. Figur 5.24 visar utstrekning på hogstfelt, skogsbilveggar, bekkar og skredløp frå 2011, samt lokalitet for bileter og punkt for moreneprøve. Skredløpa vart ikkje studert nærmare i felt. Som skuggerelieffet visar (vedlegg A.1), er det fleire tydelege ravinar og erosjonsrenner i dalsida. Vegbana til skogsbilvegane er horisontal og følgjer i stor grad same høgdekurve. Det er ikkje etablert dreneringssystem langs vegen, og på nedsida av øvste vegen er det dumpa store mengder hogstavfall (sjå figur 5.26A). Vegskjeringane er bratte og visar teikn på utglliding og erosjon (sjå figur 5.25 og figur 5.26B). Figur 5.23 visar eit flyfoto av Høvringslia datert 11.09.2011. Her er køyrespora etter terrengkjøring tydelege. Ut frå flyfotoet ser det i tillegg ut til at skredbanene frå 2011 går ned til berget.



Figur 5.22. Hogstfeltet i Høvringslia, tatt frå E6, mot nordaust (foto: Terje H. Bargel (21.04.2014)).



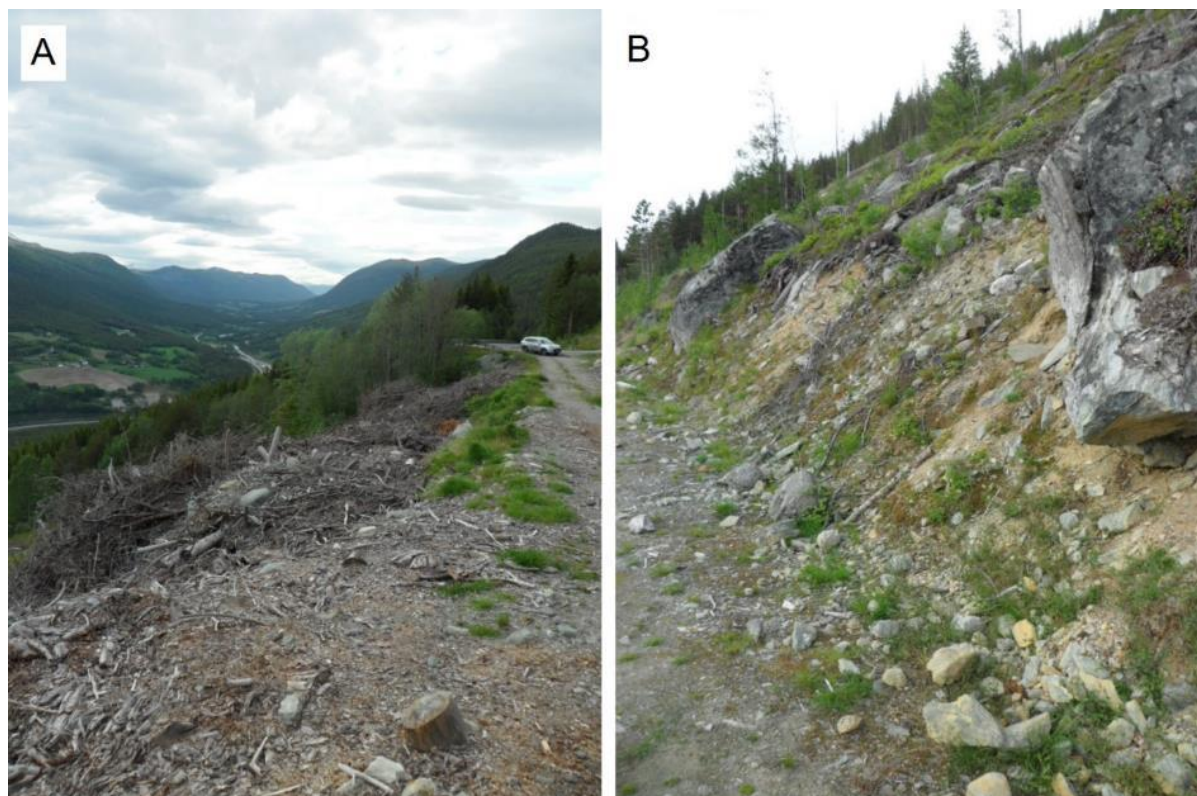
Figur 5.23. Flyfoto over hogstfeltet i Høvringslia datert 17.09.2011. Skogsbilveg, kjørespor og skredløp er markert. Modifisert etter Norge i bilder (2011).



Figur 5.24. Menneskelege inngrep, bilete- og prøvepunkt for Høvringslia. Kart er produsert av forfattar og bakgrunnskart er av Statens kartverk (2007a). Hogstfeltet og skredløpa (frå 2011) er satt til 30 % gjennomsiktigheit og fargen kan derfor variere avhengig av bakgrunnen. I tillegg er linje for høgdeprofil frå figur 5.7 markert.



Figur 5.25. Øvste skogsbilveg i Høvringslia, her har det skjedd ei utgliding av materiale frå oversida av vegen (bilete mot sør) (foto: Terje H. Bargel (01.07.2015)).

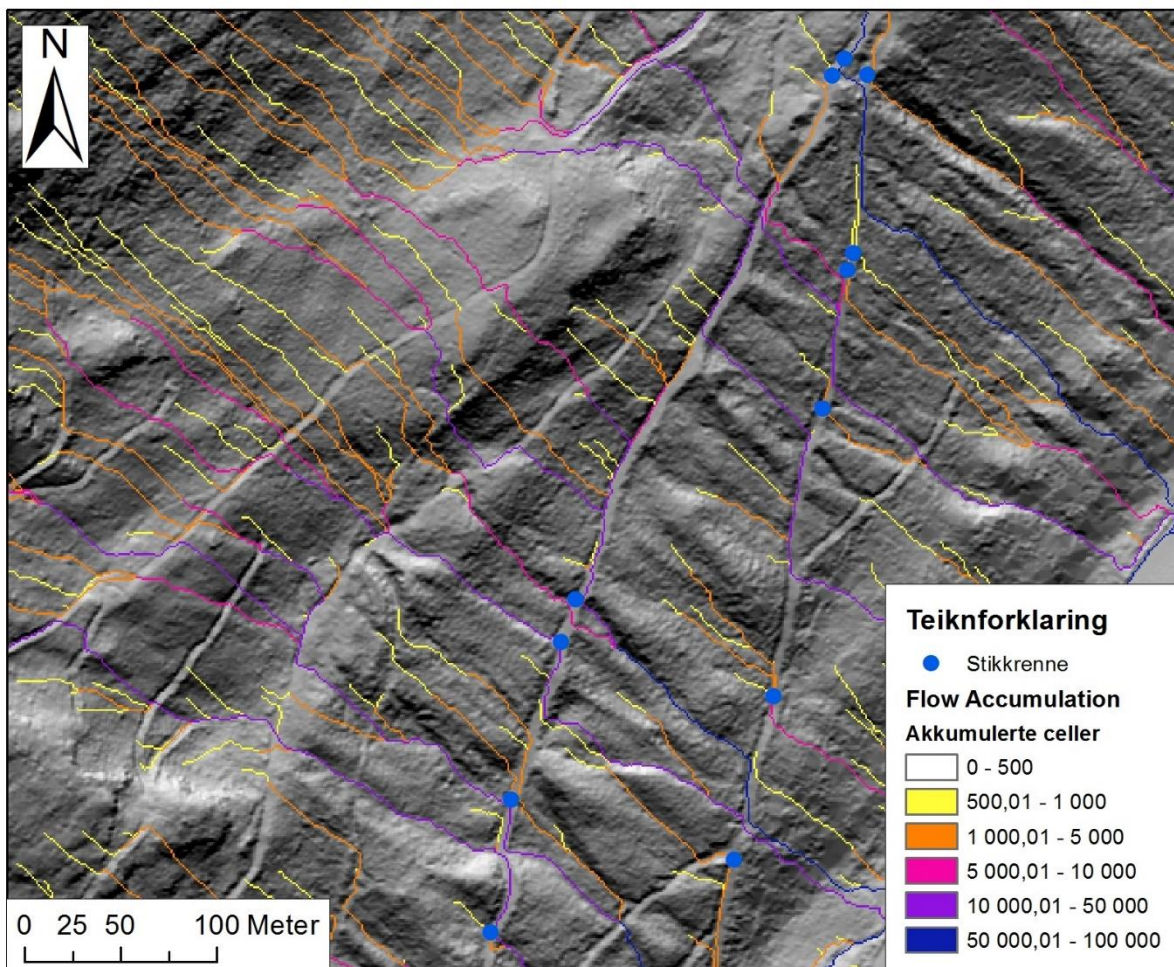


Figur 5.26. Øvste skogsbilveg i Høvringslia med hogstavfall og skjering, A) visar hogstavfall dumpa på nedsida av vegen og B) visar vegskjering på oversida av vegen (begge bileta er mot nord) (foto: Marit Bakken Gjørva (01.07.2015)).

5.5 GIS-analysar

GIS-analysane er utført med programmet ArcGIS på ein DEM. DEMen for Horg har oppløysing på 1x1 m, der datafangsten vart utført av Statens kartverk i 2015. DEMen for Høvringen har oppløysing på 2x2 m og er basert på høgdekurver og punkt med datafangst 10.09.2013. Resultatet frå desse GIS-analysane er presentert i vedlegg A, og er av skyggerelieffkart, hellingskart, *flow direction* og *flow accumulation*.

Flow accumulation visar sannsynlege vassvegar for overflatevatn i skråninga. Figur 5.27 visar eit utdrag av *flow accumulation* over eit skyggerelieffkart ved Horg. Som figuren visar, tar ikkje desse vassvegane omsyn til stikkrennene, og antyder at vatn vil renne langs skogbilvegane i fleire tilfelle. Analysen indikerer at skogsbilvegane har endra det naturlege dreneringsmønsteret i skråninga.



Figur 5.27. Utdrag av *flow accumulation* for studieområdet på Horg. Produsert av forfattern med bakgrunn i lidardata frå Statens kartverk (2015).

5.6 Nedbørsdata

5.6.1 Returperiode for ekstremverdiar

Returperiode for ekstremverdiar er basert på heile driftsperioden til den aktuelle stasjonen. For Horg er data frå nedbørsstasjonen på Lundamo brukt, og denne har driftsperiode mellom 1964-2002. Nedbørstasjonen Høvringen I hadde driftsperiode mellom 1972-2013. Tabell 5.1 visar påreknelege maksimale nedbørsverdiar for desse stasjonane.

Tabell 5.1. Påreknelege maksimale nedbørsverdiar (mm) i løpet av nedbørsdøgnet (07-07) for stasjon 67200 Lundamo (Horg) og 16270 Høvringen (eKlima, 2016).

Returperioder (År)	Metode	Årsverdi Horg (mm)	Årsverdi Høvringen (mm)
5	GUMBEL	41	35
10	GUMBEL	46	41
25	GUMBEL	54	48
50	GUMBEL	59	54
100	GUMBEL	64	59
500	GUMBEL	76	72
1000	GUMBEL	82	77
5	NERC	41	35
10	NERC	47	40
25	NERC	55	48
50	NERC	63	55
100	NERC	72	63
500	NERC	97	85
1000	NERC	110	97

5.6.2 Terskelverdi for nedbør

I metodekapittelet vart det presentert ulike metodar for å estimere terskelverdiar for nedbørsintensitet og varigheit. Metodane til Sandersen et al. (1996) og Meyer et al. (2012) er basert på norske forhold og er vurdert her.

Sidan Lundamo er den nedbørsstasjonen som er nærast dalsida på Horg, er det denne normalen for årsnedbør som nyttast. Denne er på 895 mm. Normal årsnedbør for Høvringen er 440 mm. Kritisk nedbørsmengde med forskjellige varigheiter er presentert i tabell 5.2 basert på årsnedbør.

Tabell 5.2. Terskelverdi for nedbør basert på prosent av årsnedbør, etter Sandersen et al. (1996).

Varighet (timar)	Kritisk nedbørsmengde (%)	Kritisk nedbørsmengde (mm)	
		Horg	Høvringslia
12	5,3	47,4	23,3
24	8,0	71,6	35,2
36	10,3	92,2	45,3
48	12,2	109,2	53,7

Terskelverdiar for kritisk nedbørsmengde over ei viss varighet er vist i tabell 5.3 under.

Tabell 5.3. Terskelverdi basert på samanheng mellom intensitet og varighet, etter Meyer et al. (2012).

Varighet i dagar	I _{MIN} (mm/dag)	I _{MED} (mm/dag)	I _{MAX} (mm/dag)
1	23,2	60,1	107,2
2	19,6	41,9	72,2
3	17,9	33,9	57,3

5.7 Dimensjonering av grøfter og stikkrenner

For dalsida på Horg er det av forfattern utført ei dimensjonering av grøfter og stikkrenner.

5.7.1 Dimensjonering av stikkrenner

Under feltarbeidet vart stikkrennene som ligg i dalsida på Horg lokalisert (sjå tabell C.1.1), og størrelse og materialtypen vart notert. Figur 5.28 visar nedbørsfelta til dei ulike stikkrennene samt størrelse og materialtype. Nedbørsfelta til dei registrerte stikkrennene er varierende i størrelse, der minste areal er på 1279,6 m², medan det største arealet er på 214029,5 m². Det er områder av dalsida som ikkje er knytt til nedbørsfeltet til stikkrennene. Her vil det også renne vatn, men dette vil samle seg i vegens dreneringssystem og renne til næraste stikkrenne. Som forklart i avsnitt 4.5.1, er kravet til minste indre diameter på stikkrenner 300 mm, eller 150 mm om stikkrennene berre har ein drenefunksjon. I studieområdet hadde 15 av 24 stikkrenner indre diameter på 135 mm. For stikkrennene på Horg er det nytta innløpsutforming C, med utstikkande rør-ende, som vist i figur 4.5.

Under kapasitetsberekning og flomberekning for stikkrennene er det ikkje tatt omsyn til tilsig frå grøfter. Avrenninga til stikkrennene vil dermed vere eit minstemål. Avrenningsfaktoren er bestemt etter nedbørsfeltets eigenskapar og er tilpassa gjentaksintervallet. Nedbørsintensiteten vert bestemt frå gjentaksintervall og konsentrasjonstida til feltet. Konsentrasjonstida aukar med aukande lengde av feltet. Gjentaksintervall for nedbørsintensitet er henta frå eKlima (2016). I Sør-Trøndelag er det berre stasjonar i Trondheims-området som har tilgjengeleg data

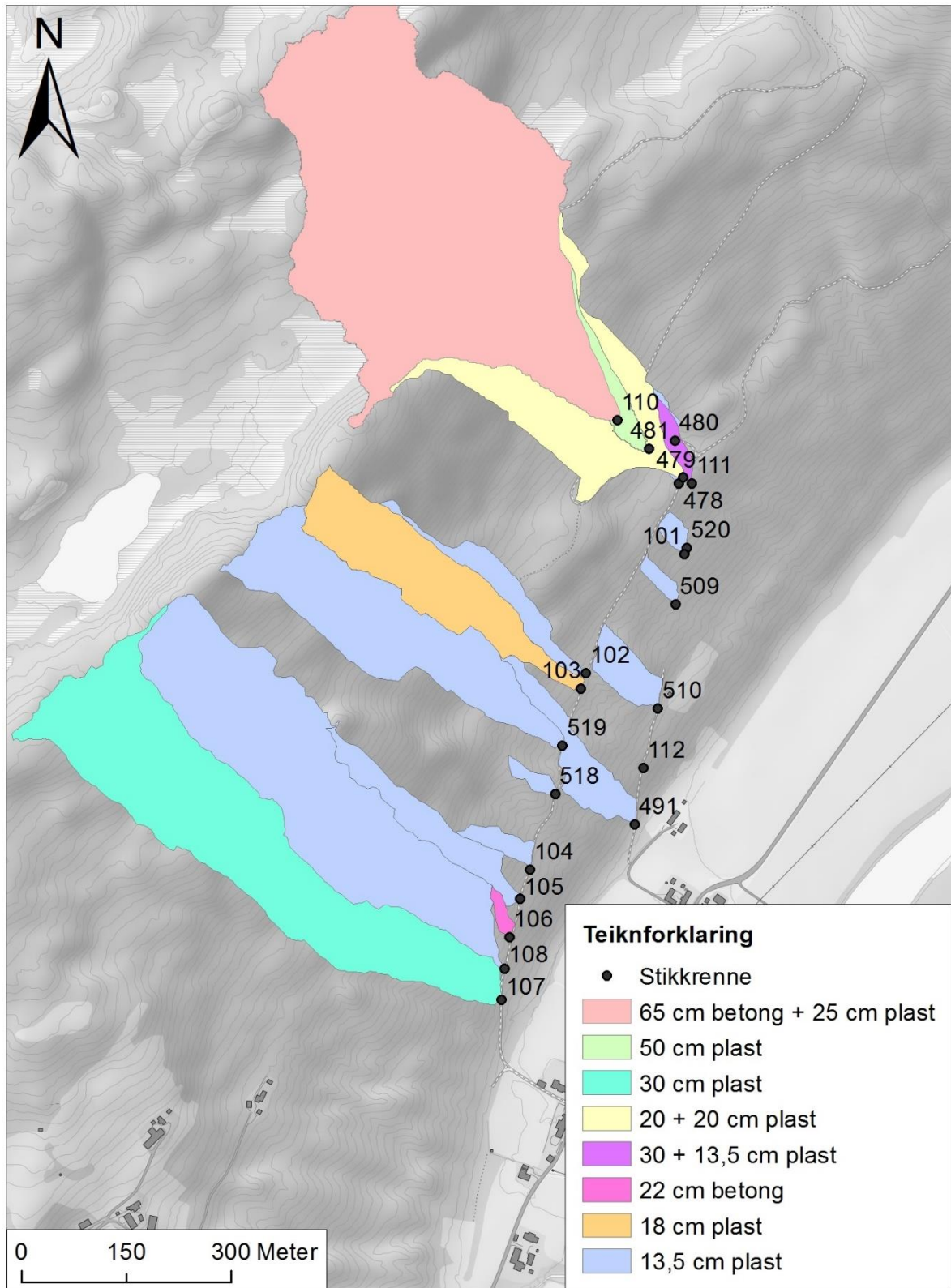
om gjentaksintervall, og derfor er data for stasjon 68230 Trondheim Risvollan nytta (data i vedlegg C.4). Vassføringa i nedbørsfeltet aukar med aukande gjentaksintervall.

Stikkrenner langs landbruksvegar skal etter Fergus et al. (2011) dimensjonert etter nedbørs- og avrenningsforhold ved 25-50 årsflommen (Q_{25-50}). Data for flom- og kapasitetsberekning er presentert i vedlegg C.

Tabell 5.4. Kapasitetsberekning for stikkrenner på Horg dimensjonert for Q_{25} og Q_{50} . Kapasitet angir kor stor kapasitet stikkrenna har. Nødvendig kapasitet angir kor stor kapasitet som er nødvendig ved dette gjentaksintervallet. Ledig kapasitet angir om stikkrenna ved dette gjentaksintervallet har ledig kapasitet eller ikkje. Negativt forteikn angir for liten kapasitet.

Stikkrenne nr.	Indre diameter (ID1) (cm)	ID2 (cm)	Kapasitet (l/s)	Gjentaksintervall 25 år (l/s)		Gjentaksintervall 50 år (l/s)	
				Nødvendig kapasitet	Ledig kapasitet	Nødvendig kapasitet	Ledig kapasitet
478	13,5		16,00	12,0	4,0	14,6	1,4
479	20	20	70,00	815,2	-745,2	992,5	-922,5
480	13,5		16,00	27,0	-11,0	32,7	-16,7
481	50		205,00	690,1	-485,1	840,2	-635,2
110	65	25	384,00	673,9	-289,9	820,4	-436,4
491	13,5		16,00	343,9	-327,9	416,7	-400,7
509	13,5		16,00	12,0	4,0	14,5	1,5
510	13,5		16,00	49,1	-33,1	59,6	-43,6
518	13,5		16,00	12,5	3,5	15,1	0,9
519	13,5		16,00	232,8	-216,8	281,3	-265,3
520	13,5		16,00	10,0	6,0	12,1	3,9
111	30	13,5	73,00	815,3	-742,3	992,6	-919,6
101	13,5		16,00	18,6	-2,6	22,7	-6,7
102	13,5		16,00	66,1	-50,1	80,1	-64,1
103	18		35,00	160,7	-125,7	194,1	-159,1
104	13,5		16,00	23,0	-7,0	27,8	-11,8
105	13,5		16,00	72,2	-56,2	87,4	-71,4
106	22		35,00	9,2	25,8	11,2	23,8
107	30		57,00	357,7	-300,7	435,5	-378,5
108	13,5		16,00	406,6	-390,6	491,3	-475,3

Kapasitetsberekningane i tabell 5.4 antyder at 15 av 20 stikkrennerlokaltetar har for liten kapasitet til å handtere eit nedbørs- og avrenningsforhold som gjentar seg i gjennomsnitt kvart 25 år, og er dermed underdimensjonert. Det er ikkje utført kapasitetsberekning på stikkrenne 112, då denne blei observert for første gong under feltarbeid den 18.04.2016.



Figur 5.28. Nedbørsfelt til stikkrenner langs skogsbilvegen i studieområdet på Horg. Størrelse på stikkrennene er indikert med ulike fargar på nedbørsfelta. Kart utarbeida av forfatternen og bakgrunnskart etter Statens kartverk (2007b).

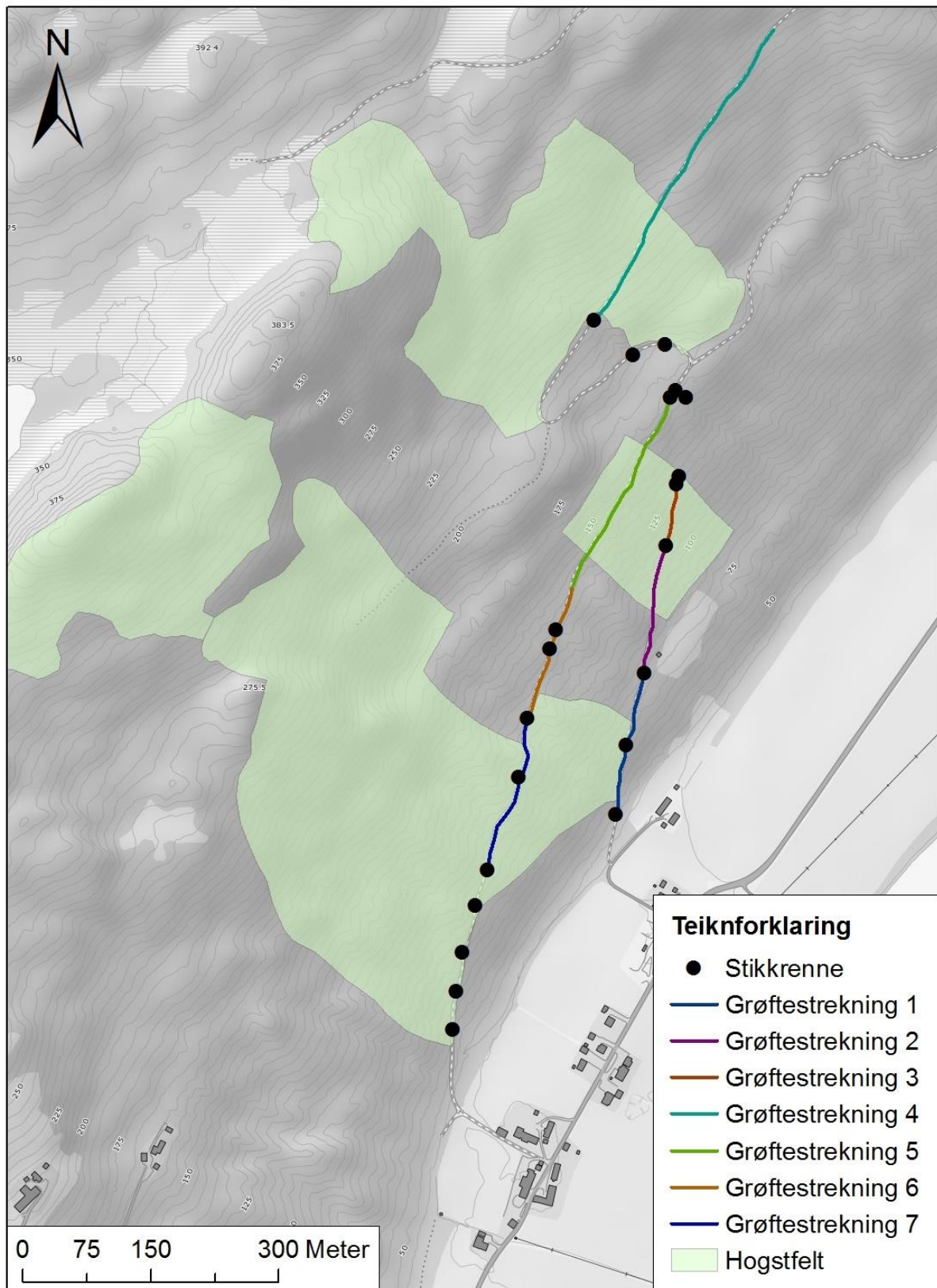
5.7.2 Dimensjonering av grøfter

Grøfter langs landbruksvegar skal, som tidlegare beskriven, vere minimum 20 cm under planum, med botnbreidde på minimum 30 cm. Desse krava er ikkje oppfylt. I studieområdet på Horg er det tatt sju målingar av grøftenes dimensjonar. Ut frå desse er det etablert sju grøftestrekningar, der vasshastigheita kan bereknast. Det blir dermed antatt at grøftedimensjonane er lik for heile strekninga. Desse strekningane er presentert i figur 5.29. Sidan grøftematerialet ikkje er kontinuerlig, og varierer mellom jord utan vegetasjon, småstein og grus, er det valt å sette vasshastigheit utan fare for erosjon til 1,5 m/s for alle grøftestrekningane. Det blir antatt at grøftene har ei ruheit som svarar til 25 etter Mannings tal. Tabell 5.5 presenterer resultatet frå berekningane. Dei berekna vasshastigheitene ligg over den anbefalte verdien for alle grøftestrekningane. Berekningane er vist i vedlegg D.

Tabell 5.5. Berekna og anbefalte vasshastigheiter for målte grøftestrekningar langs skogsbilvegen på Horg.

Grøftestrekning nr.	Berekna hastigheit (m/s)	Anbefalt hastigheit (m/s)	Differanse
1	3,53	1,50	+2,03
2	4,28	1,50	+2,78
3	3,87	1,50	+2,37
4	4,19	1,50	+2,69
5	4,50	1,50	+3,00
6	3,22	1,50	+1,72
7	4,50	1,50	+3,00

Det er knytt usikkerheit til desse berekningane. Ein faktor er målefeil under måling av grøftas dimensjonar for å finne arealet. Ein anna faktor er at det er berre tatt ei måling pr. grøftestrekning, og denne grøftedimensjonen er så antatt å gjelde for heile strekninga. Denne målinga er ikkje nødvendigvis gjeldande for heile strekninga grunna lokale forskjellar. Det er også knytt usikkerheit til val av Mannings tal. Ifølgje Fergus et al. (2011) har ei grøft med ru dekke eit Mannings tal på ca. 25 og derfor er denne verdien nytta.

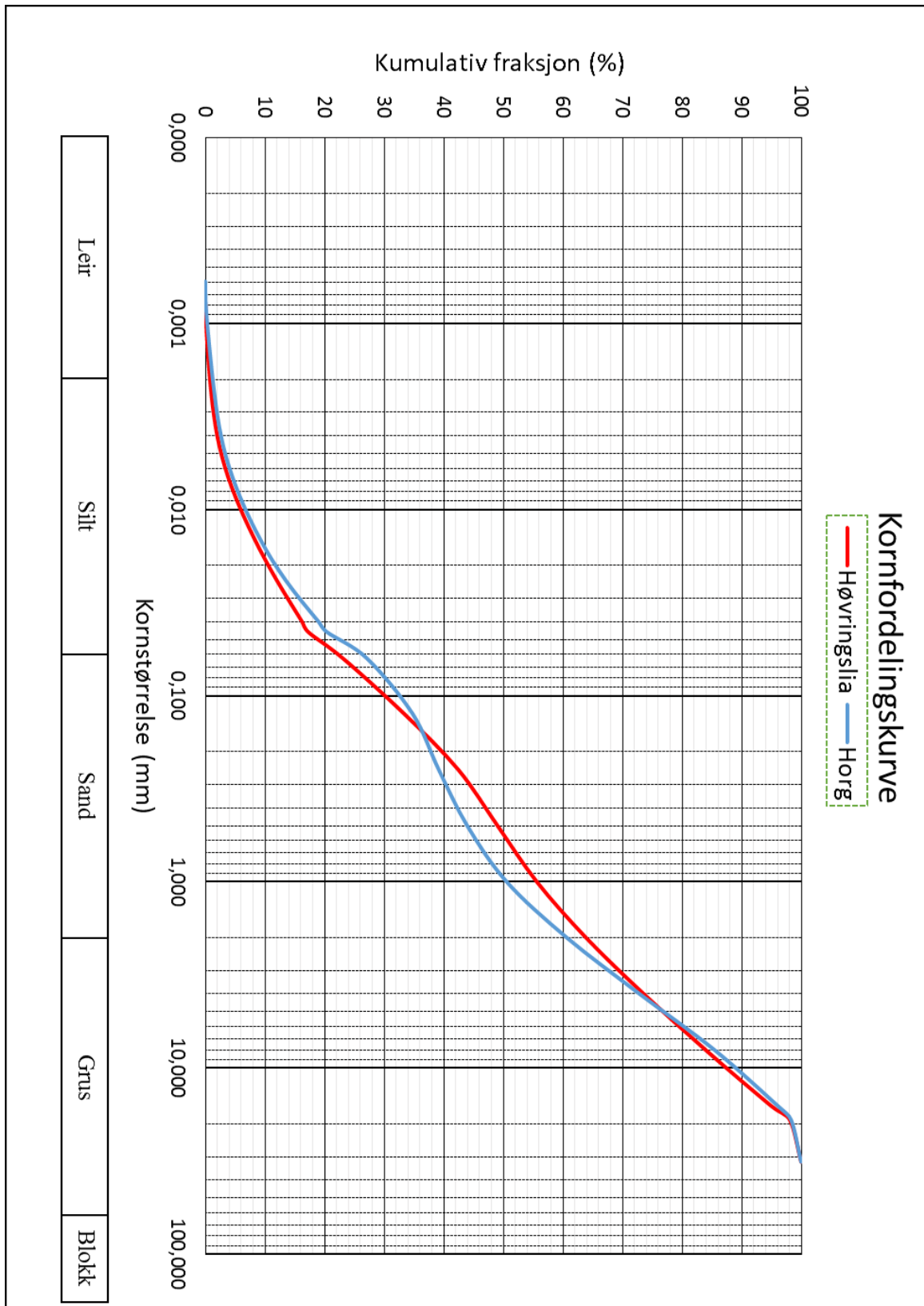


Figur 5.29. Grøftestrekningar på Horg, kart utarbeida av forfattaren og bakgrunnskart etter Statens kartverk (2007b).

5.8 Laboratorieanalysar

Figur 5.30 visar samansett kornfordelingsanalyse av morenemateriale frå Horg og Høvringslia basert på resultat frå sikteanalyse og finstoffanalyse ved laserdiffraksjon. Lokalitet for prøvene er vist i figur 5.1 (punkt 5.3B) og figur 5.24. Kornfordelingane visar at morenematerialet inneheld alle fraksjonar frå leir til grus, da blokkinnhaldet ikkje er vurdert i analysen. For Horg er grusfraksjonen i morenematerialet er på ca. 40 %, sandfraksjonen er på ca. 33 %, siltfraksjonen er på ca. 25 % og leirfraksjonen på ca. 2 %. Ut frå kornfordelingsanalysen består morenematerialet i Høvringslia av ca. 21 % silt, 2 % leir, 40 % sand og 37 % grus (sjå kornfordelingskurve i figur 5.30).

Frå visuelle undersøkingar av prøvematerialet og ved å vise til figur 2.6A og –B, vurderast materialet frå Horg å generelt vere kantavrunda og stengelig, men med nokon flisige korn. Materialet frå Høvringslia vurderast også som kantavrunda, men med hovudsakeleg stengelig kornform. Nokon av partiklane i morenematerialet frå Horg har preg av forvitring, medan eit belegg av rustutfelling pregar nokon av partiklane frå Høvringslia. Dei større fraksjonane i morenematerialet frå Høvringslia består av glimmerskifer. Morenematerialet frå Horg består av hovudsakeleg av grønstein samt noko gneis og granitt.



Figur 5.30. Kornfordelingsanalyser for morenemateriale frå Horg og Høvringslia.

Kapittel 6 Diskusjon

I dette delkapittelet vil resultatene bli diskutert og analysert med utgangspunkt i bakgrunns litteraturen og problemstillinga. Geologiske, hydrologiske, geomorfologiske og menneskelege forhold som kan påverke skredfaren i studieområda vil bli diskutert.

6.1 Geologiske forhold

Geologiske faktorar som påverkar skråningsstabiliteten er som nemnt berggrunn, skråningsstruktur og lausmassar. Ved Horg er leirskifer ein bergartstype som lett utsettast for forvitring, noko som førar til reduksjon i styrke, elastisitet og kornstørrelse. Ifølgje Gerrard (1994) vil dette redusere skjærstyrken og dermed auke sannsynet for massebevegelse i forvittra lausmassar. Lagdelinga i skiferen har bratt fall ut mot dalen, noko som gir lite støtte til lausmassane, som forklart av Sidle (1985) og Chatwin et al. (1994). Sidan bergarten er skifrig er det tvil om kva som eigentleg er sprekkar, sidan skifrigheitsplan kan vere svakheiter i berget utan at det er ein sprekk. På overflata vil skifrige bergartar normalt splittast opp i flak pga. overflateforvitring, medan berget kan framstå som massiv nokon meter under overflata (NGI, 2013). I rhyolitten er det ikkje observert oppsprekking og bergarten opptreer massiv. Sidan graden av oppsprekking i bergartsstrukturen er lav gir dette liten moglegheit for eventuell rotforankring i bergmassen. Morenedekket er tynt, medan havavsetninga har større mektigheit. Dette kjem tydeleg fram i skyggerelieffet (vedlegg A.1) der havavsetninga har preg av ravinar og erosjon, medan fjellformasjonane er meir tydelege gjennom morenedekket. Til tross for erosjonsrennene i dalsida er det ikkje spor etter skredavsetningar på botnen av skråninga.

Bergartane i Høvringslia har også fall tilnærma parallelt med dalsida. Sidan berggrunnen ikkje blei tilstrekkeleg observert under feltarbeidet er det vanskeleg å kunne seie noko om oppsprekking og sprekkarakter. Morenedekket er tjukt i nedre del av skråninga, der ravinar er tydelege i skuggerelieffet (sjå vedlegg A.1) og tynnare i øvre del av skråninga.

Dei geotekniske eigenskapane til morene kontrollerast av avsettingsprosessen. Avsettinga påverkar fleire viktige karakteristikkar som kornfordeling, spenningshistorikk, fordeling i avsettingssekvensar, nærvære av lagdelte horisontar og oppsprekking i morena. Prosessar etter avsetting som påverkar dei geotekniske eigenskapane er også viktig. Dette er prosessar som involverer fukting, uttørking, frysing/tining, massebevegelse og utvasking av

finmateriale (Boulton og Paul, 1976). Klimaendringar med større nedbørsmengder og temperaturaukning kan dermed medføre at dei geotekniske eigenskapar til morena endrast.

Det er kjent at det er ein samanheng mellom porevasstrykksoppbygging og kornstørrelse for nedbørsutløyste jord- og flomskred (Iverson, 1997; Wang og Sassa, 2003). Dette skyldast at permeabiliteten i lausmassar av finare kornstørrelsar er mindre, noko som gjer at oppbygging av porevasstrykket går raskare. I tillegg kan eit høgt innhald av leirpartiklar redusere infiltrasjonskapasiteten og føre til større overflateavrenning og dermed gi fare for jord- og flomskred under intensive eller langvarige nedbørsperiodar (Walberg og Devoli, 2014). I denne oppgåva er det utført kornfordelingsanalyser på morenemateriale frå Horg og Høvringslia (sjå avsnitt 5.8). Dei resterande avsettingstypene på Horg (strand-, hav- og fjordavsetning og forvittringsmateriale) er vurdert ut ifrå feltstudie og visuelle undersøkingar (sjå avsnitt 5.2). Finstoffandelen (silt og leir) ligg på 23 % for moreneprøve frå Høvringslia og 27 % for moreneprøva frå Horg. Som det kjem fram av tabell 2.5, er dette typiske verdiar for finstoffinnhald i morenar i Noreg. Frå dette er det vurdert at lausmassedekket på Horg og Høvringen inneheld ein stor nok del finstoff til å tillate oppbygging av porevasstrykk. På grunn av det høge finstoffinnhaldet er det også truleg at morena på Horg og i Høvringslia er avsett som botnmorene. Det er berre utført kornfordelingsanalyse på ei moreneprøve i kvart studieområde. Unøyaktigheit ved uttak av prøve og tap av materiale under laboratorieundersøkingane kan gi moglege feilkjelder. Denne menneskelege feilkjelda vurderast som liten av forfattaren. Sidan prøvene er tatt i overlata av lausmassedekket kan lokal utvasking av finstoff føre til at prøvene ikkje er heilt representative for heile morenedekket i studieområda.

Skred utløysast ofte i kontakta mellom lagdeling pga. forskjellar i permeabilitet, og det skjer ei porevasstrykksoppbygging. Slik lagdeling kan skyldast ulik komprimeringsgrad i lausmassane eller i kontakta mellom lausmassar og meir impermeabel berggrunn. Dette er ein typisk situasjon for utløysing av jordskred i norske morenar, der det øvre «aktive laget» har ein porøs struktur som er svært gjennomtrengelig for vatn. I tjuke morenedekker kan det aktive topplaget gli på eit meir konsolidert lag i morenen eller rett på berggrunnen om lausmassane har liten mektigheit, jamfør figur 2.41 (Norem og Sandersen, 2014). Både Høvringen og Horg ligg i den kald tempererte klimasona og er dermed utsett for telepåverknad, som saman med uttørking, røter og biologisk aktivitet bidreg til at det «aktive laget» får ein porøs struktur. Dei geologiske forholda i morenematerialet ligg derfor til rette for poretrykksoppbygging i ei eventuell lagdeling eller i kontakten med berggrunnen. Det er

ikkje observert ei lagdeling i lausmassedekket i studieområda. Det «aktive laget» kan derfor der mektigheita er liten nok ligge rett på berggrunnen. Berggrunnen kan då verke som eit eventuelt glideplan.

6.2 Hydrologiske og meteorologiske forhold

Nedbør og snøsmelting, infiltrasjon og avrenning er hydrologiske forhold som har mykje å seie for utløyning av skred (Sidle, 1985; Sidle og Ochiai, 2006). I kva grad vatn vil infiltrere eller renne på overflata avheng av lausmassane. I dalsida på Horg er infiltrasjonen størst i øvre delen av skråninga pga. morenematerialet, medan vatnet i større grad er overflateavrenning i nedre del. Dette skyldast den finkorna og kompakterte hav- og fjordavsetninga. Her vil vatnet i større grad erodere i overflata og gå i renner og ravinar. Hogstområdet i Høvringslia består av morenemateriale og her vil ikkje skilnadane i infiltrasjon og avrenning vere like store som på Horg.

Terskelverdiar for skredutløyning som følgje av nedbør er estimert av mellom anna Sandersen et al. (1996) og Meyer et al. (2012). Ved å samanlikne desse terskelverdiane med maksimale nedbørsverdiar er det mogleg å sei noko om returperioden for nedbør som kan føre til utløyning av skred i studieområda. Etter Sandersen et al. (1996) er kritisk nedbørsmengde med varigheit på 24 timar 71,6 mm for Horg og 35,2 mm for Høvringslia. Dette svarar til ekstremnedbør med returperiode mellom 100 og 500 år for Horg, og 5 år for Høvringslia. Desse data er basert på nedbørsstasjonane som er nærast studieområda (Lundamo og Høvringen) og det er knytt usikkerheit til om målingane er gjeldande for studieområda, til tross for kort avstand. Lokale forskjellar mellom målestasjon og studieområdet kan føre til at målingane ikkje er representative for området, og vil ikkje gi eit fullstendig korrekt bilete av nedbørssituasjonen. For eksempel ligg målestasjonen Lundamo i ein sidedal til Gauldalen, medan Horg ligg i hovuddalføret, noko som kan gi lokale variasjonar i nedbørsmønster. I tillegg var stasjonen Lundamo berre i drift fram til 2002, og nedbørsdata frå dei siste 14 åra er dermed ikkje med i statistikken. Terskelverdirekningane er også basert på årsnedbør frå normalperioden 1961-1990, men som figur 2.46 visar har årsnedbøren auka sidan 1970 og det er usikkert kor representative desse verdiane er for årsnedbøren no og i framtida. Ifølgje Meyer et al. (2012) er terskelverdi for døggnedbør ved utløyning av jord- og flomskred mogleg ved 23,2 mm, svært sannsynleg ved 60,1 mm og sikkert ved 107,2 mm. Meyer sin terskelverdi er generell for Noreg og tar ikkje omsyn til variasjonar i klima, medan Sandersen sin terskelverdi er basert på årsnedbøren til det aktuelle området. Sandersen sin terskelverdi

blir difor sett på som best egna av forfattaren for å samanlikne terskelverdien for utløyising av skred mellom dei to studieområda.

I nedbørsdøgnet for skreda i Høvringslia i 2011 er det registrert 50,4 mm nedbør på målestasjonen Høvringen I, sjå vedlegg B.3 (eKlima, 2016). Sidan tidspunkt for skreda ikkje er kjent (bortsett frå «utover dagen den 10. juni») og målestasjonen ikkje har detaljert nedbørsmåling er det vanskeleg å sei noko om eksakte nedbørsmengder som førte til skredutløyising. I tillegg til store nedbørsmengder var sterk snøsmelting også ein viktig faktor for utløyising (Walberg og Devoli, 2014).

6.3 Geomorfologiske forhold

Hellingsgrad har stor betydning for kor utsett eit terreng er for jord- og flomskred, og spesielt for moglege utløyisingssområder. Hellingskart for Horg og Høvringslia er presentert i vedlegg A.2. Observasjonar samt det detaljerte hellingskartet for Horg visar at terrenget er kupert med stadvis stor nok helling til å vere mogleg utløyisingssområde for jordskred (25° til 45°). På grunn av nettverket av drifts- og skogsbilvegar går hellinga frå under 10° i vegbana til over 45° i skjering og fylling. Under spesielt ugunstige forhold kan jord- og flomskred utløyisast ved hellingsvinklar ned til 20° , sjå eksempelvis NVE (2013b) og Bargel et al. (2014).

Ugunstige forhold kan skyldast skogshogst og vegbygging i forbindelse med skogshogst, slik som i stor grad har blitt utført i dalsida på Horg. Dei menneskelege inngrepa, omtalt av bl.a. Highland og Bobrowsky (2008) og Norem og Sandersen (2014) samt illustrert ved eksempelvis figur 2.38 og figur 5.11, har dermed gjort skråninga meir utsatt for skredaktivitet ved å gjere ein større del av skråninga til mogleg utløyisingssområde. Observasjonar og hellingskartet for Høvringslia visar at store delar av skråninga er brattare enn 30° , og er dermed i utgangspunktet bratt nok til mogleg utløyising av jord- og flomskred under naturlige forhold.

Hellingsretninga eller aspektet til ei skråning kan påverke skråningsstabiliteten gjennom samspel med andre faktorar. Dalsida på Horg har aspekt mot søraust, medan Høvringslia har aspekt mot vest. I vestvendte skråningar gir snøsmelting ein betydeleg tilgang på vatn, og dette bidreg til meir metta forhold, som vil redusere skråningsstabiliteten (Sandersen et al., 1996). Årsaken til skreda som gjekk i 2011 er knytt til sterk snøsmelting i fjellet, etterfølgt av store nedbørsmengder (Walberg og Devoli, 2014).

Skråningsform påverkar skråningsstabiliteten ved å konsentrere og spreie overflateavrenning og grunnvatn. Dalsida på Horg har generelt ei plan form med ei svært irregulær overflate pga. det kuperte terrenget. Høvringslia har ein konvergerande skråningsform dersom ein ser på heile dalsida, medan sjølve hogstområdet er tilnærma plant med ei svakt irregulær overflate. Høvringslia er ikkje konvergerande nok til å konsentrere grunnvatn og overflateavrenning, noko som analysen *flow direction* i vedlegg A.3 indikerer. Lokalt har begge skråningane ravinar og erosjonsrenner med konvergerande form som vil samle vatn. Dette kjem også fram frå analysen *flow accumulation* i vedlegg A.4, som modellerer at dreneringsvegane går i desse erosjonsrennene. Flomskred utløysast i elve- og bekkeløp med eller utan permanent vassføring, og erosjonsrennene er potensielle skredbaner for framtidige flomskred som utløysast pga. overflateerosjon eller forhøgde porevasstrykk (NVE, 2013b).

Ei skråningsform som favoriserer lausmasseskred er knekkpunkt, der hellinga lokalt aukar til ein kritisk verdi, typisk over 60 % (31°), slik som vist i figur 2.40. På hellingskartet for Høvringslia (vedlegg A.2), kjem det tydeleg fram ei slik hellingsendring ved ca. 630 moh. og denne er også tydeleg på høgdeprofil i figur 5.7B. Her går skråninga frå ei helling på mellom 20-30° til å helle meir enn 30°. I slike knekkpunkt vil grunnvatn kunne konsentrere seg, noko som kan resultere i ei lokal auke i porevasstrykk. Dette er berre gjeldande dersom det er berggrunnen som forårsakar hellingsendringa, og førar til eit tynnare lausmassedekke i knekkpunktet. Kva denne hellingsendringa skyldast er ikkje kjent, men kan skyldast variasjonar i berggrunnen eller lausmassedekket. Utløysingsområdet for dei tre skreda som gjekk i 2011 er lokalisert rett under dette knekkpunktet (sjå figur 5.21), noko som kan gi moglegheit for fleire framtidige skredutløysingar i dette området.

6.4 Vegetasjonsmessige forhold

Det er kjent at skog og vegetasjon påverkar vassinnhaldet i lausmassedekket og vil i dei fleste tilfelle redusere skredfaren. Vegetasjonen har stabiliserande effekt hovudsakleg fordi røter forsterkar lausmassedekket, vassinnhaldet i jorda reduserast og overflateavrenninga reduserast samanlikna med felt utan vegetasjon. I litteraturen er det diskutert kor stor effekt vegetasjon har på vassinnhaldet i jorda, sidan den vil variere i løpet av året (Rankka, 2002; Norem og Sandersen, 2014).

Skogen som vart hogd ned på Horg bestod hovudsakleg av gran, men feltet hadde òg stadvis ein betydeleg del furu. Skogen på Høvringen var derimot dominert av furu, i tillegg til ein del gran. Gran har som tidlegare omtalt eit flatrotsystem, med store laterale røter og mindre

vertikale søkkerøter, medan furu har pålerot med ei sentral rot og mindre laterale røter. Fururøtene går typisk ned 3 meters djup, medan gran-rota berre når ned til 1 meter (søkkerøtene kan gå djupare) (Puhe, 2003; Skilling, 2004). Det er dei mindre røtene med diameter mellom 1-20 mm som bidreg mest til å forsterke skråningar (Morgan og Styczen, 1995). Rotforankring har størst betydning for skråningsstabiliteten i tynne lausmassedekker, der dei kan forankre seg i diskontinuitetar i berggrunnen eller i tjukkare lausmassedekker med eit meir konsolidert underliggende lag (Sidle og Ochiai, 2006). Det er vanskeleg å seie noko om i kor stor grad rotforankring bidrog til stabilitet før hogsten. Røtene vil utøve ei bindande effekt på jordartane ved at dei tilfører ein tilleggskohejon, men det er usikkert om røtene har vore forankra i berggrunn eller i konsoliderte lag i lausmassane. Dette avheng av mektigheita på lausmassedekket og om det er lagdeling til stades i lausmassane. Som nemnt i avsnitt 6.1 er det ikkje observert ei lagdeling i lausmassane, og der lausmassedekket er tynt er det truleg at røtene kan forankre seg i berggrunnen, avhengig av bergmassens karakter. På grunn av rotsystemet vil fururota gå djupare enn granrota, og isolert sett vil truleg vegetasjonen i Høvringslia derfor ha hatt ei større effekt på skråningsstabiliteten enn vegetasjonen på Horg. Korleis nedbryting av røtene verkar på skråningsstabiliteten er vurdert i avsnitt 6.5.1.

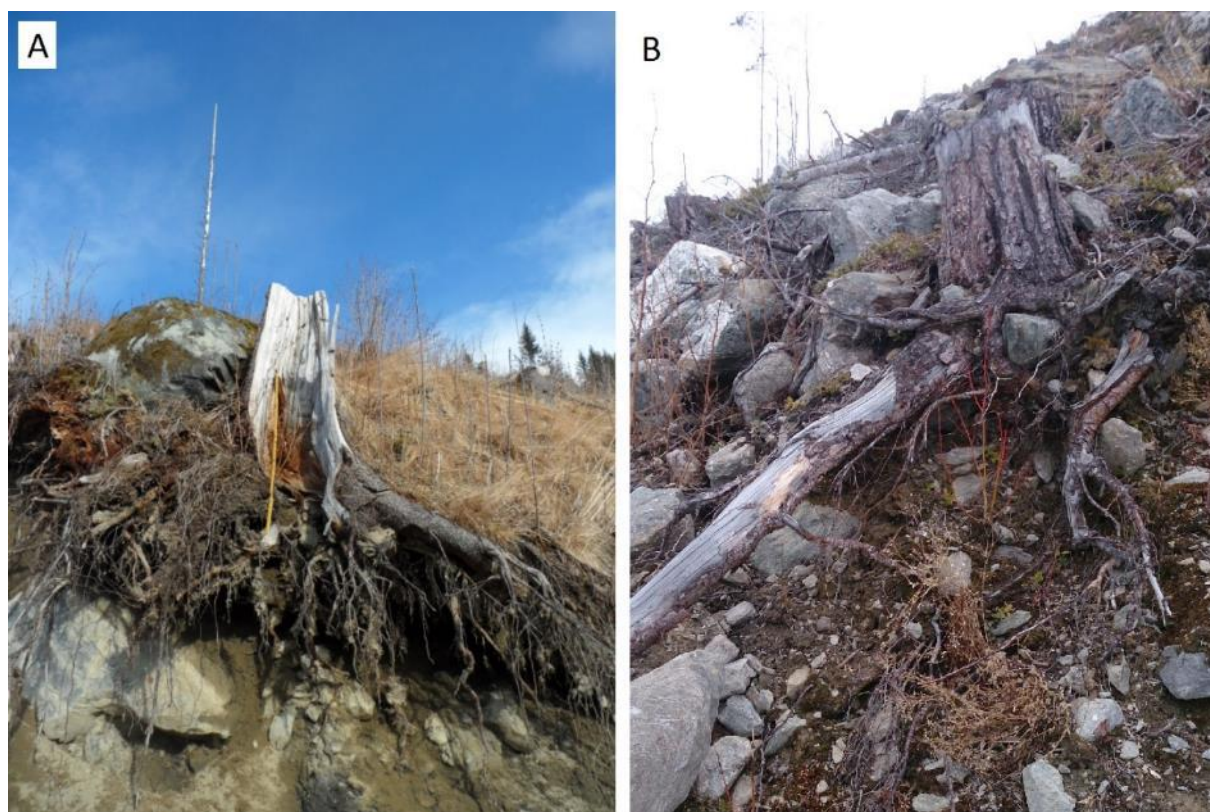
6.5 Menneskeleg påverknad

Anlegg av skogsbilvegar og skogshogst er vanlege årsakar til skred i Noreg. Inngrepa vil i varierende grad endre naturlege dreneringsforhold, og dermed kunne resultere i høge porevasstrykk og erosjon (Sandersen, 2014). I tillegg vil anlegg av vegar i bratt terreng påverke skråningsstabiliteten ved å underkutte ustabile skråningar, og dermed fjerne støtte, eller overlaste og gjere skråningar, skjeringar eller fyllingar for bratte (Sidle og Ochiai, 2006) (sjå figur 2.44 og figur 2.45).

6.5.1 Fjerning av vegetasjonen

Det er kjent at aktiviteten av jord- og flomskred aukar i bratte skråningar etter hogst (Sidle, 1992; Sidle og Ochiai, 2006; Imaizumi et al., 2008; Sandersen, 2014; Norem og Sandersen, 2014; Breien et al., 2015). Dette skyldast fleire forhold. Fjerning av vegetasjonen påverkar skråningsstabiliteten ved å redusere styrken til lausmassedekket, auke overflateavrenninga og auke vassinnhaldet i jorda. I tillegg vil sjølve hogstprosessen normalt danne «sår» i lausmassedekket gjennom motorisert uttak og etterlate store mengder hogstavfall for nedbryting, noko som kan sjåast i bl.a. figur 5.8 og figur 5.26A.

Etter hogsten vil røtene gradvis bli nedbrote og danne holrom i lausmassedekket. Dette fører til at den stabiliserende effekten røtene har utøva på lausmassedekket vil bli redusert, samtidig som det dannast holrom i lausmassedekket der vatn kan konsentrerast og føre til ei eventuell oppbygging av porevasstrykket dersom lausmassane tillater dette (Sidle og Ochiai, 2006; Norem og Sandersen, 2014). I hogstfeltet på Horg og i Høvringslia står stubbane igjen (sjå figur 6.1). Under feltarbeid og befaring er det observert at desse hittil ikkje er utsatt for omfattande nedbryting, og stubbane såg inntakte og tørre ut. Det vil ta år før røtene blir nedbrote og det er antatt at rotstyrken avtar til om lag 20 % 10 år etter hogst (Breien et al., 2015). Ny tilvekst vil i tillegg auke rotstyrken gradvis etter hogsten. Etter figur 2.34 av Sidle (2005) er ei skråning mest utsatt for skredaktivitet mellom 4-8 år etter skogshogst, men denne baserar seg på at ny-planting av skog kort tid etter avskoging vil auke stabiliteten igjen. Figur 2.35 samanliknar hypotetiske kurvar for rotstyrke for tre situasjonar etter skogshogst: tilvekst i form av ny-planting av skog, omgjerjing av området til kombinert jordbruk-skogbruk, eller til beitemark. Figuren antyder at dersom det ikkje skjer betydeleg tilvekst, så vil rotstyrken halde fram med å bli redusert på ubestemt tid.



Figur 6.1. Stubbar som står igjen etter hogsten, A) på Horg (mot vest) og B) på Høvringslia (mot aust) (foto: Marit Bakken Gjørva (A) 18.04.2016 B) 24.03.2016)).

Fleire internasjonale undersøkingar i bratte vegeterte skråningar har registrert ein 2- til 10-foldig auke i skredrate 3 til 15 år etter skogshogst. Denne auka i skredfrekvens er relatert til perioden med minimal rotstyrke og før betydeleg tilvekst (Sidle og Ochiai, 2006). Hogsten i Høvringslia er utført i 2011 og på Horg i 2013, og rotstyrken frå den hogde vegetasjonen vil dermed bli ytterligare redusert. Dersom rotforankring utøver ei effekt på lausmassedekket, så vil skråningsstabiliteten reduserast dei neste åra før signifikant tilvekst tar til. Dei neste 10-12 åra kan dermed vere ein kritisk periode med tanke på skred, dersom vegetasjon var ein vesentleg stabiliserande faktor og ny tilvekst av signifikant betyding ikkje skjer. I Høvringslia bestod vegetasjonen i 2015 av lyng og mindre buskar, medan det på Horg var høgt gras, buskar og bregnar. Dette vil bidra til at rotstyrken aukar i grunne delar av lausmassedekket, og vil hjelpe mot overflateerosjon, men ikkje auke stabiliteten i djupare delar av lausmassedekket. Det er ikkje kjent om det er planlagt nokon form for ny-planting på Horg eller i Høvringslia, men ein viktig del av skogskjøtselen er å plante ny skog og erstatte hogd skog, så dette er sannsynleg. I tillegg vil det vere ein naturleg frøspreiing frå kringliggande skog og trær som er står igjen etter hogsten, såkalla frøtre (SNL, 2009).

Fjerning av vegetasjonen førar til at ein større del av nedbøren går til overflateavrenning, og til ei auke i vassinnhald i jorda. I tillegg vil det legges seg meir snø i eit hogstfelt, samanlikna med skog med trekroner og dette førar til større vasstilførsel frå snøsmelting (Sidle og Ochiai, 2006). Under feltarbeidet sommaren 2015 blei det fleire stadar observert konsentrert overflateavrenning i hogstfeltet på Horg. Dette gjaldt typisk i køyrespor og «sår» i terrenget etter skogsmaskiner eller rotvelt. Slike brot i det organiske topplaget vil kunne vere potensielle kjelder for erosjon ved kraftig nedbør og/eller snøsmelting.

Det var i tillegg observert store mengder hogstavfall i hogstfeltet både på Horg og i Høvringslia. Hogstavfallet kan tette igjen eksisterande vassvegar og føre til at vatnet tar nye vegar ut i terreng som får større vasstilførsel enn det som er naturleg. Sjå eksempelvis figur 6.2A og B under.



Figur 6.2. Hogstøyfall i og langs vassvegar i hogstfeltet på Horg. Begge bileta er mot nordvest (foto: Marit Bakken Gjørva (A) 02.07.15 og B) 04.08.15)).

6.5.2 Skogsbilvegar

Under feltarbeidet blei det fokusert på å kartlegge skogsbilvegane og korleis desse påverkar skredpotensialet i dalsida. I dalsida på Horg er det delt inn i skogsbilvegar, driftsvegar og køyrespor, som forklart i avsnitt 5.4.1. Figur 5.1 visar utbreielsen på skogsbilvegar og driftsvegar i dalsida på Horg. Køyrespora etter terrengkøyning er tydelege på figur 5.9. Køyrespora går tilnærma vertikalt ned dalsida og har som regel forårsaka «sår» eller brot i det organiske topplaget. Køyrespora i terrenget kan konsentrere overflateavrenning og vere potensielle kjelder for erosjon. Det same gjeld for køyrespora i driftsvegane.

I forbindelse med vegbygging dannast det skjering i overkant av vegen og fylling i underkant av vegen, som normalt førar til ei brattare skråning enn den naturlege skråninga (Fergus et al., 2011). Dette er typisk for skogsbilvegane og driftsvegane på Horg. Spesielt der vegane ligg i silt- og leirhaldige jordartar bør ikkje skjeringa eller fylling vere brattare enn 27° (Landbruks- og matdepartementet, 2013), men vinkelen er målt til å ligge mellom $30-40^\circ$ bl.a. ved målepunkt 201-203. I tillegg vil vegen avskjere grunnvatnet i skråninga og føre til tilsig av vatn i skjeringa, som saman med overflatevatn vil samle seg i vegens dreneringssystem, om

dette eksisterer. Vatnet i grøftene blir så leia til stikkrenner og konsentrert ut i terrenget på nedsida av vegen. Tilsiget i skjeringane var svært tydelig under feltarbeid den 15.01.2016 på Horg, då vatnet hadde fryst (sjå figur 5.14B). Skjeringane er i tillegg utsatt for erosjon og utrasing av lausmasser, noko som kan fylle grøfter og tette stikkrenner. Tette stikkrenner på grunn av massetransport eller at materiale har lagt seg i innløpet, er ein vanleg og uunngåeleg effekt av ekstrem nedbør. Flomvatnet vil då finne nye vegar ved å skylje vekk vegen eller strøyme ut i terrenget. Ifølgje Breien et al. (2015) er dette ein av dei vanlegaste årsakene til utløyising av jord- og flomskred i Noreg i dag. Under feltarbeid 18.04.16 vart det observert fleire delvis tetta innløp pga. utrasing av lausmasser frå skjeringar. Dette tydar på at tette stikkrenner er eit aktuelt problem no og i framtida, dersom det ikkje utførast kontinuerlig vedlikehald for å reinske innløp og stikkrenner.

Veginngrep vil ofte endre dei naturlege dreneringsforholda i ei skråning. Gjennom vegar, køyrespor, skjeringar, grøfter og stikkrenner skjer dette i stor grad i dalsida på Horg. Vegane kryssar topografiske gradientar, avskjer grunnvatnet og samlar vatn i vegens dreneringssystem. Skogsbilvegar vil dermed endre strøymingsvegane til grunnvatnet og konsentrere og kanalisere overflateavrenninga. Stikkrennene vil konsentrere vassutslepp på nedsida av vegen, der vatnet kan treffe mindre stabile lokaliteter som ikkje er dimensjonert for denne mengda vassstilførsel. Dette kan forårsake erosjon og opphøgde porevasstrykk som kan føre til utløyising av lausmasseskred (Jordan, 2000; Norem og Sandersen, 2014).

Overflateavrenninga vil i mange tilfelle følgje vegane (og grøfter), noko resultata frå *flow accumulation*-analysen i vedlegg A.4 indikerer. Skogsbilvegane førar til at vatn går andre vegar enn det som er naturleg, og har endra dei hydrologiske prosessane i skråninga.

I Høvringslia er skogsbilvegane tilnærma rette og følgjer i stor grad topografiske høgdekurver (sjå figur 5.24). Det er ikkje observert dreneringstiltak som grøfter og stikkrenner langs vegane. Tilsiget av grunnvatn i vegskjeringa, samt overflateavrenninga vil dermed renne over den tilnærma impermeable vegoverflata og ut i terrenget. Dei naturlege dreneringsforholda er i mindre grad endra i Høvringslia i forhold til på Horg.

6.5.3 Utgliding og erosjon

Under feltbefaring i studieområdet på Horg den 18.04.2016 blei det observert fleire mindre utglidingar frå skjering langs nedre skogsbilveg og tilhøyrande driftsvegar (sjå avsnitt 5.4.1). Desse utglidingane hadde ført til delvis tetting av innløpet til fire stikkrenner (nr. 112, 491, 509 og 510), noko som resulterte i at vatnet frå grøftene rann inn i vegbana. Utglidingane

skjedde i dei finkorna hav- og fjordavsetningane. I tillegg hadde vatn gravd ut ei renne i vegmassane og erodert vegkanten. Vegmassane besto her av sandig materiale frå strandavsetninga. Figur 5.18 visar at ei utgliding som har rent som ein vassmetta massestrøym ca. 10 meter ned mot stikkrenna. Figur 6.3 visar brotflata for ei anna utgliding, og det er tydeleg at massane er vassmetta. Utglidingane har skjedd i finkorna massar med lav permeabilitet, noko som gjer at det kan bygge seg opp eit porevasstrykk som vil svekke stabiliteten. Tidspunkt for utglidingar og erosjon er ukjent, men kan skyldast nedbør og snøsmelting i perioden 17-28. mars. Det var utført tiltak for å forbetre situasjonen, men desse vurderast som midlertidig og lite varige løysingar av forfattaren.

Alle desse utglidingane var lokalisert langs nedre skogsbilveg. Dette kan skyldast at denne vegen er nyare, har brattare stigning og brattare skjeringar enn øvre skogsbilveg. I tillegg består skjeringane langs nedre veg av eksponerte lausmassar, medan skjeringa langs øvre veg i stor grad er vegetert.



Figur 6.3. Nærbilete av vassmetta materiale i skjering som er kartlagt som finkorna hav- og fjordavsetningar på Horg. Det er tydeleg at materialet består av grovare fraksjonar som kan stamme frå underliggande avsetningar eller forvittringsmateriale (foto: Marit Bakken Gjørva (18.04.2016)).

6.5.4 Dimensjonering av stikkrenner

Stikkrenner som nyttast ved bygging av skogsbilvegar skal dimensjonerast etter nedbørs- og avrenningsforhold ved 25-50 års-flommen i det aktuelle området. Anbefalte minste indre diameter på stikkrennene er som nemnt 300 mm, men stikkrenner med indre diameter ned til 150 mm kan nyttast om rennene berre har ein dreisfunksjon. Dersom skogsbilvegen ligg i terreng brattare enn 30° bør stikkrennene dimensjonerast til 100 års-flommen med minste indre diameter på 400 mm (Fergus et al., 2011). Dimensjonering av stikkrenner må vere basert på oversikt over og kunnskap om lokale forhold. Dei føresetnadane som ligg til grunn for dimensjonering kan endre seg over tid. Inngrep og endringar i naturen (utbygging, skogsbilvegar, skogshogst, omlegging av bekkar og liknande) kan føre til auka avrenning. I tillegg må det takast atterhald om auka avrenning i forhold til dagens dimensjoneringsgrunnlag på grunn av forventa klimaendringar (Statens vegvesen, 2014b).

Langs skogsbilvegen på Horg er det observert 24 stikkrenner. 20 av desse har indre diameter som er mindre enn 300 mm og 15 har indre diameter mindre enn 150 mm. Ifølgje kapasitetsberekninga har 15 av 20 stikkrennelokaliteter for liten kapasitet til å handtere flom med 25-50-års gjentakintervall og er difor underdimensjonerte (sjå tabell 5.4). Fleire feilkjelder kan påverke resultatane frå kapasitetsberekningane for stikkrennene. Det er ikkje tatt omsyn til tilsig frå grøfter og andre nærliggjande områder under utrekningane. Dette er viktig sidan figur 5.28 visar at det er områder som ikkje ligg under nedbørsfeltet til stikkrennene. Avrenninga frå desse områda vil truleg hamne i vegens dreneringssystem og gå i næraste stikkrenne. Den faktiske avrenninga til stikkrennene kan derfor vere mykje større en det som er vist i vedlegg C.2. Den utrekna avrenninga vil dermed vere eit minstemål. I tillegg vil stikkrenner med tida tettast igjen med materiale dersom dei ikkje blir vedlikehalde, noko som gradvis vil redusere kapasiteten. Som nemnt tidlegare var dette eit «problem» under feltarbeid på Horg den 18.04.2016. Det er mogleg at eventuelle gjengrodde stikkrenner har blitt oversett under befaring, og dette er ei mogleg feilkjelde samt at det er knytt usikkerheit til målingane av stikkrennedimensjonar.

Plassering av stikkrennene er også viktig, og Landbruks- og matdepartementet (2013) angir retningslinjer som vist i tabell 4.1. Ut frå stigninga på skogsbilvegane på Horg er det anbefalt maksimal avstand på minimum 50 meter mellom stikkrennene. I tillegg er det svært viktig å bevare eksisterande bekkeløp, og dermed legge stikkrenner i eksisterande bekkedalar og terrengsøkk (Fergus et al., 2011). Ut frå visuelle vurderingar av skyggerelieffkart og observasjonar i felt er ikkje alle stikkrennene lagt i bekkedalar og terrengsøkk. Avstanden

mellom stikkrennene varierer frå 10-302 meter, og er i 10 av 16 tilfelle lengre enn 50 meter. Tette-, feilplasserte og underdimensjonerte stikkrenner, noko som er tilfelle i studieområdet på Horg, kan under store nedbørsmengder og snøsmelting vere direkte eller medverkande årsak til skred og flomskadar (Vollen, 2016).

6.5.5 Dimensjonering av grøfter

Berekningane for vasshastigheit i grøftene langs skogsbilvegane på Horg (tabell 5.5 og vedlegg D) visar at hastigheita på vatnet overstig dei anbefalte verdiane for materialtypen. Dersom grøftene fyllast maksimalt med vatn kan materialet i grøfta, og i veggen bli erodert. Grøftene har generelt ein dimensjon som er mindre enn det som er anbefalt av Landbruks- og matdepartementet (2013) og eit fall på mellom 11-25 %. Lokalt har det bratte fallet ført til at grøfta er erodert ned på berget. Underdimensjonerte grøfter og stikkrenner, slik som berekningane antyder, saman med manglande eller dårleg vedlikehald er årsakar til at flomvatn kan gå i vegbana og føre til erosjon og eventuelt skred. Figur 5.19 visar ein lokalitet der vatn har erodert i vegbana. Under feltbesøk den 15.01.2016 til Horg var skogsbilvegane ved fleire stadar flomma over av fryst vatn der stikkrennene var tetta av is (sjå figur 5.16). Ved kraftige nedbørshendingar og/eller snøsmelting kan dette bli situasjonen dersom stikkrennene eller grøfter er tette. Under feltbesøk den 18.04.2016 til Horg hadde fleire mindre utglidingar frå skjering ført til at grøfter og innløp til stikkrenner var fylt med materiale. Det vurderast derfor som nødvendig å oppdimensjonere og forbetre grøfter og innløp for å forhindre at liknande situasjonar skjer igjen.

6.6 Føresetnadar for utløysing av jord- og flomskred

Som nemnd i avsnitt 2.6 må visse føresetnadar vere oppfylt for utløysing av jordskred. Skråningshellings må normalt vere brattare enn 30° , men under spesielt ugunstige forhold kan skred utløysast på gradientar ned til ca. 20° (NVE, 2013b). Det må vere tilgjengelege lausmasser med avgrensa stabilitet, og med stor nok mektigheit til å utvikle betydelege skredvolum (Norem og Sandersen, 2014). Skråningsstabilitet avheng av terrengform, hellingsgrad, lausmasstype, mektigheit, type og tettheit av vegetasjon, hydrologiske eigenskapar som påverkar kor mykje vatn som tilførast lausmassedekket og menneskelege inngrep som endrar den naturlege dreneringa (NVE, 2013b). Til slutt må det så vere ein skredutløysande årsak (Bargel et al., 2011). Dette summerast i dei to føreståande delkapitla.

6.6.1 Høvringslia

Som nemnd i avsnitt 6.3 har Høvringslia i utgangspunktet bratt nok skråningshelling til å utløyse jord- og flomskred. Dalsida består av morenemateriale med stor nok mektigheit til å utvikle skred og med ei kornfordeling som gjer det mogleg med porevasstrykksoppbygging. Dei menneskelege inngrepa vil auke overflateavrenninga og auke vassmettinga i lausmassedekket. Dette gir større sannsyn for vatn på avveg, erosjon og opphøgning av porevasstrykket. Samtidig vil lausmassedekket få redusert styrke og ein meir porøs struktur pga. nedbryting av røter. I løpet av tida fram mot år 2021 vil den skråningsstabiliserande rotstyrken truleg nå eit minimum som følgje av nedbryting av hogd vegetasjon. Alle desse forholda førar til ein reduksjon i stabilitet og dermed ei auke i skredfare. Den viktigaste utløysande faktoren for jord- og flomskred er vatn, typisk som følgje av mykje nedbør eller i kombinasjon med kraftig snøsmelting (Bargel et al., 2011). For skreda i 2011 var kraftig nedbør saman med sterk snøsmelting den utløysande faktoren. Høvringslia har eit tørt innlandsklima med lave årlige nedbørsmengder. Snøsmelting er typisk den kontrollerande faktoren for vasstilførsel i sør- til vestvendte skråningar og vil truleg dermed vere ein medverkande faktor i eventuell framtidig skredutløysing. Som nemnd i avsnitt 6.2 er returperioden for kritiske nedbørsmengder som kan føre til utløysing av skred på 5 år. Samanlikna med Horg er sannsynet større for at nedbørsmengdene i Høvringslia blir store nok til å føre til utløysing av skred. På grunn av dei menneskelege inngrepa er i tillegg dei naturlege dreneringsforholda i hogstfeltet endra, noko som også vil vere ein medverkande skredutløysande faktor. Ifølgje GeoExtreme (2008) er det likevel ikkje forventa endringar i relativ hyppigheit av jordskred som følgje av framtidige klimaendringar i Oppland. Aktsamheitskartet for jord- og flomskred for Høvringslia angir potensielle skredområder i og omkring studieområdet (sjå vedlegg E), noko som stemmar godt overeins med vurderingane i denne oppgåva. Skred vil ofte gjenta seg der det har gått skred tidlegare (Bargel et al., 2014). Høvringslia har vore utsatt for skred tidlegare, og sidan dei menneskelege inngrepa truleg bidreg til å redusere skråningsstabiliteten og medverke til skredutløysing, ligg forholda til rette for utløysing av jord- og flomskred i framtida.

6.6.2 Horg

Dalsida på Horg har eit kupert terreng som varierer frå under 10° til over 45° . Utløysing av jordskred kan skje ved hellingsgrader ned mot 20° , noko som gjer at store delar av hogstfeltet i teorien vil vere mogleg utløysingsområde for jordskred. Morenematerialet er tynt i øvre del av skråninga, medan det er større mektigheit av forvitningsmateriale og marin leire i nedre del

av skråninga. Fordelinga av lausmassar førar til at vatn i stor grad renn naturleg som overflateavrenning i nedre del av skråninga, og dette har danna ravinar og erosjonsrenner under marin grense. Som for Høvringslia har menneskelege inngrep truleg ført til ein reduksjon i skråningsstabiliteten. Dette skyldast forhold rundt skogshogst og skogsbilvegar, med påfølgjande dreneringsendringar, kompaktering av materiale, «sår» i terrenget, underkutting, overlasting og bratte skjeringar. Hogstprosessen isolert sett vil ikkje føre til skred, men gjer areala meir utsett for skred ved ekstreme nedbørshendingar (Breien et al., 2015). Dalsida på Horg består i tillegg av eit omfattande nettverk av vegar, som vil endre dei naturlege dreneringsforholda i større grad enn i Høvringslia. Underdimensjonerte, tette og feilplasserte stikkrenner og grøfter kan føre til at flomvatn tar nye vegar og eventuelt føre til erosjon. Under feltarbeid på Horg den 18.04.2016 blei det observert utglidingar frå vegskjering som hadde ført til tette stikkrenner og grøfter, og etterfølgjande vasserosjon i vegbana. Innløpet til fleire stikkrenner var ikkje fullstendig renska for materiale, og kan bidra til at stikkrennene blir tetta ved eit seinare tidspunkt. Ved kraftige nedbørshendingar kan slike situasjonar føre til kritisk reduksjon av stabiliteten og moglegheit for utløyning av skred.

Den kritiske perioden med auka skredaktivitet og erosjon er frå 3-15 år etter skogshogst. Dette avheng i stor grad av tilvekst og ny-planting av skog. I 2023 har rotstyrken frå den hogde skogen blitt redusert med omtrent 20 %. Dersom ny tilvekst ikkje skjer, vil tida fram mot dette og etter vere ein kritisk periode med tanke på skredfare. Det er med omsyn til estimerte klimaendingar forventa ei auke i jordskredhyppigheit frå Trøndelag og nordover pga. større nedbørsmengde og nedbørsintensitet (Iversen et al., 2005; Jaedicke et al., 2008). Dette gjer det sannsynleg at frekvensen av vassrelaterte skred vil auke og at skreda kan bli utløyst på stadar der dei til i dag har vore ukjent. Eit klima med større nedbørsmengde og nedbørsintensitet vil gjere det meir sannsynleg at den nødvendige kritiske nedbørsmengda for utløyning av skred blir overskriden. Skogsbilvegar i bratt terreng, som på Horg, er ustabile i forhold til mykje nedbør og vasserosjon. Skogsbilvegane gir utfordringar knytt til manglande drift og vedlikehald. Betre grøfter og ei oppdimensjonering av stikkrenner er nødvendig for å tilpasse nye klimatiske forhold med meir nedbør på kortare tid.

Aktsamheitsområde for jord- og flomskred for dalsida på Horg visar at potensielle modellerte skredområder i hovudsak er lokalisert i bekkefar og erosjonsrennar i nedre del av skråninga. Slike renner er potensielle skredbanar for eventuelle flomskred. Lausmassane i nedre del av skråninga har eit høgt innhald av finstoff, noko som vil redusere infiltrasjonskapasiteten og føre til større overflateavrenning. Dette gir fare for jord- og flomskred under intensive eller

langvarige nedbørsperiodar. Ifølgje terskelverdiberekningane for skredutløysing av Sandersen et al. (1996) har kritisk nedbørsmengde for Horg ein returperiode på mellom 100 og 500 år. Dei forventa klimaendringane spår ein hyppigare frekvens av slike nedbørsmengder slik at nødvendig vasstilførsel for skredutløysing blir meir sannsynleg i framtida. Det er derfor truleg at returperioden for kritisk nedbørsmengde vil reduserast. Samtidig har dei menneskelege inngrepa som er utført i dalsida truleg redusert skråningsstabiliteten. Ny tilvekst vil føre til ei styrkeauking av lausmassedekket, men fram til dette skjer er stabiliteten redusert. I tillegg er det fleire forhold langs skogsbilvegane, driftsvegane og terrengkjøringa som kan føre til kritisk reduksjon av stabiliteten. Dersom det ikkje skjer signifikant endring av forholda langs skogsbilvegane vil desse truleg bidra til å heve skredfaren i studieområdet

Kapittel 7 Konklusjon

Menneskelege inngrep har i stor grad innverknad på skredpotensiale ved å endre terskel for utløyning og frekvens av skred. Dette gjeld spesielt forhold knytt til bygging av skogsbilvegar, skogshogst og skadar i terrenget på grunn av skogsdrift. Med dette som bakgrunn er målet med denne oppgåva å utvide kunnskapen om vassrelaterte lausmasseskred med spesiell vekt på korleis skogsbilvegar og skogsdrift i skråningar påverkar faren for jord- og flomskred.

Konklusjonen i denne oppgåva er basert på faglitteratur, feltundersøkingar og laboratorieanalyser.

Gjennom teoretisk tilnærming av aktuell faglitteratur kan det konkluderast med at menneskelege inngrep i stor grad kan endre det naturlege skråningsmiljøet og stabiliteten i lausmassedekket. Skogshogst påverkar skråningsstabiliteten ved å auke vassinnhaldet i jorda og auke overflateavrenninga pga. redusert evapotranspirasjon og større snøakkumulasjon. Styrken til lausmassedekket vil også reduserast grunna nedbryting av røter, samt at motorisert uttak vil danne «sår» i det organiske toppdekket som vil vere potensielle kjelder for erosjon og vassinntrenging i lausmassedekket. Skogsbilvegar endrar skråningsstabiliteten ved å endre naturlege dreneringsforhold, også ved at stikkrenner kan føre til unormal vassføring i områder utanom naturleg anlagde bekkefar/dreneringsvegar som ikkje har same «erosjonshud» som bekkefara. Mangelfull vedlikehald og underdimensjonering av stikkrenner kan også føre til såkalla «vatn på avveg». Skråningsstabiliteten blir også endra ved å underkutte eller overlaste mogleg allereie ustabile skråningar og ved å gjere skjeringar og fyllingar for bratte. I tillegg kan køyrespor etter hogstmaskinar konsentrere og leie vatn ut i terrenget, og også bidra til «vatn på avveg».

Det er utført feltstudie av to nyleg avskoga områder, Horg i Melhus kommune, og Høvringslia i Sel kommune. Ifølgje vedlagte aktsamheitskart frå NVE er det begge stadar angitt utløyings- og utløpsområde for både snøskred, steinsprang og jord- og flomskred. Med bakgrunn i feltstudie, laboratorieundersøkingar og litteraturstudie kan det trekkast følgjande konklusjonar:

Høvringslia

- Morenedekket på Høvringslia består av 23 % finstoff (21 % silt), noko som gjer det mogleg for oppbygging av porevasstrykk. Dei grovare korna har kantavrunda og stengelig form, noko som er positivt for skråningsstabiliteten. Lausmassedekket har

generelt liten mektigheit ($< 0,5$ m) i øvre del, noko som avgrensar mengder lausmassar ved eit ev. jord- eller flomskred, men større mektigheit i nedre del. Berggrunnen (konglomerat og sandstein) har fall tilnærma parallelt med skråninga, noko som gir lite støtte til lausmassane og gjer at berggrunnen kan virke som eit eventuelt glideplan, samt som eit sjikt som kan føre til oppbygging av porevasstrykk. I tillegg vanskeliggjerast rotforankring i bergmassen.

- Skråningshellinga er i utgangspunktet bratt nok ($> 30^\circ$) til å vere mogleg utløyingsområde for jord- og flomskred. Skråningsforma er hovudsakleg plan med svakt irregulær terrengruheit, noko som er positivt for stabiliteten. Lokale parti av skråninga har konvergerande form som vil samle vatn, og slike erosjonsrenner eller bekkeløp er potensielle skredbanar for moglege flomskred som utløysast pga. overflateerosjon eller forhøgde porevasstrykk.
- Rotsystemet til den hogde skogen (hovudsakleg furu) har eit pålerotsystem som er under nedbryting. Dette tar tid, men det er antatt at rotstyrken reduserast til omtrent 20 % 10 år etter hogst, og aukar gradvis som funksjon av ny tilvekst. Det er registrert ei auke i jord- og flomskredaktivitet 3 til 15 år etter skogshogst. Dei neste 10 åra vil dermed vere ein kritisk periode med tanke på skredfaren i dette området dersom tilvekst av signifikant betyding ikkje skjer.
- I dalsida blei det utløyst fleire jord- og flomskred i 2011. Same året er det tatt ut skog, noko som er ugunstig med tanke på stabiliteten. I tillegg er det kartlagt fleire eldre skredløp, noko som visar at området er skredutsett også i framtida.
- Terskelverdirekningar antyder at kritisk nedbørmengde for skredutløysing har ein returperiode på omtrent 5 år. Det er ikkje forventa endringar i jordskredhyppigheit i dette området som følgje av forventa klimaendringar. I tillegg vil snøsmelting ha stor påverknad på vasstilførselen i vestvendte skråningar. Saman med dei menneskelege inngrepa er det er dermed svært sannsynleg for utløysing av jord- og flomskred i framtida.

Horg

- Lausmassedekket på Horg består av fleire ulike avsettingstypar med ulike eigenskapar. I øvre del av skråninga har morenedekket liten mektigheit ($< 0,5$ m), kantavrunda, samt både stengelig og flisig kornform, eit siltinnhald på 25 % og eit leirinnhald på 2 %. I tillegg består forvittringsmaterialet, og særleg hav- og fjordavsetninga i nedre del av skråninga av mykje finstoff. Lausmassfordelinga førar til at

infiltrasjonskapasiteten er lav i nedre del av skråninga og dette førar til større overflateavrenning. Berggrunnen består av leirskifer og rhyolitt. Rhyolitten framstår som massiv og utan oppsprekking, medan skiferen er utsatt for overflateforvitring og større grad av oppsprekking, men det er vanskeleg å bestemme kva som skyldast sprekkar og kva som skyldast skifrigheit. Det er observert at skifrigheita har bratt fall ut mot dalen, noko som førar til lite støtte til lausmassedekket samt at begge bergartane vurderast som dårleg egna for rotforankring.

- Terrenget på Horg er generelt svært irregulært og skråningshellinga varierer frå under 10° til over 45°. Menneskelege inngrep førar til ugunstige forhold som gjer at skred kan utløysast på lågare hellingsgrader enn det som er typisk, og dette gjer dalsida på Horg til mogleg utløysingsområde for jord- og flomskred. Skråningsforma er i all hovudsak plan, men med lokalt konvergerande parti. Desse lokale partia er ekstra utsatt med omsyn til potensiale for utløysing av jord- og flomskred.
- Skogen på Horg bestod hovudsakleg av gran, som har eit flatrotsystem. Granrotsystemet går vanlegvis ikkje djupare enn 1 meter, og i det tynnare morenedekket kan dermed røtene forankrast i berggrunnen. På grunn av berggrunnens lave grad av oppsprekking er dette lite sannsynleg og det er usikkert kor mykje røtene har å seie for skråningsstabiliteten. Dei neste 7 åra vil rotstyrken i lausmassedekket på Horg reduserast ned til 20 % av opphavsleg styrke, og dei neste 12 åra vil vere ein kritisk periode med tanke på skredfaren før ny vegetasjon er etablert.
- Observasjonar antyder at det er forhold omkring skogsbilvegane som bidreg til å heve skredfaren i dalsida. Dette er basert på underdimensjonerte stikkrenner og grøfter, mindre utglidingar frå bratte skjeringar som tettar stikkrenneinnløp og grøfter, erosjon i vegbana og køyrespor, og i tillegg at vegane har endra dei naturlege hydrologiske forholda i dalsida. Ved kraftige nedbørshendingar kan desse forholda føra til at flomvatn tar nye vegar og eventuelt føre til erosjon og skredutløysing.
- Etter terskelverdiberekningar har kritisk nedbørsmengde for skredutløysing ein returperiode på mellom 100 og 500 år for Horg. Med dei forventa klimaendringane er det estimert ei auke i jordskredhyppigheit i Trøndelag pga. større nedbørsmengder og nedbørsintensitet. Dette gjer at sannsynet for skredutløysing i dalsida på Horg aukar i framtida.
- Det er ikkje påvist frå kartstudie, feltstudie eller skrednett tidlegare skredhendingar i dalsida, men ein kan ikkje sjå vekk frå at skred kan skje.

- Manglande drift og vedlikehald av skogsbilvegar og dreneringssystem kan føre til kritisk reduksjon i stabilitet. Ettersyn og vedlikehald er viktig for å unngå dette. Ved Horg er det i tillegg ved aukande nedbørsmengder nødvendig å oppdimensjonere og forbetre grøfter, innløp og stikkrenner. Dei brattaste skjeringane ligg i hav- og fjordavsetninga. Her bør hellingsvinkelen reduserast slik at materialet ligg i ein meir stabil vinkel, som er 27° for silt- og leirmaterial, og/eller skjeringane bør erosjonssikrast, sidan regn i seg sjølv kan erodere skjeringa.

Fare for snøskred og steinsprang er ikkje vurdert i detalj. Det er observert få bergblottingar begge stadar, noko som truleg reduserer moglegheita for utløyising av steinsprang frå bergmasa. Lause, ustabile blokker og steinar frå anlagde lausmasseskjeringar og liknande kan likebel settast i bevegelse ved for eksempel ekstreme nedbørshendignar. Områda for hogst har mindre vegetasjon og dermed mindre støtte og forankring til eit ev. ustabil snødekke i tida fram til ny vegetasjon etablerast. Det kan ikkje sjåast vekk frå at snøskred vil kunne utløyisast lokalt dersom andre forhold også ligg til rette for det.

Forfattaren vurderer ei eventuell jord- og flomskredutløyising i Høvringslia som meir sannsynleg enn i dalsida på Horg. I Høvringslia har det gått skred tidlegare, noko som ikkje har skjedd på Horg. I tillegg er sannsynet for å overskride terskelverdi for skredutløyising større og dei menneskelege inngrepa har truleg redusert skråningsstabiliteten og gjort dalsida meir utsatt for skredaktivitet. Ved Horg er det hovudsakleg det store nettverket av vegar og forholda rundt desse som kan føre «vatn på avveg» og kritisk reduksjon i stabilitet, men situasjonen kan betrast med jamleg vedlikehald.

7.1 Vidare arbeid

Skogsbilvegar i bratt terreng utgjer ein risiko for flomskadar og skred. Institutt for Skog og landskap antar at 75 % av skogsvegane i Noreg er meir enn 25 år, og har behov for opprusting i tråd med vegnormalar for å kunne tilpassast klimaendringar (Bardalen, 2014). Årleg vedlikehald og ettersyn av forhold omkring skogsbilvegane, for eksempelvis reinsk av stikkrenner og innløp, er eit godt tiltak for å redusere faren for skred- og flomskadar.

Slik planane er no vil nye E6 mellom Ulsberg og Skjerdingsstad gå rett under skråninga på Horg. Nødvendige sikringstiltak bør derfor vurderast av Statens vegvesen eller øvrig myndigheit dersom om dette blir iverksatt.

Kapittel 8 Referansar

- ArcGIS Pro (2016) *Hydrologic analysis sample applicatins*. Tilgjengeleg frå:
<http://pro.arcgis.com/en/pro-app/tool-reference/spatial-analyst/hydrologic-analysis-sample-applications.htm> (Henta: 29.02 2016).
- ArcGIS Resource Center (2011a) *How Hillshade works*. Tilgjengeleg frå:
http://help.arcgis.com/en/arcgisdesktop/10.0/help/index.html#/How_Hillshade_works/009z000000z2000000/ (Henta: 11.02 2016).
- ArcGIS Resource Center (2011b) *How Slope works*. Tilgjengeleg frå:
http://help.arcgis.com/en/arcgisdesktop/10.0/help/index.html#/How_Slope_works/009z000000vz000000/ (Henta: 11.02 2016).
- ArcGIS Resource Center (2011c) *How flow direction works*. Tilgjengeleg frå:
<http://help.arcgis.com/en/arcgisdesktop/10.0/help/index.html#/009z00000063000000.htm> (Henta: 29.02 2016).
- ArcGIS Resource Center (2011d) *How Flow Accumulation works*. Tilgjengeleg frå:
http://help.arcgis.com/en/arcgisdesktop/10.0/help/index.html#/How_Flow_Accumulation_works/009z00000062000000/ (Henta: 29.02 2016).
- Bardalen, A. (2014) *Skogsbilveier i endret klima*. Norsk institutt for skog og landskap. Tilgjengeleg frå:
http://www.skogoglandskap.no/nyheter/2014/Skogsbilveier_i_endret_klima/newsitem (Henta: 08.05 2016).
- Bargel, T. H., Fergus, Å. T., Devoli, G., Orvedal, K., Peereboom, I., Øydvin, E. K., Stalsberg, K., Sletten, K., Fischer, L., Rubensdotter, L. & Eilertsen, R. (2011) *Plan for skredfarekartlegging - Delrapport jordskred og flomskred*, Rapport nr. 16/2011, Norges vassdrags- og energidirektorat, s. 1-46.
- Bargel, T. H., Midtun, Y., Rubensdotter, L., Sletten, K., Taurisano, A., Wasrud, J. & Yugsi, F. (2014) *Skredfarekartlegging i Høyanger kommune*, Taurisano, A. (red.) Rapport nr. 60-2014, Norges vassdrags- og energidirektorat
- Beek, R. V., Cammeraat, E., Andreu, V., Mickovski, S. B. & Dorren, L. (2008) 'Hillslope processes: mass wasting, slope stability and erosion', i Norris, J. E., Stokes, A., Mickovski, S. B., Cammeraat, E., Beek, R. V., Nicoll, B. C. & Achim, A. (red.) *Slope Stability and Erosion Control: Ecotechnological Solutions*. Dordrecht, Nederland: Springer Science, s. 17-64.
- Bell, F. (2002) 'The geotechnical properties of some till deposits occurring along the coastal areas of eastern England', *Engineering Geology*, 63, s. 49-68.
- Berg, A., Lunde, T. & Mosevoll, G. (1992) *Flomberegning og kulvertdimensjonering*, Trondheim: Sintef, s. 1-114.
- Bergersen, O. F. & Garnes, K. (1972) 'Ice movements and till stratigraphy in the Gudbrandsdal Area. Preliminary results', i *Norsk geografisk tidsskrift*, 26, s. 1-16.
- Blikra, L. H., Hole, P. A. & Rye, N. (1989) *Hurtige massebevegelser og avsetningstyper i alpine områder, Indre Nordfjord.*, *Skred i Norge*, Skrifter 92, Trondheim: Norges Geologiske undersøkelse, s. 1-17.
- Blikra, L. H. & Nemeč, W. (1998) 'Postglacial colluvium in western Norway: depositional processes, facies and palaeoclimatic record', *Sedimentology*, 45, s. 909-960.

-
- Blikra, L. H. & Sletten, K. (2002) 'Klimaendringer kan påvirke skredfare', *Cicerone*, Nr. 1, s. 27-30.
- Blott, S. J. & Pye, K. (2008) 'Particle shape: a review and new methods of characterization and classification' *Sedimentology*, 55, s. 31-63.
- Boggs, S. (2011) *Principles of Sedimentology and Stratigraphy*, Boston: Pearson Prentice Hall, 585 s.
- Boulton, G.S. & Paul, M.A. (1976) 'The influence of genetic processes on some geotechnical properties of glacial tills', *Q. Jl Engng Geol.*, 9, s. 159-194.
- Brattli, B. (2009) *Fysisk og kjemisk hydrogeologi*, Trondheim: Institutt for geologi og geoteknikk, Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet, 233 s.
- Brattli, B. (2015) *Ingeniørgeologi løsmasser*, Trondheim: Institutt for geologi og bergteknikk, Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet, 156 s.
- Breien, H. & Høydal, Ø. A. (2012) *Bruk av skog i skredfarevurdering: Vegetasjon i skredmark*, i Breien, H. (red.), Rapport 20130918-, Oslo: Norges Geotekniske Institutt, s. 1-35.
- Breien, H., Høydal, Ø. A. & Sandersen, F. (2015) *Skog og skred: Forslag til kriterier for vernskog mot skred*, i Breien, H. (red.) Oslo: Norges geotekniske institutt.
- Bryhni, I. & Hagen, J. O. (2015) *Istid: kvartærtidens istider i Norge*. Store Norske Leksikon. Tilgjengelig frå: https://snl.no/istid%2Fkvart%C3%A6rtidens_istider_i_Norge (Henta: 19.04 2016).
- Caine, N. (1980) 'The rainfall intensity: duration control of shallow landslides and debris flows', *Geografiska Annaler. Series A. Physical Geography*, s. 23-27.
- Carter, W., Shrestha, R., Tuell, G., Bloomquist, D. & Sartori, M. (2001) 'Airborne laser swath mapping shines new light on Earth's topography', *EOS, Transactions American Geophysical Union*, 82, s. 549-555.
- Chatwin, S. C., Howes, D. E., Schwab, J. W. & Swanston, D. N. (1994) *A Guide for Management of Landslide-Prone Terrain in the Pacific Northwest*, British Columbia, Canada: Ministry of Forests, 220 s.
- Clark, P. U. (1987) 'Subglacial sediment dispersal and till composition', *The Journal of Geology*, s. 527-541.
- Clarke, G. K. (1987) 'Subglacial till: a physical framework for its properties and processes', *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 92, s. 9023-9036.
- Clayton, C. R. I., Matthews, M. C. & Simons, N. E. (1995) 'Description and classification of soils and rocks', i *Site Investigations*. Oxford: Blackwell Science, s. 50-124.
- Colleuille, H. & Engen, I. K. (2009) *Utredning og varsling av løsmasse- og snøskredfare på regionalt nivå*, Nr. 16, Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat, s. 1-78.
- Coppin, N. J. & Richards, I. G. (1990). *Use of vegetation in civil engineering*. Butterworths, London: Construction industry research and information association (CIRIA).
- Craig, R. F. (2004) *Craig's soil mechanics*. London: Spon Press, 447 s.
- Crow, P. (2005) *The influence of soils and species on tree root depth*. Edinburgh: Forestry Commission, 8 s.
- Cruden, D. M. (1991) 'A simple definition of a landslide', *Bulletin International Association for Engineering Geology*, 43, s. 27-29.

-
- Cruden, D. M. & Varnes, D. J. (1996) *Landslide types and processes*, i Turner, A. K. & Schuster, R. L. (red.) *Special Report 247: Landslides: Investigation and Mitigation*, Washington D. C.: Transportation Research Board, s. 36-75.
- Dahl, R. & Brattli, B. (2008) *Kvartærtiden og dens avsetninger i Norge*, Trondheim: Institutt for geologi og bergteknikk, NTNU, 17 s.
- Dannevig, P. (2009) *Sør-Trøndelag: klima*. I Store Norske Leksikon. Tilgjengeleg frå: <https://snl.no/S%C3%B8r-Tr%C3%B8ndelag/klima> (Henta: 07.10 2015).
- De Blasio, F. V. (2011) 'Chapter 2: Friction, Cohesion, and Slope Stability', i *Introduction to the Physics of Landslides: Lecture Notes on the Dynamics of Mass Wasting*. Dordrecht, Nederland: Springer, s. 23-52.
- Devoli, G., Eikenæs, O., Taurisano, A., Hermanns, R., Fischer, L., Oppikofer, T. & Bunkholt, H. (2011) *Rapport 15/2011 Plan for skredfarekartlegging - Delrapport steinsprang, steinskred og fjellskred*, Devoli, G. (red.) Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat.
- Dingman, S. L. (2008) *Physical Hydrology*, Long Grove, Illinois: Waveland Press, 646 s.
- Direktoratet For Byggkvalitet (2016) *Byggteknisk forskrift (TEK10): Kapittel 7 Sikkerhet mot naturpåkjenning*. Tilgjengeleg frå: <https://dibk.no/no/byggeregler/TEK10/2/7/7-3/> (Henta: 26.04 2016).
- Domaas, U. & Grimstad, E. (2014) 'Fjell- og steinskred', i Høeg, K., Karlsrud, K., Lied, K. & Gregory, T. (red.) *Skred: Skredfare og sikringstiltak: Praktiske erfaringer og teoretiske prinsipper*. Oslo: Norges geotekniske institutt og Univeristetsforlaget, s. 45-73.
- Domaas, U. & Hefre, H. (2013) *Rapport 4-2014: Faresonekart skred Odda kommune*, Norges vassdrags- og energidirektorat, s. 1-84.
- Dreimanis, A., Reavely, G., Cook, R., Knox, K. & Moretti, F. (1957) 'Heavy mineral studies in tills of Ontario and adjacent areas', *Journal of Sedimentary Research*, 27.
- Dunne, T. (1978) 'Field studies of hillslope flow processes', i Kirkby, M. J. (red.) *Hillslope hydrology*. Chichester, Sussex, England: John Wiley & Sons, s. 227-294.
- Dutton, A. L., Loague, K. & Wemple, B. C. (2005) 'Simulated effect of a forest road on near-surface hydrologic response and slope stability', *Earth Surface Processes and Landforms*, 30, s. 325-338.
- Easterbrook, D. J. (1982) 'Characteristic features of glacial sediments', *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 31, s. 1-10.
- Ekern, M.-A. (2009) *Konsekvensutredning for Rosten kraftverk, tema: landskap*: Oppland Energi AS, 39 s.
- Eklima. (2016) *eKlima - Gratis tilgang til Meteorologisk institutts vær- og klimadata fra historiske data til sanntidsobservasjoner*. Meteorologisk Institutt. Tilgjengeleg frå: http://sharki.oslo.dnmi.no/portal/page?_pageid=73,39035,73_39049&_dad=portal&_schema=PORTAL (Henta: 04.04 2015).
- Emdal, A. (2014) *Introduksjon til geoteknikk*, Trondheim: Kompendium, Faggruppe for Geoteknikk, NTNU, 191 s.

-
- ESRI. (2016a) *ArcMap: How watershed works*. Tilgjengeleg frå: http://desktop.arcgis.com/en/arcmap/10.3/tools/spatial-analyst-toolbox/how-watershed-works.htm#ESRI_SECTION1_9E7350B44F6D4C0D8C79B9304E35CE1A (Henta: 29.02 2016).
- ESRI. (2016b) *GIS Dictionary: DEM*. Tilgjengeleg frå: <http://support.esri.com/en/knowledgebase/GISDictionary/term/DEM> (Henta: 03.02 2016).
- Etzelmüller, B., Romstad, B. & Fjellanger, J. (2007) 'Automatic regional classification of topography in Norway', *Norwegian Journal of Geology*, Vol. 87, s. 167-180.
- Fergus, T., Hoeseth, K. A. & Sæterbø, E. (2010) *Vassdragshandboka: handbok i vassdragsteknikk*, Trondheim: Tapir akademiske forlag, 428 s.
- Fergus, T., Høyland, Ø. A., Johnsrud, T.-E., Sandersen, F. & Schanche, S. (2011) *Skogsveger og skredfare - veileder*, Biri: Norges Geotekniske Institutt, Norges vassdrags- og energidirektorat og Skogbrukets Kursinstitutt for Landsbruks- og matdepartementet, s. 1-37.
- Fetter, C. W. (2001) *Applied Hydrogeology*, Upper Saddle River, N. J.: Prentice-Hall, 598 s.
- Fischer, L., Rubensdotter, L. & Stalsberg, K. (2014) *Aktsomhetskart jord- og flomskred: Metodeutvikling og landsdekkende modellering*, Rapport nr.: 2014.019, Trondheim: Norges geologiske undersøkelse, s. 1-73.
- Follestad, B. & Bergstrøm, B. (2004) *Kvartærgeologisk kart Otta 1718 IV, M 1:50000*. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse.
- Forsell, B. (2016) *GPS*. I Store norske leksikon. Tilgjengeleg frå: <https://snl.no/GPS> (Henta: 23.04 2016).
- Fossen, H., Pedersen, R.-B., Bergh, S. & Andresen, A. (2007) 'En fjellkjede blir til', i Ramberg, I. B., Bryhni, I. & Nørrvedt, A. (red.) *Landet blir til - Norges geologi*. Trondheim: Norsk Geologisk Forening, s. 178-229.
- Furseth, A. (2006) *Skredulykker i Norge*, Oslo: Tun Forlag, 207 s.
- Førland, E. J. (1987) *Beregning av ekstrem nedbør*, Rapport nr 23/87, Oslo: Det norske meteorologiske institutt, s. 1-73.
- Førland, E. J. (1992) *Manual for beregning av påregnelige ekstreme nedbørverdier*, Rapport 21/92, Oslo: Det norske meteorologiske institutt, s. 1-46.
- Førland, E. J., Benestad, R. & Haugen, J. E. (2007a) 'Endring i ekstreme nedbørsforhold', i Førland, E. J., Amundsen, H. & Hovelsrud, G. K. (red.) *Utviklingen av naturulykker som følge av klimaendringer*. Oslo: CICERO Senter for klimaforskning, s. 13-17.
- Førland, E. J., Alfnes, E., Benestad, R., Engen-Skaugen, T., Hanssen-Bauer, I. & Jan Erik Haugen (2007b) 'Observed and projected changes in extreme precipitation', i Førland, E. J. (red.) *Climate change and natural disasters in Norway - An assessment of possible future changes*. Oslo: Meteorologisk institutt, s. 13-27.
- GeoExtreme. (2008) *Endringer i klima og skredfare de neste 50 år*. Tilgjengeleg frå: http://www.geoextreme.no/files/PDF/GeoExtreme_folder.pdf (Henta: 07.01 2016).
- Gerrard, J. (1994) 'The landslide hazard in the Himalayas: geological control and human action', *Geomorphology*, 10, s. 221-230.

-
- Granli, L. (2010) *Fem år siden Hatlestad-tragedien*, NRK Hordaland. Tilgjengeleg frå: <http://www.nrk.no/hordaland/fem-ar-siden-hatlestad-tragedien-1.7290256> (Henta: 24.03 2016).
- Grinderud, K., Rasmussen, H., Nilsen, S., Lillethun, A., Holten, A. & Sanderud, Ø. (2009) *GIS: the geographic language of our age*, Trondheim: Tapir Academic Press, 212 s.
- Guzzetti, F., Peruccacci, S., Rossi, M. & Stark, C. P. (2008) 'The rainfall intensity-duration control of shallow landslides and debris flows: an update', *Landslides*, 5, s. 3-17.
- Hageselskapet. (2000) *Kunsten å trives*. Tilgjengeleg frå: http://www.hageselskapet.no/fileadmin/a_solvi_svensden/kunsten_trives.pdf (Henta: 02.02 2016).
- Haldorsen, S., Jenssen, P. D., Koler, J. C. & Myhr, E. (1983) 'Some hydraulic properties of Sandy-silty Norweigan Tills', *Acta geológica hispánica*, 18, s. 191-198.
- Haldorsen, S. & Krüger, J. (1990) 'Till genesis and hydrogeological properties', *Hydrology Research*, 21, s. 81-94.
- Haugerud, R. A., Harding, D. J., Johnson, S. Y., Harless, J. L., Weaver, C. S. & Sherrod, B. L. (2003) 'High-resolution lidar topography of the Puget Lowland, Washington', *GSA Today*, 13, s. 4-10.
- Heywood, I., Cornelius, S. & Carver, S. (2011) *An introduction to geographical information systems*, Essex, England: Pearson Education Limited, 446 s.
- Highland, L. (2004) *Landslides Types and Processes*. U.S. Geological Survey Tilgjengeleg frå: <http://pubs.usgs.gov/fs/2004/3072/pdf/fs2004-3072.pdf> (Henta: 12.10.2015).
- Highland, L. M. & Bobrowsky, P. (2008) *The Landslide Handbook - A Guide to Understanding Landslides*, Reston, Virginia: U.S. Geological Survey Circular 1325, 129 s.
- Holmsen, P. (1984) *Beskrivelse til de kvartærgeologiske kart Otta, 1718 IV, M 1:50000*, Rapport nr. 84.080, Norges geologiske undersøkelse, s. 4-41.
- Horton, R. E. (1938) 'Phenomena of the contact zone between the ground surface and a layer of melting snow', *Association Internationale d'Hydrologie Scientifique*, Paris, s. 545-561.
- Horton, R. E. (1940) 'An approach toward a physical interpretation of infiltration-capacity', *Soil Science Society of America, Proceedings*, 4, s. 399-417.
- Hungr, O. (2005) 'Classification and terminology', i Jakob, M. & Hungr, O. (red.) *Debris-flow Hazards and Related Phenomena*. Berlin: Springer in association with Praxis Publishing, s. 9-24.
- Hungr, O., Leroueil, S. & Picarelli, L. (2013) 'The Varnes classification of landslide types, an update', *Landslides*, Vol. 11, s. 167-194.
- Høeg, K. (2014) 'Skredmekanismer og stabilitetsberegninger', i Høeg, K., Karlsurd, K., Lied, K. & Gregory, T. (red.) *Skred: Skredfare og sikringstiltak: Praktiske erfaringer og teoretiske prinsipper*. Oslo: Norges geotekniske institutt og Univeristetsforlaget, s. 139-164.
- Imaizumi, F., Sidle, R. C. & Kamei, R. (2008) 'Effects of forest harvesting on the occurrence of landslides and debris flows in steep terrain of central Japan', *Earth Surface Processes and Landforms*, 33, s. 827-840.

-
- IPCC (2013) 'Summary for Policymakers', i T.F., S., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S. K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V. & Midgley, P. M. (red.) *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.: Cambridge University Press, s. 28.
- Iversen, T., Benestad, R., Haugen, J. E., Kirkevåg, A., Sorteberg, A., Debernard, J., Grønås, S., Martinsen, E. A. & Engen-Skaugen, T. (2005) *RegClim: Norges klima om 100 år - usikkerheter og risiko*, Oslo: RegClim, s. 1-10.
- Iverson, R. M. (1997) 'The physics of debris flows', *Reviews of geophysics*, 35, s. 245-296.
- Jaedicke, C., Solheim, A., Blikra, L. H., Stalsberg, K., Sorteberg, A., Aaheim, A., Kronholm, K., Vikhamar-Schuler, D., Isaksen, K. & Sletten, K. (2008) 'Spatial and temporal variations of Norwegian geohazards in a changing climate, the GeoExtreme Project', *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 8, s. 893-904.
- Johnsrud, T.-E. (2007) *Skogsdrift og veger i bratt terreng*, Biri: Skogbrukets kursinstitutt, s. 1-32.
- Jones, J. & Grant, G. E. (1996) 'Peak flow responses to clear-cutting and roads in small and large basins, western Cascades, Oregon', *Water Resources Research*, Vol. 32, s. 959-974.
- Jordan, P. (2000) *Regional incidence of landslides*, Toews, D. & Chatwin, S. (red.) *Watershed Assessment in the Southern Interior of British Columbia: Workshop Proceedings*, Working Paper 57, Penticton, British Columbia, Canada: Ministry of Forests Research Program, s. 237-247.
- Jørgensen, P. (1977) 'Some properties of Norwegian tills', *Boreas*, 6, s. 149-157.
- Jørgensen, P., Sørensen, R. & Prestvik, O. (2013) *Norske jordarter*, Jordforeningen, 104 s.
- Kidner, D., Dorey, M. & Smith, D. 'What's the point? Interpolation and extrapolation with a regular grid DEM', *Fourth International Conference on GeoComputation*, Fredericksburg, VA, USA, 1999.
- Kleiven, M. K. (2013) *Skred i Rosten tok liv*, Lokalavisa Vigga. Tilgjengeleg frå: <http://www.vigga.no/arkiv/article11524943.ece> (Henta: 22.02.2016).
- Koloski, J. W., Schwarz, S. D. & Tubbs, D. W. (1989) 'Geotechnical properties of geologic materials', i Galster, R. W. (red.) *Engineering geology in Washington*. Washington division of geology and earth resources, s. 19-27.
- Kronholm, K., Jaedicke, C., Sletten, K. & Stalsberg, K. (2007) 'Endring i hyppighet av skred: Vil faren for ulike typer skred øke?', i Førland, E. J., Amundsen, H. & Hovelsrud, G. K. (red.) *Utviklingen av naturulykker som følge av klimaendringer*. Oslo: CICERO Senter for klimaforskning, s. 33-46.
- Kronholm, K. & Stalsberg, K. (2009) 'Klimeendringer gir endring i skredhyppighet', *KLIMA*, 3, s. 34-36.
- Kuglerová, L. (2010) *Effects of forest harvesting on the hydrology of boreal streams*. Master thesis, Swedish University of Agricultural Sciences.
- Landbruks- Og MATDEPARTEMENTET (2013). *Normaler for landbruksveier med byggebeskrivelse*, Biri: Skogbrukets kursinstitutt, s. 1-84.

-
- Langåker, M. Ø. (2014) *Jobberget tunnel – Engineering geological aspects of soil tunneling based on Pipe Umbrella method*, Prosjektoppgåve, Trondheim: Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet, Fakultet for ingeniørvitenskap og teknologi, Institutt for geologi og bergteknikk, s. 1-72.
- Larsson, R. (2008) *Jords egenskaper*, Linköping: Statens geotekniska institut (Sverige), 62 s.
- Lervik, F. (2013) *Ekstrem Hogst i Melhus*, Adressa. Tilgjengeleg frå: <http://www.adressa.no/nyheter/kuriosa/article8218561.ece> (Henta: 20.02 2016).
- Lied, K. (2014) 'Snøskred', i Høeg, K., Karlsrud, K., Lied, K. & Gregory, T. (red.) *Skred: Skredfare og sikringstiltak: Praktiske erfaringer og teoretiske prinsipper*. Oslo: Norges geotekniske institutt og Univeristetsforlaget, s. 13-44.
- Lu, N. & Godt, J. W. (2013) *Hillslope hydrology and stability*: Cambridge University Press, 437 s.
- Luce, C. & Wemple, B. C. (2001) 'Introduction to special issue on hydrologic and geomorphic effects of forest roads', *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol. 26, s. 111-113.
- Lund, M. R. (2013) *En studie av skredaktiviteten i Arnegårdslia, Nes kommune, Hallingdal*, Masteravhandling, Oslo: Universitetet i Oslo, Matematisk-naturvitenskapelig fakultet, Institutt for geofag, s. 1-97.
- Malvern. (2016) *Mastersizer 3000*. Tilgjengeleg frå: <http://www.malvern.com/Assets/MRK1872.pdf> (Henta: 02.05 2016).
- Marshak, S (2011). *Earth: Portrait of a Planet: Fourth International Student Edition*: WW Norton & Company, 818 s.
- Mccuen, R. H. (1989) *Hydrologic analysis and design*: Prentice-Hall Englewood Cliffs, NJ, 883 s.
- Meteorologisk Institutt (2010a) *Klima*. Tilgjengeleg frå: <https://metlex.met.no/wiki/Klima> (Henta: 07.01 2016).
- Meteorologisk Institutt (2010b) *Returperiode*. Tilgjengeleg frå: <https://metlex.met.no/wiki/Returperioder> (Henta: 08.03 2016).
- Meteorologisk Institutt (2016a) *Klimanormaler og ekstremmer*. Tilgjengeleg frå: <http://met.no/Klima/Klimastatistikk/Klimanormaler/> (Henta: 17.02 2016).
- Meteorologisk Institutt (2016b) *Varsling av farlig vær - ekstremvær*. Tilgjengeleg frå: <http://met.no/Klima/Klimastatistikk/Klimanormaler/?module=Articles;action=ArticleFolder.publicOpenFolder;ID=269> (Henta: 17.02 2016).
- Meyer, N., Dyrddal, A., Frauenfelder, R., Etzelmüller, B. & Nadim, F. (2012) 'Hydrometeorological threshold conditions for debris flow initiation in Norway', *Natural Hazards and Earth System Science*, 12, s. 3059-3073.
- Moen, A., Odland, A. & Lillethun, A. (1998) *Nasjonalatlas for Norge: Vegetasjon*, Hønefoss: Norges geografiske oppmåling, 199 s.
- Morgan, R. P. C. & Styczen, M. E. (1995) 'Engineering properties of vegetation', i Morgan, R. P. C. & Rickson, R. J. (red.) *Slope stabilization and erosion control : a bioengineering approach*. London: E & FN Spon, s. 5-58.
- NGI (2013) *Bruk av Q-systemet - Bergmasseklassifisering og bergforsterkning*, Oslo: Norges geotekniske institutt, s. 1-57.

-
- NGI. (2016) *Ulykker*, Norges geotekniske institutt. Tilgjengeleg frå: <http://www.ngi.no/no/snoskred/Ulykker/> (Henta: 06.05 2016).
- NGU. (2015) *Database for geologiske enheter: Hareklettformasjonen*, Norges Geologisk Undersøkelse. Tilgjengeleg frå: http://aps.ngu.no/pls/utf8/geoenhet_SokiDb.Vis_enhet?p_id=154291&p_spraak=N (Henta: 30.09 2015).
- NGU. (2016a) *Nedlastingsportal for geologiske data*, Norges Geologiske undersøkelse. Tilgjengeleg frå: <http://geo.ngu.no/download/> (Henta: 20.02 2016).
- NGU. (2016b) *Nasjonal løsmassedatabase*, Norges Geologiske Undersøkelse. Tilgjengeleg frå: <http://geo.ngu.no/kart/losmasse/> (Henta: 26.01 2016).
- NIBIO. (2007) *Kartdata - SAT-SKOG*, Norsk institutt for bioøkonomi. Tilgjengeleg frå: http://www.skogoglandskap.no/artikler/2009/nedlasting_satskog.
- NOREM, H. (2014) *Håndbok V138 Veger og snøskred*, Statens Vegvesen, s. 1-128.
- Norem, H. & Sandersen, F. (2014). *Flom- og sørpeskred*, Håndbok V139, Statens Vegvesen, s. 1-106.
- Norge I 3D (2016) *Norge I 3D med Norkart Virtual Globe*, Norkart. Tilgjengeleg frå: <http://www.norgei3d.no/> (Henta 13.05.2016).
- Norge i bilder (2011) *Norge i bilder: Nord-Gudbrandsdal 2011*, Skog og landskap, Statens vegvesen og Statens kartverk. Tilgjengeleg frå: <http://www.norgeibilder.no/?zoom=12&lat=6860788.32617&lon=522052.64063&srs=EPSG:32632> (Henta: 17.03 2016).
- Norge i bilder (2014) *Norge i bilder: Trøndelag 2014*, Skog og landskap, Statens vegvesen og Statens kartverk. Tilgjengeleg frå: <http://www.norgeibilder.no/?zoom=14&lat=7002255.79662&lon=562377.65383&srs=EPSG:32632> (Henta: 13.05.2016).
- Norges geologiske undersøkelse (2016) *Landformer og løsmasser*. Tilgjengeleg frå: <http://www.ngu.no/fagomrade/landformer-og-losmasser> (Henta: 14.10 2015).
- Norsk institutt for skog og landskap (2015) *SAT-SKOG oversiktskart*. Tilgjengeleg frå: http://kilden.skogoglandskap.no/?topic=arealinformasjon&X=7334000.00&Y=400000.00&zoom=0&lang=nb&bgLayer=graatone_cache&layers=skog_sat-skog_dekning&layers_opacity=0.75# (Henta: 28.09 2015).
- NVE. (2013a) *Faktaark: Hva er sørpeskred*, Norges vassdrags og energidirektorat.
- NVE. (2013b) *Faktaark: Jordskred og flomskred*, Norges vassdrags- og energidirektorat.
- NVE. (2014) *Flaum- og skredfare i arealplanar*, Norges vassdrags og energidirektorat, s. 1-40.
- NVE. (2016) *Nedlasting av fagdata fra NVE*, Norges vassdrags- og energidirektorat. Tilgjengeleg frå: <http://nedlasting.nve.no/gis/> (Henta: 22.02 2016).
- Olsen, L., Sveian, H., Ottesen, D. & Riise, L. (2013) 'Quaternary glacial, interglacial and interstadial deposits of Norway and adjacent onshore and offshore areas', i Olsen, L., Fredin, O. & Olsen, O. (red.) *Quaternary geology of Norway*. Norway: Norges geologiske undersøkelse, s. 79-144.
- Picarelli, L., Leroueil, S., Olivares, L., Pagano, L., Tommasi, P. & Urciuoli, G. (2012) 'Groundwater in slopes', i CLAGUE, J. J. & STEAD, D. (red.) *Landslides: types, mechanisms and modeling*. Cambridge: Cambridge Univeristy Press, s. 235-250.

-
- Puhe, J. (2003) 'Growth and development of the root system of Norway spruce (*Picea abies*) in forest stands—a review', *Forest Ecology and Management*, 175, s. 253-273.
- Rannka, K. (2002) *Slå rot- och väx upp eller Vegetation som förstärkningsmetod*, Karlstad: Räddningsverket, s. 1-76.
- Reite, A. (1985) *Støren: Beskrivelse til kvartærgeologisk kart 1621 III - M1:50 000*, Trondheim: Norges geologiske undersøkelse, 25 s.
- Reite, A. J. (1986) *Beskrivelse til kvartærgeologisk kart: Stjørdal 1621 I, M 1:50 000*, Skrifter 72, Trondheim: Norges geologiske undersøkelse, 28 s.
- Reite, A. J. (1990) *Sør-Trøndelag. Kvartærgeologisk kart M 1:250.000 med veiledning*, Trondheim: Norges geologiske undersøkelse, 39 s.
- Reite, A. J., Sveian, H. & Erichsen, E. (1999) 'Trondheim fra istid til nåtid - landskapshistorie og løsmasser', *Gråsteinen* 5.
- Reubens, B., Poesen, J., Danjon, F., Geudens, G. & Muys, B. (2007) 'The role of fine and coarse roots in shallow slope stability and soil erosion control with a focus on root system architecture: a review', *Trees*, 21, s. 385-402.
- Rickenmann, D. & Zimmermann, M. (1993) 'The 1987 debris flows in Switzerland: documentation and analysis', *Geomorphology*, 8, s. 175-189.
- Roald, L. A. (2013) *Flom i Norge*, Vestfossen: Tom & Tom, 184 s.
- Rueslåtten, H. (1995) 'Kvartærgeologi', i Prestvik, T., Johnsen, S. O., Moseid, T. & Rueslåtten, H. (red.) *Videregående geologi*. Stabekk: Vett & Viten, s. 413.
- Sandersen, F. (2014). 'Løsmasse- og flomskred', i Høeg, K., Karlsrud, K., Lied, K. & Gregory, T. (red.) *Skred: Skredfare og sikringstiltak: Praktiske erfaringer og teoretiske prinsipper*. Oslo: Norges geotekniske institutt og Univeristetsforlaget, s. 77-93.
- Sandersen, F., Bakkehøi, S., Hestnes, E. & Lied, K. (1996) *The influence of meteorological factors on the initiation of debris flows, rockfalls, rockslides and rockmass stability*, 201, Oslo: Norges Geotekniske Institutt, s. 97-114.
- Sassa, K., Fukuoka, H., Wang, F. & Wang, G. (2007) *Progress in landslide science*. Springer Science & Business Media, 377 s.
- Selmer-Olsen, R. (1977) *Ingeniørgeologi Del II - De løse jordlag*. Trondheim: Tapir forlag, 289 s.
- Side, R. C. (1985) 'Factors influencing the stability of slopes', i Swantson, D. (red.) *Proceedings of a Workshop on Slope Stability: Problems and Solutions in Forest Management, February 6-8, 1984: Seattle, Washington*. Portland, Oregon: United States Department of Agriculture, Forest Service, Pacific Northwest Forest and Range Experiment Station, s. 17-25.
- Side, R. C. (1992) 'A theoretical model of the effects of timber harvesting on slope stability', *Water Resources Research*, 28, s. 1897-1910.
- Side, R. C. (2005) 'Influence of forest harvesting activities on debris avalanches and flows', i Jakob, M. & Hungr, O. (red.) *Debris-flow hazards and related phenomena*. Springer, s. 387-409.
- Side, R. C. & Ochiai, H. (2006) *Landslides: processes, prediction, and land use*, Washington DC, USA: American Geophysical Union, 312 s.

-
- Siedlecka, A., Nystuen, J. P., Englund, J. O. & Hossack, J. (1987) *Berggrunnskart Lillehammer, M 1:250000*. Trondheim: Norges Geologiske undersøkelse.
- Skilling, D. D. (2004). *Scotch Pine*. US Forest Service Northeastern area. Tilgjengeleg frå: http://www.na.fs.fed.us/spfo/pubs/silvics_manual/volume_1/silvics_voll.pdf (Henta: 08.04 2016).
- Skrednett (2015) *Nettbasert kartteneste - skredhendelsar*. Tilgjengeleg frå: <http://atlas.nve.no/SilverlightViewer/Viewer.html?Viewer=NVEAtlas&runWorkflow=StartupQuery&mapServiceId=54&layerName=Skredtype> (Henta: 30.09 2015).
- Skuli, T., Myrabø, S., Myhre, Ø. & Flesjø, K. (2011) *Risiko- og sårbarhetsanalyser av stikkrenner mht værrelaterte hendelser, VD rapport nr. 24*, s.l.: Vegdirektoratet, s. 1-31.
- SNL. (2009) *Skogplanting*. Store norske leksikon. Tilgjengeleg frå: <https://snl.no/skogplanting> (Henta: 05.05 2016).
- SNL. (2015) *Regolitt*. Store Norske Lekiskon. Tilgjengeleg frå: <https://snl.no/regolitt> (Henta: 11.12 2015).
- Statens Kartverk (2007a) *Topografisk norgeskart 2*. Tilgjengeleg frå: <http://www.arcgis.com/home/item.html?id=5e7223e85add4ed1830450247b94c02a> (Henta: 22.02 2016).
- Statens Kartverk (2007b) *Topografisk norgeskart 2 gråtone*. Tilgjengeleg frå: <http://www.arcgis.com/home/item.html?id=8af84df8e78146f69b1a158b1d2185bc> (Henta: 22.02 2016).
- Statens Kartverk (2013) *FKB - Felles kartdatabase*. Tilgjengeleg frå: <http://www.kartverket.no/Kart/Kartdata/Vektorkart/FKB/> (Henta: 23.04 2016).
- Statens Kartverk (2015) 'Lidar-data over Melhus kommune, Sør-Trøndelag'.
- Statens Kartverk (2016) *Norgeskart*. Tilgjengeleg frå: <http://www.norgeskart.no/> (Henta: 29.04 2016).
- Statens Vegvesen (2012) *Håndbok R761: Prosesskode 1: Standard beskrivelse for vegkontrakter*, 235 s.
- Statens Vegvesen (2014a) *Håndbok 210: Laboratorieundersøkelser*: Statens vegvesen, 417 s.
- Statens Vegvesen (2014b). *Vegbygging, Håndbok N200*, Vegdirektoratet, s. 1-528.
- Stokes, A., Norris, J. E., Beek, L. P. H. V., Bogaard, T., Cammeraat, E., Mickovski, S. B., Jenner, A., Iorio, A. D. & Fourcaud, T. (2008) 'How vegetation reinforces soil on slopes', i Norris, J. E., Stokes, A., Mickovski, S. B., Cammeraat, E., Beek, R. V., Nicoll, B. C. & Achim, A. (red.) *Slope Stability and Erosion Control: Ecotechnological Solutions*. Dordrecht, The Netherlands: Springer, s. 17-64.
- Strømsøe, J. R. (2005) *Kvantitativ analyse av forvitningsmateriale og kvartærgeologisk kartlegging av Hadseløya, Vesterålen, Nord-Norge*. Hovedfagsoppgave i naturgeografi, Institutt for Geografi, Universitetet i Bergen.
- Sulebak, J. R (2007) *Landformer og prosesser: en innføring i naturgeografiske tema*, Bergen: Fagbokforlaget, 391 s.
- Takahashi, T. (2007) *Debris Flow: Mechanics, Prediction and Countermeasures*, London, UK.: Taylor and Francis Group, 465 s.

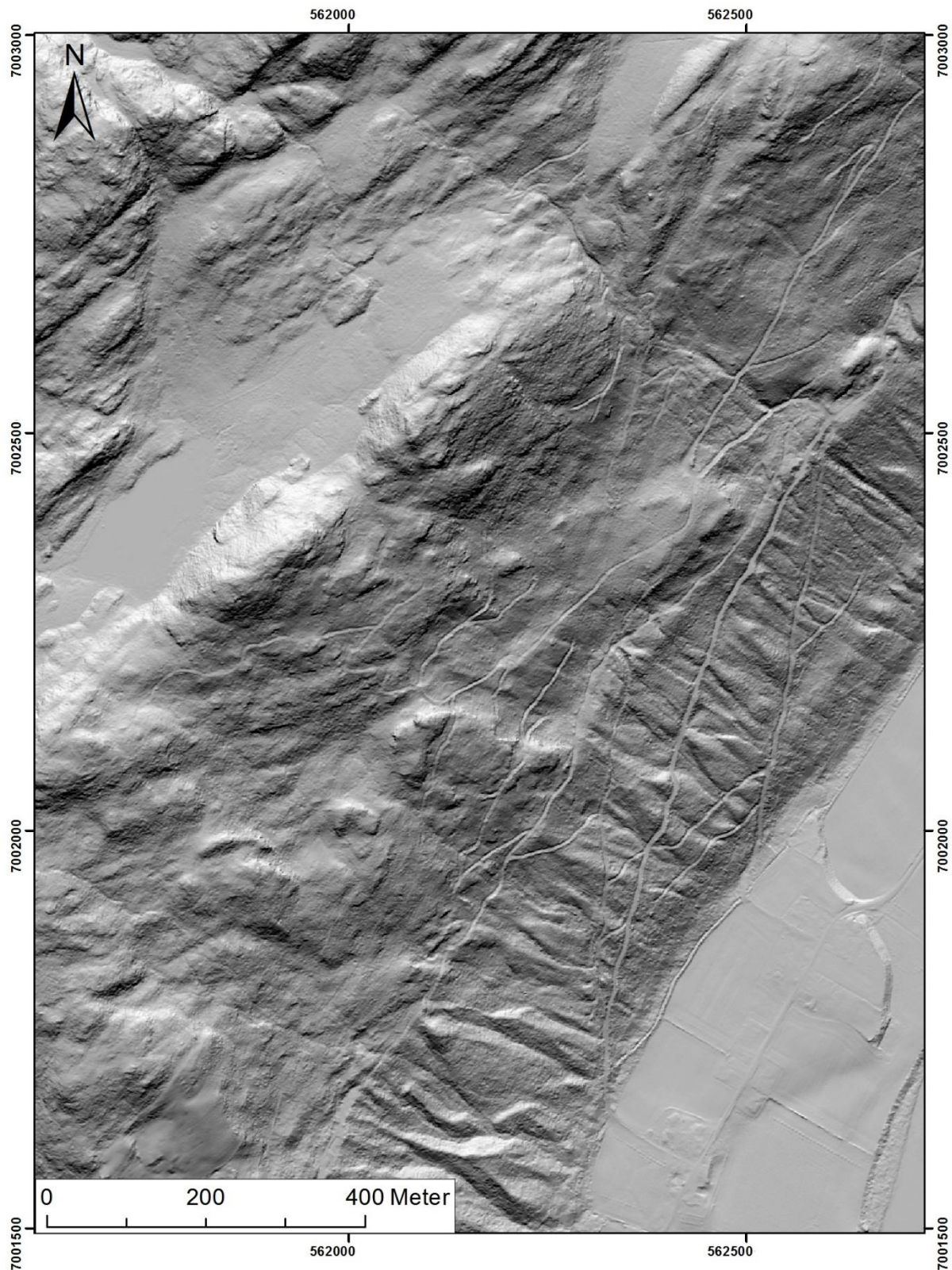
-
- Taurisano, A. & Øydvin, E. K. (2011). *Rapport 18/2011 Plan for skredfarekartlegging - Delrapport snøskred og sørpeskred*, Taurisano, A. (red.) Norges vassdrags- og energidirektorat, s. 1-44.
- Terzaghi, K., Peck, R. B. & Mesri, G. (1996) *Soil mechanics in engineering practice*, New York: John Wiley & Sons, 549 s.
- Thoresen, M. K. (1991) *Kvartærgeologisk kart over Norge: Tema: Jordarter: Norges geologiske undersøkelse*, 1. Opplag, 64 s.
- Thoresen, M. K. (2000) *Kvartærgeologisk kart over Norge: Tema: Jordarter: Norges geologiske undersøkelse*, 2. opplag, 64 s.
- Tollan, A. (1977) *Vann - en naturressurs*, Oslo: Universitetsforlaget, 107 s.
- Varnes, D. J. (1978) *Slope movement types and processes*, Schuster, R. L. & Krizek, R. J. (red.) *Special Report 176: Landslides: Analysis and Control*, Washington D. C.: Transportation and Road Research Board, National Academy of Science, s. 11-33.
- Vollen, G. (2013) *Skred i Høvringslia*. Lokalavisa Vigga. Tilgjengeleg frå: <http://www.vigga.no/arkiv/article11524932.ece> (Henta: 22.02.2016).
- Vollen, J. E. (2016) *Stikkrenner - viktigere enn noen gang*. Skogkurs. Tilgjengeleg frå: http://skogkurs.no/artikkel.cfm?Id_art=115 (Henta: 13.04 2016).
- Vorren, T. O. & Mangerud, J. (2007) Istider kommer og går. i Ramberg, I. B., Bryhni, I. & Nørrvedt, A. (red.) *Landet blir til - Norges geologi*. Trondheim: Norsk Geologisk Forening, s. 478-531.
- Walberg, N. A. K. & Devoli, G. (2014) *Regional varsling av jordskredfare: Analyse av historiske jordskred, flomskred og sørpeskred i Gudbrandsdalen og Ottadalen*, Rapport nr. 44, Norges vassdrags- og energidirektorat.
- Wang, G. & Sassa, K. (2001) 'Factors affecting rainfall-induced flowslides in laboratory flume tests', *Geotechnique*, Vol. 51, s. 587-599.
- Wang, G. & Sassa, K. (2003) 'Pore-pressure generation and movement of rainfall-induced landslides: effects of grain size and fine-particle content', *Engineering Geology*, 69, s. 109-125.
- Winkler, R. D., R.D. (Dan) Moore, Redding, T. E., David L. Spittlehouse, Smerdon, B. D. & Carlyle-Moses, D. E. (2010) 'The Effects of Forest Disturbance on Hydrologic Processes and Watershed Response', i Pike, R. G., Redding, T. E., Moore, R. D., Winkler, R. D. & Bladon, K. D. (red.) *Land Management Handbook 66: Compendium of forest hydrology and geomorphology in British Columbia*. B.C. Min. For. Range, For. Sci. Prog., Victoria, B.C. and FORREX Forum for Research and Extension in Natural Resources, s. 179-212.
- Wolff, F. C. (1979) *Trondheim og Østersund: Beskrivelse til de berggrunnsgeologiske kart*, Trondheim: Norges geologiske undersøkelse, 76 s.
- Woxholtt, S. (2013) *Gravedrifter - et alternativ i bratte skogslier når det tas særlige hensyn*. Norsk institutt for bioøkonomi. Tilgjengeleg frå: http://www.skogoglandskap.no/nyheter/2013/gravedrifter_et_alternativ_i_bratte_skogslier/newsitem (Henta: 23.02 2016).
- Wyllie, D. C. & Mah, C. W. (2004) *Rock Slope Engineering, civil and mining*, New York, USA: Spon Press, 456 s.

Zhou, Y., Watts, D., Li, Y. & Cheng, X. (1998) 'A case study of effect of lateral roots of *Pinus yunnanensis* on shallow soil reinforcement', *Forest Ecology and Management*, 103, s. 107-120.

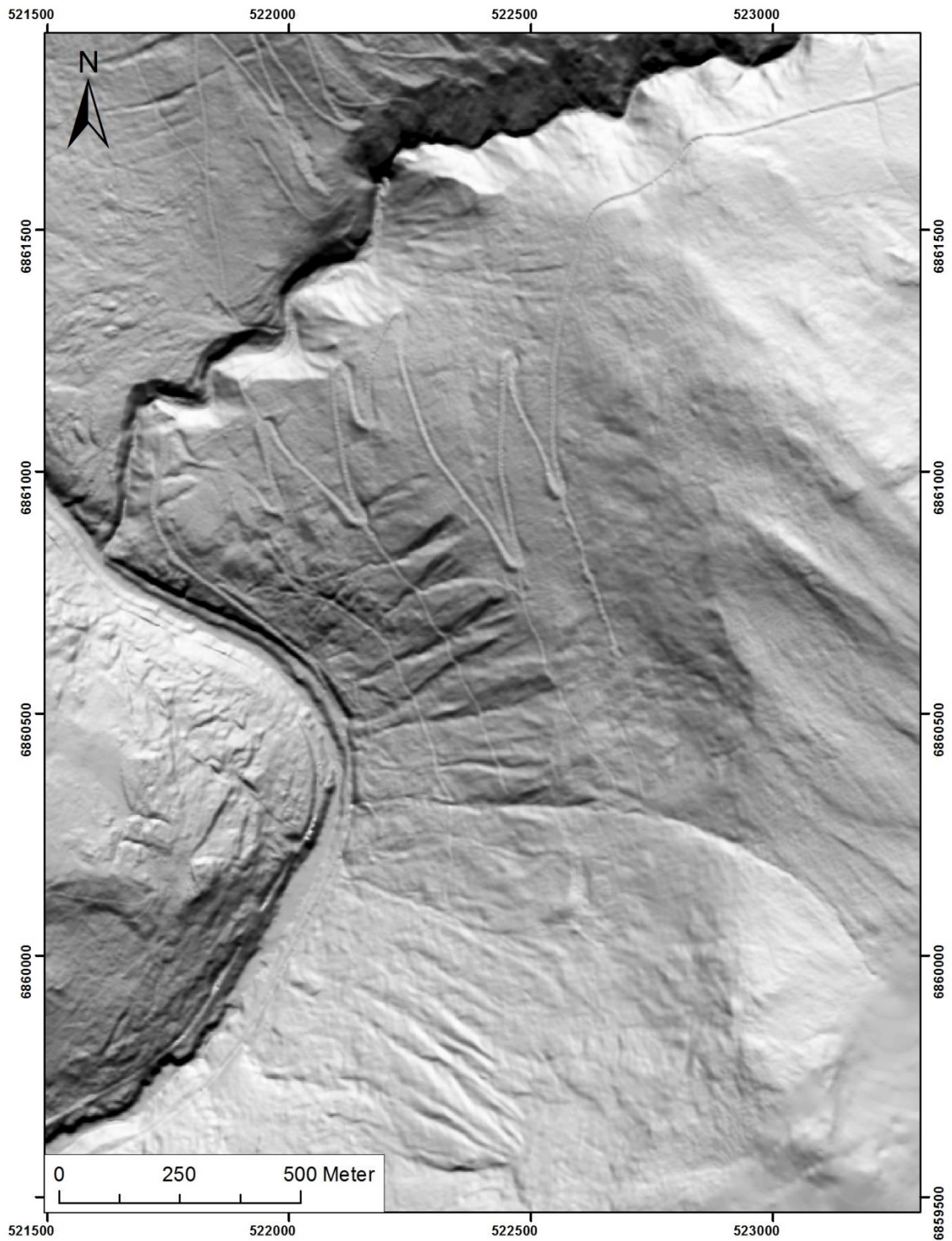
Øydvin, E. K., Devoli, G., Bargel, T. H., Wiig, T., Taurisano, A., Berg, H., Eikenæs, O., Lyche, E., Fergus, T., Kvakland, M. R., Wasrud, J., Helle, T. E., Orvedal, K., Peereboom, I. O., Andersen, Ø. B., Hermanns, R., Høst, J., Hansen, L., Bunkholt, H., Eilertsen, R., Fischer, L., L'heureux, J.-S., Oppikofer, T., Rubensdotter, L., Sletten, K., Solberg, I.-L. & Stalsberg, K. (2011) *Plan for skredfarekartlegging - Status og prioriteringer innen oversiktskartlegging og detaljert skredfarekartlegging i NVEs regi*, Rapport 14, Norges vassdrags- og energidirektorat.

Vedlegg A GIS-analysar

A.1 Skyggerelieff

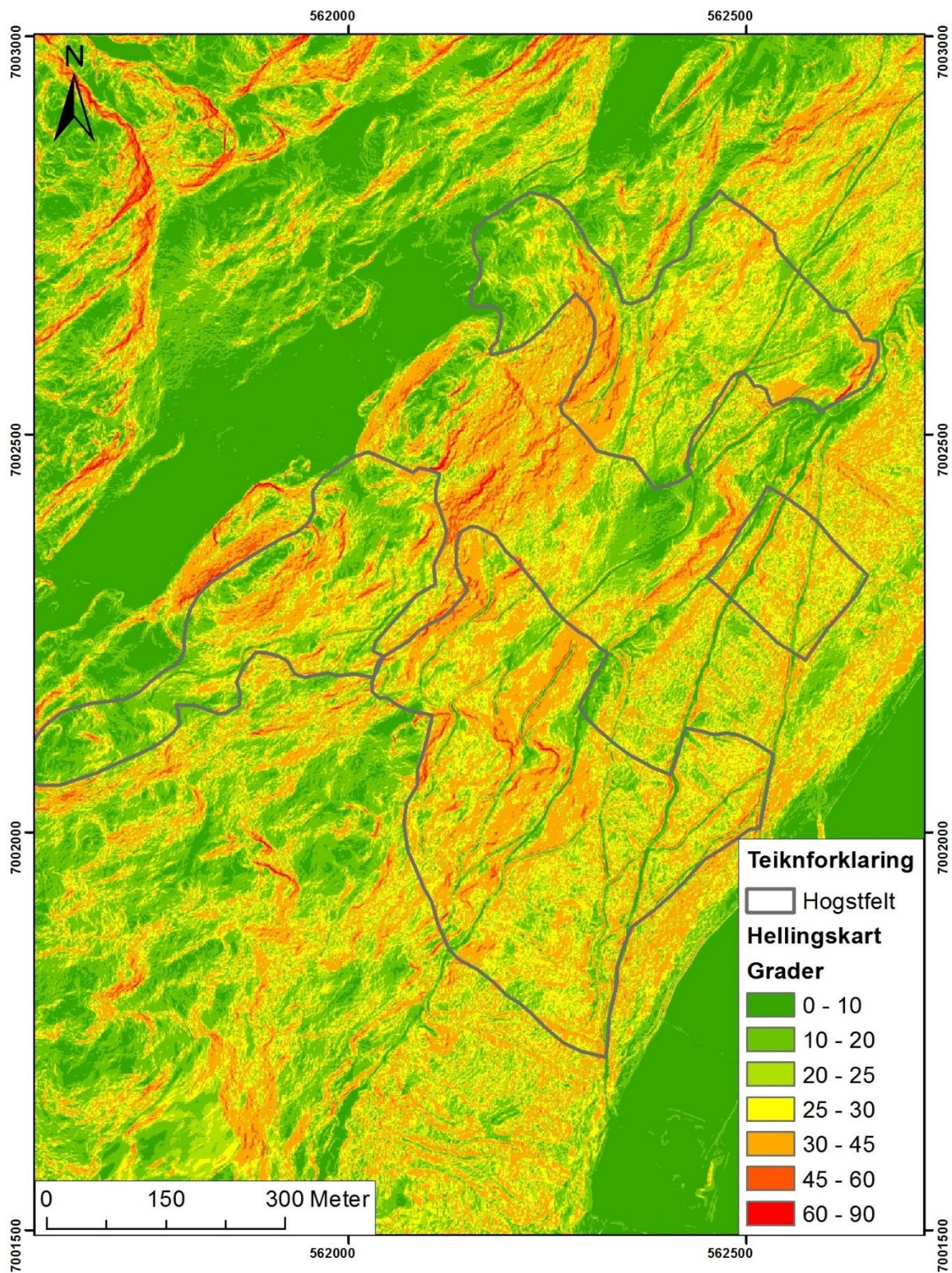


Figur A.1.1. Skyggerelieff over studieområdet på Horg i Melhus kommune. Produsert av forfatteren etter lidardata frå Statens kartverk (2015). Skyggerelieffet gjer det mogleg å sjå terrengformasjonar som er dekkja av vegetasjon i tillegg til at skogsbilvegane kjem tydeleg fram.

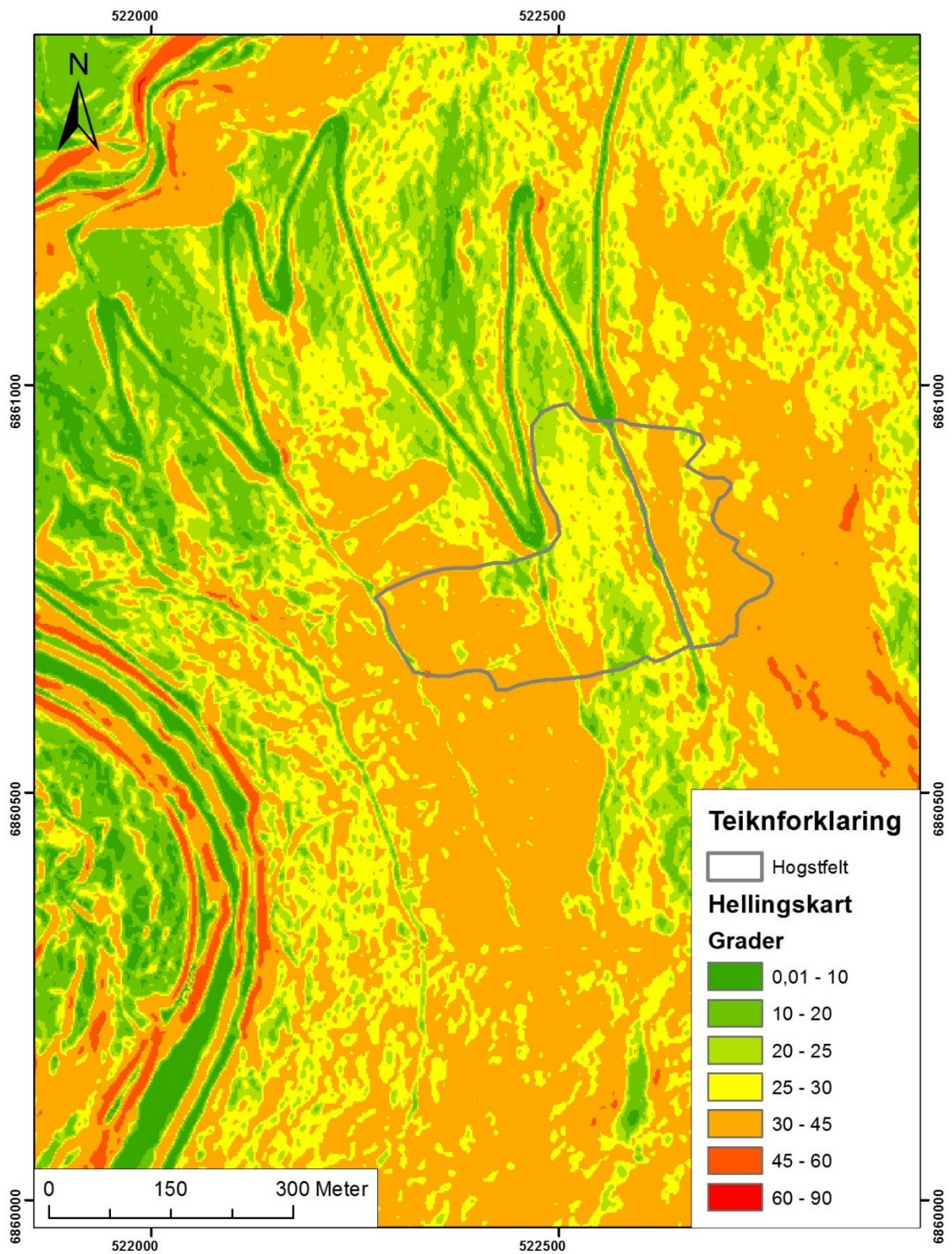


Figur A.1.2. Skyggerelieffkart over Høvringslia i Sel kommune. Produsert av forfatteren etter lidardata frå Statens kartverk (2015). Skyggerelieffet gjer det mogleg å sjå terrengformasjonar som er dekkja av vegetasjon i tillegg til at skogsbilvegane kjem tydeleg fram.

A.2 Hellingskart



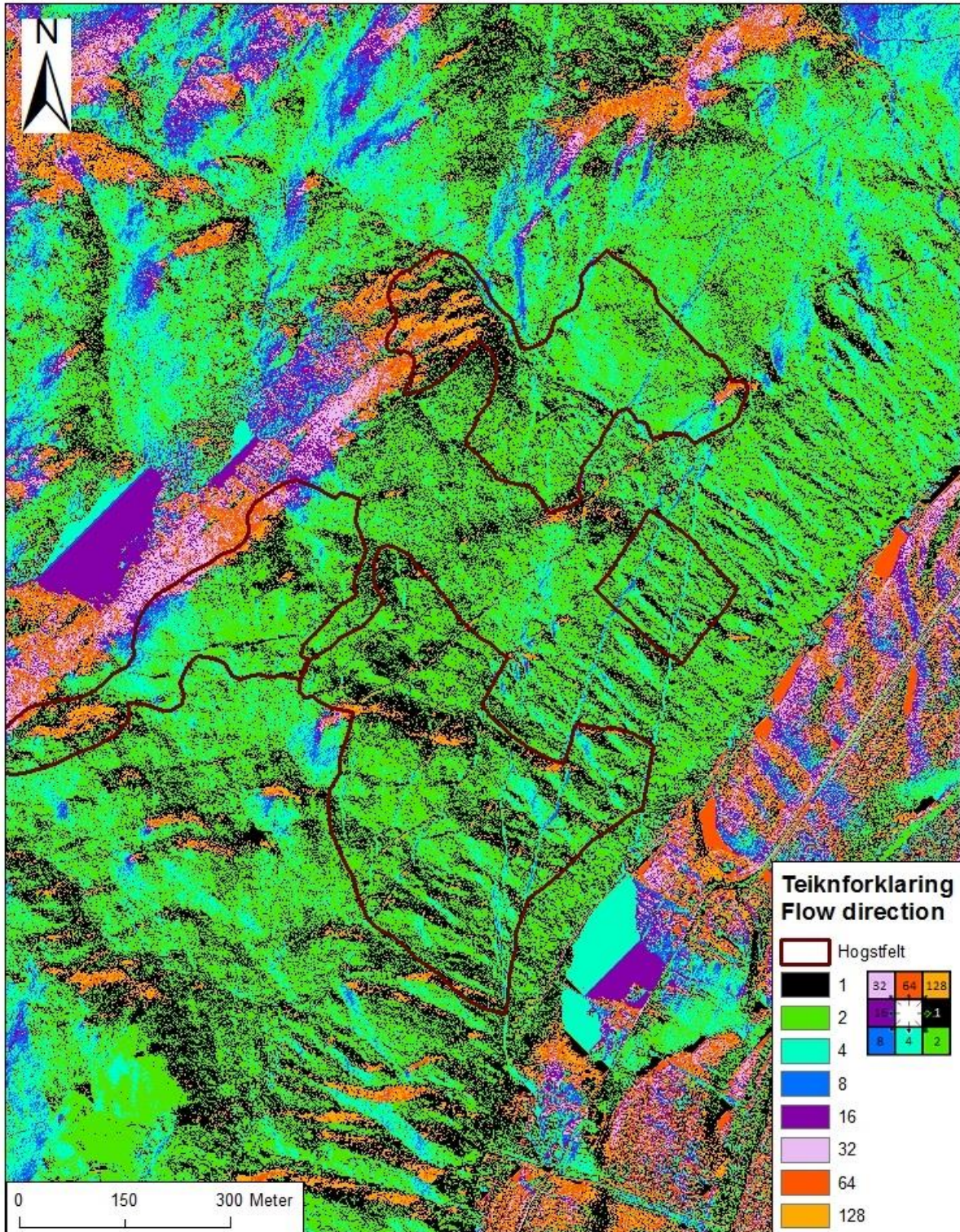
Figur A.2.1. Hellingskart over Horg i Melhus kommune. Produsert av forfatternen etter lidardata frå Statens kartverk (2015).



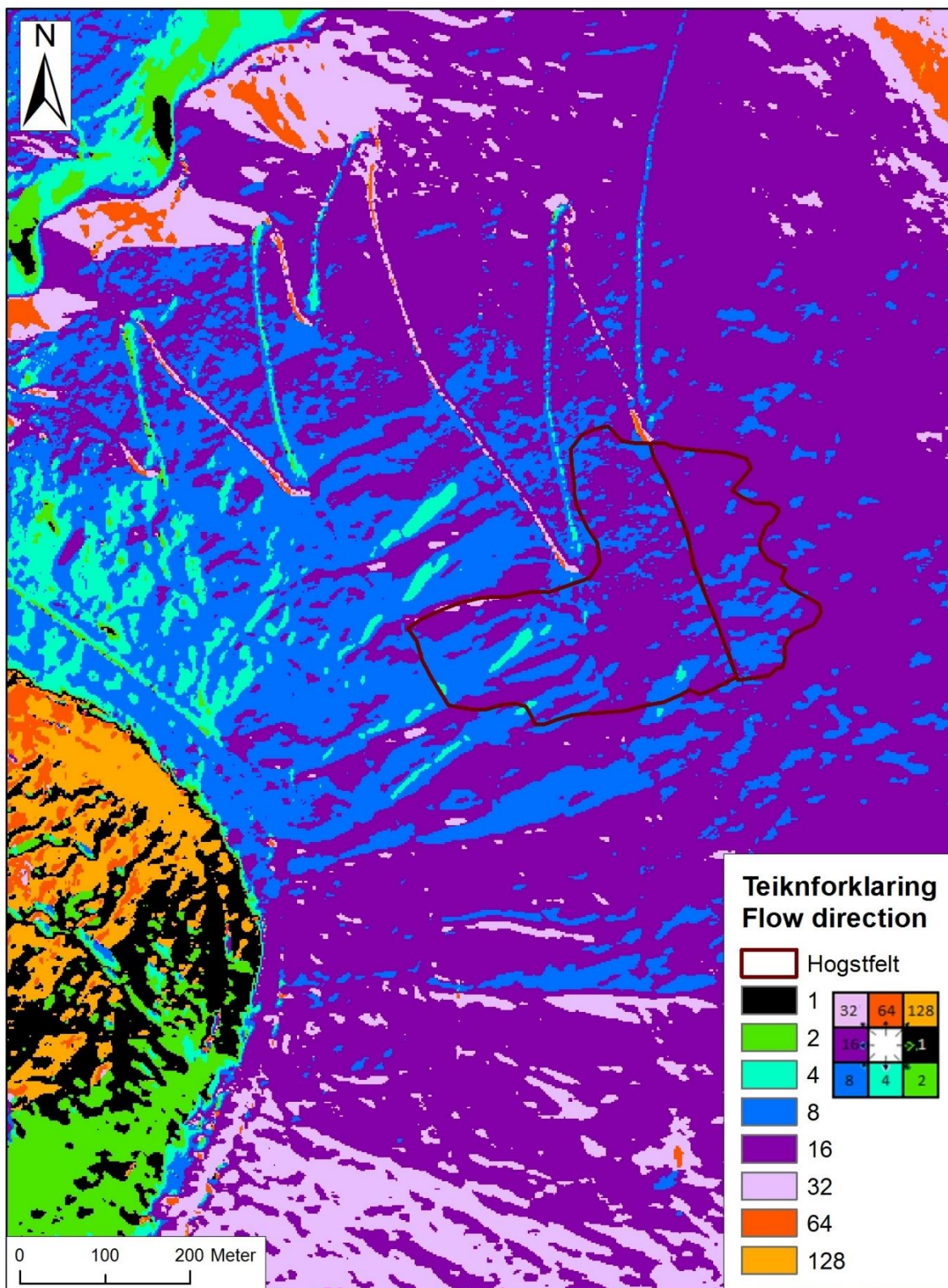
Figur A.2.2. Hellingskart over Høvringslia i Sel kommune. Produsert av forfatteren etter kartdata frå Statens kartverk (2013).

A.3 Flow direction

Viser til kapittel 4.4.2 for forklaring av metode. Talkodar for fargar visar strøymingsretning frå celle til celle, der 64 representerer nord, 1 er aust, 4 er sør og 16 er vest.



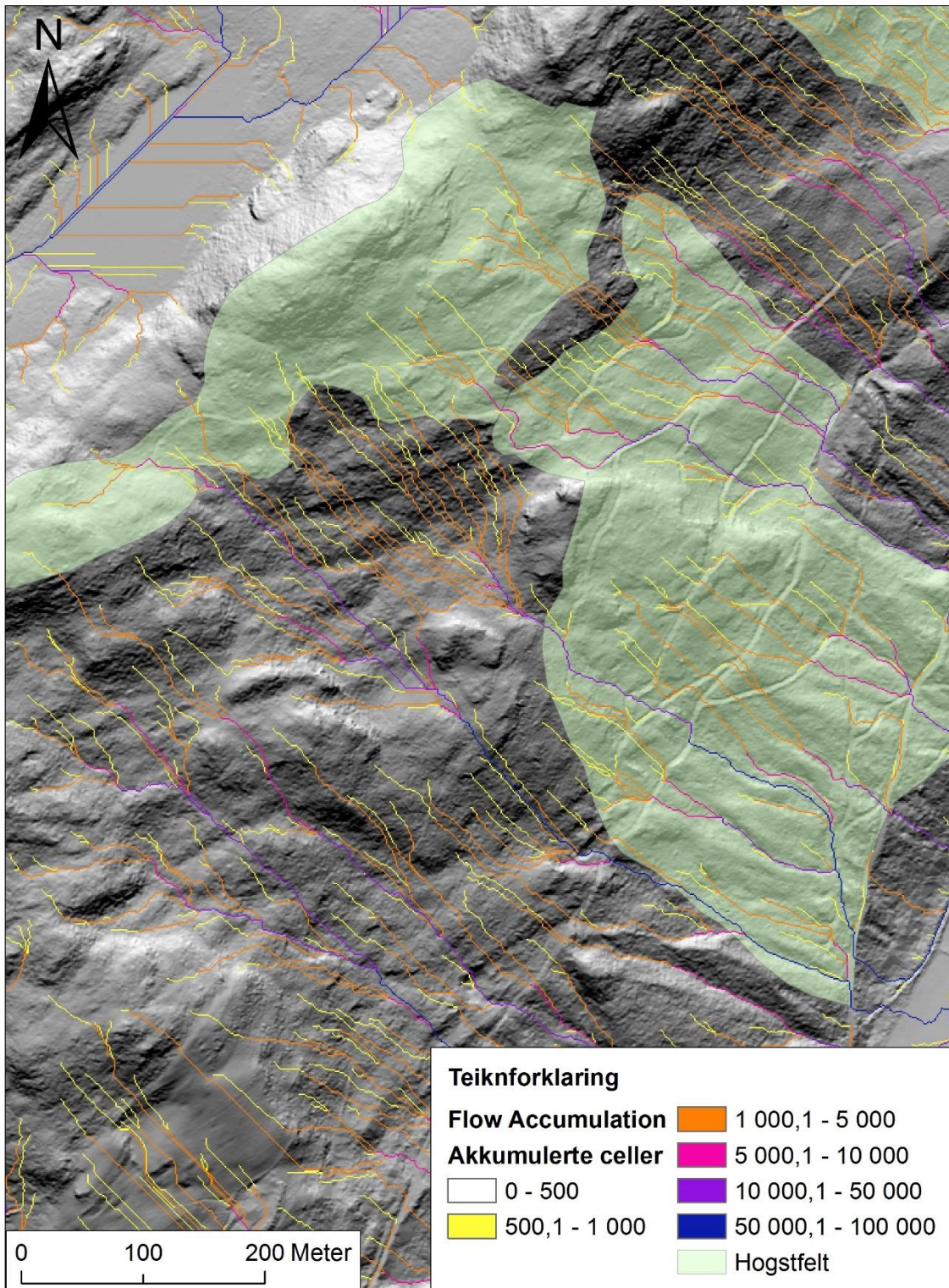
Figur A.3.1. Flow direction-analyse over studieområdet på Horg i Melhus kommune. Tal og fargar representerer retninga vatnet vil strøyme. Produsert av forfattern etter lidardata frå Statens kartverk (2015).



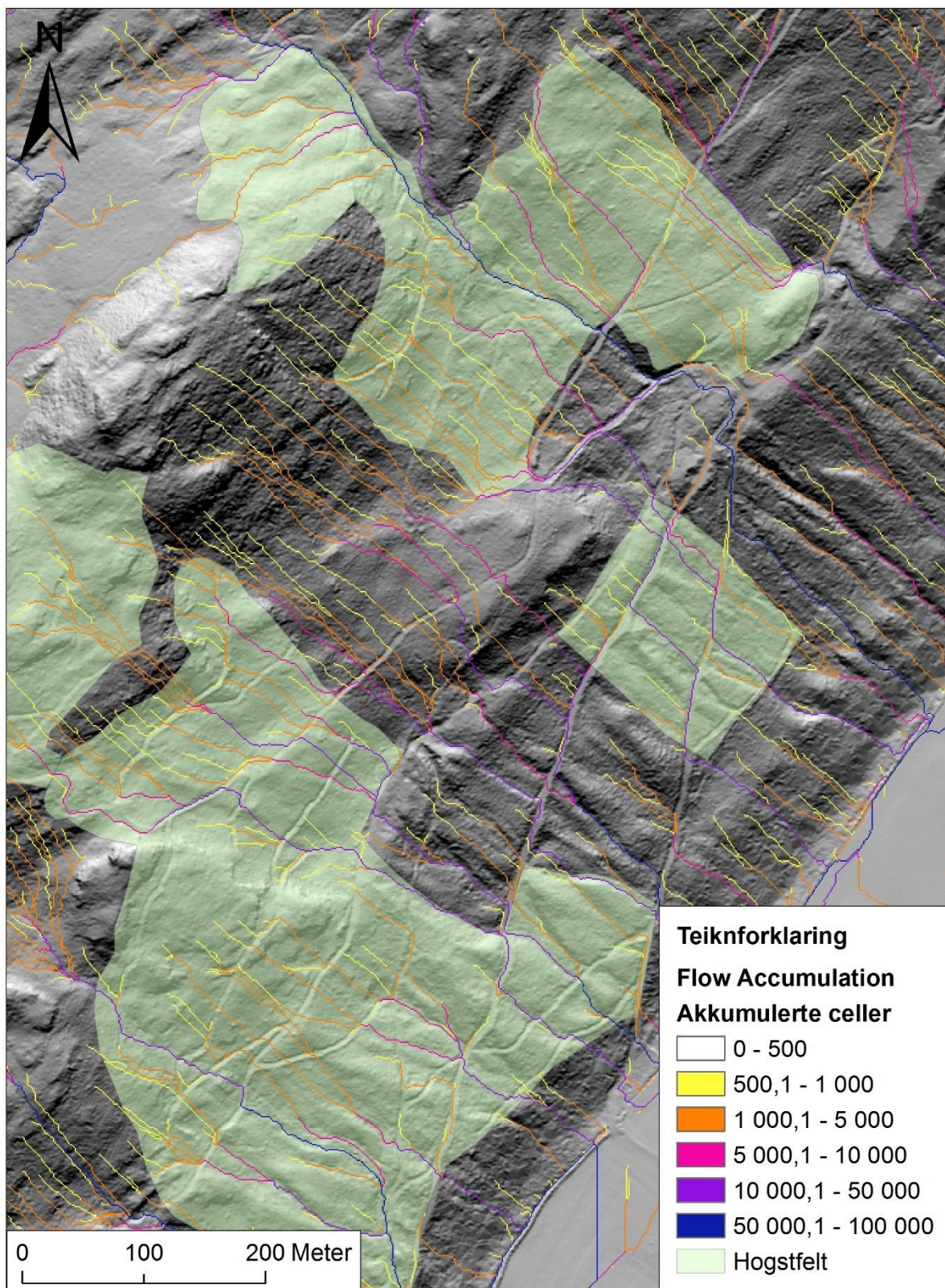
Figur A.3.2. Flow direction analyse over Høvringslia i Sel kommune. Tal og fargar representerer retninga vatnet vil strøyme. Produsert av forfattaren etter kartdata frå Statens kartverk (2013).

A.4 Flow accumulation

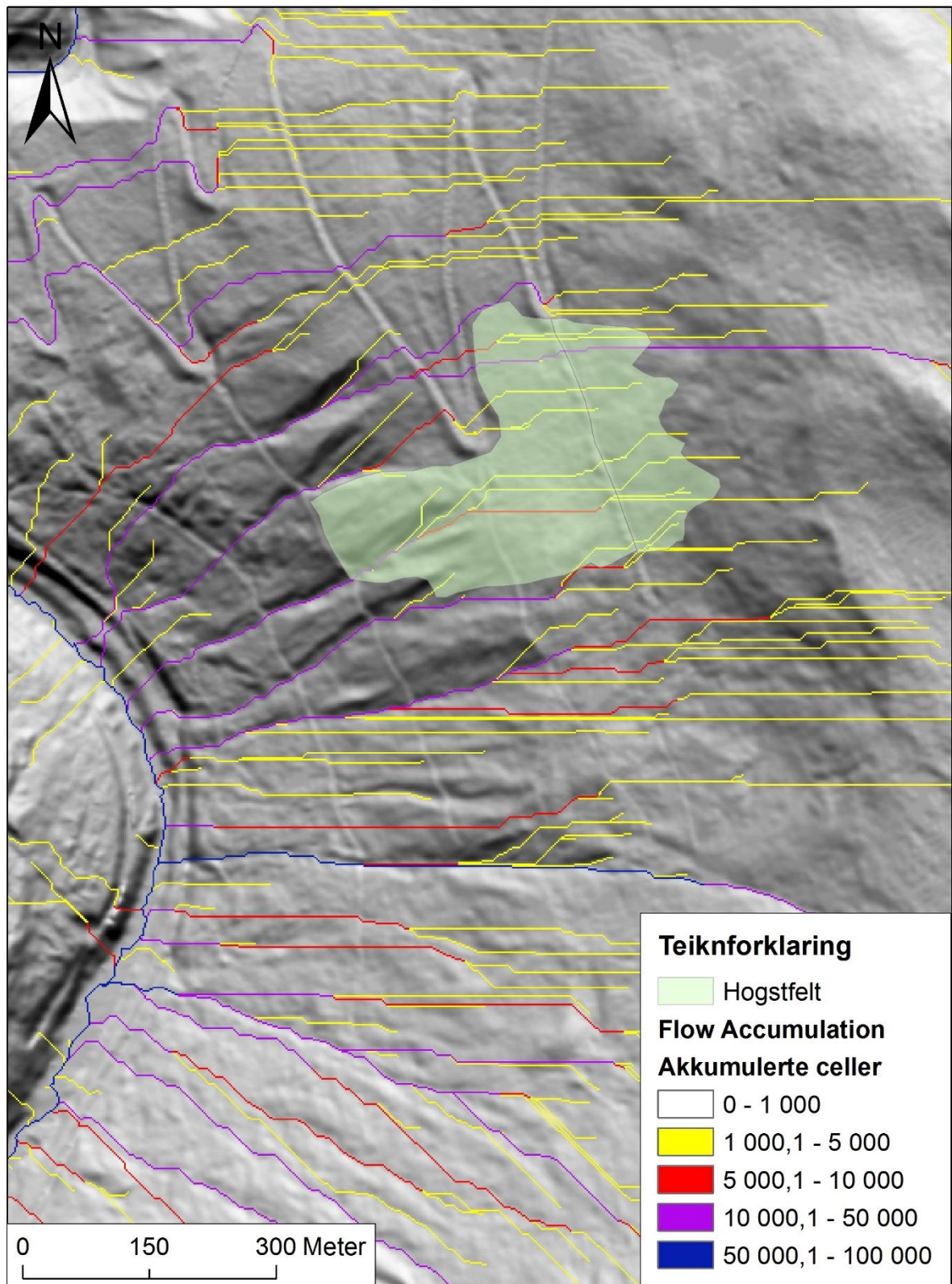
Visar til kapittel 4.4.4 for forklaring av metode. Fargane på dei markerte dreneringsvegane for vatn indikerer kor mange celler som akkumulerer inn i punktet.



Figur A.4.1. Flow accumulation analyse over Horg, 1 av 2 (sørvestleg del). Produsert av forfattaren etter lidardata frå Statens kartverk (2015).



Figur A.4.2. Flow accumulation analyse over Horg, 2 av 2 (nordøstleg del). Produsert av forfatternen etter lidardata frå Statens kartverk (2015).



Figur A.4.3. Flow accumulation analyse av Høvringslia, cellestørrelse 2x2 meter. Produsert av forfatteren etter kartdata frå Statens kartverk (2013).

Vedlegg B Nedbørsdata

B.1 Stasjonsdata

Her presenterast stasjonsdata over dei meteorologiske målestasjonane det er henta klimadata frå. Alle klimadata er henta frå eKlima (2016).

Tabell B.1.1. Stasjonsdata over meteorologiske målestasjonar som er nytta i denne oppgåva.

Stasjonsnummer	Namn	I drift frå	I drift til	Hoh.	UTM32N		Kommune	Fylke
16270	HØVRINGEN	06.72	12.13	935	524795	6862038	Sel	Oppland
16271	HØVRINGEN II	09.13		940	525223	6861830	Sel	Oppland
66250	HØLONDA	01.1895	10.04	360	551394	6998865	Melhus	Sør-Trøndelag
67200	LUNDAMO	11.64	11.02	50	566599	7002598	Melhus	Sør-Trøndelag
68270	LØKSMYR	01.60		173	572202	7012191	Melhus	Sør-Trøndelag
67160	MELHUS			10	564210	7017427	Melhus	Sør-Trøndelag

B.2 Returperiode for ekstremverdiar

Ekstremnedbør for sesongar (vinter, vår, sommar og haust) og årsverdi i mm for stasjonane Høvringen og Lundamo.

Tabell B.2.1. Påregnelige maksimale nedbørshøgder (mm) for målestasjon 16270 Høvringen.

16270 Høvringen, datagrunnlag:1972-2013						
Påregnelige maksimale nedbørshøgder (mm) i løpet av nedbørdøgnet (06-06 UTC).						
Returperioder (år)	Metode	Årsverdi	des, jan, feb	mar, apr, mai	jun, jul, aug	sep, okt, nov
5	GUMBEL	35	11	18	33	22
10	GUMBEL	41	13	23	39	26
25	GUMBEL	48	16	28	46	31
50	GUMBEL	54	18	33	51	35
100	GUMBEL	59	20	37	56	39
500	GUMBEL	72	25	46	69	49
1000	GUMBEL	77	26	50	74	53
5	NERC	35	11	18	33	22
10	NERC	40	12	21	38	25
25	NERC	48	15	25	45	31
50	NERC	55	18	30	52	36
100	NERC	63	21	35	60	42
500	NERC	85	30	49	81	58
1000	NERC	97	35	57	93	68

Tabell B.2.2. Påregnelige maksimale nedbørshøgder (mm) for målestasjon 67200 Lundamo.

67200 Lundamo, datagrunnlag: 1964-2002						
Påregnelige maksimale nedbørshøgder (mm) i løpet av nedbørdøgnet (06-06 UTC).						
Returperioder (År)	Metode	Årsverdi	des, jan, feb	mar, apr, mai	jun, jul, aug	sep, okt, nov
5	GUMBEL	41	28	26	33	33
10	GUMBEL	46	33	31	39	40
25	GUMBEL	54	40	37	46	47
50	GUMBEL	59	45	42	51	53
100	GUMBEL	64	49	46	56	59
500	GUMBEL	76	61	57	68	72
1000	GUMBEL	82	66	61	73	77
5	NERC	41	28	26	33	33
10	NERC	47	32	30	38	38
25	NERC	55	39	36	45	45
50	NERC	63	45	42	52	52
100	NERC	72	52	48	60	60
500	NERC	97	72	68	81	81
1000	NERC	110	82	78	93	93

B.3 Døgnverdiar Høvringslia

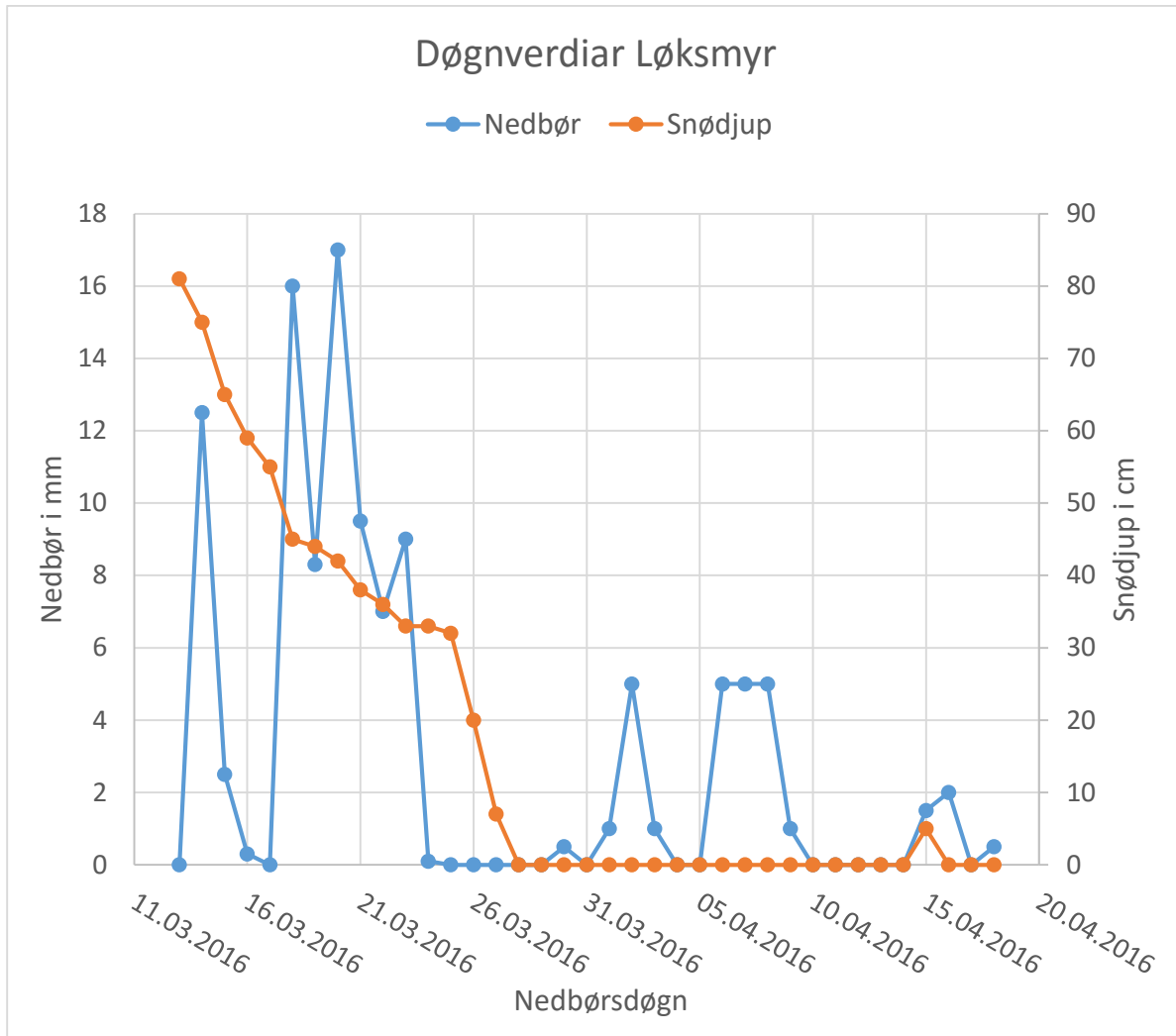
Døgnverdiar for nedbør i perioden 01.06-13.06.2011 frå stasjonen Høvringen I. Skreda i Høvringslia frå 2011 gjekk den 10.06.2011.

Tabell B.3.1. Døgnverdiar for nedbør i perioden 01.06-13.06-2011 for Høvringen I.

Dato	Nedbør (mm)
01.06.2011	5,9
02.06.2011	0
03.06.2011	0
04.06.2011	0,3
05.06.2011	0
06.06.2011	0
07.06.2011	9,5
08.06.2011	9
09.06.2011	0,1
10.06.2011	50,4
11.06.2011	22,6
12.06.2011	10,9
13.06.2011	3,5

B.4 Døgnverdiar Løksmyr

Døgnverdiar for snødjup og nedbør for målestasjon 62870 Løksmyr i Melhus kommune for perioden 13.03.16-18.04.16.



Figur B.4.1. Meteorologiske data over nedbør og snødjup for Løksmyr i Melhus kommune for perioden 13.03.2016-18.04.2016.

Vedlegg C Stikkrenner Horg

C.1 Oversikt over stikkrennene

Stikkrenne nr. er det same som GPS nr. Når ID 2 er gitt, betyr dette at det er to stikkrenner.

Arealet på nedbørsfeltet er målt med ArcGIS-verktøy. Terrengtypen er sett til skog for å representere sannsynleg arealbruk i framtida. Figur C.1.1 visar kvar stikkrennene er lokalisert. Stikkrenne nr. 112 blei først observert under feltarbeid den 18.04.2016 og er derfor ikkje med på avrenningsberekningane.

Tabell C.1.1. Oversikt over stikkrenner på Horg, med indre diameter, materiale, koordinatar, areal nedbørsfelt og terrengtype.

Stikkrenne nr.	Indre diameter (ID1)	ID2	Material	UTM 32 N	Areal nedbørsfelt (m ²)	Areal nedbørsfelt (km ²)	Terrengtype
478	13,5		plast	562577 7002477	1538,52	0,0015	Skog
479	20	20	plast	562584 7002487	213993,09	0,2140	Skog og myr
480	13,5		plast	562572 7002541	4596,6	0,0046	Skog
481	50		plast	562534 7002528	181152,41	0,1812	Skog og myr
110	65	25	Betong + plast	562487 7002570	176899,92	0,1769	Skog og myr
491	13,5		plast	562513 7001988	58502,65	0,0585	Skog
509	13,5		plast	562572 7002304	1525,87	0,0015	Skog
510	13,5		plast	562548 7002155	6273,5	0,0063	Skog
518	13,5		plast	562398 7002033	1591,91	0,0016	Skog
519	13,5		plast	562410 7002101	47880,94	0,0479	Skog
520	13,5		plast	562588 7002386	1276,9	0,0013	Skog
111	30	13,5	plast	562596 7002478	214029,45	0,2140	Skog og myr
101	13,5		plast	562586 7002376	1546,93	0,0015	Skog
102	13,5		plast	562444 7002207	8434,43	0,0084	Skog
103	18		plast	562437 7002184	33043,31	0,0330	Skog
104	13,5		plast	562365 7001925	2931,69	0,0029	Skog
105	13,5		plast	562350 7001883	12276,16	0,0123	Skog
106	22		betong	562335 7001828	1176,85	0,0012	Skog
107	30		plast	562325 7001741	91543,45	0,0915	Skog
108	13,5		plast	562327 7001781	83620,67	0,0836	Skog
112	13,5		plast	562528 7002071	-	-	-

C.2 Avrenningsberegninger

C er avrenningsfaktoren og er tilpassa gjentakintervallet. Lengde er lengda av nedbørsfeltet, ΔH er høgdeforskjellen i feltet, og A_{se} er effektiv sjøprosent. Sidan det ikkje er innsjøar i nokon av nedbørsfelta er denne sett til null. t_c er konsentrasjonstida og Q er avrenning i l/s.

Tabell C.2.1. Avrenningsberegning for stikkrennene på Horg.

Stikkrenne nr.	C faktor < 10 år	C faktor 25 år	C faktor 50 år	C faktor 100 år	C faktor 200 år	Lengde (m)	ΔH (m)	t_c (min)
478	0,4	0,44	0,48	0,5	0,5	66,7	18	9,4
479	0,39	0,429	0,468	0,4875	0,4875	845	302	29,2
480	0,4	0,44	0,48	0,5	0,5	215,8	102	12,8
481	0,39	0,429	0,468	0,4875	0,4875	780	286	27,7
110	0,39	0,429	0,468	0,4875	0,4875	719	258	26,9
491	0,4	0,44	0,48	0,5	0,5	312,8	129	16,5
509	0,4	0,44	0,48	0,5	0,5	81,7	42	7,6
510	0,4	0,44	0,48	0,5	0,5	145	58	11,4
518	0,4	0,44	0,48	0,5	0,5	87,5	35	8,9
519	0,4	0,44	0,48	0,5	0,5	540,3	284	19,2
520	0,4	0,44	0,48	0,5	0,5	60,8	29	6,8
111	0,39	0,429	0,468	0,4875	0,4875	860	306	29,5
101	0,4	0,44	0,48	0,5	0,5	68,4	31	7,4
102	0,4	0,44	0,48	0,5	0,5	383	204	16,1
103	0,4	0,44	0,48	0,5	0,5	483	257	18,1
104	0,4	0,44	0,48	0,5	0,5	119,8	55	9,7
105	0,4	0,44	0,48	0,5	0,5	370,1	190	16,1
106	0,4	0,44	0,48	0,5	0,5	78	29	8,7
107	0,4	0,44	0,48	0,5	0,5	779	327	25,8
108	0,4	0,44	0,48	0,5	0,5	710,4	333	23,4

Tabell C.2.2. Fortsettelse avrenningsberegning for stikkrennene på Horg.

Stikkrenne nr.	Q (l/s) 2 år	Q (l/s) 5 år	Q (l/s) 10 år	Q (l/s) 20 år	Q (l/s) 25 år	Q (l/s) 50 år	Q (l/s) 100 år	Q (l/s) 200 år
478	6,06	8,02	9,32	10,56	12,05	14,61	16,72	18,23
479	396,42	534,96	625,93	713,56	815,21	992,47	1140,24	1246,64
480	13,64	18,02	20,91	23,68	27,02	32,74	37,46	40,84
481	335,58	452,86	529,87	604,05	690,10	840,16	965,25	1055,33
110	327,71	442,23	517,43	589,87	673,90	820,44	942,59	1030,55
491	173,64	229,33	266,07	301,41	343,90	416,73	476,80	519,80
509	6,01	7,95	9,24	10,47	11,95	14,49	16,59	18,08
510	24,69	32,70	37,99	43,06	49,13	59,56	68,19	74,34
518	6,27	8,30	9,64	10,93	12,47	15,11	17,30	18,86
519	119,32	156,28	180,61	204,16	232,80	281,31	321,52	350,01
520	5,03	6,66	7,73	8,76	10,00	12,12	13,88	15,13
111	396,49	535,05	626,04	713,68	815,35	992,64	1140,43	1246,86
101	8,72	12,00	14,16	16,24	18,60	22,72	26,19	28,70
102	33,20	43,96	51,08	57,89	66,06	80,08	91,68	99,95
103	82,34	107,85	124,64	140,90	160,66	194,14	221,89	241,55
104	11,54	15,28	17,75	20,12	22,96	27,83	31,87	34,74

105	36,44	48,12	55,83	63,25	72,16	87,45	100,05	109,07
106	4,63	6,13	7,13	8,08	9,22	11,17	12,79	13,95
107	173,93	234,72	274,63	313,08	357,68	435,45	500,28	546,97
108	208,38	272,94	315,42	356,56	406,56	491,29	561,51	611,27

C.3 Kapasitetsberegning

Kapasitet på stikkrennene er henta frå Tabell 4.3 og Tabell B.1. Etter gitte gjentakintervall må stikkrennene ha nødvendig kapasitet, og manglande kapasitet er indikert ved negative verdiar i kolonnen ledig kapasitet.

Tabell C.3.1. Kapasitetsberegning på stikkrennene på Horg ved ulike gjentakintervall.

Stikkrenne nr.	Kapasitet (l/s)	Gjentaksintervall 2 år (l/s)		Gjentaksintervall 5 år (l/s)		Gjentaksintervall 10 år (l/s)	
		Nødvendig kapasitet	Ledig kapasitet	Nødvendig kapasitet	Ledig kapasitet	Nødvendig kapasitet	Ledig kapasitet
478	16,00	6,06	9,94	8,02	7,98	9,32	6,68
479	70,00	396,42	-326,42	534,96	-464,96	625,93	-555,93
480	16,00	13,64	2,36	18,02	-2,02	20,91	-4,91
481	205,00	335,58	-130,58	452,86	-247,86	529,87	-324,87
110	384,00	327,71	56,29	442,23	-58,23	517,43	-133,43
491	16,00	173,64	-157,64	229,33	-213,33	266,07	-250,07
509	16,00	6,01	9,99	7,95	8,05	9,24	6,76
510	16,00	24,69	-8,69	32,70	-16,70	37,99	-21,99
518	16,00	6,27	9,73	8,30	7,70	9,64	6,36
519	16,00	119,32	-103,32	156,28	-140,28	180,61	-164,61
520	16,00	5,03	10,97	6,66	9,34	7,73	8,27
111	73,00	396,49	-323,49	535,05	-462,05	626,04	-553,04
101	16,00	8,72	7,28	12,00	4,00	14,16	1,84
102	16,00	33,20	-17,20	43,96	-27,96	51,08	-35,08
103	35,00	82,34	-47,34	107,85	-72,85	124,64	-89,64
104	16,00	11,54	4,46	15,28	0,72	17,75	-1,75
105	16,00	36,44	-20,44	48,12	-32,12	55,83	-39,83
106	35,00	4,63	30,37	6,13	28,87	7,13	27,87
107	57,00	173,93	-116,93	234,72	-177,72	274,63	-217,63
108	16,00	208,38	-192,38	272,94	-256,94	315,42	-299,42

Tabell C.3.2. Kapasitetsberegning på stikkrennene på Horg ved ulike gjentakintervall.

Stikkrenne nr.	Kapasitet (l/s)	Gjentaksintervall 20 år (l/s)		Gjentaksintervall 25 år (l/s)		Gjentaksintervall 50 år (l/s)	
		Nødvendig kapasitet	Ledig kapasitet	Nødvendig kapasitet	Ledig kapasitet	Nødvendig kapasitet	Ledig kapasitet
478	16,00	10,56	5,44	12,05	3,95	14,61	1,39
479	70,00	713,56	-643,56	815,21	-745,21	992,47	-922,47
480	16,00	23,68	-7,68	27,02	-11,02	32,74	-16,74
481	205,00	604,05	-399,05	690,10	-485,10	840,16	-635,16
110	384,00	589,87	-205,87	673,90	-289,90	820,44	-436,44
491	16,00	301,41	-285,41	343,90	-327,90	416,73	-400,73
509	16,00	10,47	5,53	11,95	4,05	14,49	1,51
510	16,00	43,06	-27,06	49,13	-33,13	59,56	-43,56
518	16,00	10,93	5,07	12,47	3,53	15,11	0,89
519	16,00	204,16	-188,16	232,80	-216,80	281,31	-265,31
520	16,00	8,76	7,24	10,00	6,00	12,12	3,88
111	73,00	713,68	-640,68	815,35	-742,35	992,64	-919,64
101	16,00	16,24	-0,24	18,60	-2,60	22,72	-6,72
102	16,00	57,89	-41,89	66,06	-50,06	80,08	-64,08
103	35,00	140,90	-105,90	160,66	-125,66	194,14	-159,14
104	16,00	20,12	-4,12	22,96	-6,96	27,83	-11,83
105	16,00	63,25	-47,25	72,16	-56,16	87,45	-71,45
106	35,00	8,08	26,92	9,22	25,78	11,17	23,83
107	57,00	313,08	-256,08	357,68	-300,68	435,45	-378,45
108	16,00	356,56	-340,56	406,56	-390,56	491,29	-475,29

Tabell C.3.3. Kapasitetsberegning på stikkrennene på Horg ved ulike gjentakintervall.

Stikkrenne nr.	Kapasitet (l/s)	Gjentaksintervall 100 år (l/s)		Gjentaksintervall 200 år (l/s)	
		Nødvendig kapasitet	Ledig kapasitet	Nødvendig kapasitet	Ledig kapasitet
478	16,00	16,72	-0,72	18,23	-2,23
479	70,00	1140,24	-1070,24	1246,64	-1176,64
480	16,00	37,46	-21,46	40,84	-24,84
481	205,00	965,25	-760,25	1055,33	-850,33
110	384,00	942,59	-558,59	1030,55	-646,55
491	16,00	476,80	-460,80	519,80	-503,80
509	16,00	16,59	-0,59	18,08	-2,08
510	16,00	68,19	-52,19	74,34	-58,34
518	16,00	17,30	-1,30	18,86	-2,86
519	16,00	321,52	-305,52	350,01	-334,01
520	16,00	13,88	2,12	15,13	0,87
111	73,00	1140,43	-1067,43	1246,86	-1173,86
101	16,00	26,19	-10,19	28,70	-12,70
102	16,00	91,68	-75,68	99,95	-83,95
103	35,00	221,89	-186,89	241,55	-206,55
104	16,00	31,87	-15,87	34,74	-18,74
105	16,00	100,05	-84,05	109,07	-93,07
106	35,00	12,79	22,21	13,95	21,05
107	57,00	500,28	-443,28	546,97	-489,97
108	16,00	561,51	-545,51	611,27	-595,27

C.4 Gjentakintervall

Returperioder (år): nedbørintensitet i liter pr. sekund pr. hektar (l/s/ha).

Stasjon 68230 Trondheim – Risvollan. Måleperiode: 1987 – 2014 (28 sesonger)

Tabell C.4.1. Gjentakintervall på nedbør for stasjon 68230 Trondheim Risvollan.

År	1 min.	2 min.	3 min.	5 min.	10 min.	15 min.	20 min.
2	227,1	186,1	169,3	141,0	98,4	74,2	62,3
5	313,7	262,2	242,1	193,9	130,3	98,0	81,6
10	371,0	312,6	290,3	228,9	151,4	113,7	94,3
20	426,0	360,9	336,5	262,5	171,6	128,8	106,6
25	443,5	376,2	351,2	273,2	178,0	133,6	110,5
50	497,2	423,5	396,4	306,0	197,8	148,4	122,4
100	550,6	470,4	441,2	338,6	217,4	163,0	134,3
200	603,8	517,2	486,0	371,1	237,0	177,7	146,2

År	30 min.	45 min.	60 min.	90 min.	120 min.	180 min.	360 min.
2	47,5	35,8	29,2	23,0	20,1	16,5	12,4
5	64,1	48,5	36,2	28,2	24,5	19,5	14,4
10	75,0	56,9	40,9	31,6	27,4	21,5	15,7
20	85,5	64,9	45,3	34,8	30,2	23,4	17,0
25	88,8	67,5	46,7	35,9	31,0	24,0	17,4
50	99,1	75,3	51,1	39,1	33,8	25,9	18,6
100	109,3	83,1	55,4	42,2	36,4	27,7	19,8
200	119,5	90,9	59,7	45,4	39,1	29,6	21,0

C.5 Kapasitet på plastrør

Kapasitet, vassmengder i l/s, for dobbeltvegga PEH anleggør. Går inn i tabellen med rørdimensjon og fall og får ut kapasitet på røret. Tabell henta frå Fergus et al. (2011).

Tabell C.5.1 Kapasitet på rør, frå rørdimensjon og fall.

Fall	DV 100	DV 150	DV 200	DV 250	DV 300	DV 400	DV 500	DV 600	Nominell diameter
Q/l00	102	150	202	253	302	402	500	600	Målt innerdiameter
1,0	2,3	6,5	14,5	26	42	90	165	260	Ca. 1 m/s
1,5	2,7	7,6	18,0	32	50	112	200	330	
2,0	3,8	9,5	21,0	38	62	130	240	380	
2,5	4,0	11,0	24,0	44	70	150	265	440	
3,0	4,3	12,0	26,0	49	77	165	300	465	
3,5	4,6	13,0	29,0	52	85	180	320	520	
4,0	5,0	14,0	31,0	56	90	195	350	560	Ca. 2 m/s
4,5	5,3	15,0	33,5	60	95	210	370	600	
5,0	5,6	16,0	35,0	64	102	220	395	640	
5,5	6,0	17,0	37,0	67	108	230	410	660	
6,0	6,3	18,0	39,0	70	112	240	435	700	
6,5	6,5	18,5	41,0	74	121	255	450	710	
7,0	6,9	19,0	42,0	76	125	260	460	750	Ca. 3 m/s
8,0	7,3	21,0	46,0	85	131	290	510	800	
9,0	8,0	22,0	48,0	90	140	310	540	850	
10,0	8,5	24,0	51,0	95	150	320	570	900	
15,0	10,0	29,0	65,0	120	185	380	700	1150	
20,0	12,0	34,0	75,0	135	220	470	820	1300	
25,0	14,0	38,0	84,0	150	250	530	950	1500	Ca. 5 m/s
30,0	16,0	43,0	95,0	170	280	590	1080	1650	
35,0	17,0	45,0	100,0	185	300	640	1150	1800	Ca. 6 m/s
40,0	18,0	50,0	110,0	200	320	690	1200	2000	
45,0	19,0	55,0	120,0	220	340	720	1300	2100	
50,0	21,0	58,0	125,0	230	360	770	1380	2200	
60,0	23,0	62,0	140,0	250	400	820	1500	2500	
70,0	25,0	70,0	150,0	280	440	920	1680	2700	
80,0	27,0	73,0	165,0	300	470	1000	1800	2800	
90,0	29,0	80,0	170,0	320	500	1080	1900	3000	
100,0	31,0	85,0	190,0	340	540	1150	2000	3300	
150,0	37,0	100,0	230,0	420	670	1400	2500	4000	
200,0	44,0	120,0	270,0	490	800	1650	3000	4800	

Vannhastighet ved 10°C

Vedlegg D Grøfter Horg

Bereking av vasshastigheit i grøfter langs skogsbilvegar i dalsida på Horg. Nummerering på grøftestrekningane er presentert i Figur 5.19.

Tabell D.1. Bereking av tilnærma areal for grøftestrekningane.

Grøftestrekning nr.	Høgde (m)	Breidde 1 (m)	Breidde 2 (m)	Areal (m ²)
1	0,20	0,50	0,30	0,08
2	0,30	0,50	0,20	0,11
3	0,25	0,50	0,30	0,10
4	0,35	0,60	0,15	0,13
5	0,40	0,60	0,20	0,16
6	0,23	0,50	0,25	0,09
7	0,35	0,60	0,15	0,13

Tabell D.2. Bereking av vasshastigheit og vassføring for grøftestrekningane.

Grøftestrekning nr.	Areal (m ²)	Lengde (m)	Høgdeforskjell	LF (m/m)	P (m)	R=A/P (m)	M (m ^{1/3} /s)	Q (l/s)	V (m/s)
1	0,08	171,20	34,00	0,20	0,45	0,18	25,00	282,79	3,53
2	0,11	153,00	32,00	0,21	0,46	0,23	25,00	449,29	4,28
3	0,10	83,20	21,00	0,25	0,58	0,17	25,00	387,22	3,87
4	0,13	402,00	49,00	0,12	0,39	0,34	25,00	549,95	4,19
5	0,16	251,30	27,00	0,11	0,40	0,40	25,00	720,22	4,50
6	0,09	164,30	24,00	0,15	0,45	0,19	25,00	277,61	3,22
7	0,13	190,50	22,00	0,12	0,35	0,38	25,00	591,09	4,50

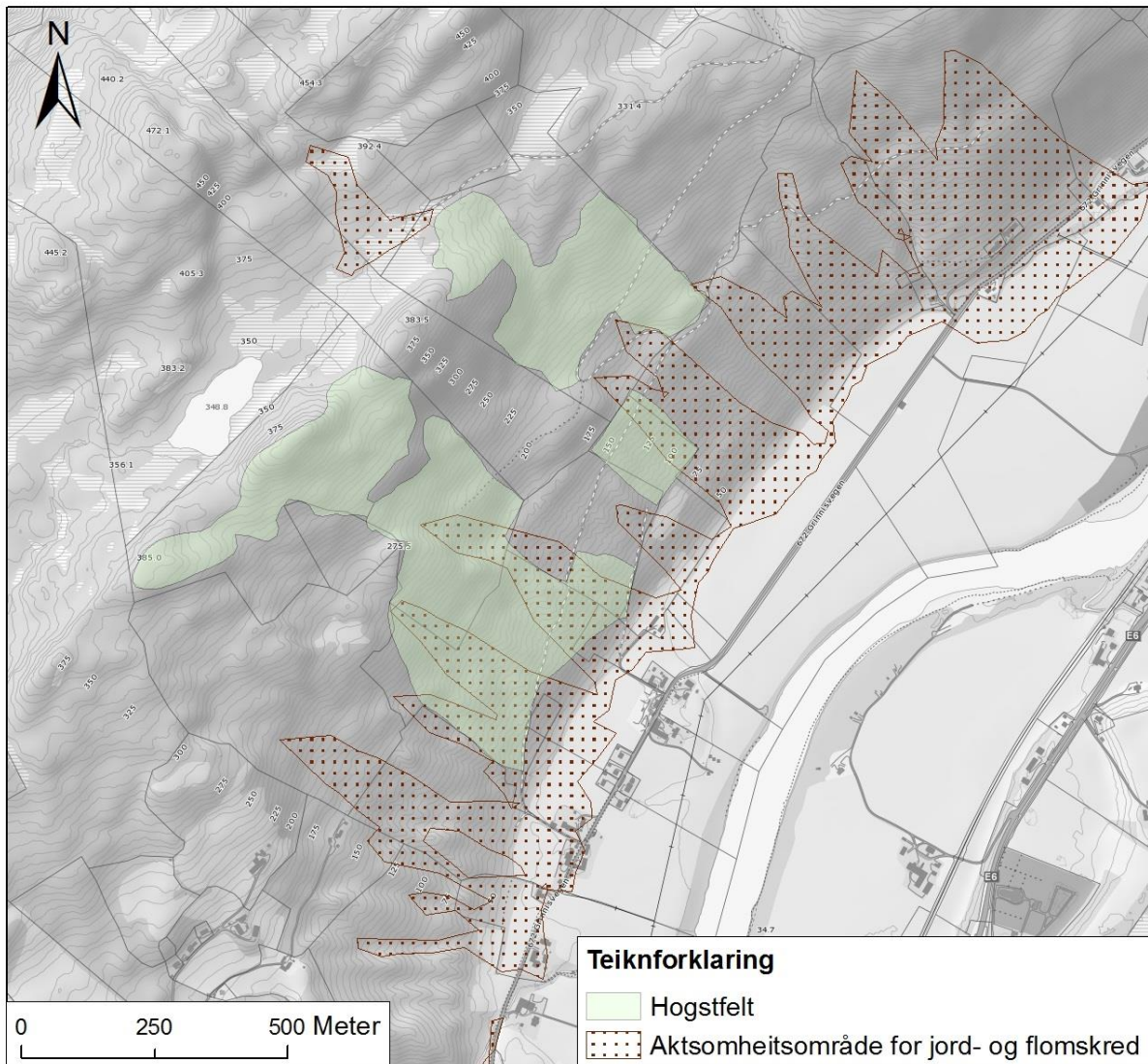
Vedlegg E Aktsomheitskart

Data for aktsomheitskart er lasta ned frå NVEs nedlastingsportal for geografiske temadata.

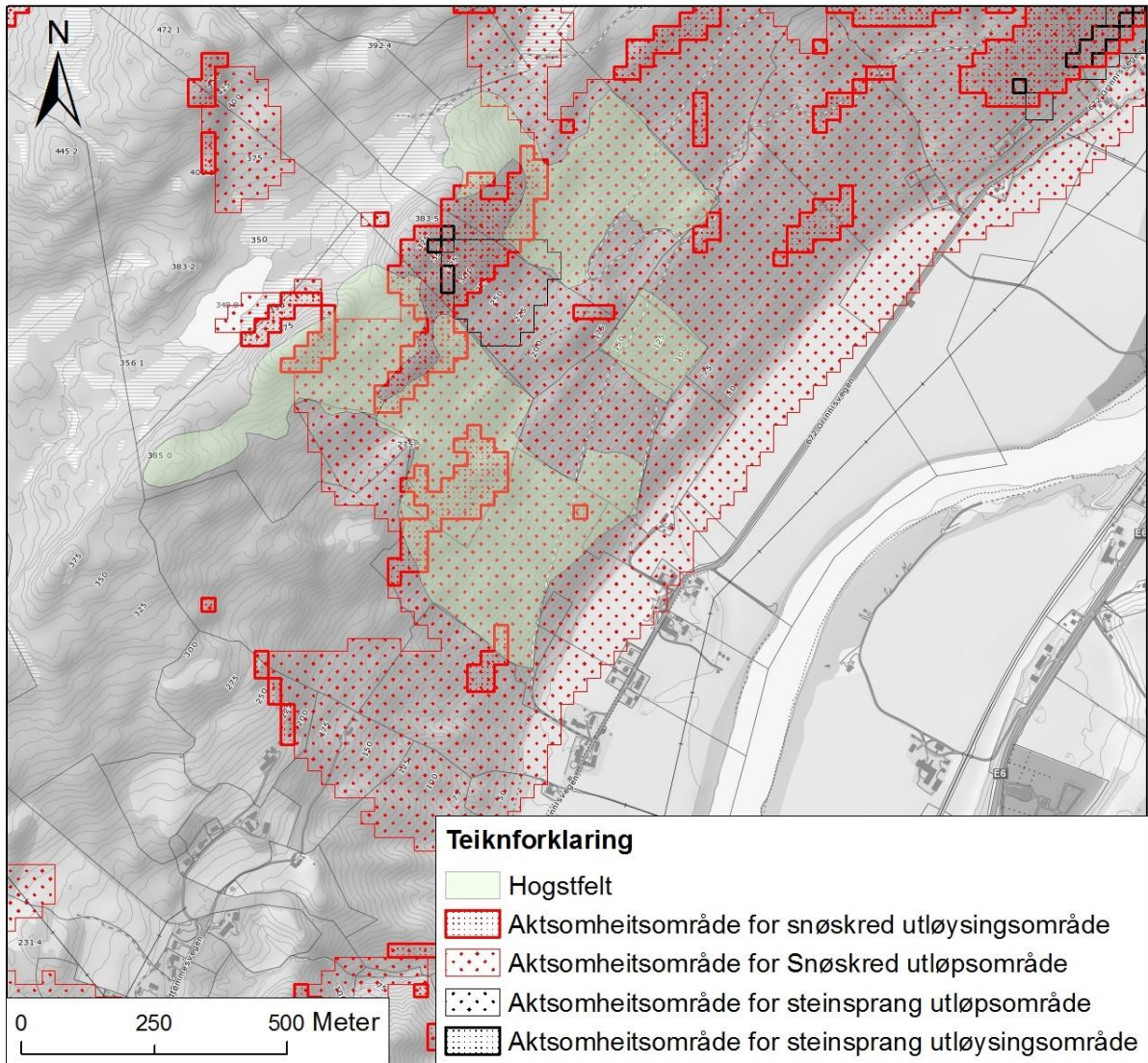
Frå datainformasjon i ArcGIS har aktsomheitsområde for jord- og flomskred

digitaliseringsdato 03.04.2014, aktsomheitsområde for snøskred har digitaliseringsdato

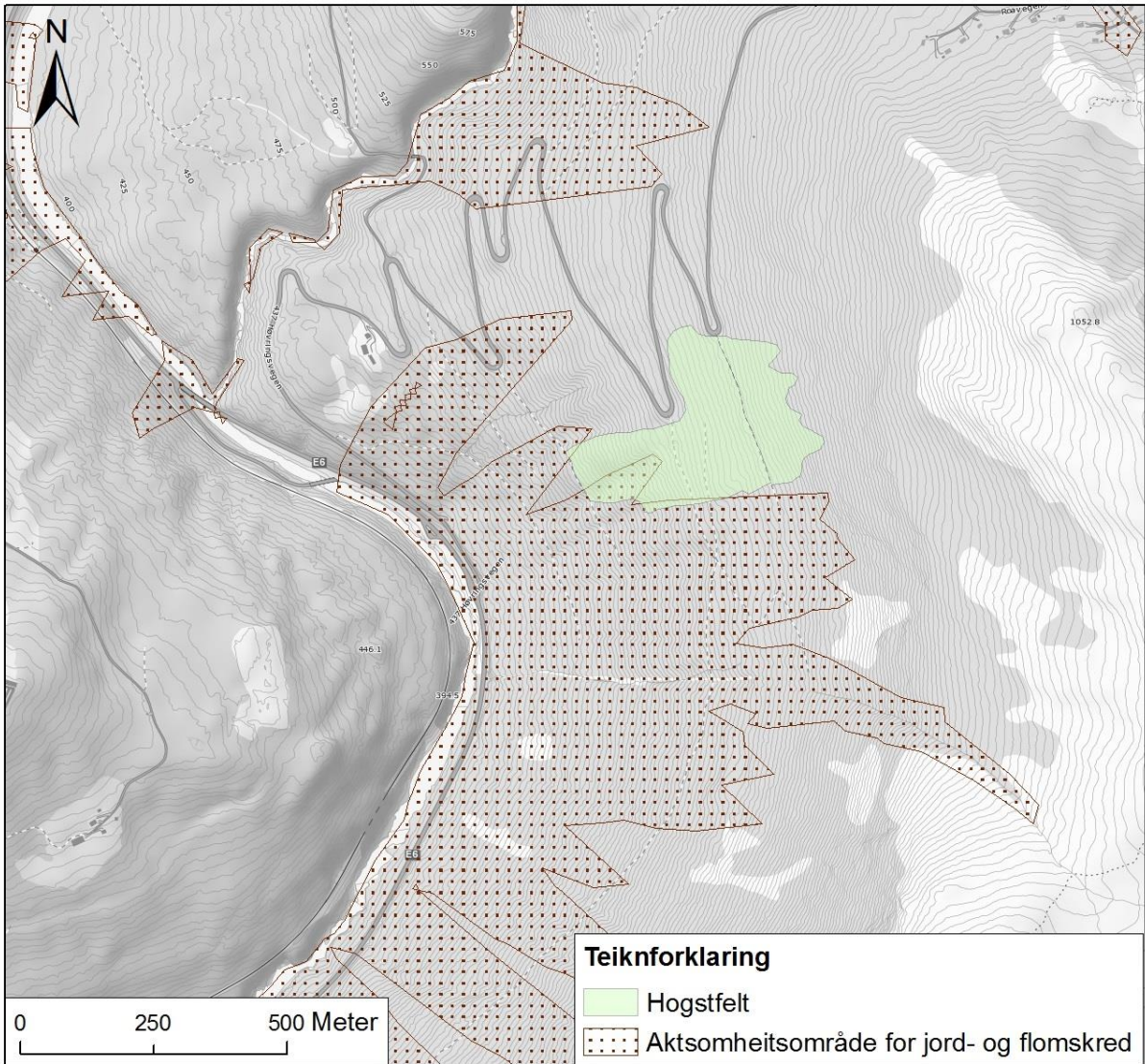
01.05.2010 og aktsomheitsområde for steinsprang har digitaliseringsdato 01.03.2009.



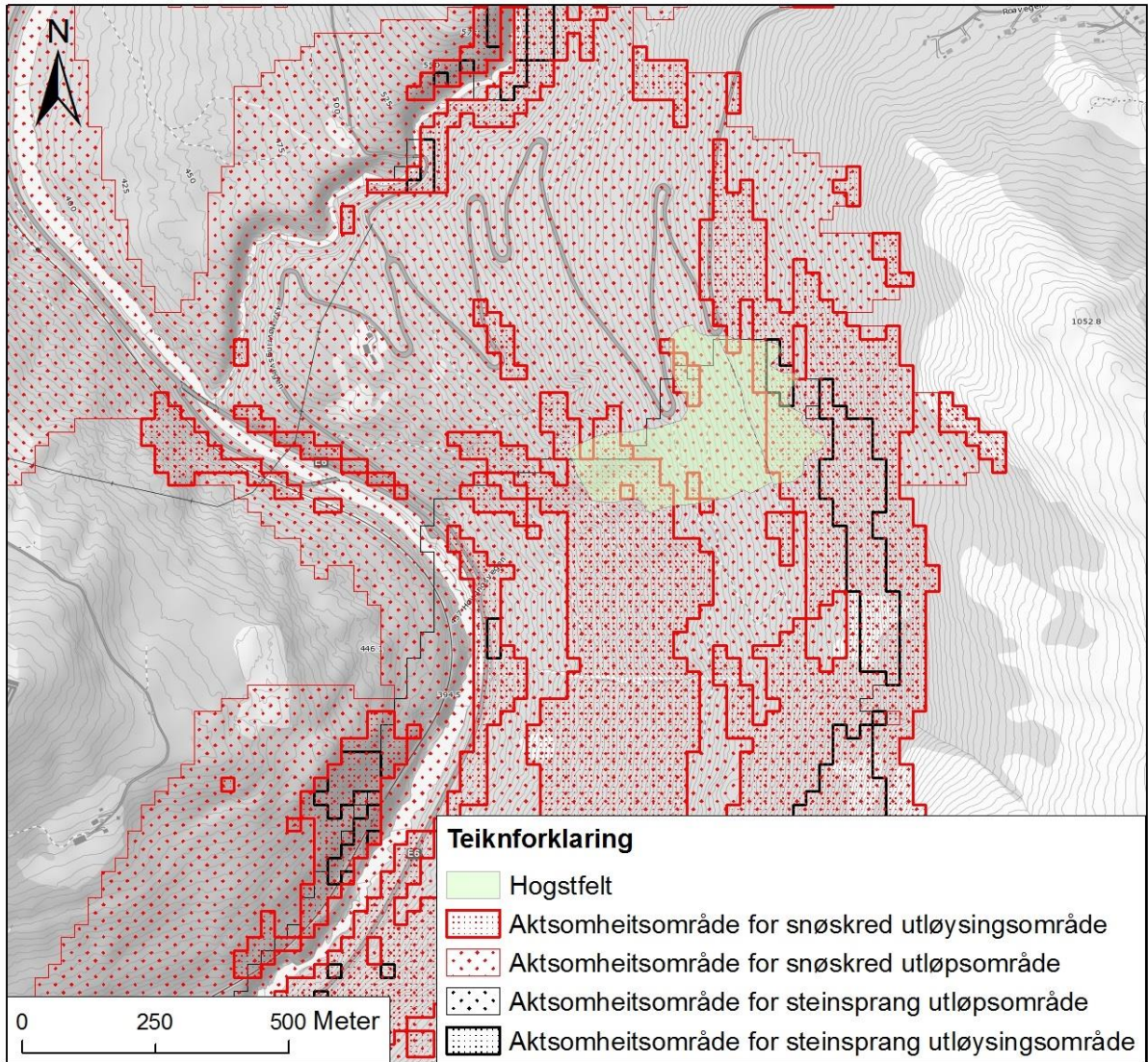
Figur E.1. Aktsomheitsområde for jord- og flomskred for dalsida på Horg. Produsert av forfattern etter fagdata frå NVE (2016) og bakgrunnskart frå Statens kartverk (2007).



Figur E.2. Aktsomheitsområde for snøskred og steinsprang for dalsida på Horg. Produsert av forfatteren etter fagdata frå NVE (2016) og bakgrunnskart frå Statens kartverk (2007).



Figur E.3. Aktsomheitsområde for jord- og flomskred for Høvringslia i Sel kommune. Produsert av forfatternen etter fagdata frå NVE (2016) og bakgrunnskart frå Statens kartverk (2007).



Figur E.4. Aktsomheitsområde for snøskred og steinsprang for Høvringslia i Sel kommune. Produsert av forfatteren etter fagdata frå NVE (2016) og bakgrunnskart frå Statens kartverk (2007).

Vedlegg F Punktregister

Punktregister over undersøkingspunkt for Horg og Høvringslia, samt kart over punkt for Horg. Punkta for Høvringslia er markert på figur 5.23. Bildepunkt og stikkrenner er i tillegg markert med nummer i figur 5.1 og figur 5.28.

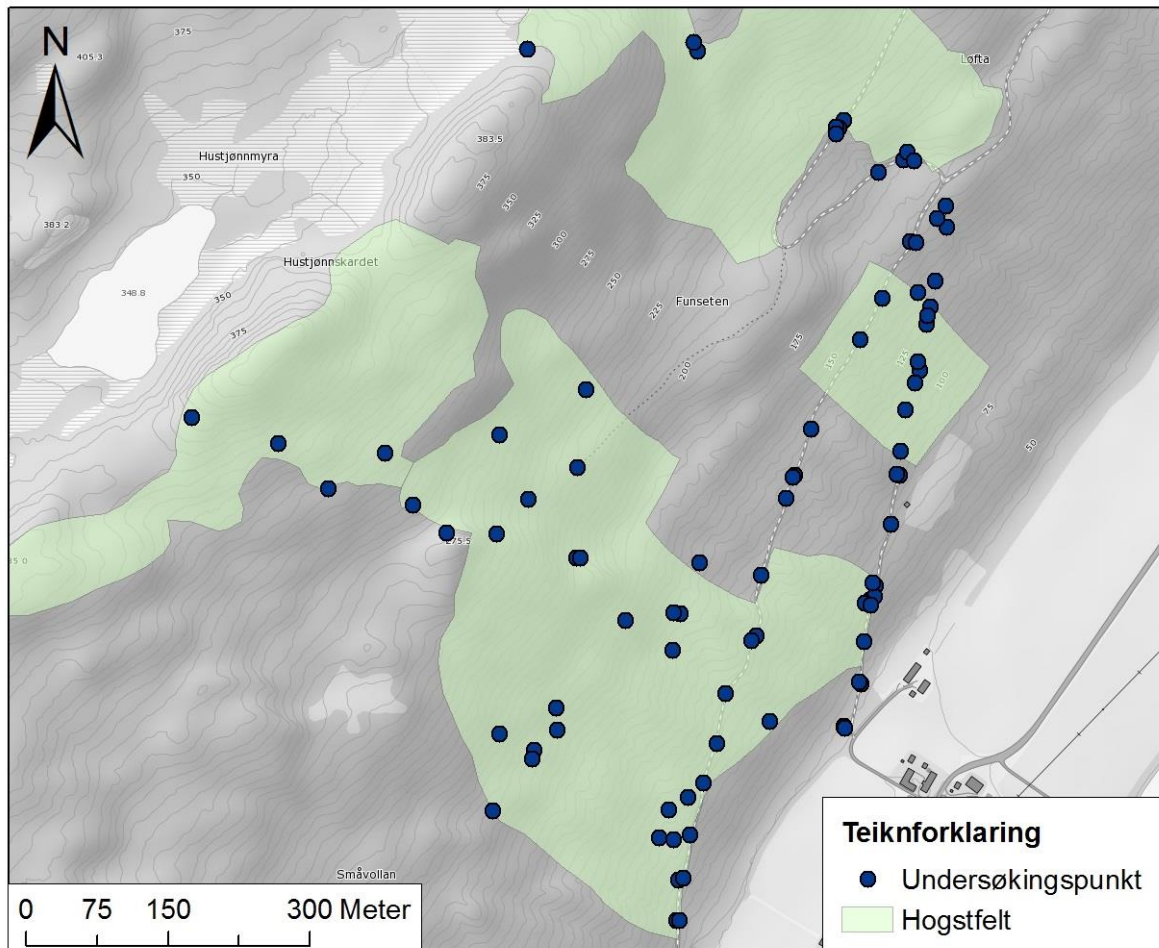
Tabell F.1. Oversikt over undersøkelsespunkt i studieområdet på Horg. Koordinatsystem er 32N UTM.

Namn	E	N	Punkt	Namn	E	N	Punkt
5.8	562321	7002061	Bildepunkt	497	562169	7001908	GPSpunkt
5.10B	562533	7002087	Bildepunkt	498	562127	7001853	GPSpunkt
5.10A	562501	7002586	Bildepunkt	499	562134	7001935	GPSpunkt
5.11	562561	7002541	Bildepunkt	500	562216	7002121	GPSpunkt
5.12B	562343	7002654	Bildepunkt	501	562078	7002147	GPSpunkt
5.12A	562135	7001936	Bildepunkt	502	562043	7002176	GPSpunkt
5.13	562319	7001818	Bildepunkt	503	561954	7002194	GPSpunkt
5.14A	562519	7001985	Bildepunkt	504	561901	7002241	GPSpunkt
5.14B	562510	7002352	Bildepunkt	505	561809	7002269	GPSpunkt
5.15AB	562401	7002034	Bildepunkt	506	562013	7002231	GPSpunkt
5.16	562443	7002210	Bildepunkt	507	562226	7002298	GPSpunkt
5.17	562588	7002365	Bildepunkt	511	562528	7002094	GPSpunkt
5.2A	562555	7002212	Bildepunkt	512	562520	7002073	GPSpunkt
5.2B	562572	7002454	Bildepunkt	513	562333	7001868	GPSpunkt
5.3A	562563	7002548	Bildepunkt	514	562313	7001854	GPSpunkt
5.3B	562137	7002252	Bildepunkt	515	562303	7001825	GPSpunkt
6.1A	562519	7002030	Bildepunkt	516	562318	7002063	GPSpunkt
6.2A	562341	7002665	Bildepunkt	517	562346	7002115	GPSpunkt
6.2B	562494	7002568	Bildepunkt	521	562576	7002401	GPSpunkt
5.4B	562132	7002145	Bildepunkt	522	562607	7002470	GPSpunkt
5.19	562593	7002477	Bildepunkt	523	562606	7002492	GPSpunkt
5.18	562524	7002076	Bildepunkt	524	562827	7003089	GPSpunkt
5.20B	562575	7002303	Bildepunkt	525	562498	7001943	GPSpunkt
5.20A	562543	7002150	Bildepunkt	526	562498	7001942	GPSpunkt
5.21	562561	7002274	Bildepunkt	527	562499	7001941	GPSpunkt
5.4A	562559	7002230	Bildepunkt	528	562554	7002209	GPSpunkt
6.3	562538	7002125	Bildepunkt	529	562576	7002328	GPSpunkt
201	562533	7002079	Grøftmåling	530	562594	7002413	GPSpunkt
202	562559	7002210	Grøftmåling	531	562220	7002121	GPSpunkt
203	562575	7002314	Grøftmåling	480	562565	7002549	Stikkrenne
204	562492	7002572	Grøftmåling	481	562529	7002533	Stikkrenne
205	562535	7002396	Grøftmåling	110	562490	7002576	Stikkrenne
206	562464	7002261	Grøftmåling	491	562519	7001988	Stikkrenne
207	562401	7002041	Grøftmåling	509	562573	7002305	Stikkrenne
477	562574	7002454	GPSpunkt	510	562544	7002156	Stikkrenne
482	562490	7002576	GPSpunkt	518	562399	7002029	Stikkrenne
484	562164	7002658	GPSpunkt	519	562411	7002102	Stikkrenne
485	562217	7002216	GPSpunkt	520	562589	7002386	Stikkrenne
486	562165	7002183	GPSpunkt	111	562607	7002470	Stikkrenne
487	562267	7002055	GPSpunkt	101	562586	7002377	Stikkrenne

488	562373	7001977	GPSpunkt	102	562446	7002208	Stikkrenne
489	562323	7001780	GPSpunkt	103	562437	7002184	Stikkrenne
490	562321	7001738	GPSpunkt	104	562361	7001922	Stikkrenne
492	562420	7001948	GPSpunkt	105	562350	7001883	Stikkrenne
493	562317	7002023	GPSpunkt	106	562335	7001828	Stikkrenne
494	562194	7001962	GPSpunkt	107	562323	7001699	Stikkrenne
495	562195	7001939	GPSpunkt	108	562328	7001782	Stikkrenne
496	562171	7001917	GPSpunkt	112	562526	7002070	Stikkrenne

Tabell F.2. Oversikt over undersøkelsespunkt i studieområdet i Høvringslia. Koordinatsystem er 32N UTM.

Namn	E	N	Punkt
5.25	522612	6860807	Bildepunkt
5.26B	522599	6860862	Bildepunkt
5.26A	522576	6860911	Bildepunkt
Prøvepunkt	522625	6860790	Prøvepunkt morene



Figur F.1. Alle undersøkingspunkta frå Horg er markert.