



GEO-3900

# Mastergradsoppgave i geologi

---

Fjellskred i Nomedalstinden:

en strukturstyrt masseutglidning på et underliggende storskala glideplan.



Emil Danielsen Husby

Juni, 2011

Fakultet for naturvitenskap og teknologi

Institutt for geologi

Universitetet i Tromsø



GEO-3900  
Mastergradsoppgave i geologi

Fjellskred i Nomedalstinden:  
en strukturstyrt masseutglidning på et underliggende storskala glideplan.

Emil Danielsen Husby

Juni, 2011



## Sammendrag

En studie av et fjellskred klassifisert som en katastrofal masseutglidning på et underliggende glideplan. Fjellskredet befinner seg i Nomedalstinden på nordøstsiden av Kåfjorden i Troms fylke. Skredet har oppstått i planfolierte granatglimmergneiser i Kåfjordgruppen i Reisadekkekomplekset. Bergartene er gjennomsett av et sprekkemønster med flere populasjoner av sprekker.

Observasjoner gjort i felt blir sett i sammenheng med regionale kjente topografiske lineasjoner og strukturer, samt satellittfoto og digitale elevasjonsmodeller. Helningsgradienten i skråningen hvor skredet har oppstått er forholdsvis lav, under  $30^\circ$ . Skredet primære glideplan har en rampe-flate geometri, og i de steileste delene av planet følger glideplanet foliasjonen med et fall på omkring  $35^\circ$ . Foliasjonens orientering er tilnærmet konstant utenfor skredet. Vi finner indikasjoner på intern rotasjon av en halvgraben knyttet til at glideplanet er listrisk under sentrale deler av skredet. Mylonittisk foliasjon danner et effektivt glideplan. Langsgående sprekker bidrar til en rampe-flate geometri for glideplanet. Skredet avgrenses i nord av et Ø-V orientert lineament som samsvarer med regionale topografiske lineamenter og strukturer. Morfostrukturer i skredet tolkes som indikatorer for deformasjon knyttet opp mot strukturer i berggrunnen. Det blir diskutert hvilke faktorer som har vært styrende for at skredet kunne utløses i bergartene i Nomedalstinden.

Det presenteres en modell for en kronologisk utvikling av skredet og en diskusjon rundt risikoen for framtidige utrasninger.



## Forord

Det er vanskelig å sette ord på hva jeg sitter igjen med av tanker, nå på slutten av mastergradsstudiet. Det har vært en lang rekke inntrykk og erfaringer, fra jeg var ute med Elisabeth og Per Terje første gang i feltområdet mitt i 2009, via sommeren 2010 og de utfordringene den førte med seg, og til slutt til prosessen med å ferdigstille en oppgave ut fra det hele. Det har vært en lærerik vei å gå, og har brakt med seg utrolig mange fine opplevelser.

Jeg må takke min far, Torfinn, som var den beste assistent jeg kunne hatt med meg i felt. Vi hadde en flott periode på Nomedalstinden, til tross for at sommeren 2010 var noe regnfull. Det for øvrig min far som pryder forsiden, der han skuer utover Kåfjorden.

Min veileder Steffen fortjener all ros i verden for å ha stilt opp for meg hele veien gjennom studiet. Takk for flotte dager i felt.

Ellers vil jeg takke alle som har vært med på å gjøre dette arbeidet mulig å gjennomføre.

Til sist må jeg takke min kjære Elena som har holdt ut med meg gjennom den siste tiden når oppgaven skulle ferdigstilles.

Emil D. Husby  
Juni 2011





# Innholdsfortegnelse

<b>1</b>	<b>INNLEDNING</b>	<b>9</b>
1.1	BAKGRUNN	9
1.2	STUDIETS FORMÅL	11
1.3	SKREDOMRÅDETS LOKALISERING OG TOPOGRAFI	13
1.4	REGIONAL GEOLOGI OG TIDLIGERE ARBEIDER	18
1.4.1	Berggrunnsgeologi	18
1.4.2	Strukturgeologi	19
1.4.3	Kvartærgeologi	21
1.4.4	InSAR data	22
1.5	METODER	23
1.5.1	Feltarbeid	23
1.5.2	Fotografering	23
1.5.3	Topografiske kart	23
1.5.4	Norge i 3D, Google Earth	24
1.5.5	Satellittfoto, DEM og ArcGIS	24
1.5.6	Geologiske kart	25
1.5.7	InSAR data	25
1.5.8	Programvare	25
1.6	DEFINISJONER	26
<b>2</b>	<b>BESKRIVELSER</b>	<b>28</b>
2.1	INNLEDNING	28
2.2	BERGGRUNNENS SAMMENSETNING OG STRUKTUR	32
2.2.1	Kaledonske bergarter og strukturelementer	32
2.2.2	Duktile strukturelementer	34
2.2.2.1	Kaledonsk foliasjon	34
2.2.2.2	Kaledonske folder	35
2.2.3	Sprø strukturelementer	36
2.3	STRUKTURELEMENTER I SKREDET	39
2.3.1	Sprø forkastninger	39
2.3.2	Sprekker/bruddplan	40
2.4	GEOMORFOLOGISKE ELEMENTER I SKREDET	42
2.4.1	Skrenter	42
2.4.1.1	Foliasjonsdefinerte skrenter	43
2.4.1.2	Foliasjonsskjærende skrenter	45
2.4.2	Rygger	47
2.4.3	Terrasser og lineamenter med synkehull	48
2.4.4	Tverrgående lineamenter	50
2.4.5	Skråninger med løsmateriale	51
2.4.6	Bløkkhaug og talluslober	52
<b>3</b>	<b>DISKUSJON</b>	<b>55</b>
3.1	INNLEDNING	55

## Innholdsfortegnelse

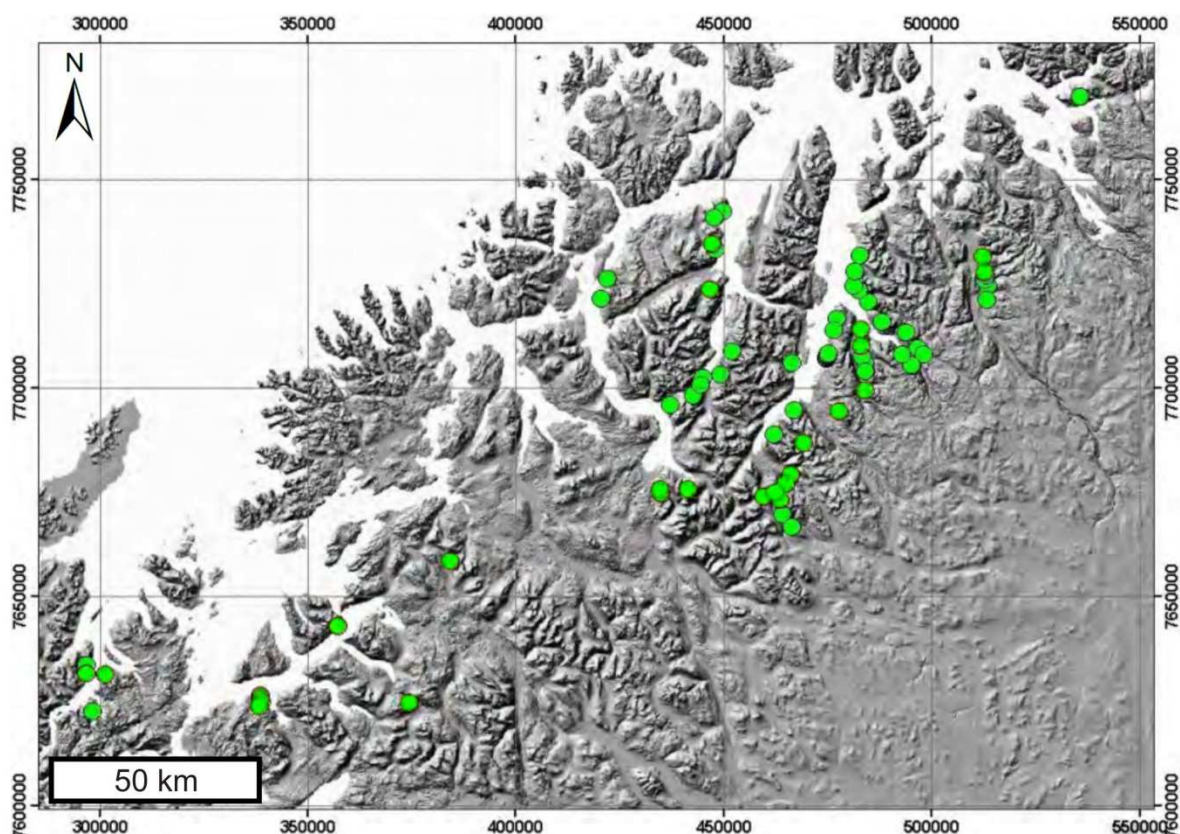
---

3.2	KINEMATISK ANALYSE (BEVEGELSESMØNSTRE) .....	57
3.3	SKREDMEKANISMER OG TYPE SKRED (KLASSIFIKASJON) .....	63
3.4	KONTROLLERENDE FAKTORER .....	67
3.4.1	<i>Duktile elementer</i> .....	68
3.4.2	<i>Sprø strukturer i berggrunnen</i> .....	69
3.4.2.1	Langsgående sprekker .....	69
3.4.2.2	Tverrgående/transverse samt skrå sprekker .....	70
3.5	SAMMENHENG MED REGIONALE LINEAMENTER OG SPRØ FORKASTNINGER .....	73
3.6	EVALUERING AV RISIKO FOR VIDERE UTRASNINGER.....	75
<b>4</b>	<b>KONKLUSJON</b> .....	<b>77</b>
	<b>REFERANSER</b> .....	<b>81</b>

# 1 Innledning

## 1.1 Bakgrunn

Denne mastergradsoppgaven inngår som en del av prosjektet "ROS Fjellskred i Troms", som er et samarbeidsprosjekt mellom Norges geologiske undersøkelse (NGU), Universitetet i Tromsø (UiT), Troms fylkeskommune og flere kommuner i Troms (Kåfjord, Lyngen, Tromsø, Balsfjord) (Henderson et al. 2007). I perioden 2003-2005 ble det utført feltarbeidet som skulle danne grunnlaget for forprosjektet til "ROS Fjellskred i Troms". Under forprosjektet ble det identifisert en rekke ustabile fjellpartier i Troms (Fig. 1.1), og på en del av disse ble det etablert målepunkter for GPS slik at en presist skulle kunne følge bevegelsen år for år.



**Figur 1.1** Kart som viser identifiserte ustabile fjellparti i Troms, modifisert etter Henderson et al. (2010)

Også en rekke ustabile fjellpartier ble lokalisert på østsiden av Kåfjorden i Troms, men på disse fjellpartiene, inklusiv fjellskredet i Nomedalstinden (som er målområdet for denne oppgaven), ble det ikke etablert noen GPS-målepunkter.

Rapporten fra forprosjektet konkluderte med at det var viktig med en overvåkning av ustabile fjellpartier i Troms, samt at det var anbefalt at flere lokaliteter skulle detaljkartlegges for å få en bedre forståelse av omfanget av de aktuelle skredene. Det er også fra dette forprosjektet at overvåkningen av Nordnesfjellet har sitt utspring (Blikra et al. 2006). NGU ga i sin rapport (Henderson et al. 2006) en anbefaling om at satellittdata for Nordnesfjellet skulle analyseres i samarbeid med NORUT i det henseende å planlegge en eventuell detaljert overvåkning av bevegelsesmønsteret for fjellmassene som er i bevegelse på Nordnesfjellet.

Generelt er det lokalitetene knyttet til Nordnesfjellet som har fått mest fokus, av naturlige årsaker. Det er her vi finner den største direkte trusselen knyttet til bebyggelse, infrastruktur og mennesker ved en katastrofal utrasning. Studier av andre skred i fjellmasser har imidlertid en verdi når det gjelder å forstå forskjellige klasser av fjellskreds oppbygning, og mekanismene knyttet til hva som styrer utviklingen av et fjellskred. Det er med utgangspunkt i dette at problemstillingene for denne mastergradsoppgaven har blitt definert.

I det videre arbeidet knyttet til prosjektet ROS Fjellskred i Troms ble det brukt et bredt spekter av metoder for å kartlegge og identifisere ustabile fjellområder. I hovedsak har det blitt gjennomført befaringer og rekognoseringer på skredlokaliteter, enten til fots eller via båt og helikopter. Det har på noen lokaliteter også blitt gjennomført LIDAR-scanning, en metode som ved hjelp av laserskanning gir en detaljert tredimensjonal modell av det aktuelle området (Strouth et al. 2006). I tillegg har det blitt utført InSAR-dataanalyser, som er en satellittbasert fjernmålingsmetode, kan gi en indikasjon på bevegelser og innsynkning i ustabile fjellmasser (Saroli et al 2005). Observasjonene som ble gjort etter analysene av InSAR-data førte til lokalisering av en rekke ustabile fjellmasser (Fig. 1.1), deriblant Nomedalstinden (Henderson et al. 2010). Flere av disse funnene i InSAR-dataene har senere blitt verifisert som faktiske fjellskred via befaringer til lokalitetene.

I NGU sin prosjektrapport fra 2009 (Henderson et al. 2010) ble det slått fast at det var godt samsvar mellom analyserte InSAR data, og strukturer som var kartlagt i felt. Bevegelsene som ble registrert ble konkludert med at skyldtes bevegelser i fast fjell, og ikke overflatemateriale i bevegelse. Det ble også konkludert med at de fleste skredlokalitetene som representerte

moderat til høy risiko befinner seg på østsiden av Storfjorden, og en rekke av disse lokalitetene befinner seg på østsiden av Kåfjorden (Fig. 1.1).

Som en del av prosjektet ”ROS Fjellskred i Troms”, ble det lagt til rette for at det skulle gjennomføres to mastergradprosjekter. Disse hadde som mål å gjøre detaljerte kartlegginger av spesifikke fjellskred, henholdsvis Nomedalstinden i Kåfjord kommune (denne oppgaven), Laksvatnfjellet i Balsfjord kommune. Etter at NGU sin rapport for 2009 ble publisert i 2010 ble det definert ytterligere en masteroppgave for lokaliteten Hompen/Varas i Signaldalen i Storfjord kommune, også denne med mål å undersøke samme problemstillinger som de to førstnevnte.

## 1.2 Studiets formål

Troms er et særlig skredutsatt fylke i Nord Norge på grunn av sin bratte topografi og bebyggelse i begrensede områder mellom havet og bratte fjellsider. Det meste av veinettet i Troms er plassert nær havet, og utrasninger som treffer havet vil kunne gi bølger som forårsaker enorme skader. Både bebyggelse og infrastruktur er derfor særlig sårbar i Troms ved katastrofale utrasninger.

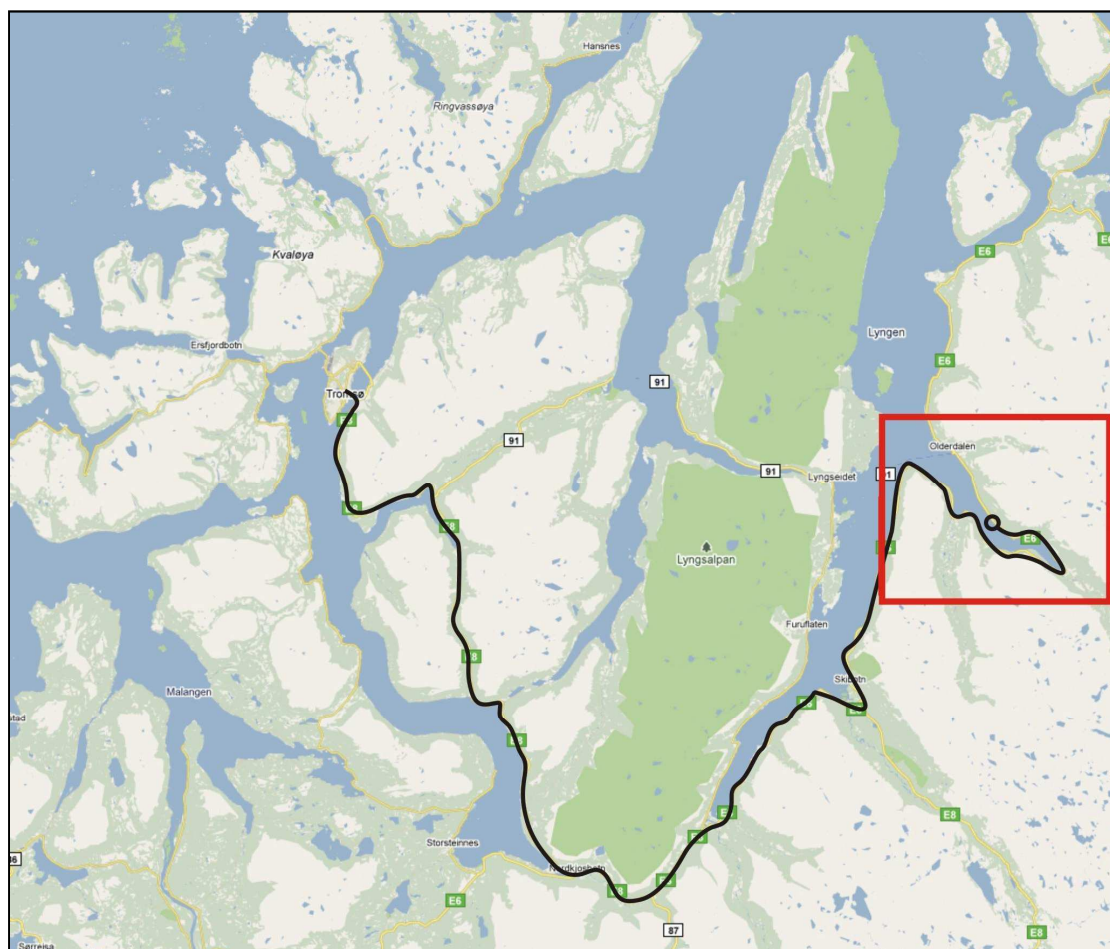
Denne masteroppgaven har som mål å gjøre en detaljstudie i et konkret fjellskred, for å få en forståelse av utberedelsen, indre struktur og geomorfologi i skredet, vurdere sammenhengen mellom berggrunnens beskaffenhet og indre struktur og de landformer og geomorfologiske elementer som har oppstått som følge av bevegelsen relatert til disse.

Orienteringsdata vil bli presentert for elementer som for eksempel foliasjon i fast fjell og delvis intakte blokker, populasjoner av sprekker, glideplan med lineasjoner, etc. Det vil bli presentert resultater fra kartlegging av skredet i geomorfologiske formelementer som bakskrent, rygg, sprekker, glideflater, skredblokker, osv. Strukturelementene og de morfologiske formelementene danner grunnlaget for å gi en tolkning av det som omtales som *morfostrukturer* (Agliardi et al. 2009), et morfologisk uttrykk for et strukturelt betinget formelement som har oppstått som følge av deformasjon knyttet til bevegelser i skredet.

Opgaven vil gi en kinematisk analyse hvor bevegelsesvektorer i forskjellige deler av skredet vil bli fastslått, og sett i sammenheng med underliggende og avgrensede strukturer. Dette vil så bli diskutert i hvilken grad det kan fastslås en korrelasjon med de bevegelsene man har

identifisert via InSAR data. (Tarchi et al. 2003; Canuti et al. 2005; Catani et al. 2005; Colesanti & Wasowski 2006). Det vil bli diskutert i hvilken grad bevegelsesmønstre i forskjellige deler av skredet skiller seg fra hverandre, og hvilke faktorer som styrer dette.

Skredet i Nomedalstinden vil bli klassifisert ut fra den modell som best samsvarer med de observasjoner som er gjort i fjellskredet, og det vil bli gjort en kort diskusjon rundt klassifiseringen. Faktorene som har gjort at skredet har oppstått i nettopp Nomedalstinden vil bli diskutert. Det vil bli gjort en vurdering av risikoen for framtidige utrasninger i det aktuelle fjellskredet. Avslutningsvis vil det bli diskutert hvorvidt lineamenter og strukturer i studieområdet kan ses i sammenheng med regionale sprø forkastninger og lineamenter (mesozoisk til kenozoisk alder) offshore og onshore (Trulssen 2008; Hansen 2009).

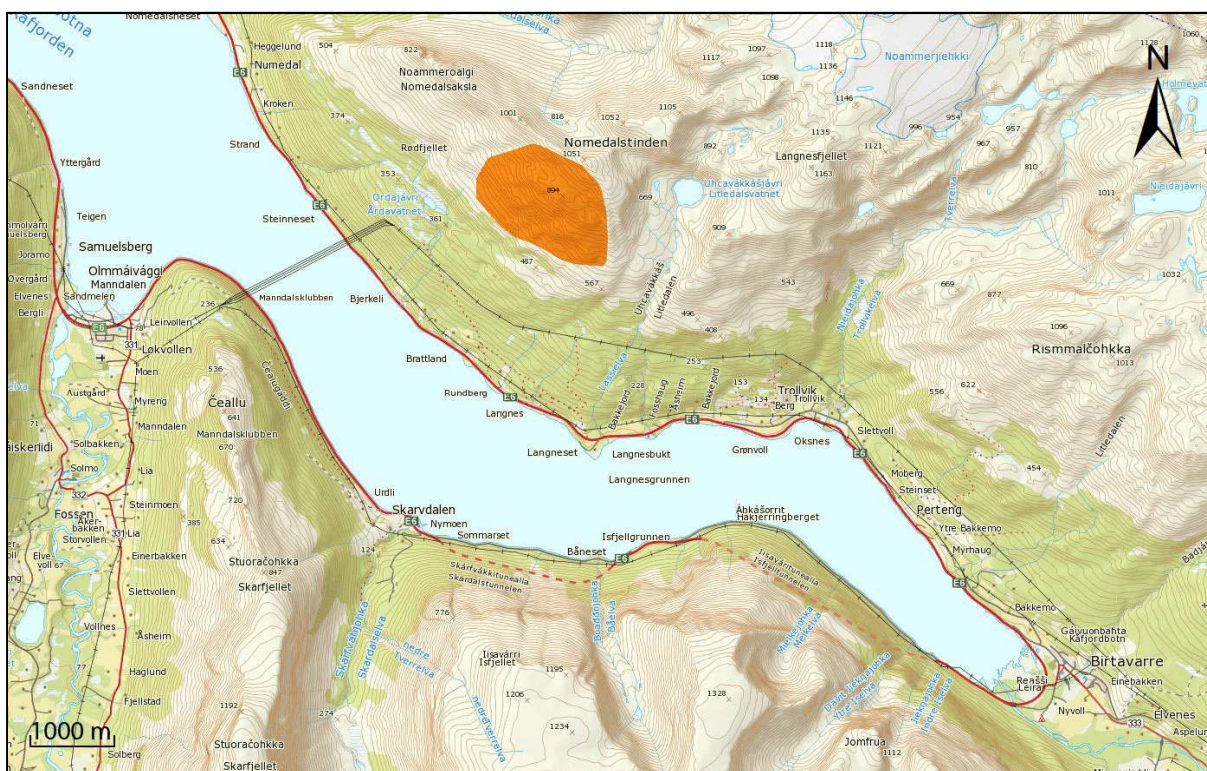


**Figur 1.2** Kart som viser lokaliseringen av fjellskredet i Nomedalstinden. Rødt rektangel markerer Kåfjorden (Fig. 1.3), en sidefjord til Lyngenfjorden. Svart linje viser kjørerute fra Tromsø til feltområdet. (Modifisert fra ©2011 Google – Kartdata, ©2011, Tele Atlas).

### 1.3 Skredområdet lokalisering og topografi

Kåfjorden er en sidefjord til Lyngenfjorden, og er en av de innerste fjordene i Troms fylke. Fjorden strekker seg i 20 km sørøstlig retning fra Storfjorden. Kåfjorden er omgitt av forholdsvis høye fjell, 900-1400 m. Fjellene danner bratte sider, særlig på sørvestsiden av fjorden, og det er hyppige utrasninger langs skråningene her.

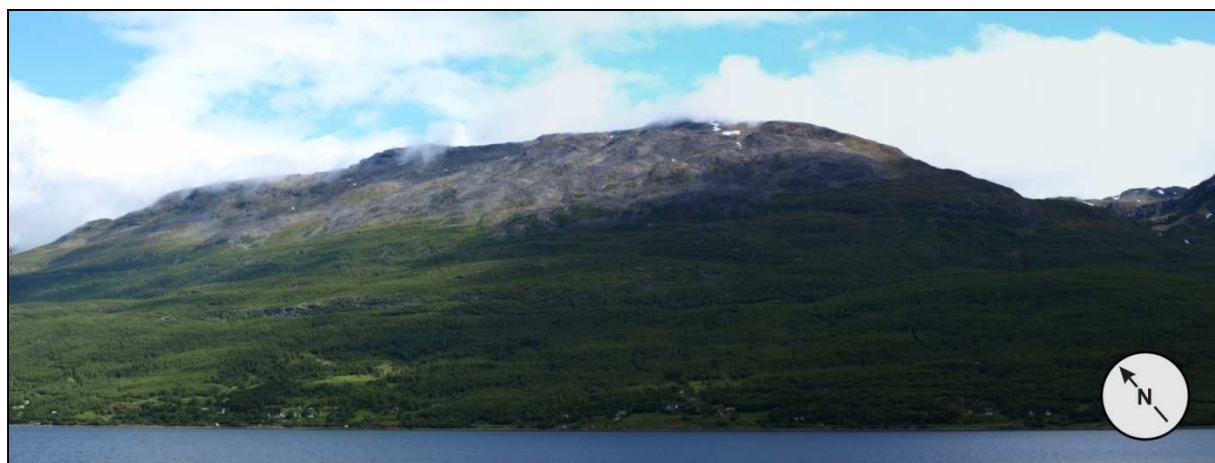
Studieområdet er lokalisert til Nomedalstinden som befinner seg mellom kommunesenteret Olderdalen og tettstedet Birtavarre i Kåfjord kommune/ Gáivuona suohkan i Troms fylke (Fig. 1.3). Man er avhengig av bil eller buss for å komme seg til lokaliteten. I Manddalen finnes det muligheter for overnatting i form av campinghytter.



**Figur 1.3** Kart over indre deler av Kåfjorden som viser lokaliseringen av det studerte fjellskredet i Nomedalstinden (oransje farge). (Modifisert etter Statens Kartverk)

Et generelt trekk ved topografien omkring Kåfjorden er at fjellsidene på sørvestsiden er betydelig brattere enn de på nordøstsiden (Fig. 1.4 og 1.5). Dette er særlig synlig når man kommer opp i høyden i feltområdet. På sørvestsiden har store strekninger av veien blitt lagt i tunneler på grunn av hyppige utrasninger, dette skiller sørvestsiden av fjorden i stor grad fra

nordøstsiden hvor det ikke er vanlig med utrasninger på vei. Dette har ført til at veien har blitt lagt i tunneler store deler av strekningen langs sørøstsiden av fjorden.

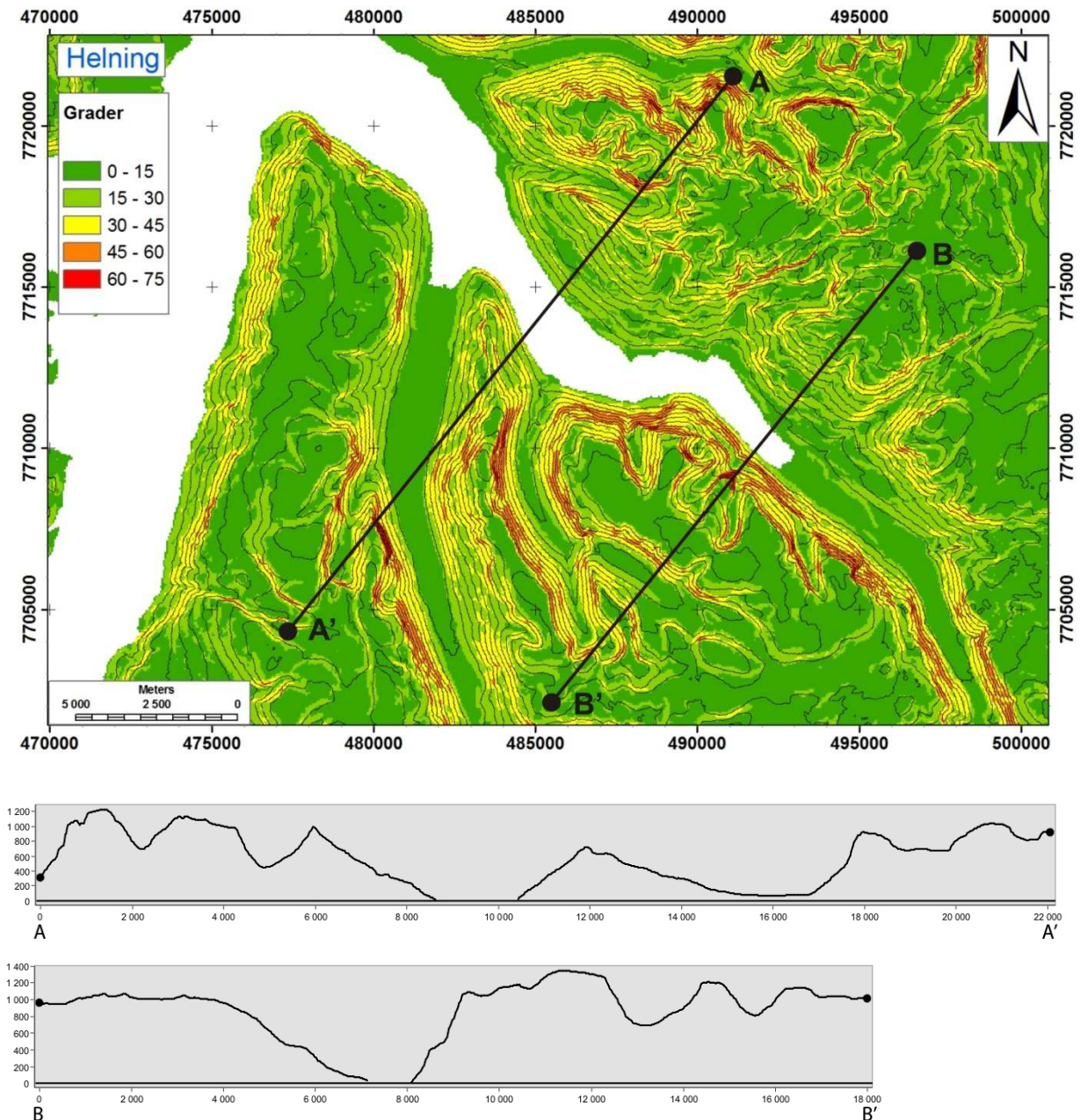


**Figur 1.4** Øverst: Utsnitt av 3D terrengmodell (digital elevasjonsmodell – DEM) med drapert ortofoto som viser fjellskredet i Nomedalstinden. Fjellet er markert med rødt rektangel. Storfjorden og Lyngsalpene i bakgrunnen oppe til venstre. Nederst i høyre hjørne på bildet ligger Birtavarre, innerst i Kåfjorden. (Norge i 3D)

Under: Fotografi av skredet, bilde tatt fra sørvestsiden av Kåfjorden.



Selve fjellskredet befinner seg på den sørvestlige skråningen av Nomedalstinden, og er godt synlig fra veien på den sørøstlige siden av Kåfjorden (Fig. 1.4). Toppen av fjellet er markert med en varde, og ligger på 1051 moh. De øvre delene av skredområdet er vanligvis dekket av snø til uti juni måned, noe som begrenser feltsesongens varighet i denne delen av feltområdet. Sesongen kan vare til sent på høsten, avhengig av når snøen begynner å legge seg.



**Figur 1.5** Øverst: Kart som viser helningsgradient på topografiske flater i områdene rundt Nomedalstinden (egne data).

Under: Topografiske profiler som krysser normalt på fjorden illustrerer godt forskjellen i topografi og helningsgrad/vinkler.

I likhet med den generelle topografien rundt Kåfjorden, viser også Nomedalstinden en stor forskjell på for- og baksidens helningsgradient. Fjellets nordøstvendte bakside er betydelig brattere enn forsiden som vender sørvest mot fjorden (Figur 1.5, 1.6 og 1.7). Dette er sammenfallende med andre fjell i regionen, samt fjorden for øvrig. Baksiden av fjellet er helt eller delvis dekket av utrast materiale (Figur 1.7). Høyden på omkringliggende fjelltopper varierer mellom 900 moh. til nærmere 1400 moh. Flere av de omkringliggende fjelltoppene som ligger på omkring 1400 moh er flate på toppen, og ser ut til å markere en paleisk flate.

Store deler av skredområdet består av til dels løse steinblokker og utrast blokkmateriale (tallus)(Fig. 1.6 og 1.7) som stedvis er dekket av lav, mose og annen vegetasjon.



**Figur 1.6** Fotografi av Nomedalstinden, som viser toppen av fjellet samt store deler av skredet.



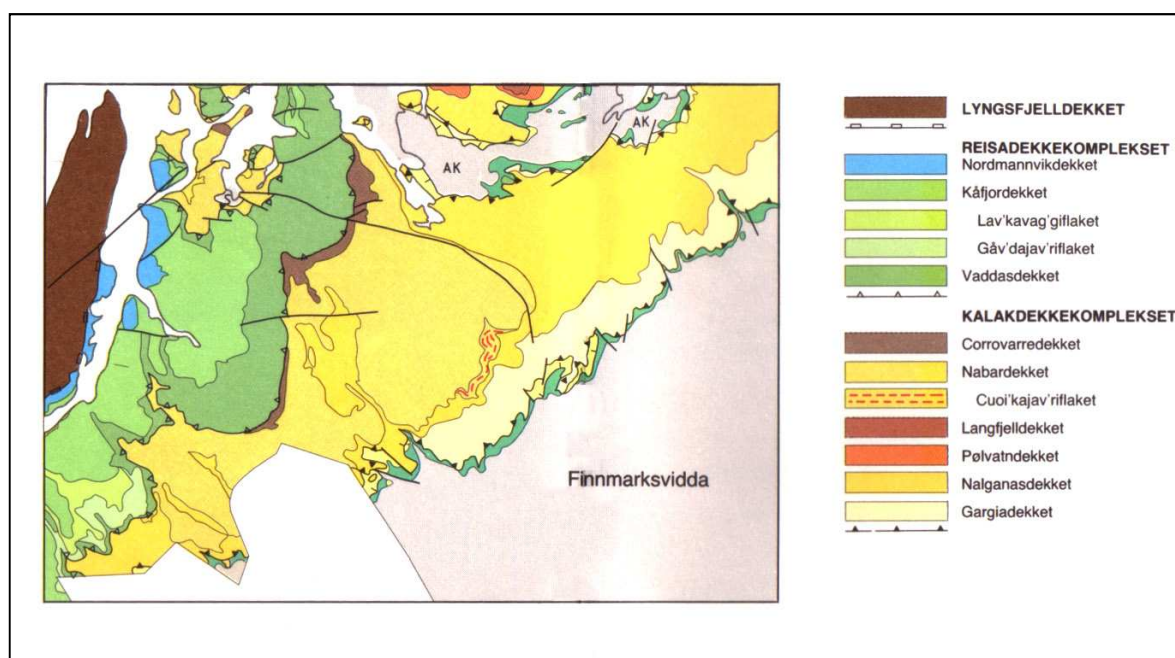
**Figur 1.7** Baksiden av Nomedalstinden, varden er synlig oppe i venstre hjørne.

Feltarbeidet ble gjennomført i perioder somrene 2009 og 2010. Første året ble det gjort en rekognosering av området i samarbeid med Per Terje Osmundsen fra NGU. Da ble det planlagt og bestemt hvilke metoder som skulle benyttes under den detaljerte kartleggingen i Nomedalstinden påfølgende sesong. Sommeren 2010 ble store deler av feltarbeidet gjort med en basecamp på en hytte. Denne hytten ligger like under 400 moh., rett over skoggrensen og like sørøst for fjellskredet. Adkomsten sørøst for området er å foretrekke da man både kan se og følge det antydete glideplanet P2 (Figur 2.3) opp langs fjellskredet.

## 1.4 Regional geologi og tidligere arbeider

### 1.4.1 Berggrunnsgeologi

Bergartene i området er av kaledonsk opprinnelse, og hører til den øvre alloktone enhet i den kaledonske fjellkjeden. Regionalt befinner Kåfjorden seg i Reisadekkekomplekset som omfatter fem skyvedekkeenheter som grenser mot hverandre med lavvinklede skyveforkastninger: Nordmannvikdekket, Kåfjorddekket og Vaddasdekket (Zwaan 1988). Nordmannvikdekket finner vi eksponert ytterst i Kåfjorden på nordsiden, samt de øvre deler av Nordnesfjellene. Kåfjorddekket er det som utgjør det meste av kåfjorden, og strekker seg fra Olderdalen og innover Kåfjorddalen. I Kåfjorddalen møter Kåfjorddekket Vaddasdekket som fortsetter sørøstover mot grensen til Kalakdekkekomplekset (Fig. 1.8). Reisadekkekomplekset grenser i vest mot Lyngsfjelldekket (Zwaan 1998), og i øst mot Kalakdekkekomplekset. Sistnevnte består av eldre bergarter enn Reisadekkekomplekset, og grensen mellom disse kompleksene representerer et skille i både metamorfosegrad og alder på bergartene. Kalakdekkekomplekset består av for det meste av bergarter som er av neoproterozoisk alder, mens Reisadekkekompleksets bergarter inneholder fossiler av overordovicisk til undersilurisk alder (Zwaan 1988). Bergartene i Reisadekkekomplekset har under den kaledonske fjellkjededannelsen gjennomgått høy grad metamorfose.



**Figur 1.8** Tektonostratigrafisk oversiktskart (Zwaan, 1988)

Bergartene i Kåfjorddekket, og deres fremtreden i området omkring Nomedalstinden vil bli presentert nærmere i kapittel 2.2.

### **1.4.2 Strukturgeologi**

Berggrunnen i regionen har gjennomgått flere tektoniske hendelser som har satt sitt preg på landskapet og strukturgeologien i området. De eldste geologiske elementene vi kan finne området ved Kåfjorden er det prekambriske grunnfjellet. Dette er representert ved bergartene på andre siden av riksgrensen, i Finland. Disse eldste bergartene fortsetter nordøstover langs fronten av Kaledonidene på Finnmarksvidda, og representerer de stedegne bergartene fra tiden før fjellkjededannelsen. Det prekambriske grunnfjellet består av arkeiske gneiser med avsetninger og vulkanitter av noe yngre alder (inntil tidlig proterozoikum) (Zwaan 1988). I områdene nord for Kåfjorden, oppe i Kvænangen-Alta området, finner vi tektoniske vinduer. Disse gir et innblikk i Kaledonidene, ned til de prekambriske bergartene som ligger under fjellkjeden.

Fronten til Kaledonidene, og kontakten mot de prekambriske stedegne bergartene ligger om lag 50 km i sørøstlig retning fra Kåfjorden. Det tektoniske vinduet i Alta-Kvænangensområdet ligger rundt 60 km nordøst for Kåfjorden.

Den kaledonske fjellkjededannelsen har gitt opphav til det som i dag kan observeres som duktile strukturelementer. Bergartenes duktile foliasjon har i all hovedsak sitt opphav i deformasjonen vi kan spore til tektoniske hendelser i dannelsen av Kaledonidene. Den best utviklede foliasjonen som gjennomsetter bergartene kan knyttes til den mest intense deformasjonen under orogenesis. Noen av bergartene har utviklet tykke mylonittsoner, dette kan vi for eksempel se i bunnen av Kåfjorddekket hvor vi har en 400m tykk blastomylonittsone (Zwaan 1988). Mylonittsoner finner vi i bunnen av flere av skyvedekkene.

Den kaledonske fjellkjededannelsen deformerte og bearbeidet bergartene i Reisadekkekomplekset, og førte til en betydelig mekanisk blanding av den opprinnelige stratigrafien i bergartene. Dette innebærer at vi i dag ikke kan betrakte de interne enhetene som representative for en stratigrafisk avsetningsrekke (Zwaan 1988), men som bergarter som inneholder en blanding av det innholdet fra de opprinnelige sedimentære og plutonske bergartene.



**Figur 1.9** Fotografi av mesofolder på Nordøstsidan av Kåfjorden. Bildet viser kvartsfeltspatiske gneiser med bånd av mørkere, mer mafisk sammensetning.

Foliasjonen i bergartene rundt Kåfjorden er stort sett godt utviklet i hele området. Vi finner bergarter som har en skifrig foliasjon, og som er lett spaltbar. Det kan også observeres bergarter med en dårligere utviklet foliasjon, og som fremstår som mer homogene bergarter. Dette gjelder særlig de med høyere innhold av mafiske elementer, slik som amfibolittene og de mørkere gneisene. I Kåfjorden er foliasjonen foldet i store åpne folder med en amplitude på flere kilometer (Zwaan 1988). Det kan imidlertid også observeres folder av mesoskala, disse er godt synlige i veiskjæringene langs Kåfjorden (Figur 1.9). Foldeakseorienteringen til foldene i området varierer fra N-S til mer NNV-SSØ (Zwaan 1988). Yngre og sprø strukturelementer som forkastninger og sprekker i området antas å være dannet i forbindelse med rifting/ekstensjon og åpningen av Atlanterhavet har bergartene i regionen gjennomgått nye tektoniske hendelser. Vi finner spor av ekstensjonsrelaterte strukturelementer i form av store forkastninger. Et eksempel på en slik regional forkastning finner vi i Lyngenfjorden (Osmundsen et al. 2009, Hansen 2010). Denne forkastningen er antatt å fortsatt være aktiv, og dette har blitt påvist ved hjelp av InSAR data som viser en systematisk heving av liggblokken øst for Lyngenfjorden relativt til liggblokken som østsiden av fjorden utgjør.

Berggrunnen er også gjennomgått et yngre, sammensatt sprekke-mønster. Dette vil jeg gå nærmere inn på i kapittel 2.2.3.

### 1.4.3 Kvartærgeologi

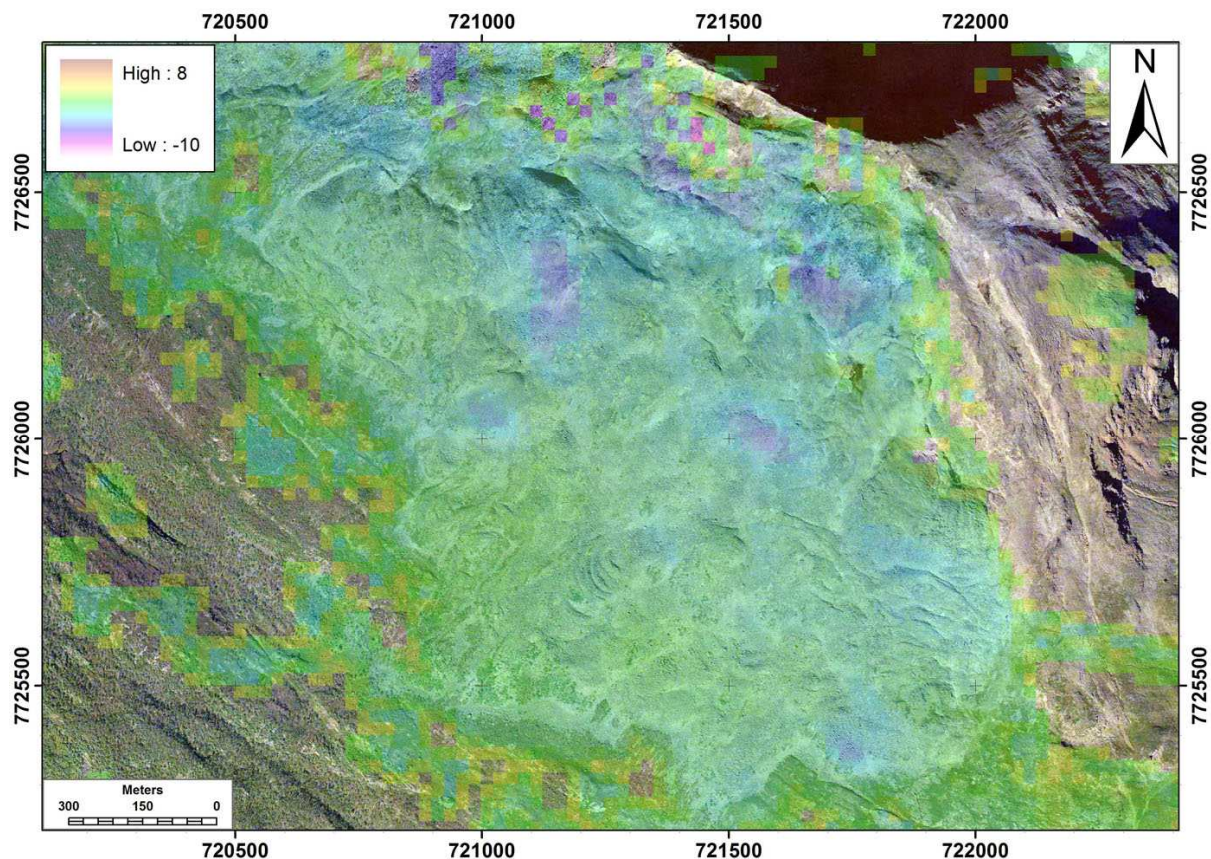
Landskapet i Kåfjorden og området rundt bærer spor etter tidligere glisiasjoner. I Kåfjorden og oppover Kåfjorddalen finner vi tre større isfrontavsetninger (Corner 1980). Den ytterste isfrontavsetningen løper på tvers av Kåfjorden, rett innenfor Mandalen. Denne avsetningen er ikke synlig over vann, men danner en barriere i fjorden. Den midterste isfrontavsetningen løper fra Langnesbukta til Båneset, og Langneset er en del av denne avsetningen. Den innerste frontavsetningen er lokalisert inne ved Elvenes, i Birtavarre. Felles for de glisiale avsetningene er at de i dette området typisk danner tverrgående rygger som ligger under vann i fjordene eller stikker ut fra dalsidene mot midten av dalen.

Området har gjennomgått en serie med glisiale episoder, med framstøt og deglisiasjon. I perioden fra 9800 år siden til 9400 år siden har det blitt anslått at regionen gjennomgikk to større og en mindre glisiasjon (Corner 1980). Det er anslått at de innerste dalene var isfrie for omkring 9100 år siden (Corner 1980), og Kåfjorddalen har blitt anslått å være isfri så tidlig som 9700 år siden. Marin grense i området Lyngen-Kåfjorden varierer fra omkring 67m i Koppangen, til rundt 90m innerst Kåfjorden.

I de høyereliggende delene av landskapet omkring Kåfjorden er det ikke mulig å se nevneverdige spor etter glisiale avsetninger. Løsmassene som dekker skråningene er i hovedsak tallusmateriale som ligger i vifteformede ansamlinger. Disse er postglisiale utrasninger, og er særlig tydelig på sørvestsiden av fjorden, der hvor terrenget er brattest.

På Nomedalstinden er det antatt at løsmassene i og omkring skredområdet stammer fra yngre hendelser, og da spesifikt postglisiale gravitasjonelle utglidninger og utrasninger. I området omkring skredet er terrenget i hovedsak bestående av vegetasjonsdekket fast fjell, og det er lite som kan antyde at det er glisiale avsetninger oppe i det aktuelle området for detaljstudien

#### 1.4.4 InSAR data



**Figur 1.10** InSAR data over fjellskredet i Nomedalstinden. Blå/lilla områder antyder en innsykning, gule og røde tyder på heving. (Obs: Referansesystem WGS84-UTM-sone 33N)(NGU/Norut)

Fra år 1992 til 2000 ble det gjort en satellittbasert scanning som blant annet dekket regionen rundt Lyngen. Disse ble gjort som detaljerte høydemålinger av landskapet foretatt over et tidsintervall på åtte år. Sammenstillingen av disse dataene i form av differansen i høyde, danner et inntrykk av innsynknings- og hevingsmønsteret i det analyserte området.

Fremstillingen i figur 1.10 viser oss at deler av fjellskredet i Nomedalstinden har gjennomgått bevegelser, også i nyere tid. Det er ut fra dette datagrunnlaget at skredet opprinnelig ble lokalisert (Henderson et al. 2009), som en observasjon av innsykning i ustabile fjellmasser.



## **1.5 Metoder**

### **1.5.1 Feltarbeid**

Under feltarbeidet har det blitt lagt særlig vekt på beskrivelser av strukturelle og geomorfologiske elementer i skredet, og det er gjort systematiske målinger av orienteringen til duktile elementer, sprø forkastninger, sprekker og bruddplan, lineasjoner og folder. Den videre behandlingen av disse innsamlede dataene har vært avhengig av hvilken grad av detalj som har vært ønskelig for en hensiktsmessig framstilling og visualisering. For enkelte områder blir strøk og fall samt lineasjoner framstilt som stereoplott, mens det i en større skala har vært mer hensiktsmessig å fremstille gjennomsnittlige orienteringsdata på kart. Enkelte elementer, slik som lengre sprekker, har blitt fulgt og lagret som spor på GPS.

De geomorfologiske trekkene i området har blitt kartlagt og beskrevet som grunnlag for tolkning og klassifisering av overflatedekke, landformelementer, lineamenter osv. og relasjon til underliggende strukturer.

### **1.5.2 Fotografering**

Strukturer og morfologiske formelementer dokumentert ved hjelp av digital fotografering, til fots og fra luften. Dette har dannet grunnlaget for illustrasjoner av tolkingene av geomorfologiske og strukturgeologiske elementer i skredområdet. I de tilfeller hvor det har vært hensiktsmessig har det blitt forsøkt å ta bildene med objekt av kjent størrelse i bildet. Bildene er illustrert med kompassretning angitt i fotografiet.

### **1.5.3 Topografiske kart**

Av kartgrunnlag for feltområdet finnes det 1: 50 000 kart med ekvidistanse 20 m. For området under skoggrensen (lavere enn omtrent 400 moh.) finnes det i tillegg økonomiske kart med ekvidistanse 5 m. De beste kartene som er tilgjengelig for området er gitt ut av Statens kartverk, og andre kart som er brukt er modifikasjoner av Statens kartverks kart. Kåfjord kommune har blant annet fått gitt ut et eget turistkartblad som dekker kommunen. Dette kartet

kan anbefales for ferdsel i Kåfjorden og nærliggende områder. Statens kartverks kart ligger tilgjengelig på internett ([www.norgeskart.no](http://www.norgeskart.no)). Via denne portalen får man også tilgang på *Norge i bilder* ([www.norgebilder.no](http://www.norgebilder.no)) sin satellittbilledatabase som gir en veldig god dekning og høyt detaljnivå for dette området, og Norge generelt.

#### **1.5.4 Norge i 3D, Google Earth**

Visualiseringsapplikasjonen på [www.norgei3d.no](http://www.norgei3d.no) ble benyttet i stor grad i forberedelsene for feltarbeidet. Denne applikasjonen som kjøres på dette nettstedet gir en veldig bra tredimensjonal framstilling av både høydedata og overleggsbilde fra satellitt. Det er derfor enkelt å visualisere de viktigste storskala visuelle trekkene i området via denne applikasjonen. Applikasjonen er designet i Java, og er derfor utmerket til bruk på kryss av de vanligste operativsystemene.

#### **1.5.5 Satellittfoto, DEM og ArcGIS**

NGU har gjort tilgjengelig elevasjonsdata i form av DEM-filer for feltområdet og regionen rundt. Disse består av en rasterfil hvor hver piksel representerer et kvadrat på 25x25 meter som har en georeferanse knyttet til seg i form av koordinater i systemet

*UTM -WGS84 -sone 34N*. Alle kartutsnitt i denne masteroppgaven som har rutenett med koordinater påtegnet, vil være oppgitt i henhold til dette referansesystemet såfremt ikke annet er angitt. Dette er av flere årsaker, den viktigste er at UTM-WGS84 oppgir posisjonen i et tall som angir antall meter østlig og nordlig distanse fra et referansepunkt innenfor hver sone. Vanlige håndholdte GPS-enheter som blir satt til å bruke *UTM-WGS84*-koordinater vil automatisk velge sone 34N i Troms.

Videre har det blitt benyttet satellittbilder fra NGU som er gjort tilgjengelig for mitt arbeid med synlig fargespektrum (RGB), og rasteroppløsning ~1 m.

### 1.5.6 Geologiske kart

NGU geologisk kart over Norge, 1:250 000, kartblad Nordreisa (Zwaan 1988) er brukt som regionalt basiskart for berggrunnen i området. Dette og andre geologiske kart fins i digitalisert form på [www.ngu.no](http://www.ngu.no). Det fins også upubliserte databaser med informasjon om berggrunnen i Kåfjordområdet (Zwaan 1988), og disse har blitt benyttet som støttelitteratur for berggrunnskartleggingen.

### 1.5.7 InSAR data

Via NGU ble det gjort tilgjengelig InSAR data fra forprosjektet til "ROS Fjellskred i Troms". Dette er avanserte fjernmålingsdata som er basert på satellittbåren radaraltimetri av området over tid. Analyse og sammenligning av målinger gjort på forskjellige tidspunkt kan gi en indikasjon på forandringer i høyde på punkter i terrenget. (Helz 2005).

I denne masteroppgaven benytter jeg disse data til å sammenligne med kjente lineamenter og identifiserte strukturelementer, for å se om disse kan korreleres til en bevegelse antydnet i InSAR-datasettet. Den største begrensningen til denne typen data er at de kun gir en indikasjon på innsynkning/heving punkt for punkt, altså en endring i elevasjon, og gir ingen entydig informasjon bevegelsen sett i tre dimensjoner. Det må i så fall tolkes i forhold til kartlagte bevegelsesplan, eller ses i sammenheng med geomorfologiske elementer.

I tillegg er rasteroppløsningen for dette datasettet betydelig lavere enn oppløsningen for DEM-filene, og begrenser i hvilken grad man kan se noen korrelasjon mellom lineamenter, strukturer og bevegelsen i InSAR datasettet. Grunnet den lave oppløsningen er slike data kun egnet til å gi en indikasjon på hvorvidt det foregår noen aktiv bevegelse i skredet, og det er ikke mulig å tolke interne bevegelser i skredet utfra slike data.

### 1.5.8 Programvare

Corel Draw X4 har blitt benyttet for å fremstille illustrasjonene som har blitt brukt i oppgaven. Adobe Photoshop og Corel Photo Paint er programvaren som har blitt benyttet til redigering og bearbeidelse av fotografiene.

Til å fremstille stereoplott av strukturdata ble det anvendt Stereo Net 3.01, utviklet av Per Ivar Steinsund, Universitetet i Tromsø.

For behandling av geografiske data, produksjon av kartutsnitt, fremstilling av terrengmodeller, analyser av topografi og slikt ble ArcGIS 9.3 brukt. For å illustrere strukturelementer i ArcMap har tilleggsmoduleen MapLex blitt anvendt. Alle kartutsnittene som er produsert i ArcMap er illustrert med rutenett som viser koordinater. Koordinatene er oppgitt i referansesystemet *UTM WGS84 sone 34*.

## 1.6 Definisjoner

For de fleste begreper som kan ha flere, evt uklar betydning, vil referanse være oppført i teksten. En del begreper vil det være naturlig å gi en forklaring på før observasjonene blir beskrevet i kapittel 2. Under følger et utdrag av de viktigste definisjonene:

<b>InSAR</b>	<i>Interferometric Synthetic Aperture Radar</i> . En satellittbasert metode for blant annet måling av innsynkning i ustabile fjellområder.
<b>LIDAR</b>	<i>Light Detection And Ranging</i> . Metode for å scanne og fremstille 3-, og 4-dimensjonale terrengmodeller.
<b>Morfostruktur</b>	Et morfologisk formelement betinget av en deformasjon knyttet til et dypereliggende glideplan (Agliardi et al. 2009).
<b>DEM</b>	Digital elevasjonsmodell.
<b>DSGSD</b>	<i>Deep Seated Gravitational Slope Deformation</i> . Gravitasjonell deformasjon av ustabile fjellpartier betinget av underliggende glideplan. (Agliardi et al. 2009)
<b>Lineament/lineasjon</b>	Et lineament omtaler i denne oppgaven et lineært, dog ikke nødvendigvis rettlinjert trekk i terrenget eller en landform. En lineasjon er her brukt for å omtale striper på en bergartsflate eller i

---

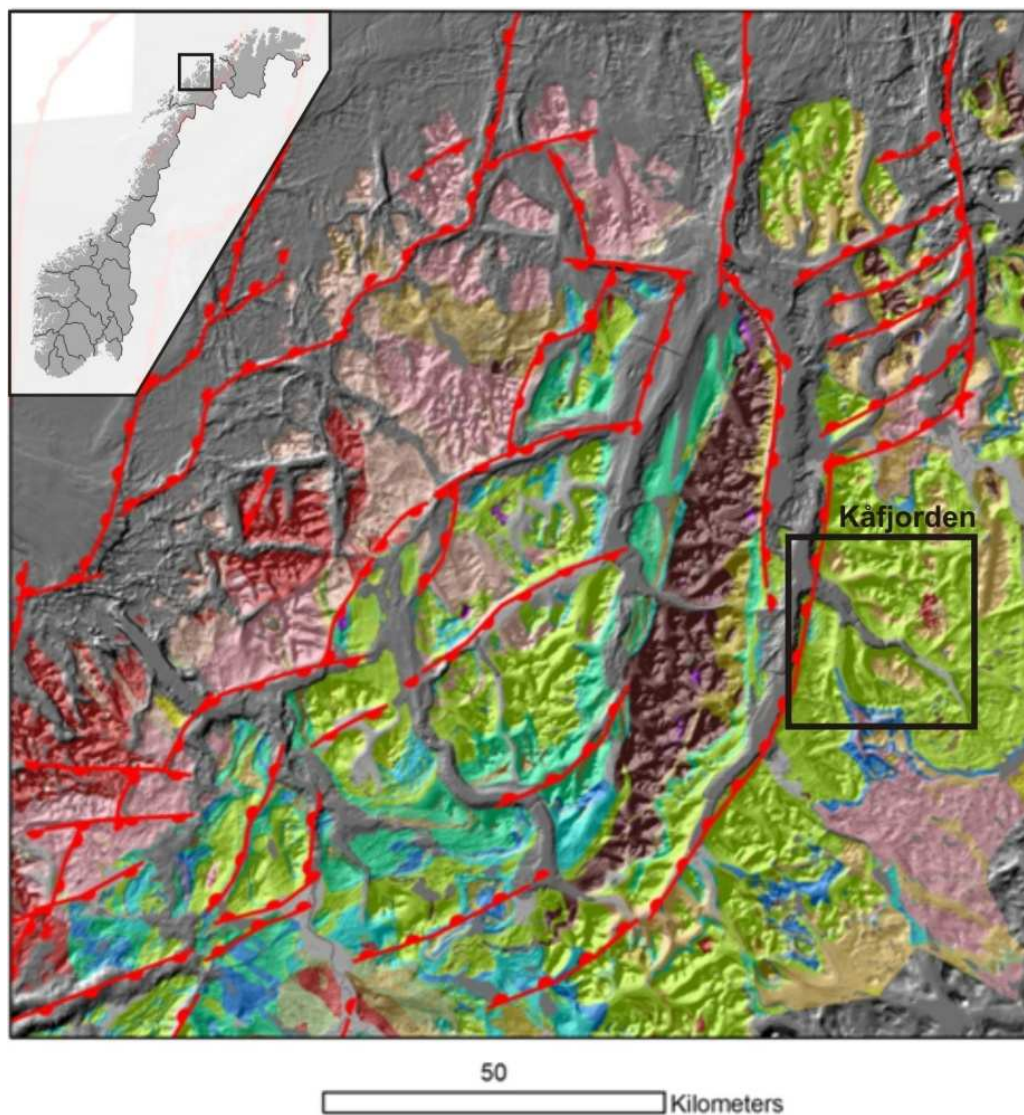
en bergart (Davis & Reynolds 1996), eksempelvis en lineasjon på en glideflate.

<b>Bakskrent</b>	Skrent som markerer bakre grense for enhetene som er berørt av deformasjonen i skredet. (Henderson et al. 2010)
<b>Sprekk</b>	En diskontinuitet som utgjør et brudd i en bergartsenhet, dog uten noen synlig observerbar bevegelse. (Davis & Reynolds 1996)
<b>Forkastning</b>	Diskontinuitet med påviselig bevegelse mellom to bergartsenheter (Davis & Reynolds 1996)
<b>Transferforkastning</b>	Et plan som tillater to bergartsenheter å bevege seg relativt til hverandre i strøkretning ( <i>strike-slip</i> ). (Davis & Reynolds 1996)
<b>Normalforkastning</b>	Et plan som utgjør en diskontinuitet hvor to bergartsenheter beveger seg relativt til hverandre vinkelrett på strøkretningen. (Davis & Reynolds 1996)
<b>Transtensjon</b>	Deformasjon hvor vi både finner ekstensjon og sidelengs bevegelse i samme system. (Davis & Reynolds 1996)
<b>Imbrikasjon</b>	Stabling av enheter som følge av overlappende forkastninger. (Davis & Reynolds 1996)
<b>Foliasjon</b>	En <i>fabric</i> i en bergart som er tilnærmet parallelt orientert. (Davis & Reynolds 1996)
<b>Fabric</b>	Kornkarakteristikk, konfigurasjon og størrelse i en bergart (Davis & Reynolds 1996)

## 2 Beskrivelser

### 2.1 Innledning

Landskapet i Nord-Norge domineres av rettlinjete og til dels smale fjorder og daler, som synes å følge orienteringen til strukturer i berggrunnen som foliasjon og sprø forkastninger (Osmundsen et al. 2010; Hansen 2011). Disse er et gjennomgående trekk helt fra Helgelandskysten og nordover til vest-Finnmark. I Troms, som feltområdet for denne oppgaven befinner seg i, sammenfaller disse lineamentene med orienteringen til fjorder, daler og andre topografiske elementer (Fig. 2.1).



**Figur 2.1** Topografisk relieffkart overlagt berggrunnsdata (fra Zwaan et al. 1997), som viser regionale lineamenter og sprø forkastninger av antatt mesozoisk alder (modifisert etter Hansen 2011).

Orienteringen til Lyngenfjorden og andre relaterte topografiske lineamenter, slik som Olderdalen (Fig. 2.2) sammenfaller med disse regionale strukturene. En av hypotesene som man ønsker å teste i regi av prosjektet "Fjellskred i Troms" er om lokaliseringen av resente og eldre fjellskred også faller sammen med bratte dalsider knyttet til tektonisk relaterte lineamenter i berggrunnen (se diskusjon, kapittel 3.4).

Kåfjorden er ikke direkte rettlinjet i sin helhet, men består av tre rettlinjede deler. Den ytterste og innerste delen av Kåfjorden løper NV-SØ, og den midterste delen løper Ø-V. Orienteringen til den midterste delen av Kåfjorden er tilsvarende orienteringen til topografiske lineamenter som Olderdalen og Nomedalen.

Fjellskredet i Nomedalstinden avgrenses mot nord av et lineament som stryker ca. Ø-V (Fig. 2.2.), dvs. nesten vinkelrett på utrasningen. Dette lineamentet har en orientering som er lik den som Kåfjordens midtre del, samt Olderdalen og Nomedalen. Ved skredet fremstår dette lineamentet som en svak fordypning i terrenget, som er dekket av tallus. Nedenfor skredet fortsetter lineamentet i vestlig retning som en markert fordypning som stedvis danner en kløft i terrenget. Dette lineamentet kan antydes å gå helt ned til sjøen i Kåfjorden. Denne fordypningen i terrenget fremtrer som en bekk i de nedre delene. Avgrensningen mot øst er ikke like tydelig knyttet til et regionalt korrelerbart topografisk lineament, men utgjøres her av Nomedalstindens fjellside mot Litledalen. (Fig. 2.2). Litledalen er en SSV-vendt dal som strekker seg fra Litledalsvatnet (624 moh.) og munner ut i Kåfjorden.

Selve fjellskredets laterale utstrekning er 1,7 km. Lengden på tvers er 1,3 km og totalt anslått areal er 1,65 km<sup>2</sup>. Skredet starter på 1040 moh. og strekker seg ned til 420 moh. Det jeg omtaler som skredet er de bergmassene som tydelig har rast ut, glidd ut eller antas å bevege seg langs underliggende glideplan, og skredets størrelse avgrenses derfor av de bergmassene som fyller disse kriteriene.

Oppe langs eggen av fjellet Nomedalstinden finnes det løsmateriale som befinner seg utenfor det som i denne oppgaven omtales som fjellskredet. Disse løsmaterialene som ikke anses som en del av skredet, er utelukkende utrast materiale som har oppstått som følge av steinsprang og mindre utrasninger. De befinner seg i tillegg utenfor de avgrensende lineamentene som skiller fjellskredets geomorfologiske landformer fra intakt fjell utenfor skredet.

I bakkant av skredet grenser skredmassene mot den bakenforliggende berggrunnen med en skrent, heretter kalt *bakskrenten*. (Fig. 2.13 og 2.15). Denne skrenten er helt eller delvis foliasjonsparallel, og er tydelig markert i terrenget (Fig. 2.12). I området oppe ved varden er bakskrenten tildekket av vegetasjonsdekket utrast materiale.

I front består skredet av løsmasser (tallus og blokkmateriale) som har rast ut. En av de sentrale observasjonene er at skredets øvre del består av områder hvor berggrunnen fortsatt er helt eller delvis intakt. De delvis utraste enhetene i denne delen av skredet har bevart en representativ orientering av foliasjonen, selv om overflaten er oppsprukket. Løse blokker ligger fordelt utover enhetenes overflate på en slik måte at man kan gjøre strukturmålinger, til tross for at en liten grad av deformasjon og bearbeidelse av materialet har funnet sted. Nedover i skredet er de utraste massene betydelig mer adskilt blokkmateriale, og dette materialet danner en rekke karakteristiske landformer (kapittel 2.4).



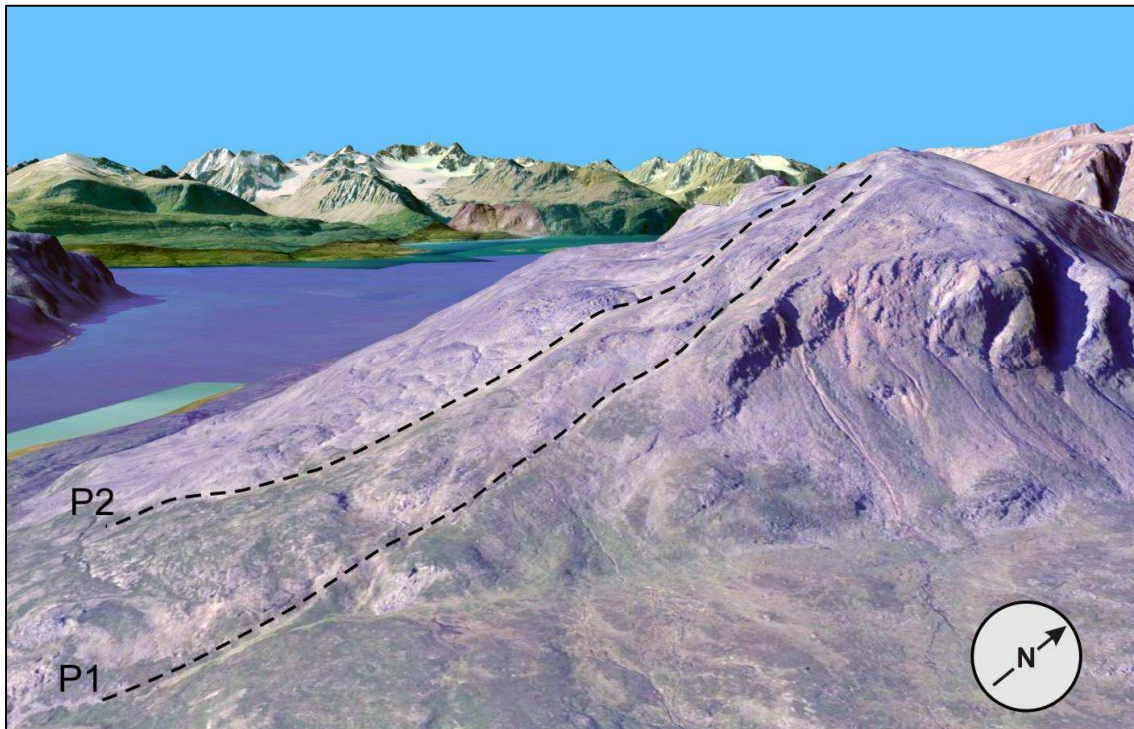
**Figur 2.2** Foto som viser skredets utbredelse i Nomedalstinden. Et tydelig lineament utenfor skredet er tegnet inn som en sort stiplede linje. I øst vises Litledalen og vannet som ligger innerst i dalen (fra Norgei3D.no).



Foliasjonen i berggrunnen bak skredet har en forholdsvis konstant strøk på NV-SØ. Orienteringen til foliasjonen er relativt konstant med et fall 35-40° mot SV . I Kåfjorden generelt varierer foliasjonens orientering noe, og dette har sammenheng med regionale store åpne folder av kaledonsk alder (Zwaan 1988). Foldeaksen stuper mot VNV-NV, og Nomedalstinden befinner seg på den nordvestlige flanken av en regional synform (Zwaan 1988).

En første tilnærming for oppgaven var det at man kunne antyde to potensielle glideplan i satellittfoto drapert over en digital elevasjonsmodell (Fig. 2.3). Disse glideplanene fremstår i satellittfoto som lineamenter som markerer skiller mellom gråfarvet løsmateriale og vegetasjonsdekket berggrunn. Disse lineamentene kan også observeres som topografiske linjer i terrenget på digitale elevasjonsmodeller.

Det dypeste av disse antatte glideplanene (P1) kan følges helt opp til skrenten i bakkant av skredet (Fig. 2.3). Sett fra sørøst ser dette antydete glideplanet tilnærmet planart ut . Det andre glideplanet (P2) har tilsynelatende en ujevn geometri, men har tilnærmet samme fall som det dypeste antatte glideplanet (P1) (Fig. 2.3). Planet P2 ser ut til å være blottlagt som en skrent i bakkant av en bred terrasse (Kapittel 2.4.3) som ligger sentralt i skredet. Betydningen av denne terrassen, og sammenhengen mellom terrassen som morfostrukturer (Agliardi et al. 2001), sprekkemønstre og glideplanene, vil bli diskutert (kapittel 3). Kronologien for hvordan glideplanene har oppstått (Fig. 3.5) vil også bli belyst i diskusjonen.



**Figur 2.3** Foto som viser sørsiden av Nomedalstinden med en tydelig foliasjon i berggrunnen som heller ned skråningen. Legg merke til at planet P1 fremstår som mer planart enn P2. (fra Norgei3D.no).

## 2.2 Berggrunnens sammensetning og struktur

### 2.2.1 Kaledonske bergarter og strukturelementer

De kaledonske bergartene i Troms består hovedsakelig av en serie skjøvne dekkekomplekser, som har blitt deformert og skjøvet til dagens konfigurasjon under den kaledonske orogenese. Det er i hovedsak tre dekkekomplekser (Fig. 1.8) som det er relevant å omtale i området omkring Kåfjorden i Troms: Kalakdekkekomplekset, Reisadekkekomplekset og Lyngendekket (Fig. 1.8). Reisadekkekomplekset er bygd opp av tre skyvedekker – i bunn finner vi Vaddasdekket, deretter kommer Kåfjorddekket og på topp ligger Nordmannvikdekket. Vaddasdekket består av dypbergarter som granitter, metasedimentære bergarter (skifre og gneiser) og metavulkanitter (Zwaan 1988). De vulkanske og metasedimentære bergartene opptrer vekslende i lagrekken. Det midterste skyvedekket av de tre skyvedekkene som ligger omkring Kåfjorden, er Kåfjorddekket.

Dette skyvedekket grenser mot Vaddasdekket med en mylonittsone på 400m tykkelse, som også inneholder marmor og hornblendeskifer. Videre inneholder Kåfjorddekket en betydelig

tykkelse av granatglimmerskifer. Ytterst i Kåfjorden finner vi Nordmannvikdekket (Fig. 1.8). Dette dekkekomplekset er primært bygget opp av vekslende migmatittisert granatglimmerskifer som veksler med kalkspatmarmor og dolomitt. (Zwaan 1988)

Nomedalstinden består utelukkende av bergarter tilhørende Kåfjorddekket. Kåfjorddekkets bergarter i området hvor fjellskredet befinner seg, består av lys grå foliert, benket og til dels planfoliert granatglimmergneis. Stedvis i bergartene forekommer det foliasjonsparallele mørke bånd/lag på opp mot 50 cm tykkelse. Disse har en amfibolittisk sammensetning, og fremstår som mørke og forholdsvis ensartede lag. De har ikke en like velutviklet foliasjon internt i ehete, men er parallele til foliasjonen i granatglimmergneisene for øvrig. I områdene nedenfor skredet er bergartene mer massive og tykkbenkete, og domineres av amfibolitt og amfibolittisk gneis.



**Figur 2.4** Eksempel på særlig granatrik granatglimmergneis, tilhørende Kåfjorddekket. Fotografiet er tatt i bergartene sentralt i skredet.

Inne i selve skredet, dvs. der hvor de utraste massene er delvis intakte, for eksempel sentralt i skredet, er bergarten lysere og rikere på kvarts og feltspat. Det er snakk om kvarts-feltspatiske gneiser og meta-psamittiske skifre i veksling med massivere, dels tykkbenkete kvartsittiske gneiser. Bergartene i Kåfjorddekket er omdannet under høygrads metamorfose (Zwaan 1988).

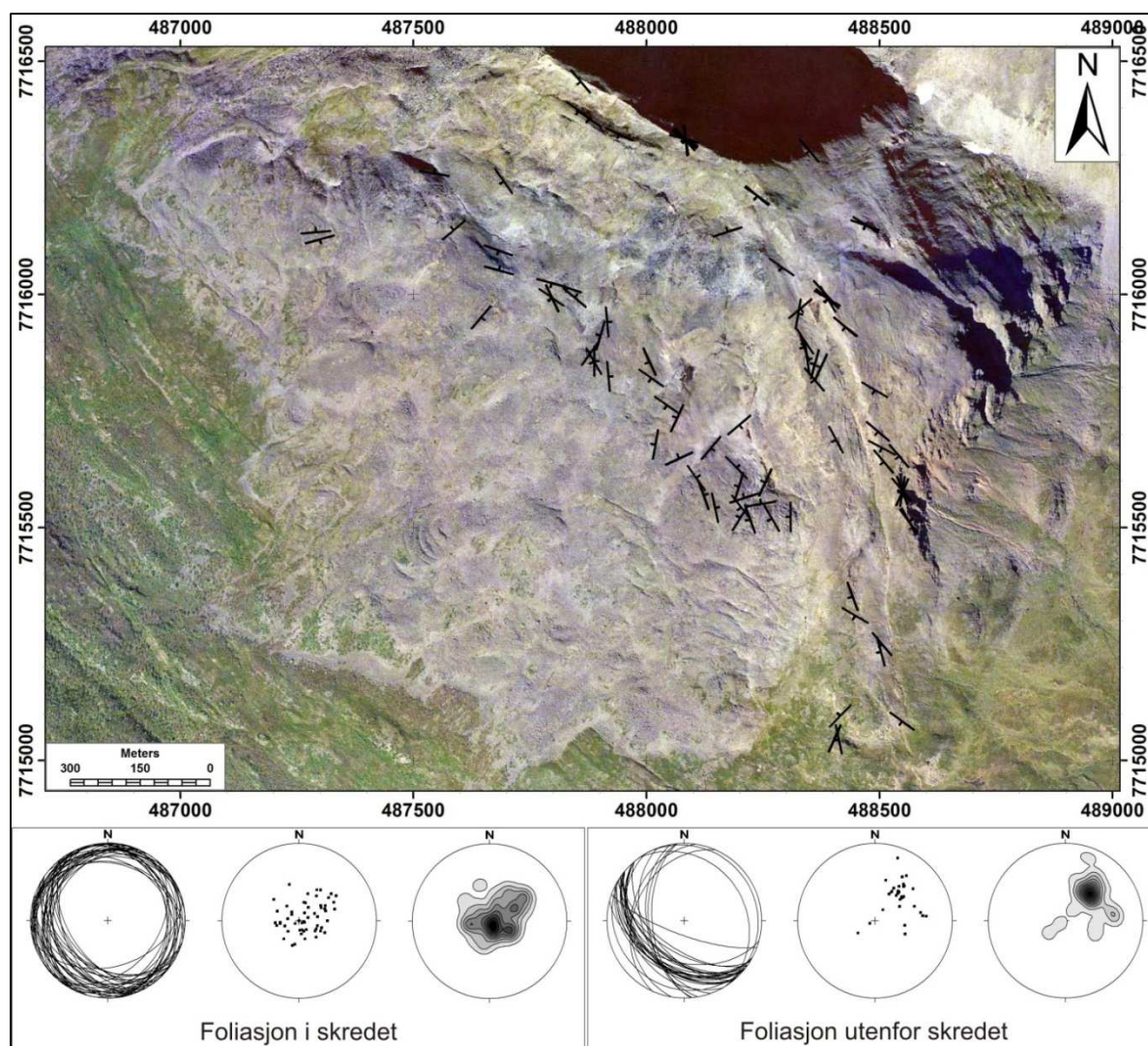
I berggrunnen SØ for skredet og inn mot det dypeste antatte glideplanet, er bergarten rik på glimmerminerale, og da især lys glimmer (muskovitt). Der hvor gneisen er særlig glimmerrik spaltes den lett opp i flak som stedvis gir bergarten karakter av å være en mylonittisk bergart. Nær toppen av skredområdet, ovenfor bakkrenten av skredet kan man finne krystaller av kyanitt på 2-3 cm. Disse er stenglige og i hovedsak hvite, dog med et skjær av blåfarge.

## **2.2.2 Duktile strukturelementer**

### **2.2.2.1 Kaledonsk foliasjon**

Foliasjonen i granat- og glimmerrike bergarter er en typisk gneisfoliasjon. Den består av segregerte lyse (kvarts-feltspat) og mørke (biotitt og amfibol) bånd. I og omkring skredet finner vi amfibolitter og amfibolittiske gneiser. Disse er betydelig mer massive og tykkbenkete. De kvartsfeltspatiske gneisene er utpreget mer planare og tynnbenkete, og viser tegn til å være lettere spaltbare.

Foliasjonens orientering fremstår som forholdsvis konstant i området utenfor skredet. (Fig. 2.3). I underkanten av skredområdet består foliasjonen av tykkere benker enn i bakkanten av skredet. Foliasjonen er stedvis spaltet i sjikt med tykkelse fra noen cm opp mot 20-30 cm. Der hvor glimmerinnholdet er høyt, er bergartene spaltbare i tynne flak. Dette kan vi særlig observere langs det antydete glideplanet P1 (Fig. 2.5). I dette området er bergarten spesielt rik på glimmerminerale. Dette gjør at bergarten er veldig lett spaltbar, samt at bergarten opptrer som en nærmest mylonittisk bergart her. Vi kan observere at bergarten har løsnet i mange tynne flak, og vitringsproduktet av bergarten her er en rødlig blanding av sand og grus som er rik på glimmer. Foliasjonen internt i skredet ligger tilnærmet horisontalt (Fig. 2.5).



**Figur 2.5** Kart som viser foliasjonens orientering. Stereoplott indikerer foliasjonens orientering i og utenfor skredet.

### 2.2.2.2 Kaledonske folder

Den kaledonske berggrunnen som tilhører Reisadekkekomplekset, og de tre dekkeenhetene Vaddas-, Kåfjord- og Nordmannvikdekkene, er stedvis multifase foldet og deformert. De mest fremtredende foldene av betydning for problemstillingene i denne oppgaven er der hvor foliasjonen er foldet av regionale, åpne folder som har tilnærmet horisontal akseretning N-S.

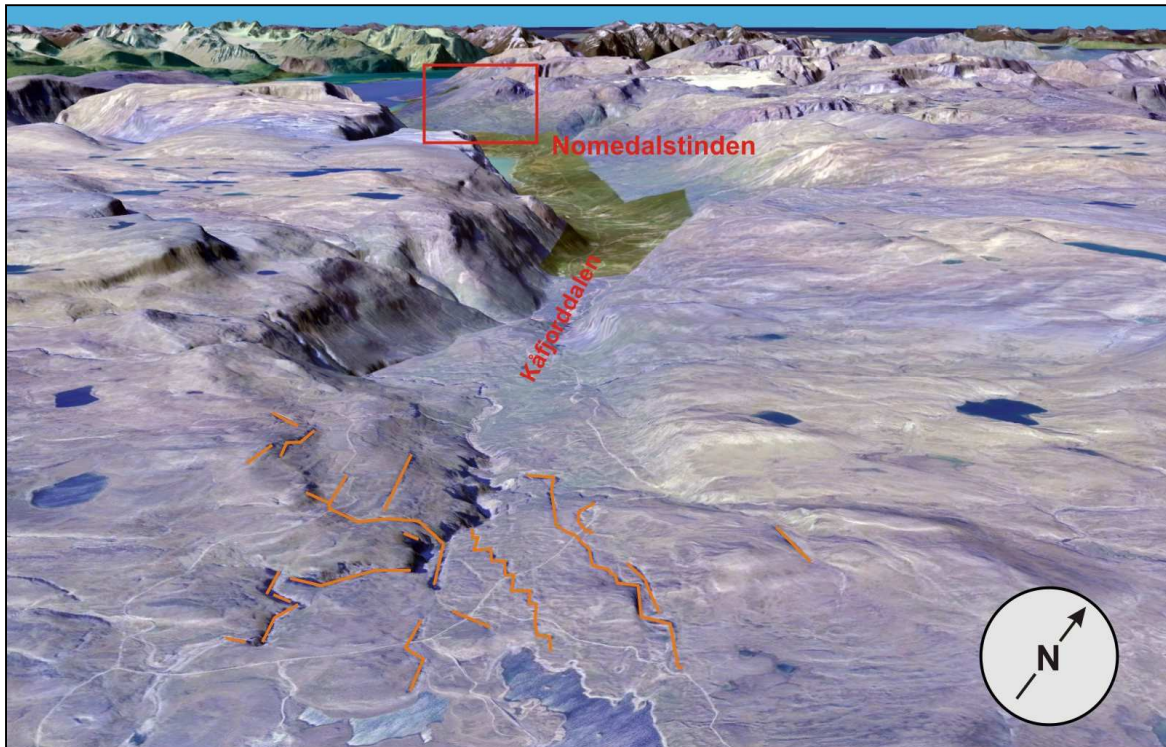
I NGU berggrunnsgeologisk kartblad Nordreisa (Zwaan 1988), er det angitt flere folder i fjellene omkring Nomedalstinden. Majoriteten av disse foldene har en foldeakse som stuper mot NNV-SSØ, og stupningen på foldeaksen ligger mellom 0-25°.

Generelt faller foliasjonen imidlertid ganske konstant i Nomedalstinden med et fall på 35-40° mot SV. Dette henger trolig sammen med det som kan se ut som en storskala fold som gjør at foliasjonen på begge sider av Kåfjorden faller innover mot fjorden. Foliasjonen i områdene rundt Manndalen, rett over fjorden fra Nomedalstinden, faller svakt (10-20°) mot N til NØ. Selv om vi kan finne avvikende orienteringer omkring Kåfjorden er det dette som er den systematiske trenden, og indikerer at Kåfjorden er i hengselssonen til en regional fold, en synklinale. Nomedalstinden befinner seg på den nordøstlige flanken av denne folden.

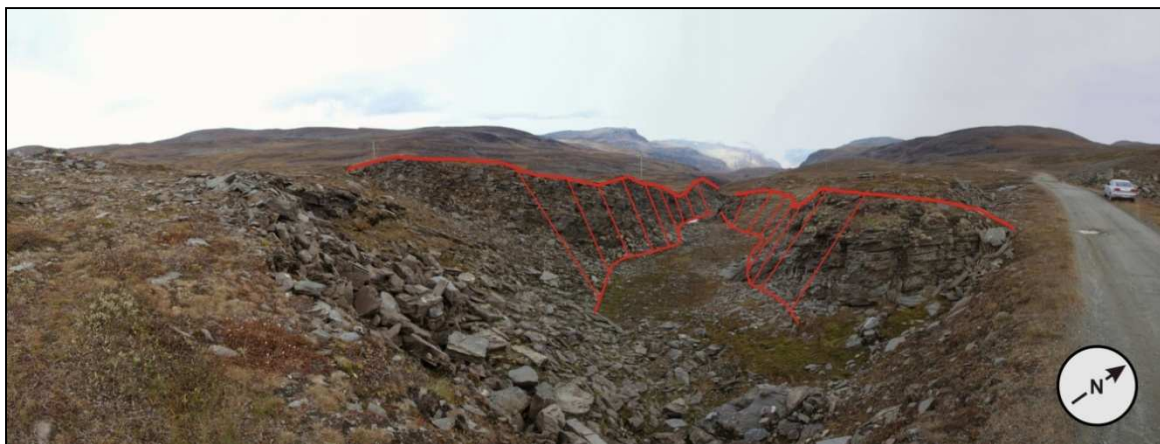
### 2.2.3 Sprø strukturelementer

De kaledonske bergartene utenfor selve skredområdet inneholder en rekke lineamenter som i kartbildet er rettlinjete og irregulære. Disse kan følges flere kilometer i strøkretningen. Noen av disse lineamentene faller sammen med retningen for regionale, antatt mesozoiske forkastninger og sprekkesystemer i Troms (Fig. 2.1; Hansen 2011). De viktigste gruppene av slike strukturer i Kåfjordområdet har strøkretning NNV-SSØ og NØ-SV. Observasjoner i mesoskala i bakkanten av skredet viser at de fleste slike strukturer er åpne, steile til subvertikale sprekker. I Kåfjorddalen, 24 km sørøst for Nomedalstinden (Fig. 2.6) finner vi en rekke lineære formelementer. Disse er godt synlige i satellittfoto og på digitale elevasjonsmodeller. Disse lineamentene har en dominerende strøkretning NNV-SSØ. Ved nærmere befarig ser vi at disse lineamentene utgjør lineære forsenkninger i terrenget. Disse landformene tolkes til å utgjøre *en-echelon* orienterte spalter, muligens lokale grabenstrukturer, i landskapet, med en bredde på opp mot 40 meter. Grabenstrukturene, slik de fremstår på overflaten, består av utrast materiale (Fig. 2.7), og avgrenses av steile normalforkastninger som skjærer foliasjonen. Disse lineamentene løper irregulært stappende mot venstre, *en-echelon*, og er særlig synlige helt øverst i Kåfjorddalen.

Foliasjonen øverst i Kåfjorddalen faller moderat (~30°) mot NV (Zwaan 1988), og sprekken skjærer foliasjonen. Lineamentene vi kan se i satellittbilder (Fig. 2.6) representerer derfor sprø lineamenter eller sprekker, og ikke foliasjonen. Sprekken har en høy vinkel til strøkretningen til foliasjonen øverst i Kåfjorddalen.



**Figur 2.6** Lineamenter i berggrunnen øverst i Kåfjord. (fra Norgei3d.no)



**Figur 2.7** Foto som viser en sprekk øverst i Kåfjorddalen. Legg merke til de steile sidene til sprekken, samt at bunnen i sprekken er horisontal og dekket av delvis vegetasjonskledd blokkmateriale.

I underkant av fjellskredet i Nomedalstinden kan vi sprekker som har en tilsvarende orientering som de vi finner øverst i Kåfjorddalen. Disse sprekkene er så dype at det ikke er mulig å anslå en absolutt dybde på dem. De er imidlertid så dype at det ligger snø i bunnen av dem selv på sommeren. Bredden på disse sprekkene er opptil 3 m, og bruddplanene er vertikale. Sidene på sprekkene er planare, og sprekkene har også her en *en-echelon* steppende

geometri i lengderetningen, og mulige overgangssoner (transfer) definert av tverrsprekker som gir et ortogonalt geometrisk mønster (Fig. 2.8). Det ligger ikke noe utrast materiale synlig i disse sprekkene, og bredden på dem er mye mindre i underkant av skredet enn det vi ser øverst i Kåfjorddalen. Både sprekkene øverst i Kåfjorddalen og sprekkene under skredet i Nomedalstinden (Fig. 1.8) er tilnærmet vertikale. Sprekkene i underkant av skredet i Nomedalstinden er imidlertid mye kortere i utstrekning enn det vi kan se i Kåfjorddalen. De dype sprekkene under Nomedalstinden er opp mot 150-200m lange, men noen absolutt lengde på disse er vanskelig å anslå da sprekkene løper inn under vegetasjonsdekke i endene.



**Figur 2.8** Eksempel på sprekker i berggrunnen under skredet. Legg merke til *en-echelon* geometrien til sprekkesystemet og tverrgående overgangssoner.

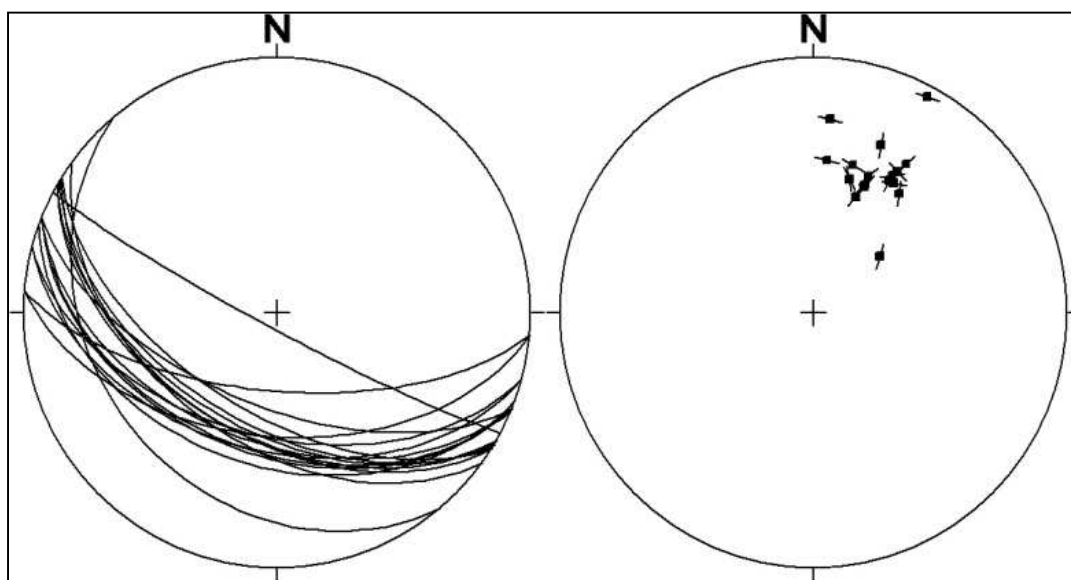


## 2.3 Strukturelementer i skredet

### 2.3.1 Sprø forkastninger

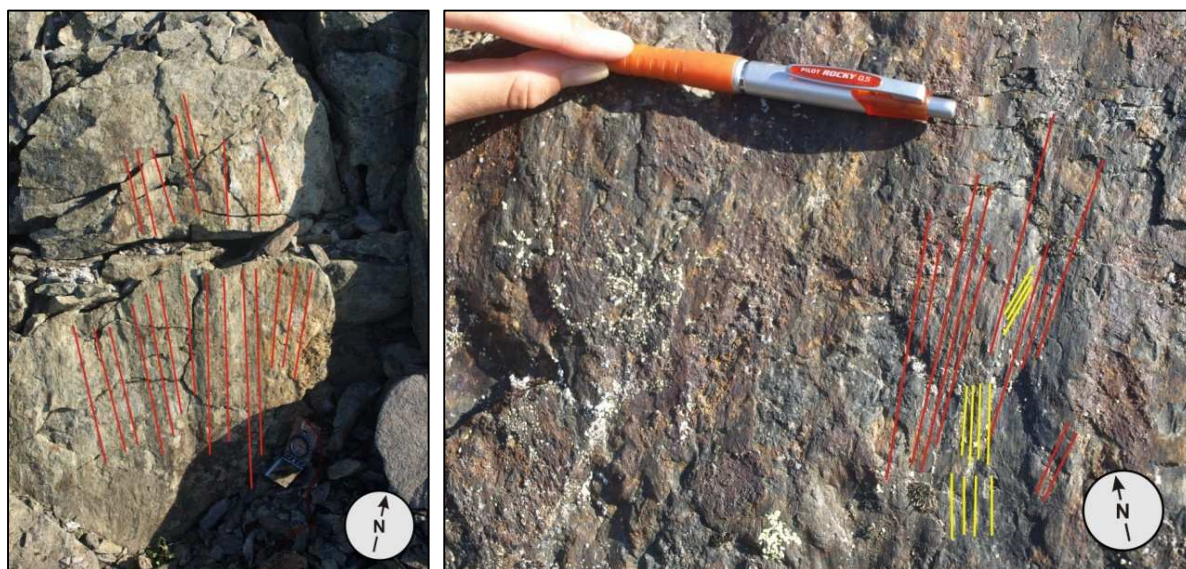
Bakskrenten til skredet i Nomedalstinden består av godt folierte amfibolitter og amfibolittiske gneiser som skiller seg fra de ellers dominerende kvarts-feltspatiske glimmergneisene i området. Denne bergarten er meget finkornet og har mørk brun til sort farge. Selve bakskrenten i skredet definerer et foliasjonsplan i de mørke amfibolittiske gneisene som er preget av parallelle, fiberlignende slickensides (Fig. 2.10). Denne type linjestruktur indikerer at bakskrenten definerer og/eller faller sammen med et foliasjonsparallellt forkastningsplan.

Den finkornede bergarten med foliasjon som er preget av slickensides, og som stedvis består av kataklasitt, tolkes til å være en sprø forkastningsbergart (Sibson, 1979; Davis et al. 1984). Kornstørrelsen til den kataklastiske bergarten er liten (aplittisk, dvs. ikke synlig i håndstykke), i tillegg er bergarten kohesiv og trolig motstandsdyktig mot erosjon da den står ut fra foliasjonsflaten som benkete flak. Det er vanskelig å fastslå med sikkerhet om den aplittiske bergarten har trengt seg inn i mindre sprekker i sidebergarten, men kornstørrelse og opptreden til bergarten tilsier at dette kan være en *pseudotachylitt*. Det kan imidlertid ikke fastslås med sikkerhet, blant annet da den ikke er utpreget glassaktig. Det er likevel gode holdepunkter for å tolke bergarten til å være en forkastningsbergart, og den fremstår som en *pseudotachylitt* (Davis et al. 1984) i felt.



**Figur 2.9** Stereoplott for forkastningsbergart med linesasjoner, i bakskrenten til skredet. Plott av plan samt M-plan (Goldstein & Marshak 1988) (n=20).

Glidestripene i foliasjonsplanene stryker i hovedsak tilnærmet vinkelrett på strøket til forkastningsplanet og stuper ca 35° mot sørvest (Fig. 2.9). Bevegelseessignaturen antyder således at det er snakk om ren forskyvning /bevegelse i fallretningen (*dip-slip*).



**Figur 2.10** *Dip-slip* lineasjoner på forkastningsbergart. Glidestripene i foliasjonsplanene stryker tilnærmet vinkelrett på strøket til forkastningsplanet, og stuper ca 35° mot sørvest.

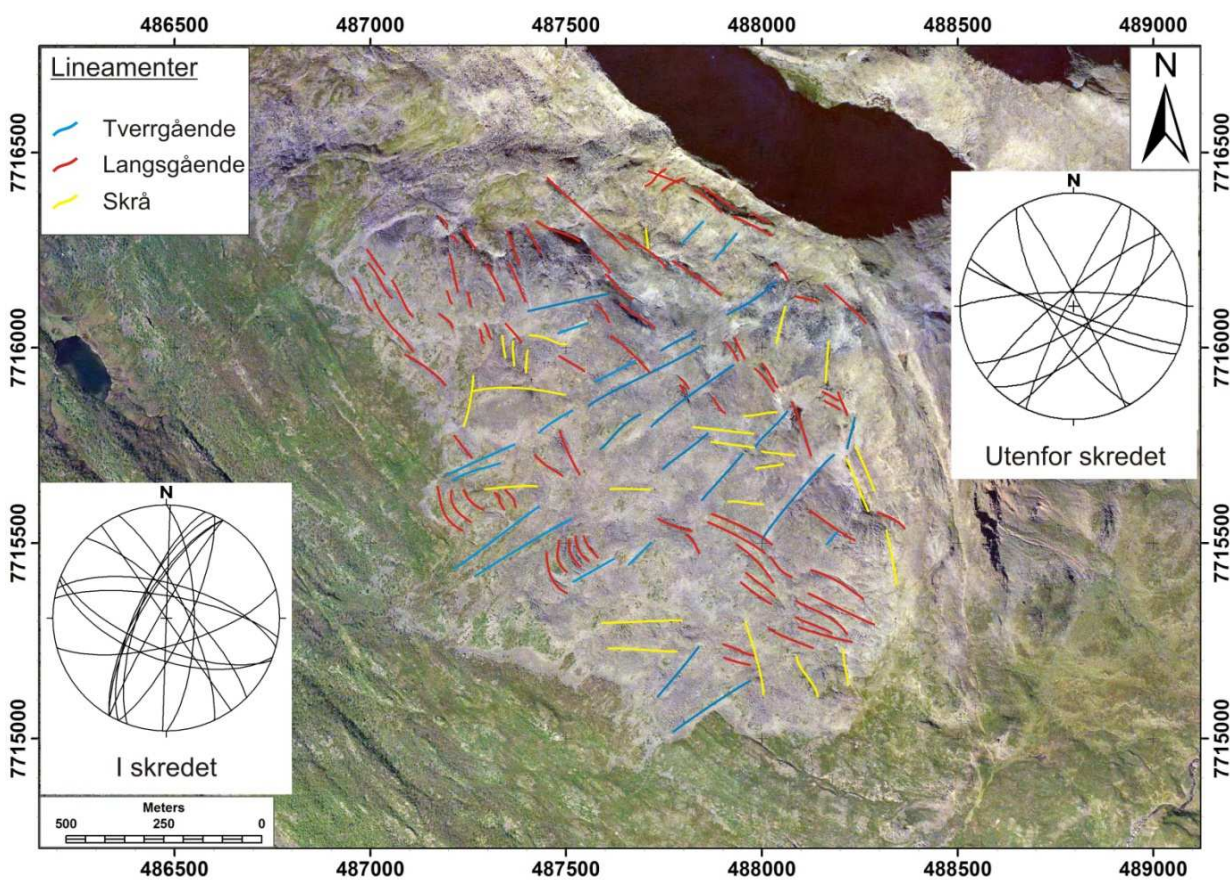
Enkeltmålinger antyder at det også har inntruffet episoder med forskyvning/bevegelse skrått på strøkretningen (*oblik*), men majoriteten av glidestripene stryker tilnærmet vinkelrett på strøket til forkastningsplanet. Slik bergarten fremstår i felt, ser det derfor ut til å praktisk talt kun være glidestriper i fallretning for forkastningsplanet, og de som stryker skrått på strøket til forkastningsplanet er kun synlig som veldig fine lineasjoner mellom de dominerende glidestripene som løper vinkelrett på strøket (Fig. 2.9 og 2.10). Denne bergarten finner vi kun lengst nordvest på bakskrenten, og den er synlig som benkete flak som står ut fra foliasjonen som definerer bakskrenten for øvrig.

### 2.3.2 Sprekker/bruddplan

I hele skredområdet finner vi at berggrunnen er gjennomført av sprekker. Disse er steile til subvertikale planare bruddplan som ikke har noen lineasjoner eller andre potensielle

kinematiske indikatorer. Foliasjonen viser ingen tegn til å foldes inn mot disse sprekkeplanene, og det er heller ingen litologiske forandringer i bergarten inn mot sprekken. Sprekken skjærer foliasjonen, og er nær vertikale ( $70-85^\circ$ ). I bakkant av skredet har disse sprekken en forholdsvis systematisk orientering. Vi finner to konjugerte dominerende populasjoner av subvertikale sprekker, en som skjærer tilnærmet Ø-V, og en som skjærer NV-SØ (Figur 2.11). De sprekken som er orientert Ø-V og NV-SØ sammenfaller orienteringsmessig med de lineamentene i skredet som er orientert skrått på skredets lengderetning.

Sprekken er både synlige i berggrunnen bak og utenfor skredet, særlig i berggrunnen oppe i toppen av Nomedalstinden. Vi finner også disse sprekkeflatene representert i enhetene internt i skredet. I de intakte enhetene øverst i skredet opptrer de som tynne sprekker i bergartene, mens de lengre ned kan observeres som mer utvidete sprekker. Man kan se at løse steinblokker har rast ut, og de avgrensende flatene til disse blokkene er de samme som sprekken representerer.



**Figur 2.11** Kartet viser de forskjellige populasjonene av lineamenter i skredet, samt stereoplott av sprekkeflater i og utenfor skredet.

## 2.4 Geomorfologiske elementer i skredet

I skredet i Nomedalstinden forekommer en rekke overflateformer/landformer, morfologiske strukturer (Agliardi et al. 2001) og formelementer. En beskrivelse av disse har vært av vesentlig betydning for å kunne danne grunnlag for en diskusjon rundt deres dannelse, og relevans opp mot det å forstå indre strukturer i fjellskredet i Nomedalstinden. Store deler av arealet som utgjør skredet i Nomedalstinden, består av løsmateriale og blokkmateriale. I slike skredmasser er det ofte vanskelig å observere strukturelementer som foliasjon, sprø forkastninger og sprekker, og spesielt foliasjon i berggrunnen siden denne ikke lenger har en representativ orientering og kan være helt eller delvis disintegrert, dvs. bestående av kaotisk orientert løsmateriale/blokker. De geomorfologiske formelementene blir først beskrevet slik de opptrer i fjellskredet, og for enkelte av dem vil det bli i tillegg bli gjort en deltolkning for hva de kan representere sett i sammenheng med andre formelementer, berggrunnsgeologi og strukturelementer. Enkelte formelementer, slik som lineære eller kurvede lineamenter fremstår ikke som utpreget synlige i felt, men er godt synlige i ortofoto, og i digitale elevasjonsmodeller. Disse vil bli beskrevet, og det vil bli gjort en deltolkning om hvorvidt disse kan assosieres til kjente struktur- og formelementer som opptrer i og omkring skredet (for eksempel de forskjellige populasjonene av bruddplan).

### 2.4.1 Skrenter

Det som blir omtalt som en skrent i denne oppgaven, er en skråning som markerer en forskyvning langs et definert eller tildekket plan (Agliardi et al. 2001). Dette er nært beslektet med strukturgeologisk terminologi for en forkastning, men brukes primært for å beskrive morfostrukturer knyttet til ”*deep-seated gravitational slope deformation*” (Agliardi et al. 2001). Fjellskredet i Nomedalstinden har flere tydelige skrenter som stryker i lengderetning (NV-SØ). I tillegg finner vi noen mindre skrenter som stryker på tvers av skredets lengderetning. Det er de iøyenfallende langsgående skrentene som segmenterer skredet inn i de topografisk adskilte flatene og ryggene. Det er to forskjellige kategorier skrenter i skredet: de som er helt eller delvis foliasjonsdefinerte, og de som skjærer foliasjonen. Det er de foliasjonsdefinerte skrentene som utgjør de umiddelbart mest tydelige formelementene i

skredet. Store deler av disse skrentene viser blottlagte foliasjonsflater. Da disse foliasjonsdefinerte skrentene er betinget av foliasjonens orientering, har samtlige et topografisk fall i sørvestlig retning, lik foliasjonen. De foliasjonsdefinerte skrentene opptrer utelukkende i skredets bakkant og langs de antydete glideplanene (Fig. 2.12). De foliasjonsskjærende skrentene opptrer ikke systematisk i fjellskredet, slik som man kan hevde de foliasjonsdefinerte skrentene gjør.

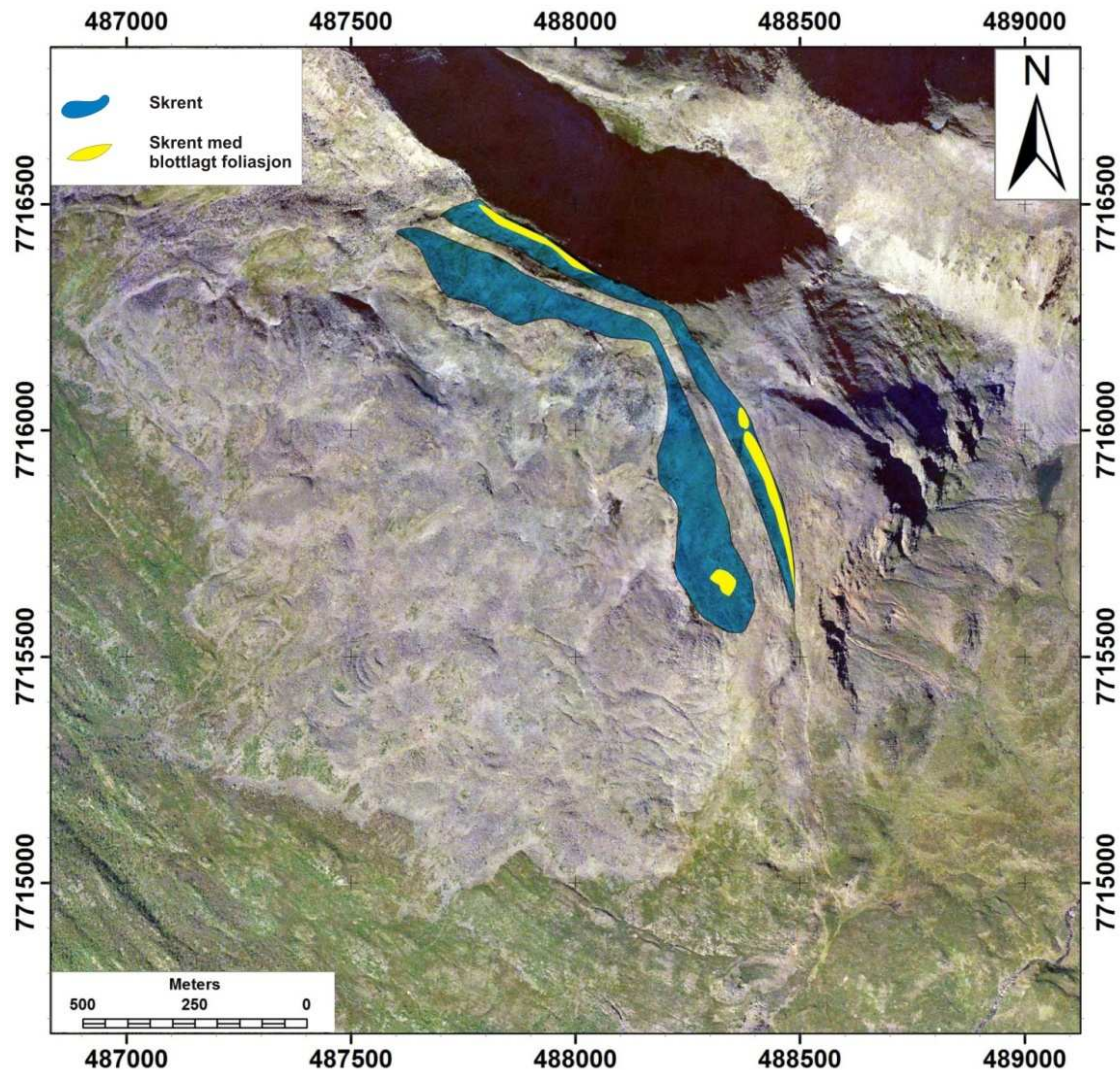
#### 2.4.1.1 Foliasjonsdefinerte skrenter

Det er i all hovedsak skredets langsgående planare skrenter som er foliasjonsdefinerte, og er lokalisert lengst bak i skredet (Fig. 2.12). Generelt for de foliasjonsdefinerte skrentene kan vi observere at det utglidde materialet ligger helt eller delvis som stablete flak i forkant av skrenten, og er i varierende grad dekket av vegetasjon.

Skredets bakkant er markert av en meget godt utviklet skrent, denne kan følges langs det meste av skredets bakside, og er 1,5 km lang. Denne skrenten defineres av foliasjonen i granatglimmergneiser der hvor den er blottlagt, men langs store deler av skrenten er foliasjonen dekket av utrast materiale (Fig. 2.13). Det er imidlertid min tolkning at det uttraste løsmaterialet stammer fra foliasjonsparallele flak som har glidd ut langs skrenten, og har lagt seg i en vifteform i forkant av skrenten. Det er derfor gode holdepunkter for å si at det vifteformete løsmaterialet dekker en skrent som har en forholdsvis konstant orientering gjennom hele skrentens utstrekning.

Foliasjonen faller med ca 35° mot sørvest, og er ganske konstant gjennom hele bakskrentens utstrekning. Det er helt nordvest på den bakerste skrenten vi finner en eksponert forkastningsbergart (se kap. 2.3.1). Det er derfor min deltolkning at denne skrenten kan assosieres med et forkastningsplan som stryker sørøstover, og har glidestriper som stuper vinkelrett på strøket, mot sørvest. Det er imidlertid ikke mulig å observere glidestriper langs andre deler enn på forkastningsbergartene helt i nordvest, men dette skyldes trolig at foliasjonen i skrenten så lett spaltes av og glir ut som flak (Fig. 2.13).

Foliasjonsflatene som definerer skrenten er også gjennomgått av sprekke mønstrene som er beskrevet i kapittel 2.3.2. Disse sprekkeene tolkes til å danne de avgrensede flatene for flakene som glir ut langs skrentens foliasjon.



**Figur 2.12** Kart som viser de to foliasjonsdefinerte skrentene. Blå farge viser skrentens utstrekning, og gul farge indikerer områder hvor foliasjonen er blottlagt.

Ca. 110m sørvestover fra bakskrenten, finner vi nok en markant skrent. Denne skrenten er med sine 1,3 km ikke riktig like lang som bakskrenten, men langs denne skrenten er det en mye større høydeforskjell/spranghøyde mellom de topografiske flatene den skiller enn det som er tilfelle for bakskrenten. Største høydeforskjell langs topp og bunn av skrenten er litt over 100m. Denne skrenten er tilnærmet like bratt som bakskrenten. Denne skrentens lokalisering og orientering sammenfaller med det antatte glideplanet P2 (Fig. 2.3), og er den bakre avgrensningen til den dominerende terrasseformede landformen (Fig. 2.17) sentralt i skredet.

Skrenten er i stor grad dekket av utrast materiale, men stedvis er foliasjonen blottlagt. Dette finner vi særlig i sørøst der hvor spranghøyden er størst (Fig 2.13). Skrentens høyde tolkes til å være spranghøyden for den delen av glideplanet skrenten tolkes til å utgjøre, og glideplanet tolkes derfor til å utgjøre en normalforkastning.



**Figur 2.13** Fotografi av sørøstlige del av baks skrenten. Legg merke til at skrenten er meget tydelig foliasjonsdefinert her. Observer også løsmaterialet som har glidd ut fra skrenten, og ligger som store benkete flak stablet på hverandre, i forkant av skrenten.

#### 2.4.1.2 Foliasjonsskjærende skrenter

I forkant av den store og spesielt iøyenfallende terrasseformede landformen, finner vi en rekke langsgående mindre skrenter (Fig. 2.17) som utgjør den bakre avgrensningen til mindre hylleformede landformer/terrasser. Grunnen til at jeg klassifiserer disse skråningene som skrenter, er at de markerer et høydemessig sprang mellom to topografiske flater, samt at de

heller nedover skredets fallretning. Disse skråningene i forkant av den store terrasseformede landformen, skjærer foliasjonen, og skiller seg derfor fra de to tidligere nevnte skrentene. Materialet som dekker disse skrentene, er utrast grovt løsmateriale som er uregelmessig orientert. Dette skiller disse mindre skrentene fra de to store foliasjonsparallelle skrentene (Fig. 2.12), hvor store mengder av det utglidde materialet ligger stablet som flak oppå hverandre (Fig. 2.13). Disse skrentene i forkant av terrassen er heller ikke like bratte som de to dominerende skrentene lenger bak i skredet. Disse mindre skrentene har en helning som ligger mellom  $15^\circ$  og  $30^\circ$ . Helt i forkant av skredet finner vi en stor skråning som er dekket av tallusmateriale og løsmateriale. Denne skråningen blir i denne oppgaven ikke omtalt som en skrent (Agliardi et al. 2001), men blir omtalt som en skråning med løsmateriale (se kapittel 2.4.5).

I tillegg til de skrentene som stryker i lengderetning finner vi en rekke mindre skrenter som stryker på tvers av skredets lengderetning. Disse opptrer ofte som en høydeforskjell langs lineamenter som skjærer skredet på tvers (se kapittel 2.4.3 og 2.4.4).



**Figur 2.14** Bilde som viser hylleformede landformer som høydemessig er adskilt av en skrent.



## 2.4.2 Rygger

I området like under toppen av Nomedalstinden finner vi markerte rygger som løper parallelt med bakskrenten (Fig. 2.15). Bakskrenten utgjør forsiden til den bakerste av disse ryggene, og nedenfor denne løper en parallell rygg. Disse ryggene har en forside som er definert av en foliasjonsflate oppe i overkant, og som er dekket av tallusmateriale lenger ned. Dette er utglidd materiale fra forsiden av ryggen, og dette materialet danner dels vifteformede ansamlinger av tallus som er vegetasjonsdekket. Baksiden av disse ryggene er brattere enn forsiden, men i motsetning til forsiden ikke definert av foliasjonen. Bakkanten skjærer foliasjonen og er dekket av utrast materiale som er kaotisk orientert og generelt grovere enn det på forsiden (Fig. 2.15).



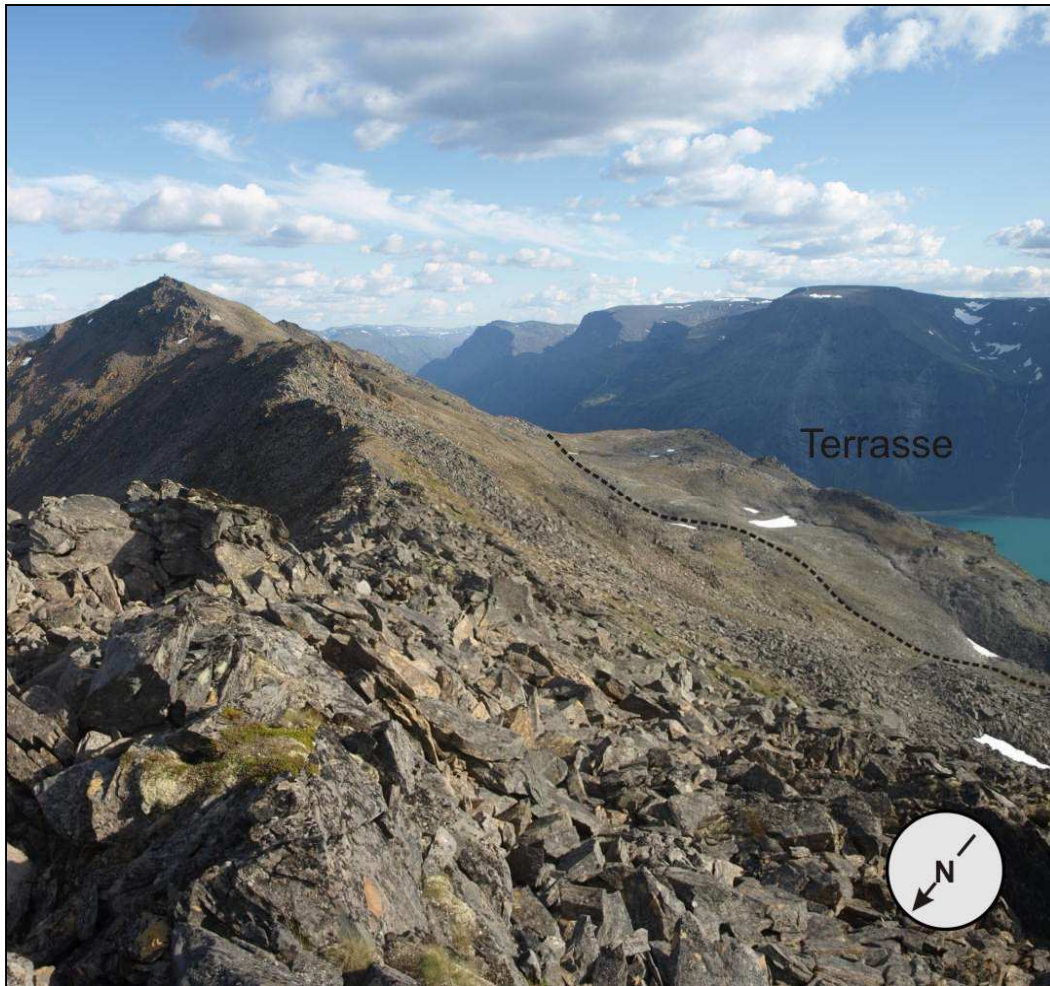
**Figur 2.15**

Fotografi tatt nordvest i skredet. Ryggen oppe til høyre definerer bakskrenten i den nordvestlige delen av skredet. Legg merke til ryggen til høyre på bildet, samt den karakteristiske v-formede forsenkningen mellom ryggene.

Disse ryggene er lineære landformer. De har en tilnærmet konstant orientering, i lengderetningen, VNV-ØSØ i den nordvestlige delen av skredet. Det er i denne delen av skredet av disse landformene har en særlig tydelig signatur, de fremstår ikke som like markante rygger i skredets sørøstlige del langs bakskrenten (Figur 3.1 B). I den sørøstligste delen av skredet er formene mye mer avrundete, og kan derfor ikke beskrives som rygger. Disse avrundede formene (Figur 3.1 B) ligger likevel lokalisert likt i forhold til bakskrenten som de tydelige ryggene i den nordvestlige delen langs bakskrenten.

### 2.4.3 Terrasser og lineamenter med synkehull

Skredets topografi domineres av en markant terrasse som ligger på 850-900 moh. (Fig 2.17). I lengderetning er denne terrassen 1,4km lang. På sitt bredeste er terrassen 210m bred. Terrassen smalner noe inn ut mot endene i lengderetningen, særlig mot nordvest. Denne terrassen strekker seg gjennom hele skredets lengde, og er sammen med de store skrentene, den mest iøyenfallende landformen i fjellskredet. I bakkant er denne terrassen avgrenset av den høyeste skrenten i skredet (Fig. 2.12 og 2.17). Overflatedekket til denne terrassen består av en blanding av et tynt vegetasjonsdekke (mose og lyng) og delvis intakt til oppsprukket berggrunn.



**Figur 2.16** Fotografiet er tatt fra bakkanten utenfor skredet, i nordvest, og viser den vestlige delen av hovedterrassen. Terrassen er den horisontale flaten synlig mot fjellene i bakgrunnen. Den stiplede linjen markerer terrassens bakre avgrensning. Legg merke til hvordan terrasseflaten faller brattere mot utover høyresiden av bildet, mens den øverste delen av terrassen er horisontal.

Foliasjonen her ligger nærmest horisontalt, men er preget av en viss grad av oppsprekking av berggrunnen. Oppsprekkingen har imidlertid ikke medført noen større grad av endring i foliasjonens orientering (den ligger lokalt rimelig konstant orientert), og det benkete løsmaterialet ligger i all hovedsak i en orientering som skulle tilsi at den er representativ for de deler av terrassen hvor den ligger. Dette er et indisium for at det ikke har foregått noen større bevegelser i det oppsprukne materialet som terrassens overflate består av, det ligger tilsynelatende uforstyrret til tross for det har sprukket opp. Min tolkning er derfor at hovedterrassens bergarter har bevart en intakt indre struktur, og kan betraktes som helt eller tilnærmet intakte enheter.

Terrassen deles inn i laterale terrassesegmenter av en serie lineamenter. Disse lineamentene stryker vinkelrett på skredets lengderetning, og er meget tydelige gjennom hele terrassens utstrekning. Lineamentene er særlig tydelige sett fra luften (Fig. 2.17), og oftest markerer disse lineamentene et topografisk skille/knekkpunkt. Vi kan observere en variasjon i helningen til overflaten til terrassesegmentene på hver side av lineamentene. I tillegg er lineamentene ofte assosiert med en høydeforskjell mellom terrassesegmentene. Lineamentene fremstår i felt som forsenkninger som er fylt av løsmateriale, eller som mindre skrenter som skjærer foliasjonen og dels er dekket av løsmateriale. (Fig. 2.18). En deltolkning er at disse lineamentene som skjærer foliasjonen dels danner transferforkastninger, og dels utgjør normalforkastninger som tillater en viss grad av lateral *domino-rotasjon* grunnet ekstensjon i terrassens lengderetning. Omfanget for denne rotasjonen er imidlertid svært lite, om det forekommer i det hele tatt.

I forkant av hovedterrassen finner vi en rekke mindre terrasselignende landformer. Disse har en vegetasjonsdekket toppflate, og overflaten på disse er i likhet med hovedterrassen tilnærmet horisontale. På disse er det i motsetning til på hovedterrassen langt vanskeligere å finne en representativ orientering for foliasjonen, overflaten fremstår som mer rotete/kaotisk og ikke lenger bevart som intakt berggrunn. Disse blir heretter omtalt som subterrasser, da de anses som å være genetisk beslektet med hovedterrassen. Subterrassene ser ut til å ligge fordelt langs et horisontalt nivå i forkant av hovedterrassen, og grenser mot hovedterrassen med mindre skrenter. I det helt eller delvis utraste materialet i forkant av disse skrentene er foliasjonen kaotisk orientert.



**Figur 2.17** Fotografiet viser hovedterrassens sørøstlige del. Legg merke til at også her faller terrengflaten i terrassen i økende grad bort fra midten av terrassen. Terrassen er på sitt bredeste i den sørøstligste delen.

#### 2.4.4 Tverrgående lineamenter

Den dominerende terrassen er som nevnt i kapittel 2.5.3, delt inn i mindre enheter, eller terrassesegmenter, av tverrgående lineamenter eller sprekker. Disse er lineære landformene er synlige i terrenget som linjer som stedvis inneholder forsenkninger fylt av blokkmateriale. (Fig. 2.18). De tverrgående lineamentene markerer også en høydeforskjell mellom terrassesegmentene.

I skredets nedre deler opptrer disse lineamentene som lineære forsenkninger eller rygger i løsmassene. Disse fungerer her som avgrensninger for morfologiske formelementer, slik som de lobeformede ansamlingene av løsmasser helt i underkant av skredet. Disse formene avgrenses lateralt av slike tverrgående lineamenter. Det er lite som indikerer at det er noen direkte sammenheng mellom interne bevegelser på tvers av disse lineamentene, det tolkes derfor dit hen at disse lineamentene danner en kinematisk avgrensning i skredets transportretning. Deltolkningen blir derfor at disse lineamentene utgjør transferforkastninger (Schlische & Withjack 2009) i skredet, og bidrar til en variasjon i interne bevegelser i skredets strøkretning.



**Figur 2.18** Foto som viser tverrgående lineamenter som deler det dominerende terrassenivået inn i laterale terrassesegmenter. Legg merke til forskjell i høyde mellom segmenter på høyre og venstre side av de stiplede linjene.

#### 2.4.5 Skråninger med løsmateriale

Flere av de skråningene som har blitt omtalt som skrenter er dekket av løsmasser i underkant av skråningen. Det er imidlertid en stor forskjell i hvordan løsmaterialet opptrer i de

forskjellige delene av skredet. I skredets øvre del finner vi i hovedsak at løse benkete flak har løsnet og glidd ut, og ligger stablet oppå hverandre i underkant av skrentene. Foliasjonens karakteristikk, samt at skrentene er definert av foliasjonsflater, gjør at foliasjonen løsner som flak som glir ut nedover skrentene (Fig. 2.13). Det er imidlertid en del skråninger som er dekket av materiale som ikke har glidd ut langs foliasjonen, men som har rast eller rullet ut nedover en skråning som skjærer foliasjonen. Dette finner vi særlig tydelig i bakkant av den markante dobbeltryggen øverst i skredet (Fig. 2.15). I de nedre delene av skredet, under den tydelige hovedterrassen, finner vi ingen foliasjonsdefinerte skrenter. Her kan vi derfor ikke observere at flak glir nedover foliasjonsflater, men stykker av bergartene løsner og ruller nedover skråningen.

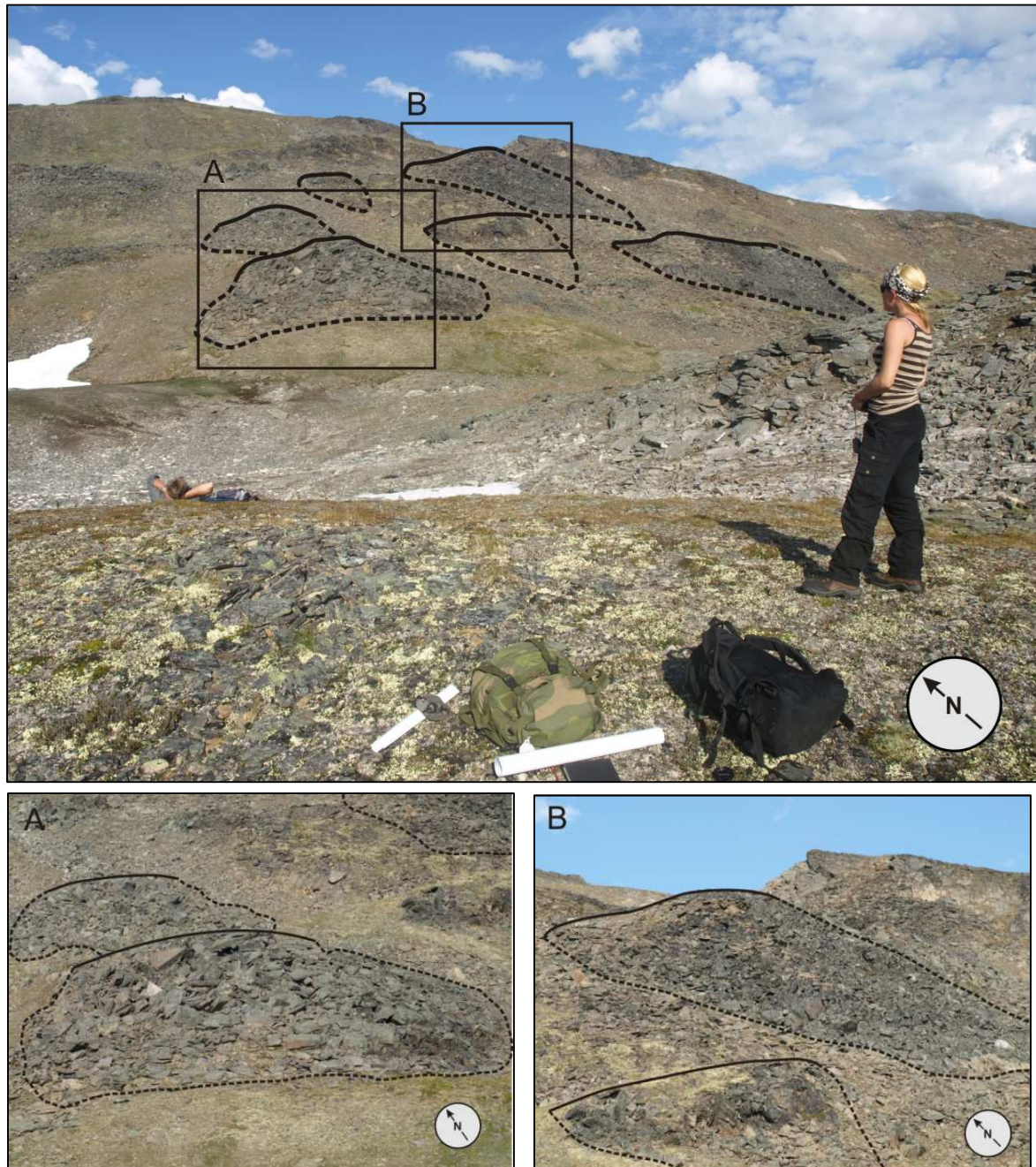
#### **2.4.6 Blokkhaug og talluslober**

De nedre delene av skredet består av løsmasser. Dette gjør at landformene må beskrives ut fra andre kriterier enn de øvre delene av skredet, da de ikke har noen intakt foliasjon internt i formelementene. Det er særlig to distinkte formelementer som er interessante å beskrive i denne delen av skredet, blokkhauger og talluslober.

Typisk for disse formelementene er at utelukkende består av forholdsvis fine fraksjoner av blokkmateriale. Størrelsen på fraksjonene som utgjør dette blokkmaterialet varierer noe, men er noen få meter i størrelse og mindre. Typisk for disse formelementene er at de skilles fra omkringliggende løsmasser av tverrgående lineamenter. Disse lineamentene utgjør gjerne fordypninger i terrenget, og kan også utgjøre et skille i karakteristikk for løsmaterialet. For eksempel kan det observeres et skille i størrelse på blokkmaterialet, topografi, farge, eller graden av vegetasjonsdekke.

Flere steder i skredet kan man se karakteristiske forhøyninger i skråningene som er dekket av tallusmateriale. Disse forhøyningene består av forhøyning eller en haug som stikker seg ut fra skråningen, og en "hale" av utrast eller utglidd blokkmateriale som smalner inn nedover skråningen (Fig. 2.19). Disse karakteristiske landformene opptrer i hovedsak i skrenten bak hovedterrassen (Fig. 2.12 og 2.17). De bærer likhetstrekk med subterrassene vi finner i forkant av hovedterrassen, men er mindre i størrelse og har ingen konsistent orientering for foliasjonen bevart, trolig grunnet oppknusing under utglidningen. Samtlige befinner seg i skråninger som består av store mengder tallusmateriale. De befinner seg altså ikke på en

foliasjonsdefinert skrent, men langs de mer irregulære skrentene som ligger i skredets nedre deler. Disse forhøyningene er karakteristisk bygd opp av materiale bestående av større fraksjoner blokkmateriale enn de omkringliggende løsmassene.



**Figur 2.19**

Fotografi og illustrasjon av blokker anriket i avgrensede hauger, og som antas å representere en desintegrert forkastningsblokk. I denne oppgaven omtales dette som en blokkhaug. Denne antas å ha blitt oppknust, og har dermed mistet en ensartet orientering for foliasjonen i blokken. Karakteristisk er at disse fremstår som en haug med løst blokkmateriale. Størrelsen på blokkmaterialet er typisk noe større enn omkringliggende løsmasser.



**Figur 2.20** En talluslobe lengst ned i skredet. Legg merke til lineamentene som løper parallelt med lobeformen. Observer også buede lineamenter som er parallelle med lobeformens front.

Lengst ned i skredet finner vi en særlig synlig talluslobe (Fig. 2.20). Denne formen markerer skredets absolutte nedre utstrekning. Vi finner også en lignende, dog ikke like utpreget tydelig form nordvest for denne største loben. Langs sidene av disse talluslobene løper det tydelige lineamenter som skiller dem fra omkringliggende løsmasser. Vi kan også se tydelige interne lineamenter som løper parallelt med de ytre avgrensende lineamentene. Fronten på disse lobene er bygd opp av en serie buede forhøyninger som ligger parallelt med hverandre i området nær fronten. Den høyeste av disse buede forhøyningene er den nederste av dem, og foran disse finner vi det faste intakte fjellet utenfor og i underkant av skredet.

Disse talluslober ligger i de mest flattliggende delene av skredets nedre del. Typisk gradient i denne delen av skredet er om lag  $15^\circ$ , i motsetning til  $25^\circ$  som er den gjennomsnittlige gradienten for skredet som helhet.

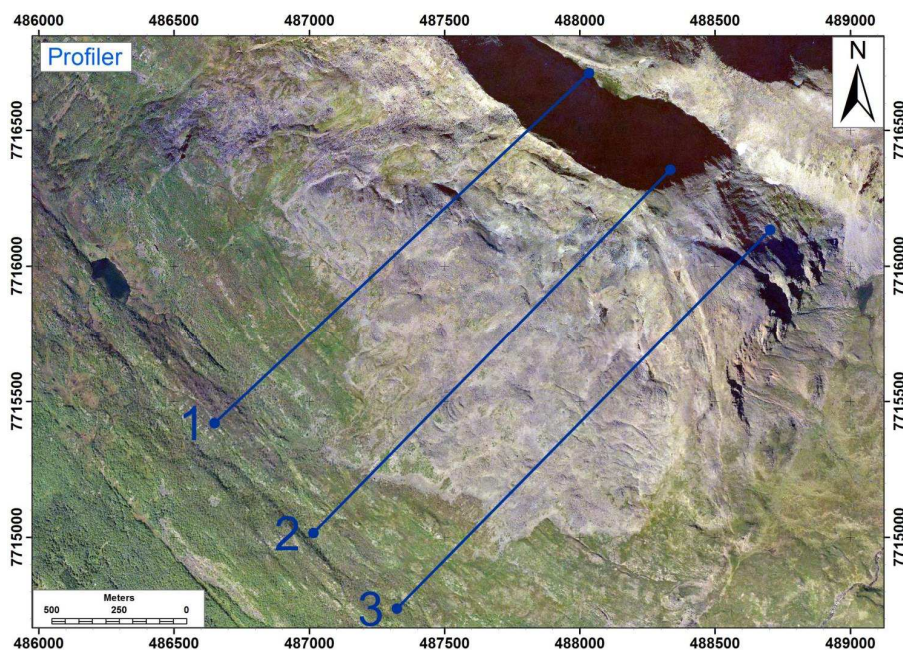


## 3 Diskusjon

### 3.1 Innledning

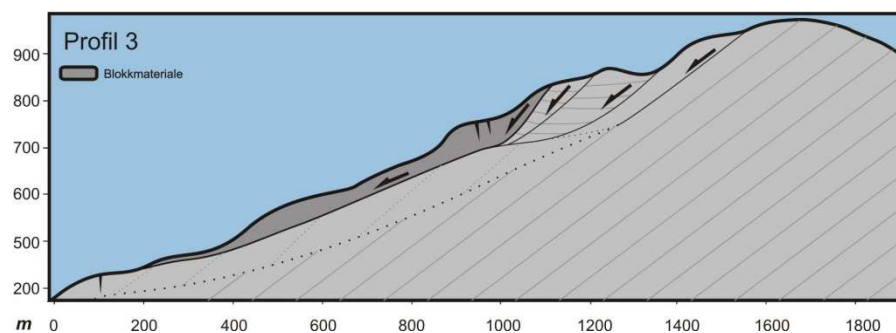
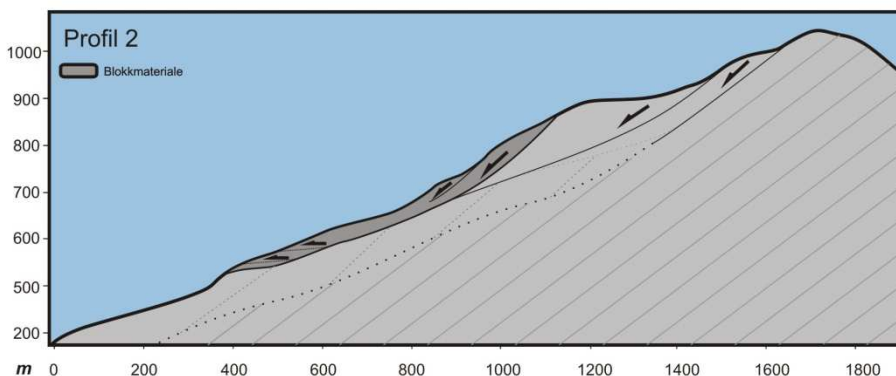
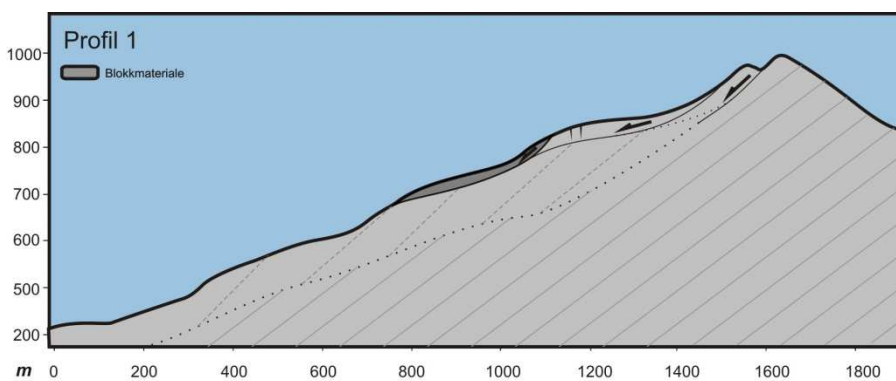
Sentrale spørsmål som kan stilles, og som danner grunnlaget for diskusjonen er: Hva kan de morfologiske formelementene og strukturelementene fortelle oss om kinematikken og skredmekanismene i de forskjellige delene av skredet? Hvordan kan vi klassifisere skredet i Nomedalstinden basert på intern oppbygning og geometri? Hvilke faktorer er det som har kontrollert de interne bevegelsene i skredet og vært styrende for at utrasningen har skjedd? Er det noen sammenheng mellom skredenes lokalisering og regionale lineamenter (duktile kaledonske og sprø postkaledonske)? Til sist – kan dataene bidra til å evaluere risikoen for videre utrasninger? Dette er tematikk som vil bli belyst i diskusjonen fundert i de funn som ble presentert i kapittel 2, samt de indikasjoner på bevegelser vi kan se i InSAR data. I diskusjonen vil jeg spesielt vektlegge sammenhengen mellom strukturelle og morfologiske formelementer i selve skredet, og strukturelementer i berggrunnen utenfor skredet. For redegjørelsen rundt rollen til de forskjellige formelementene og strukturelementene vil det bli brukt tre tolkede profiler gjennom fjellskredet i Nomedalstinden (Fig. 3.1 A og B).

Skredet i Nomedalstinden har oppstått i en foliert bergartssekvens bestående av granatglimmergneiser av kaledonsk alder (Kåfjord-dekket). Generelt kan vi observere at foliasjonen i bakkant av skredet faller i samme retning mot fjorden som selve skredet, dvs. mot sørvest. Foliasjonen har et fall på omkring 40 grader, altså faller foliasjonen noe brattere enn fjellsiden på forsiden av Nomedalstinden. Foliasjonens orientering antas å ha sammenheng med kjente makrofolder, hvor den forholdsvis konstante orienteringen til foliasjonen skyldes at Nomedalstinden befinner seg på den nordøstlige flanken av en større synform. Mindre mesoskopiske folder med amplituder på inntil 10-15 m er påvist, men de er ikke systematisk fordelt i bergarten. I selve skredet finner vi ikke bevart intakt berggrunn som er mesofoldet. Mesoskala folder er først og fremst observert i området nedenfor skredet, samt i enkelte veiskjæringer langs hovedveien. Foliasjonen er forholdsvis konstant orientert i den faste berggrunnen omkring skredet, mens den er mer kaotisk orientert internt i skredet, særlig i de desintegrerte bergmassene i skredets nedre deler. I skredets øvre deler finner vi indikasjoner på at foliasjonen har blitt rotert (Fig. 2.5), hvilket kan antyde eksistensen av ett eller flere underliggende glideplan som har en ikke-planar geometri.



**Figur 3.1 A**

Oversiktskart for tolkningsprofiler (Figur 3.1 B)



**Figur 3.1 B**

Tolkede profiler gjennom skredet. Legg merke til at det primære glideplanet (heltrukket linje) har en mer kompleks rampeflate geometri mot sørøst (profil 3). I forkant av skredet er bergmassene desintegrerte, og fremstår som løst blokkmateriale. Dette er markert med mørk grå farge.

En nøkkelobservasjon som utgjør en stor del av grunnlaget for tolknings og konklusjonsgrunnlaget for denne oppgaven, er tilstedeværelsen av minst to hovedglideplan i skredet, benevnt P1 og P2 (se figur 2.3). Der hvor disse glideplanene er eksponerte opptrer bergartene som mer skifrig, og inneholder mye lys glimmer, hvilket gir den et mylonittisk preg, og bergarten spaltes derfor lett i tynne flak.

### 3.2 Kinematisk analyse (bevegelsesmønstre)

Ved hjelp av orienteringsdata for glidestriper på forkastningen i bakkant av skredet (kap. 2.3.1), orienteringen av langsgående, diagonale og tverrgående sprekker (kap. 2.3.2), strøkretning for foliasjonen i delvis intakte blokker i skredet (kap. 2.2.2.1), samt orienteringen av morfologiske formelementer som terrasser, skrenter og rygger (kap 2.4), vil jeg forsøke å estimere ulike bevegelsesretninger (kinematikk) i skredet, og diskutere sammenhengen mellom kinematikken og stukturelementene. Som nevnt i innledningen er morfostrukturer et morfologisk uttrykk som oppstår knyttet til aktive forkastninger, og den deformasjonen bevegelsen relatert til disse (Agliardi et al. 2009).

Opptreden av forskjellige strukturelementer og geomorfologiske formelementer i skredet, fra bakkanten og til fronten, med varierende orientering og geometri (kap. 2.4), antyder at slike morfostrukturer eksisterer i skredet i Nomedalstinden Dette kan dermed gi oss informasjon om bevegelsesmønsteret langs glideplan i skredet. De kan også danne grunnlaget for en tolkning til geometri og karakteristikk for slike glideplan. Dette gjelder både for skredet som helhet og for lokale interne bevegelser i skredet. Morfostrukturer blir i dette arbeidet benyttet for å danne grunnlag for å tolke hvilke strukturer og mekanismer som har ligget til grunn for det geomorfologiske uttrykket deformasjonen har ledet til.

Et avgjørende poeng for den videre analysen er at man i bakkant av skredet finner et blottlagt forkastningsplan med tydelige glidestriper/*slickensides* (kapittel 2.3.1) og godt utviklete kataklastiske bergarter (kataklastitter). Dette dokumenterer at fjellskredet kan ha minst et, sannsynligvis to (se senere diskusjon) underliggende hovedglideplan (Fig. 3.1 B), og at berggrunnen kan ha rast ut i form av direkte utglidning (Braathen et al. 2004, mfl.). På dette planet viser lineasjonene en *dip-slip* til svakt *oblik* bevegelse ned mot SV..

Lignende bevegelser (deformasjon) av gravitativ eller tektonisk opphav langs et svakhetsplan (glideplan) i den underliggende berggrunnen, er observert i flere ustabile fjellpartier i Norge

og i fjellsider i Alpene som er antatt påvirket av storskala gravitasjonelle utglidninger (DSGSD) (se kap. 1.4; Agliardi et al.2001; Saroli et al. 2005, ).

Like under forkastningen helt i bakkant av skredet i Nomedalstinden finner vi også en markant dobbelrygg (*double ridge*) (Agliardi et al. 2009). Dette er et indisium for en gravitasjonell utglidning langs dette planet som forskyver den opprinnelige ryggen nedover langs planet og danner en dobbelrygg (Fig. 3.2) (Agliardi et al. 2001). Langs andre deler av dette glideplanet opptrer lignende strukturer mer som en skrent uten den karakteristiske dobbelrygg-morfostrukturen. Dette er særlig synlig i den sørøstlige delen av bakskrenten (Fig. 2.13), hvor vi finner store hellende blottlagte foliasjonsflater med ansamlinger av utglidd flakete materiale i underkant. Det at vi finner rygger, skrenter og dobbeltrygger vitner om en bevegelse langs ett eller flere plan som faller nedover skråningen.



**Figur 3.2** Fotografi av en dobbelrygg nordvest i skredet, ved bakskrenten. Legg merke til gravitasjonelt utrast (*topplet*) og utglidd materiale som fyller dalen mellom ryggene. Massene som er markert i blått er grovere blokkmateriale utrast fra ryggen til høyre, mens det røde er noe finere og har glidd ut fra ryggen til venstre. Forkastningsbergarten (kapittel 2.3.1) er lokalisert langs ryggen oppe til venstre.

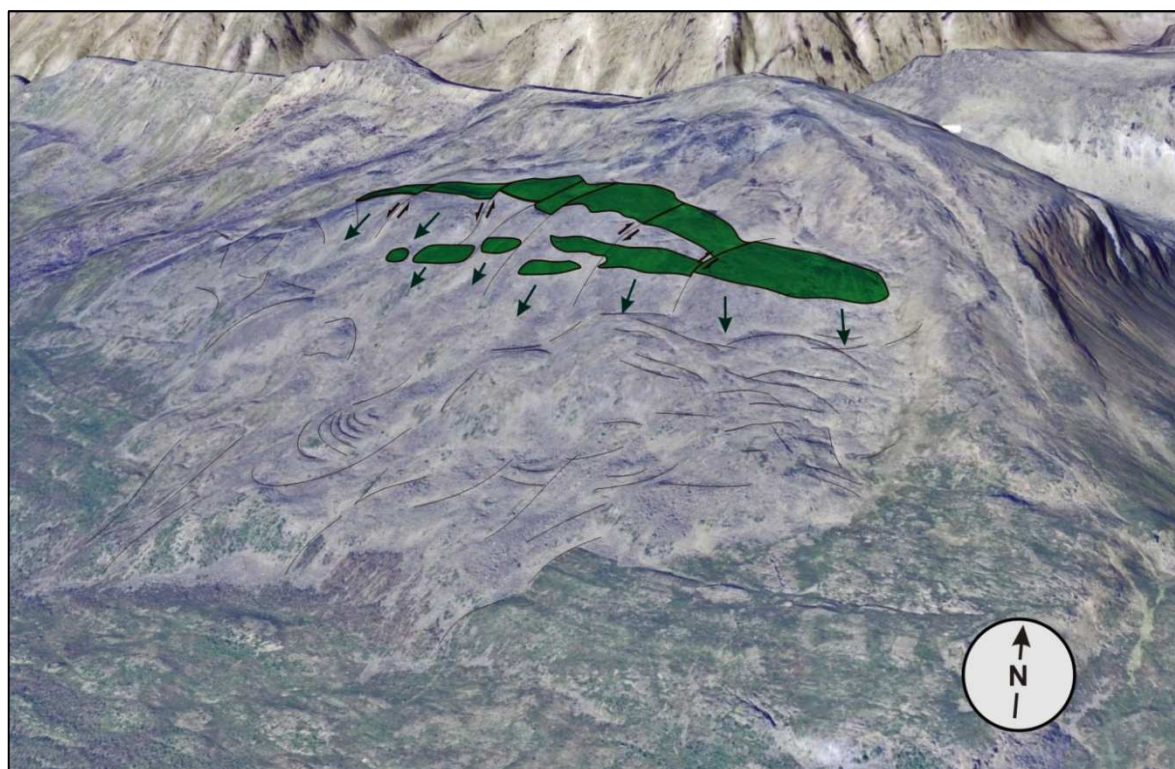
I forkant av skredet finner vi flere, dype langsgående sprekker som alle er parallelle med bakscrenten og dermed kan tolkes å være dannet p.g.a. utglidningen langs bakscrenten. Det antas at disse kan skyldes bevegelser langs dette dypeste glideplanet som bakscrenten representerer (P1) (Fig. 3.5) i en tidlig fase av utglidningen. Lokalt har sprekkene en *en-echelon* geometri (Fig. 2.7), hvilket kan antyde bevegelser som har vært oblike relativt til strøket for skråningen og underliggende strukturer. Det er imidlertid argumenter for at disse ikke har en direkte sammenheng med et dypereliggende glideplan, men har en opprinnelse knyttet til et regionalt tensjonsstress. Dette vil bli belyst i kapittel 3.5.

I bergartene bak skredet finner vi et sprekkesystem med flere populasjoner sprekker. Disse har blitt sortert i populasjoner som er orientert relativt i forhold til fjellskredets lengderetning i tre distinkte grupper: tverrgående, langsgående og skrått orienterte sprekker (Fig. 2.11). Felles for disse er at sprekkplanene deres er svært steile til nærmest vertikale. Disse sprekkene kan skilles i tre populasjoner relativt til skredets topografiske strøkretning (lengderetning): langsgående sprekker, tverrgående sprekker og sprekker som er diagonale eller skrå på lengderetningen. Karakteristisk for alle disse er at de ikke utgjør noen brede sprekker i berggrunnen, men stort sett er synlige som tynne sprekker i bergartene.

Den langsgående populasjonen av sprekker er orientert parallelt med topografiske terrasser i den sentrale delen av skredet (kapittel 2.4.3; Fig. 2.16 og 2.17). Langsgående lineamenter med uavklart opprinnelse fins i stor grad i deler av skredet hvor vi har løst blokkmateriale, samt i forbindelse med terrasseformene (se kapittel 2.4.3). Den antatt viktigste rollen disse sprekkene spiller er at de tillater brudd/kollaps i bergartene slik at de kan gli nedover skråningen. Videre antas det at disse sprekkene i seg selv kan være viktige faktorer i å danne skrenter som skjærer foliasjonen (kapittel 2.4.1.2). Signifikansen av denne tolkningen for skredet er at disse sprekkene er vesentlige faktorer i å tillate oppsprekking ved en utglidning som passerer en flate og beveger seg nedover en rampe. Den mekaniske påkjenningen dette vil medføre for bergartene vil avlastes ved at vi kan få en intern oppknusning som følge av disse bruddplanene/sprekkene som allerede gjennomsetter bergarten i lengderetning. Dette er trolig en viktig grunn til at vi finner de mindre subterrassene i forkant av den store hovedterrassen (kapittel 2.4.3; Fig. 2.17; Fig. 3.3).

Diagonale og tverrgående sprekker kan brukes som lokale indikatorer for bevegelser i skredet, spesielt dersom de representerer såkalte transferforkastninger (Davis et al. 1984; Braathen et

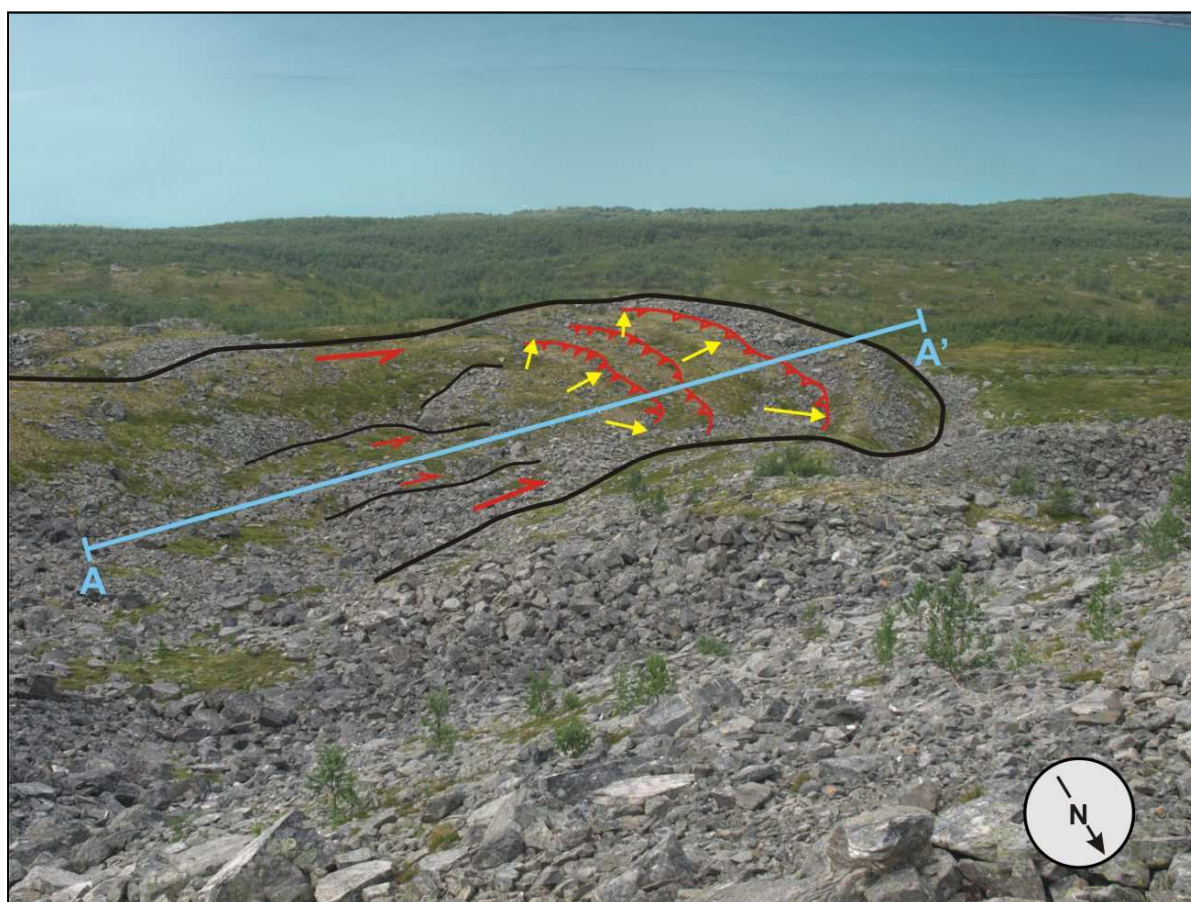
al. 2004). Tverrgående sprekker er utbredt i midtre delen av skredet (kapittel 3.4), særlig langs hovedterrassen. I tilknytning til denne terrassen finner vi at de tverrgående sprekke utgjør topografiske høydemessige sprang mellom laterale segmenter av terrassen. Disse segmentene har mange likhetstrekk med hverandre, men betraktes som å være adskilte av tverrgående lineamenter som har en sammenfallende orientering med de tverrgående sprekke. Det er rimelig å anta at det er disse sprekke i den faste berggrunnen som spiller rollen som transferforkastninger i skredet.



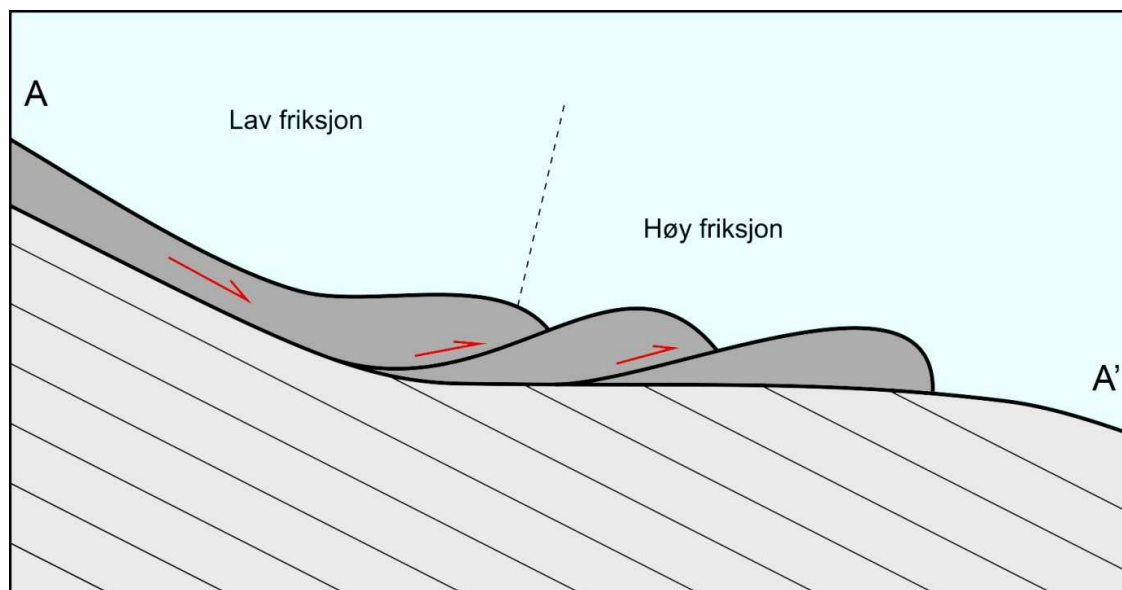
**Figur 3.3** Tolkning av bevegelser i segmenter av skredets sentrale terrasse og subterrasser i forkant basert på retningen for tverrgående sprekke som har fungert som transferforkastninger.

En indikasjon på at de tverrgående sprekke fungerer som transferforkastninger er særlig tydelig langs hovedterrassen. Her finner vi at forskjellige deler av terrassen har beveget seg i ulik grad nedover det underliggende glideplanet. De tverrgående lineamentene er det som avgrensner de forskjellige enhetenes bevegelser nedover planet, og disse fungerer dermed som transferforkastninger. Dette har dermed likhetstrekk med listriske ekstensjonsforkastninger som danner halvgrabener offshore. Flere steder på sokkelen, eksempelvis utfor kysten av Lofoten, kan vi observere segmenter kan bevege seg relativt til hverandre, linket av transferforkastninger (Wilson et al. 2006; Bergh et al. 2007). Dette kan ikke bare observeres i

skredets mer intakte enheter, slik som hovedterrassen representerer. Vi finner også at tverrgående lineamenter spiller en viktig rolle i å segregere deformasjonen i distinkte deler av løsmassene. Særlig fremtredende er de lobeformede morfologiske formentene. Disse har en karakteristisk form, og minner om det som i litteraturen blir omtalt som *rock glaciers*, eller steinbreer (Etzelmüller et al. 2006). Det som imidlertid skiller disse fra steinbreer er at disse formentene trolig ikke inneholder permafrost, og at det derfor er andre mekanismer enn den glasielle transporten som driver kinematikken i disse. En rekke likhetstrekk kan likevel observeres, både når det kommer til kinematiske indikatorer, morfostrukturer og mer.



**Figur 3.4 A** Tolkning og oversiktsbilde av en lobeformet morfostruktur i Nomedalstinden. Blå linje viser orientering for profilet i figur 3.4 B. Røde piler indikerer transferbevegelse langs longitudinale lineamenter. Røde kurvede linjer i fronten av landformen indikerer imbrikasjonsstrukturer. Gule piler viser tolket retning for deformasjon nær fronten.



**Figur 3.4 B** Imbrikasjonsmodell for dannelse av rygger vinkelrett på den gravitasjonelle bevegelsen i en lobe av løsmasser, grunnet friksjon.

Observasjonene av en serie buede rygger i steinbreens nedre del tolker jeg til å indikere at denne delen har blitt utsatt for kompresjon, og at ryggene representerer enheter som har blitt skjøvet over de som ligger i forkant (Fig. 3.4 A). Slike formelementer har blitt beskrevet i Norge tidligere, eksempler på dette finner vi i fjellskred i Flåmsdalen og Aurlandsfjorden (Blikra et al. 2006), samt i Åknesskredet (Ganerød et al. 2008). Den topografiske gradienten i den nederste sonen av lobeformen er vesentlig lavere enn høyere opp. Dette kombinert med at topografien her skjærer foliasjonen med en høyere vinkel enn lenger opp i skråningen, gir grunn til å anta at friksjonen i den nederste delen vil være vesentlig høyere (Figur 3.4 B).

I loben finner vi også longitudinale lineamenter. Disse kan betraktes som transersoner i breen, og skyldes trolig økt friksjon ut mot de ytre avgrensende longitudinale lineamentene. Slike transersoner eller forkastninger har blitt beskrevet å eksistere mellom lober, og danner en deformasjonsmessig grense mellom lobeformene (Braathen et al. 2004). Det er rimelig å anta at disse interne longitudinale lineamentene representerer en intern segregering av deformasjonen innad i steinbreen i dens gravitasjonelle utglidningsretning. Dette kan ha en sammenheng med de kompressive kreftene som virker i skredets nedre del (Kääb et al. 2004).

Som antydnet i figur 3.4 B ser det ut til at deformasjonsvektorene divergerer der løsmaterialet ikke lenger er innenfor de avgrensende longitudinale lineamentene. Dette støtter opp om tolkningen at disse lineamentene er styrende for transporten av løsmaterialet nedover i lobeformen.

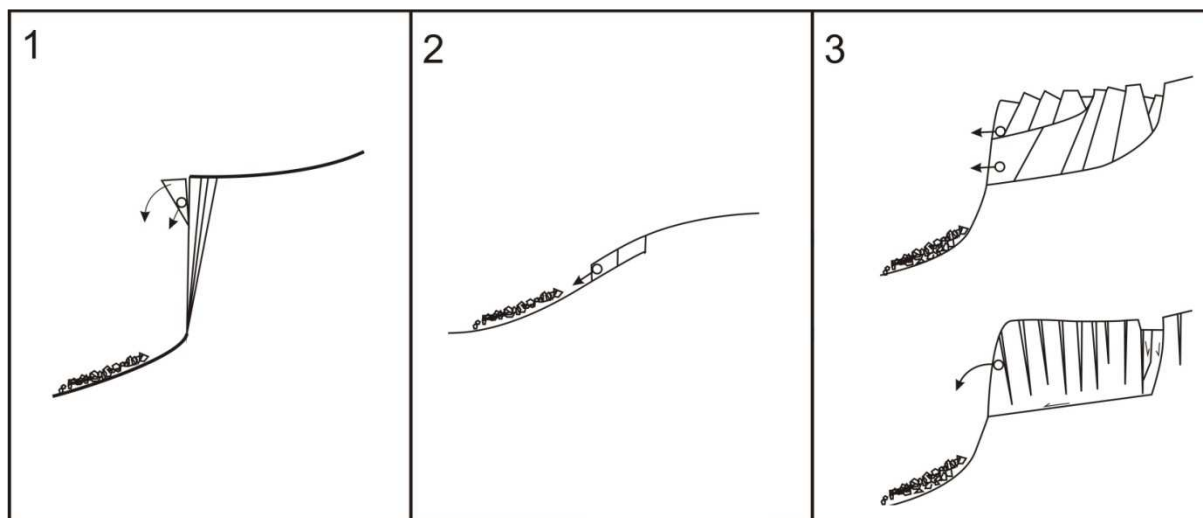


### 3.3 Skredmekanismer og type skred (klassifikasjon)

Litteraturen som diskuterer fjellskred i alpint terreng, og dannelsesmekanismer, har etablert det faktum at gravitasjonsutglidninger kan forekomme langs plan som er strukturelt betinget. Slike utglidninger vil resultere i en rekke morfostrukturer (Agliardi et. al 2001) og landformer, og disse vil være innfallsvinkelen for å tolke både skredmekanismene og de indre kreftene og kinematikken i skredet. I alpine terreng er det typisk at en finner gravitasjonsutglidninger som er betinget av et underliggende glideplan. En ser ofte en sammenheng mellom skredets strukturelle karakteristikk, landformene som oppstår og de typiske morfologiske elementene som hører til et slikt *deep-seated gravitational slope deformation* eller DSGSD (også kjent som *sackung*: Chigira 1992; McCalpin 1999).

Tidligere arbeider som er gjennomført på tematikken rundt DSGSD, har avdekket at det kan skilles mellom tre dominerende typer fjellskred (Figur 3.4) (se Braathen et al. 2004):

- 1) direkte utrasninger (*rockfall*). 2) utglidninger (*rock slide/transitional slide*).
- 3) komplekse ras (*complex field*).



**Figur 3.5** Skjematisk modell av tre skredtyper (etter Braathen et al. 2004)

Det er dette som har dannet rammene for hvilke data som kan danne grunnlag for tolkningen av fjellskredet i Nomedalstinden. I dette spesifikke skredet har særlig fokus vært på strukturelementer i berggrunnen i og omkring skredet, sprekkemønstre og foliasjon, landformer og morfostrukturer. I litteraturen åpnes det også for en tolkning av topografiens

rolle for skredet, og da særlig hvilken innvirkning topografien har for deformasjonsmønsteret i *DSGSD* (Kinakin et al. 2004).

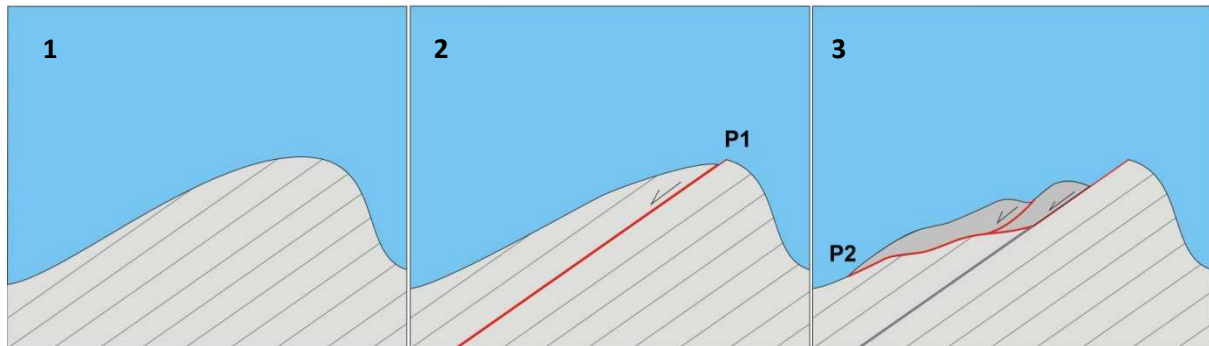
Det som skiller de tre skredtypene fra hverandre er deformasjonsstil, helningsgradient og rasvolum. Type 1, såkalte direkte utrasninger, oppstår i nær vertikale fjellsider hvor bratte sprekker opptrer. Disse sprekke forårsaker at steinblokker faller ned som følge av gravitasjonen (*toppling*) heller enn å gli ut. I slakere skråninger kan vi finne fjellskred av type 2. I slike skred dominerer utglidninger som skredmekanisme. I den tredje og siste typen skred finner vi en kombinasjon av at steile sprekkeplan deler bergarten opp i blokker som faller ut etter å ha glidd langs ett eller flere listriske eller planare forkastningsplan (*detachment*) (Braathen et al. 2004). Typisk for sistnevnte er at glideplanene har en rampe-flate geometri, med betydelig orienteringsvariasjoner i glideplanet.

En foreløpig tolkning er at skredet i Nomedalstinden representerer en form for kollaps type, katastrofal masseutglidning (*rock slide*) utløst som følge av bergartsbrudd (*rock slope failure*) og gravitasjonsutglidning på et underliggende, slakt til moderat hellende glideplan (*detachment*) i folierte gneiser.

Et av hovedargumentene for at skredet i Nomedalstinden kan klassifiseres som en masseutglidning, finner vi i bakkant av skredet. I den faste berggrunnen finner vi et foliasjonsparellt glideplan i bakkant, og tilhørende dobbelrygger (Agliardi et al. 2001) som indikerer en forskyning nedover langs forkastningsplanet (Fig. 3.2). Glidestriper på dette utglidningsplanet indikerer en bevegelse i fallretningen til planet, en *dip-slip* bevegelse (se kapittel 2.3.1). Dette planet utgjør hele bakkrenten til skredet, og orienteringen til dette planet ligger rimelig konstant på mellom 35° 40° fall mot SV, altså noen grader brattere enn den topografiske helningen på skråningen.

En tolkning av hvorfor vi i dag kan observere to antatte glideplan er at skredet har foregått i to faser. I første fase har skredet blitt initiert som en bevegelse langs det bakerste glideplanet P1 (figur 3.6), og i skredets neste fase har glideplanet P2 vært styrende for bevegelsen. Vi finner ikke evidenser for noen større bevegelse langs planet P1, men det kan antydes at dette planet munner ut et stykke under skredet, og at bevegelsen har vært ubetydelig langs dette. Det kan antas at sprekke mønsteret som gjennomsetter bergartene har vært med på å tillate at bevegelsen har ”steppet” oppover som antydnet på figur 3.6, og dannet et nytt glideplan P2 hvor majoriteten av bevegelsen har foregått.

Figur 3.6 gir kun et forslag til en relativ kronologi, og danner ikke noe direkte grunnlag for å si noe om *når* eksakt den katastrofale utglidningen ble initiert.



**Figur 3.6** Stegvis skjematisk konseptmodell for en kronologisk utvikling av fjellskredet i Nomedalstinden. Legg merke til opptreden av foliasjonsparallelle glideplan benevnt P1 og P2.

Det er imidlertid en del usikkerhet knyttet til å fastslå kronologien i skredets bevegelser langs de forskjellige glideplanene, ja sågar om det har vært noen beviselig bevegelse langs planet P1 slik det fremstår i steg 2 på figur 3.6. Det er tenkelig at P1 lineamentet slik det er angitt i figur 2.3 utgjør et erosjonsrelatert lineament nytt til bergartenes egenskaper. Dersom P1 utgjør en forkastning som har vært aktiv før skredet oppstod, kan det være en mulig forklaring på dannelsen av forkastningsbergarten som er identifisert (Fig. 2.10). Kombinasjonen av et eldre forkastningsplan, en mylonittisk foliasjon og et sprekke-mønster i berggrunnen kan være en plausibel forklaring på at vi i dag kan observere det som er antydnet i fase 3 (Fig. 3.6).

Det som imidlertid er sikkert er at det har forekommet en bevegelse langs den øvre delen av P1, hvor *slickensides* er påvist (se kapittel 2.3.1). Det beviselig også foregått en betydelig bevegelse langs P2, og det er som nevnt langs dette planet at det pr. i dag kan spores den største andelen av utglidningen. Dette planet har i figur 2.3 blitt antydnet å ha en rampe-flate geometri, og det er en del punkter som taler i favør av nettopp dette. Først og fremst er det tydelig i luftfoto fra siden i strøkretning (Fig. 2.3) at planet P2 ikke har en planar geometri, men har en rampe-flate geometri, og er stedvis listrisk. Dette understøttes av det faktum at foliasjonen er rotert til en tilnærmet horisontal orientering i den sentrale terrassen i skredet (Fig. 2.5), hvilket skiller seg markant fra orienteringen til den tilnærmet konstante orienteringen til foliasjonen utenfor skredet.

Det har ikke blitt påvist noen folder med en amplitude eller orientering som kan forklare denne avvikende orienteringen til foliasjonen i skredet. Tvert imot er foliasjonen i bergartene utenfor skredet temmelig konstant orientert (Fig. 2.5). Det er derfor naturlig å tolke dette til å være et evidens for at det er bevegelsen langs et listrisk forkastningsplan som har rotert foliasjonen, på tilsvarende vis som i en listrisk halvgraben (Fig. 3.1B, profil 3) (Gibbs 1984). Slike grabenstrukturer har blitt påvist både i skred klassifisert som utglidning og komplekse skred (McCalpin 1999; Braathen et al. 2004; Ganerød et al. 2008).

De geomorfologiske elementene i skredet vitner om en gradvis desintegrering eller oppknusing av bergartene distalt i skredet, mens bergartene er intakte eller tilnærmet intakte i skredets øvre del mot baks-krenten. I den sentrale delen av skredet, hovedterrassen, finner vi at bergartene har bevart en tilnærmet intakt karakter. På oversiden av denne terrassen finner vi kun mindre hylleformede formelementer som vitner om desintegrering eller delvis desintegrering grunnet bevegelse (kapittel 2.4.6). Fra den sentrale terrassen (kapittel 2.4.3) og nedover går bergartene over til å opptre i form av løsmateriale. Dette preger de morfologiske formelementene vi kan se, og foliasjonen i bergartene her er kaotisk orientert.

Felles for de formelementene som består av løsmasser eller delvis desintegrerte bergarter, er at de ligger lokalisert på skrenter som er foliasjonsskjærende. Dette innebærer at de beveger seg på glideplan som har en ujevn flate og dermed trolig høyere friksjon enn det som de foliasjonsdefinerte skrentene og glideplanene har. Disse foliasjonsskjærende skrentene/glideplanene kan antydes å være betinget av bevegelsen som de foliasjonsdefinerte skrentene har bedført. Derfor vurderer jeg formelementene som er lokalisert på disse foliasjonsskjærende skrentene (blokkhauger, subterrasser, loper) å være sekundære morfostrukturer. Argumentet for dette er at de er betinget av bevegelser langs det primære underliggende glideplanet i kombinasjon med langsgående sprekker som tillater utglidninger langs plan som skjærer foliasjonen.

Funnene av disse morfostrukturene (blokkhauger, subterrasser og loper) må imidlertid ikke vurderes som mindre viktige. Det de forteller oss er at langs fronten av hovedterrassen foregår det en prosess som gjør at deformasjonen styres av sprekker som er vinkelrett på foliasjonen, i stedet for foliasjonen. Dette gir den karakteristiske irregulære fronten på hovedterrassen kontra den planare og foliasjonsdefinerte flaten som store deler av baks-krenten består av.

Dette er for meg et argument for at det underliggende glideplanet foran hovedterrassen er såpass steilt at det tillater en slik type deformasjon i denne delen av skredet. I så fall er dette et

argument som nyanserer bildet om at skredet i Nomedalstinden er en ren utglidning-type skred.

Den dominerende skredmekanismen i fjellskredet i Nomedalstinden er tolket å være utglidning utfra morfostrukturer og observasjoner av glideplan. Gravitasjonsnedfall av blokker (*toppling*) har ikke blitt påvist annet enn i veldig lite omfang på baksiden av rygger og dobbeltrygger (kapittel 2.4.2), og det er kun små blokkfragmenter som har falt ut og/eller rullet ned skråningene bak ryggene (Fig. 3.6). Dette er kun et sekundært fenomen som oppstår som resultat av utglidningen langs de påviste glideplanene, og utgjør ingen viktig mekanisme i å styre utviklingen av de morfologiske formelementene. Skredet i Nomedalstinden viser en nærmest total mangel på antiskrenter (Kinakin et al. 2004; Jarman 2009), grabener samt evidenser for utbredt toppling, gjør også at jeg stiller meg tvilende til at skredet kan omtales som et komplekst skred (jf Fig. 3.5).

Det at bergartene består av mindre blokkfraksjoner i de nedre delene, og mer intakt berggrunn i de øvre delene samsvarer godt med andre skred klassifisert som utglidninger langs et dypt liggende glideplan (Braathen et al. 2004). Det er spesielt interessant å notere seg forekomsten av et lignende fjellskred som også ligger lokalisert på østsiden av Lyngenfjorden. I Nordmannvik, ikke mer enn om lag 17 km nordover langs E6, finner vi en masseutglidning som også har oppstått i Kåfjorddekket (Braathen et al. 2004).

Topografisk er gradienten i skredet i snitt  $32^\circ$ , hvilket er en anelse brattere enn Nomedalstinden hvor gradienten ligger rundt  $25^\circ$ , men forskjellen er ikke veldig stor. Dette kan tyde på at de geologiske forholdene på nordøstsiden av Kåfjorden favoriserer fjellskred av nettopp denne typen. I det neste delkapittelet vil jeg diskutere hvilke faktorer som har ligget til grunn i Nomedalstinden for at et slikt skred skulle kunne initieres nettopp her.

### 3.4 Kontrollerende faktorer

I skredet i Nomedalstinden er det noen sentrale faktorer som spiller en nøkkelrolle i å styre at skredet kunne oppstå nettopp der det har gjort. Disse faktorene har også vært kontrollerende for hvilken form skredet fikk, og hvilke morfologiske formelementer som har oppstått som følge av deformasjonen skredet har forårsaket. Særlig anses sprekkemønsteret i berggrunnen, foliasjonens egenskaper og orientering, samt berggrunnens sammensetning å ha vært av stor

betydning. Sprekkemønsteret har sannsynligvis bidratt til interne bevegelser i skredet, samt gjort det lettere for forkastningsplanene å kunne danne en rampe-flate geometri, samt danne listriske plan som har gitt opphav til roterte halvgrabener (Braathen et al. 2004). I det følgende vil jeg diskutere betydningen av strukturelle og geomorfologiske elementer (se kapittel 2) som antas å ha hatt kontrollerende effekt for utrasningen:

### **3.4.1    Duktile elementer**

En interessant observasjon er at foliasjonen ved det dypest liggende glideplanet er særlig rik på glimmer. Den er særdeles lett spaltbar, og har en nærmest mylonittisk karakter. Spaltbarheten og glimmerinnholdet danner utmerkede glideflater som er foliasjonsparallelle. For at et skred skal kunne gå må kreftene som virker nedover skråningen være sterkere enn friksjonen som virker oppover skråningen. De antydninger vi kan se til at det primære glideplanet har en rampe-flate geometri, henger meget sannsynlig sammen med at foliasjonen tillater utglidning med lav friksjon. Det vil likevel være umulig for skredet å utelukkende følge foliasjonen, all den tid da foliasjonens fall er steilere enn gradienten til topografien her. Det er dette som er årsaken til at glideplanet bryter av fra foliasjonen langs en flate (*som i rampe-flate*), for så å følge foliasjonen igjen, og til sist flate ut under skredet (figur 3.1 B). Foliasjonen på nordøstsiden av Kåfjorden har en gjennomgående tendens til å falle innover mot fjorden, mot sørvest. Dette skyldes at nordøstsiden av Kåfjorden befinner seg på den nordøstlige flanken av en stor synklinal (Zwaan 1988).

I tillegg vil foliasjonens egenskaper kombinert med det eksisterende sprekkemønsteret, kunne bidra til at meteorisk vann trenger ned i bergarten. Trolig har frostsprengning kunnet bearbeide og destabilisere Nomedalstinden langs disse planene med allerede lav friksjon. Hvorvidt permafrost eksisterer i fjellet er ikke mulig å fastslå med de metoder som har vært benyttet i dette prosjektet. Det kan imidlertid noteres at det ligger snø nede i dype sprekker i underkant av skredet året rundt (kapittel 2.2.3).

### 3.4.2 Sprø strukturer i berggrunnen

Bergartene i Nomedalstinden er gjennomført av et komplekst sprekkemønster som består av sprekker med flere orienteringer. Sprekkes orientering tenderer til å sammenfalle orienteringsmessig med større lineamenter som kan observeres i skredet. Dette gjelder både langsgående, tverrgående og skrå lineamenter (se kapittel 2.2.3). Det er derfor sannsynlig at de observerbare sprekkeene er sammenfallende med lineamentene i skredet, og at de har samme genese og har vært styrende for bevegelsen av de ulike delene av skredet.

#### 3.4.2.1 Langsgående sprekker

I berggrunnen utenfor skredet har det blitt påvist en rekke sprekker med strøkretning som sammenfaller med de langsgående lineamentene i skredet, samt strøket til foliasjonen (Fig. 2.7). Disse sprekkeene kan tenkes å ha vært medvirkende i å tillate ekstensjon/utglidning i skredets øvre del i det skredet oppsto, samt at de trolig har bidratt til å danne en rampe-flate geometri på forkastningsplanene som ellers ser ut til å preferere den glimmerrike foliasjonen som naturlig glideplan. I forkant av hovedterrassen (se kap. 2.4.3) kan vi observere at disse lineamentene opptrer i forbindelse med sub-terrassene som kan tolkes til å ha vært en del av den flaten hovedterrassen utgjør, men som har glidd ut som mindre stykker. Disse ligger fordelt langs et langsgående horisontalt nivå. (Figur 3.3). Slike steile sprekkeplan er typisk for utglidninger som i Nordmannvik og Åkernesrenna (Braathen et al. 2004).

Det er naturlig å tolke disse lineamentene internt i skredet til å ha sin opprinnelse i de sprekkeene utenfor skredet, som har en tilsvarende orientering. Disse sprekkeene tolkes for eksempel til å ha vært styrende for at vi har fått den markante terrasseformen sentralt i skredet. Kombinasjonen med at en halvgraben beveger seg over en rampe, samt at vi har sprekker som gjennomsetter berggrunnen på langs, gjør at skredet nedenfor denne hovedterrassen i hovedsak består av oppknust og utglidd materiale.

Det ser imidlertid ikke ut til at utrasning er dominerende som mekanisme her, hvilket ville kunne gjøre at skredet hadde blitt klassifisert som et komplekst skred. Dette skyldes at gradienten på skråningen er såpass lav som den er, og at skredet som helhet glir på et underliggende glideplan som har en orientering som er subparallel med skråningen (Braathen et al. 2004).

Rollen de langsgående sprekkene har spilt i forhold til å initiere en utglidning, er trolig svært sentral. Jeg vil tro at de langsgående sprekkene har vært avgjørende for at glideplanet skulle kunne divergere fra foliasjonen (Fig. 3.5, steg 2 og 3) og finne veien ut under skredet slik som angitt i figur 3.1 B. Kombinasjonen av en foliasjon som faller nedover skråningen med et fall steilere ( $\sim 35^\circ$ ) enn den topografiske gradienten ( $\sim 20^\circ$ ), vil være avhengig av en faktor som kan bidra til å la glideplanet skjære gjennom foliasjonen. De langsgående sprekkene vil være det som er mest nærliggende å anta at har spilt denne rollen. Dette samsvarer også med konklusjoner i litteraturen (Blikra et al. 2006).

### **3.4.2.2 Tverrgående/transverse samt skrå sprekker**

#### **Tverrgående sprekker**

I likhet med de langsgående sprekkene, finner vi også en serie med sprekker med tverrgående strøkretning i berggrunnen utenfor skredet. Disse opptrer også i de intakte bergartene i skredets øvre del, samt at vi kan se lineamenter som sammenfaller med orienteringen til disse sprekkene. Disse sprekkene er steile/vertikale og har høyst sannsynlig vært kontrollerende faktorer for at vi har enheter i skredet som beveger seg i forskjellig grad uavhengig av hverandre nedover i fallretningen. Evidenser for slike uavhengige bevegelser finner vi særlig i form av at hovedterrassen er delt inn i terrassesegmenter med ulik høyde på de topografiske toppflatene (se Fig. 2.17 og 2.18, samt Fig. 3.3). Disse terrassesegmentene er adskilt av tverrgående lineamenter med sammenfallende orientering som de tverrgående sprekkpopulasjonene i den intakte berggrunnen i og utenfor skredet. Særlig ut mot flankene av skredets hovedterrasse blir rollen til de tverrgående sprekkene tydelig. Ut mot flankene har vi tydelige sprang i høyde mellom terrassesegmentene definert av tverrgående lineamenter som fortsetter nedover skråningen i forkant av terrassen. En tolkning av kinematikken og den relative bevegelsen langs disse sprekkene/transfer sonene er vist i figur 3.3. Rollen til dette i deformasjonen til skredet er diskutert i kapittel 3.2.

Selv om sprekkenes orientering ikke er bevart i det kaotisk orienterte blokkmaterialet i skredets nedre del, finner vi likevel tydelige mindre lineamenter her som tyder på at disse sprekkene likevel kan ha spilt en rolle i fordelingen og transporten av blokkmaterialet i denne delen av skredet. For å finne forklaringen på hvordan sprekkene kan ha hatt kontrollerende effekt på den nedre delen med desintegreert materiale må vi se hva som skjer i forkant av



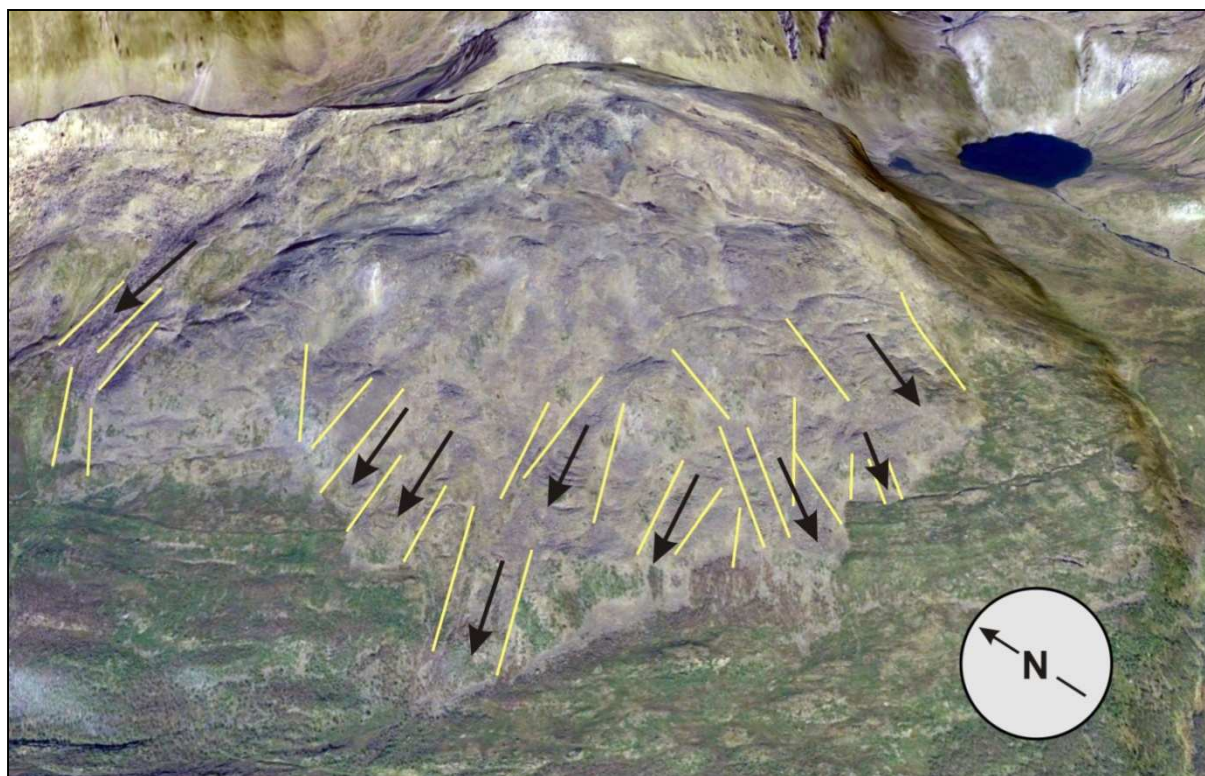
hovedterrassen. Det er her vi finner de mindre hylleformede subterrassene (kapittel 2.4.3 og Fig. 3.3).

Disse subterrassene representerer mer intakte enheter som holder på å gli ut, men som enda ikke har desintegrert fullstendig. Subterrassene ser ut til å representere samme opprinnelige topografiske flate i forkant av hovedterrassen, men de har beveget seg uavhengig av hverandre langs et ikke tydelig definert glideplan i forkant av hovedterrassen. Lateralt skilles de fra hverandre av de samme lineamentene som deler hovedterrassen inn i terrassesegmenter (Fig. 2.17).

Som nevnt finner vi også enheter som totalt har blitt desintegrert, men som tolkes til å være mindre varianter av slike subterrasser. Disse har en haugformet signatur i skredet, og en "hale" av blokkmateriale som smaler inn i underkant (se kapittel 2.4.6). Slike relasjoner tolkes som en mulig videreføring av utrasningen, eller et senere stadium i deformasjon av bergartene, en desintegrering av bergartene men samtidig en delvis bevaring av den topografiske signaturen. De haugformige subterrassene har ikke lenger bevart sin indre orientering av foliasjonen, og består av blokkmateriale som er kaotisk orientert. Hvorvidt disse kan sies å fortsatt bevege seg uavhengig av hverandre er spekulasjon, men det er sikkert at den interne motstandskraften mot deformasjon må ha vært langt svakere i disse enhetene enn i subterrassene og terrassesegmentene.

Jeg mener at grunnen til at vi finner lineamenter som er tverrgående i skredets nedre deler skyldes at slike morfostrukturer som blokkhaugene representerer har beveget seg nedover og mistet sin topografiske signatur under deformasjonen, men at de fortsatt har bevart lineamentene som skiller dem, dog ikke som identifiserbare sprekker. I de nederste delene hvor vi finner talluslober og isbrelignende formelementer (kapittel 2.4.6) finner vi ingen tydelige terrasseformer, og orienteringen til de tverrgående lineamentene divergerer svakt i en vifteform i den nedre delen. Tolkningen av skredets interne kinematikk i denne nedre delen tyder derfor på at skredets løsmasser transporteres ut mot sidene (Fig. 3.4).

De tverrgående sprekkens rolle i forhold til det å initiere skredet er vanskelig å identifisere. En mulighet er at en utglidning kan ha startet i en del av skredet, avgrenset lateralt av tverrgående sprekker som har fungert som transferforkastninger. Det ville potensielt kunne utløses en mindre lateralt avgrenset utglidning, som har destabilisert de lateralt tilgrensende enhetene. Dette er dog en hypotese det er vanskelig å etterprøve i dag, da deformasjonen i skredet ikke er direkte enkel å datere relativt til slike hendelser.



**Figur 3.7** DEM-modell med drapert satellittfoto, som viser tolking av tverrgående og skrå lineamenter i skredets nederste deler, samt vektorer for bevegelser av skredmassene (fra [www.norgei3D.no](http://www.norgei3D.no))

### Skrå sprekker

I skredets deformasjon spiller de skrå sprekkenes ikke den mest sentrale rollen. De ser ut til å være representert i skredets nedre provins, hvor det er løsmasser som dominerer. I denne delen kan vi antyde at skrå lineamenter virker styrende for mindre deler av deformasjonen (Fig. 2.11). Omfanget for deformasjonen som er knyttet til disse skrå lineamentene er likevel langt mindre enn det som kan tolkes å være knyttet til de tverrgående lineamentene. Likheten mellom de tverrgående og de skrå sprekkenes rolle er det at begge typene sprekker utgjør transferforkastninger i skredet. De tverrgående utgjør transferforkastninger både i de tilnærmet intakte enhetene som hovedterrassen består av, og i det løse materialet i underkant. De skrå lineamentene er kun synlige i den nederste delen, i de løse massene. Det er praktisk talt bare lengst sør i skredet at vi med sikkerhet kan si at de skrå lineamentene danner skiller i kinematikken i skredet. Som antydnet i figur 3.7 er det vanskelig å skille de skrå og de tverrgående lineamentene i den nederste delen av skredet.

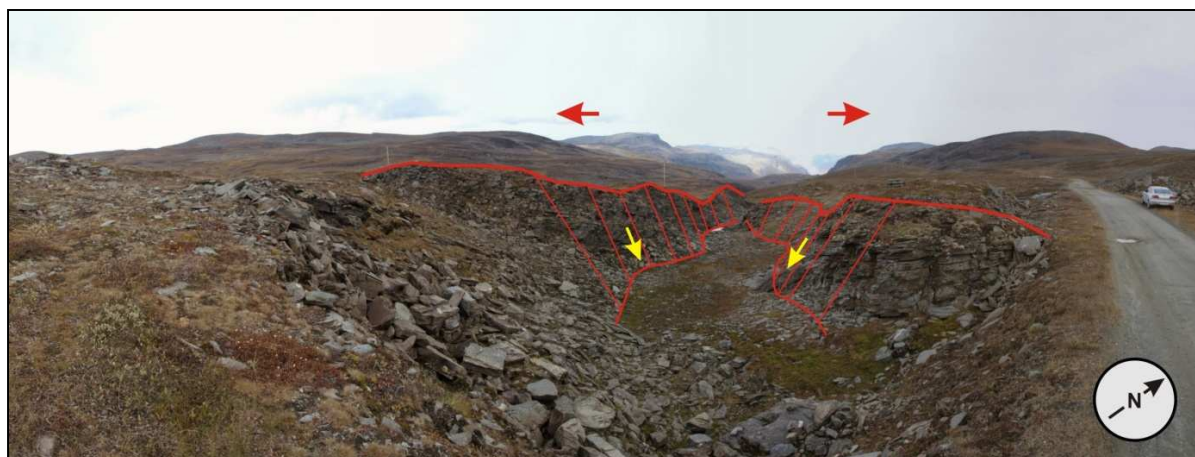
I forhold til delproblemstillingen om hvilke faktorer som bidratt til at skredet har inntruffet nettopp her, antas det at de skrå sprekkene ikke har vært avgjørende. Deres tilstedeværelse har trolig bidratt til bergartene ble destabiliserte, men noen direkte relasjon mellom disse sprekkene og drivkreftene og mekanismene har ikke blitt påvist. De er tilsynelatende først og fremst involvert i å kontrollere kinematikken i avgrensede deler av løsmaterialet i skredets nedre deler. Trolig er de også bidragsytende til å danne en irregulær og kompleks type skrent der hvor skrentene er definert som foliasjonsskjærende. Det er sprekker som danner de flatene som avgrenser slike foliasjonsskjærende skrenter.

### 3.5 Sammenheng med regionale lineamenter og sprø forkastninger

I berggrunnen under fjellskredet finner vi sprekker som har en sammenfallende orientering med de lineamentene vi kan finne øverst i Kåfjorddalen og ellers i regionen omkring Kåfjorden (Fig. 2.6; Fig. 2.7; Fig. 2.8). Disse sprekkene og lineamentene tolkes til å være en indikasjon på at berggrunnen i regionen har gjennomgått en ekstensjon, og potensielt fortsatt gjør det. Dette er et argument for at det er, eller har eksistert et tensjonsstress i berggrunnen i regionen øst for Lyngenfjorden, og dette vil kunne destabilisere potensielle skredområder som fyller kriteriene for at utrasninger skal kunne oppstå. I tilfellet med Nomedalstinden har vi hatt en rekke kriterier som har favorisert at et skred skulle kunne inntreffe nettopp her. Vi har hatt en foliasjon som kunne fungere som glideplan, hvilket gjør at mindre energi skulle til for å utløse et skred. Diskontinuiteter/sprekker i berggrunnen legger til rette for at en ekstensjon i skredets øvre del kunne skje, og sprekkene gjør det lettere for glideplanet å kunne danne en rampe-flate geometri slik at glideplanet kunne munne ut i underkant av skredet.

Kataklasittene (kapittel 2.3.1) vi finner på skredets bakre avgrensende forkastning inneholder lineasjoner som indikerer dip-slip bevegelse langs dette planet. En sannsynlig tolkning er at denne forkastningen kan eksistert i berggrunnen i Nomedalstinden, og er av postkaledonsk opprinnelse, men har blitt reaktivert i et tidlig stadium i utrasningen.

Regionale topografiske lineamenter kan observeres som fjorder og daler i området rundt Lyngen (Fig. 2.1; Hansen 2011). Noen av disse lineamentene har en orientering Ø-V som sammenfaller med blant annet daler nord for Nomedalstinden. Lineamentet som avgrenser fjellskredet i nord er parallelt orientert som disse. Det er derfor tydelig at disse lineamentene representerer svakheter i berggrunnen i regionen.



**Figur 3.8** Tolkning av fotografi av sprekk i berggrunnen øverst i Kåfjorddalen.

Sprekkene vi har observert øverst i Kåfjorddalen indikerer at det eksisterer, eller har eksistert et regionalt tensjonsstress. Vi finner en rekke grabener i berggrunnen i Kåfjorddalen der hvor bergartene har gjennomgått en ekstensjon. Disse lineamentene som sprekkene utgjør er flere kilometer lange, og har en orientering som er sammenfallende med Kåfjordens orientering. Kåfjordens indre og ytre del er likt orientert som sprekkene i Kåfjorddalen, og Kåfjordens midtre del er orientert likt som transferforkastningene som forbinder sprekkene i en *en-echelon* geometri.

Observasjonen av slike ekstensjonsstrukturer i berggrunnen i regionen er viktige for å forstå spenningene som har bidratt til å initiere utrasningen i Nomedalstinden. Ekstensjonsvektorene er orientert rettvinklet i forhold til Kåfjordens orientering, og også i forhold til foliasjonens strøk i Nomedalstinden.

Det er kjent at Lyngenfjorden representerer en aktiv forkastning i regionen. Vestsiden av Lyngenfjorden hever seg med flere millimeter pr år. Bevegelsen er påvist å være knyttet til en normalforkastning som løper gjennom Lyngenfjorden (Osmundsen et al. 2009). Det er grunn til å anta at dette påvirker spenningene i berggrunnen i regionen omkring Lyngenfjorden. Korrelasjonen mellom ekstensjonen som gir heving av Lyngenhavøya, og det antatte tensjonsstresset vi kan tolke ut fra sprekkene i figur 3.8 er noe uklar. En mulighet er at stresset som virker i området ikke er helt homogent.

De eldre lineamentene i regionen kan føre til at vi får deformasjon langs enkelte av disse, og at området for øvrig dermed får et relativt sett høyere tensjonsstress som bli noe inhomogent og avvikende i orientering. Det at sprekkene øverst i Kåfjorddalen har en steppende *en-echelon* geometri kan antyde en transtensjon i dette området, som har likhetstrekk med det vi kan se på Lofoten-Vesterålen marginen (Wilson et al. 2006, Bergh et al. 2007). Hvorvidt det er *strain partitioning* (Wilson et al. 2006) som gjør at vi finner dette avviket i stressretning, vil i så fall være en interessant problemstilling å undersøke videre.

### 3.6 Evaluering av risiko for videre utrasninger

Skredet i Nomedalstinden vurderer jeg til å ikke ha noen større risiko for en ny katastrofal utrasning innenfor overskuelig framtid. Det vil imidlertid være naturlig at det vil ”mates” ut desintegreert materiale i underkant av skredet, hvilket vil gi uregelmessige mindre utrasninger og steinsprang. Det vil være naturlig at frost og tining vil gi en viss mengde bevegelse i skredet. Prosessen med smeltevann som øker vanntrykket vil være en syklisk prosess, og vil i kombinasjon med sprekkene i bergartene bidra til å svekke bergartenes mekaniske styrke (Blikra et al. 2006). Det har blitt antydnet at de ustabile fjellområdene høyest i fjellene i Kåfjorden har permafrost, men dette har ikke blitt fastslått med sikkerhet for Nomedalstinden.

Trolig har en trykkavlastning knyttet til deglasiasjonen spilt en rolle i å destabilisere bergartene i Nomedalstinden. Modellering har vist at en slik trykkavlastning kan være med på å utløse katastrofale utrasninger (Agliardi et al. 2009). Imidlertid er det argumenter for at trykkavlastningen ikke nødvendigvis umiddelbart forårsaker en katastrofal utrasning. For skredet i Nomedalstinden er det andre prosesser som i dag avgjør om skredområdet skal kunne forårsake nye store utrasninger.

Det er dog ingen indikasjoner på at slike utrasninger har gått langt nedover skråningen i underkant av skredet, det ser ut som løsmassene legger seg i vifteformede lober og ansamlinger i underkant av skredet. Det er ikke noe som tilsier at store enheter har rast ut lengre enn det som observeres som skredets front. Det ser ut som at sprekkene som gjennomsetter bergartene i Nomedalstinden gjør at berggrunnen desintegrerer under transport nedover glideplanet. Dette antas å skyldes at glideplanet ikke er planart men har en rampeflate geometri. Sprekker og foliasjonens egenskaper i bergartene i skredet, gjør at indre spenninger i skredet kan knuse berggrunnen opp i stadig mindre enheter. Dette betyr i skredet

at alt som passerer linjen som hovedterrassen representerer, brytes opp og raser ut som løsmasser. Disse løsmassene beveger seg til friksjonen blir for stor, slik som nederst i lobeformene. Dette tolker jeg til at risikoen for at større enheter skal rase ut er veldig liten. I tillegg er topografiens gradient på Nomedalstindens forside så lav at det er lite sannsynlig at utraste løsmasser kan bevege seg spesielt langt nedover skråningen.

InSAR data (kapittel 1.4.4 og figur 1.10) antyder at det over et åtte års intervall kunne observeres en innsykning i deler av skredet. Som figur 1.10 viser, er innsykningen i hovedsak fokusert i forkant av hovedterrassen, samt langs skrenten som løper i bakkant av hovedterrassen. Dette viser at deformasjonen vi kan observere i dag er lokalisert i de løsemassene som dekker disse steile skrentene. Langs hovedterrassen kan vi ikke se noen betydelig innsykning. Deformasjonen i dag foregår i forkant og bakkant av terrassen, og er dermed knyttet til de foliasjonsskjærende skrentene i forkant av terrassen, og i de formentene som omtales som blokkhauger (kapittel 2.4.6).

Dette tyder på at det underliggende glideplanet ikke viser noen nevneverdig grad av bevegelse. En bevegelse langs dette glideplanet ville ført til en ytterligere rotasjon av hovedterrassen. Vi ville trolig kunne observere en innsykning langs kontakten i overkant mellom hovedterrassen og glideplanet. Dette er en parallell til rotasjonen og innsykningen knyttet til en listrisk betinget halv-graben (Bergh et al. 2007) slik vi kan observere flere eksempler på på sokkelen utenfor for eksempel Lofoten (Bergh et al. 2007).

## 4 Konklusjon

Skredet i Nomedalstinden har oppstått i planfolierte granatglimmergneiser, med varierende innhold av mafiske bergarter. Foliasjonen faller noe steilere ( $\sim 35^\circ$ ) (kapittel 2.2.2.1) enn fjellsiden ( $\sim 25^\circ$ ) mot sørvest, og skyldes trolig at Nomedalstinden befinner seg på nordøstflanken av en regional synklinal. Foliasjonen er spaltbar i tynne flak langs identifiserte glideplan (Kapittel 2.2.2.1), og har en nærmest mylonittisk fremtreden. Et høyt glimmerinnhold i disse bergartene bidrar til lav friksjon og styrker argumentasjonen om at foliasjonen har en nøkkelrolle i å fungere som glideplan.

I skredet for øvrig er foliasjonen er spaltbar i benkete flak som tenderer til å gli ut flakvis i deler av skredet. Skredet er gjennomsett av sprekker som orienteringsmessig sammenfaller med lineasjonene som er synlig i skredet. Disse sprekkeene er steile til subvertikale, og kan både observeres i den intakte berggrunnen i bakkant og omkring skredet, samt i de enhetene i skredet som er transportert grunnet utglidningen. Det kan antas at disse sprekkepopulasjonene har vært bidragsytende til at skredets underliggende glideplan har dannet en rampe-flate geometri ved å danne brudd i foliasjonen. Dette har kunnet tillate at glideplanet har vergert utover fra skråningen slik at deler av glideplanet har en mer listrisk geometri.

I fjellskredet i Nomedalstinden kan vi observere en rekke morfostrukturer (Agliardi et al. 2009) som tyder på at det har skjedd bevegelser på ett eller flere underliggende glideplan. I skredets øvre del finner vi rygger (kapittel 2.4.2), skrenter (kapittel 2.4.1) og *slickensides* knyttet til en identifisert forkastning (kapittel 2.3.1). Alle disse elementene indikerer at den øvre delen av skredet har gjennomgått en ekstensjon.

I skredets sentrale deler, omkring hovedterrassen (kapittel 2.4.3) finner vi mindre terrasselignende former. Disse skilles fra hverandre av lineamenter som løper på tvers av strøkretningen for skredet. De tverrgående lineamentene utgjør transferforkastninger som tillater at segmenter i skredet har beveget seg relativt til hverandre i skredets fallretning. Dette er særlig noe vi kan observere i skredets nedre deler, fra og med hovedterrassen (kapittel 2.4.3) og lavere. De tverrgående lineamentene i skredet tolkes til å ha sitt opphav i de sprekkeene vi har observert i den faste berggrunnen utenfor skredet. De skrå sprekkeene vi kan observere i berggrunnen utenfor skredet finner vi enkelte tilsvarende skrå lineamenter internt i skredets nedre deler (kapittel 2.3.2).

Orienteringen til foliasjonen i bakkant av skredet sammenfaller med orienteringen til glideplanene P1 og P2 i de deler av fjellskredet hvor disse er eksponert (Fig. 2.12). På det bakerste glideplanet (P1) finner vi en bergart som preges av tydelige *slickensides* som løper i glideplanetets fallretning (kapittel 2.3.1). Dette tolkes til å være en forkastningsbergart, og at dette glideplanet dermed er en forkastning med *dip-slip* bevegelse. Vi kan finne evidenser for at forkastningen opptrer som et listrisk forkastningsplan i dypet under hovedterrassen.

Vi kan observere at foliasjonen i den dominerende hovedterrassen (kapittel 2.4.3) er rotert til en nærmest horisontal konfigurasjon (kapittel 2.2.2.1). Dette innebærer at hovedterrassen representerer en halvgraben på et listrisk plan. I forkant av hovedterrassen ser vi mindre enheter i form av subterrasser som viser tegn til å bevege seg relativt til hverandre, avgrenset av transferforkastninger. Disse subterrassene er en indikasjon på at glideplanet går mot en steilere orientering, en rampe i forkant av hovedterrassen.

I fjellskredets lavere deler, hvor løsmateriale dominerer, finner vi talluslober. Disse indikerer en kompresjon i skredets nedre del. Dette har trolig en sammenheng med at glideplanet flater ut og munner ut under fjellskredet her, hvilket øker friksjonen. Dette vil føre til at materiale som beveger seg nedover glideplanet vil støte på det materialet som blir liggende på de mer flattliggende delene av glideplanet nederst i skredet.

Den mest sannsynlige tolkningen er at skredet først har inntruffet som en bevegelse langs et glideplan definert av foliasjonen, og at . Dette har blitt reaktivert som følge av tensjonsstress i berggrunnen, og forårsaket en katastrofal utglidning, en *slope failure*. De dype sprekkene i forkant av skredet kan enten indikere en senere bevegelse som følge av en reaktivering av dette første glideplanet, eller så er de knyttet til det regionale tensjonsstresset antydnet i kapittel 3.5.

Det er åpenbart at den største graden av bevegelse har skjedd langs glideplanet P2 (Figur 3.3). Det er i forbindelse med dette antydete glideplanet at vi finner den største graden produksjon av løsmateriale i forkant av skredet. Glideplanet P1 er diskutabelt hvorvidt det har spilt noen større rolle i skredet, eller om det kun foreligger som et lineament i terrenget som følge av eksistensen av en postkaledonsk forkastning (kapittel 2.3.1). Blokkmaterialet dominerer en distinkt adskilt sone fra resten av skredet, i forkant av den markante terrasseformen. Dette distinkte skillet skyldes sannsynligvis at bergartene i forkant av denne terrasseformen har beveget seg over en flate, og glir nedover en steilere rampe. Sprekkene i bergartene, samt



foliasjonens spaltbarhet, tillater at bergartene desintegrerer og fremtrer som løst blokkmateriale i denne nedre delen av skredet.

De sprekkene som skjærer skrått på skredets lengderetning, har ikke en like tydelig rolle i skredet som de tverrgående og langsgående sprekkene. I skredets nedre del kan vi imidlertid observere at løsmassene beveger seg utover fra skredets midtlinje, særlig i den sørligste delen. Disse sprekkene tolkes til å utgjøre noen av *transferforkastninger* i disse løsmassene.

I skredet er det i all hovedsak utglidning som er den dominerende skredmekanismen. Vi kan kun i liten grad se at gravitasjonsnedfall av blokker (*toppling*) er representert, og da primært i bakkant av rygger og dobbeltrygger. Her skjærer topografien foliasjonen, og sprekker som gjennomsetter bergartene tillater at blokker faller ut i bakkant. Dette er særlig synlig der hvor vi utglidde flak som er derivert fra baks-krenten grenser mot utraste blokker som har gravitasjonelt falt ut fra baksiden av ryggene (Figur 3.2).

Skredet i Nomedalstinden kan klassifiseres som en gravitasjonell utglidning langs et delvis foliasjonsstyrt primært glideplan med en rampe-flate geometri.

Regionale lineamenter ser ut til å spille flere roller. Skredet er avgrenset i nord av et lineament som er rettlinjert og orientert Ø-V. Vi kan se flere daler omkring Nomedalstinden som har en lignende orientering. Både Nomedalen, Olderdalen (nord for Nomedalen) og deler av Kåfjorden er orientert Ø-V. Dette tyder på at lineamentene representerer svakhetssoner i berggrunnen som naturlig vil kunne avgrense et skred. De lineamentene vi finner øverst i Kåfjorddalen tolkes til å være et uttrykk for at berggrunnen nylig har vært, eller fortsatt er utsatt for tensjonsstress orientert NØ-SV. Dette stresset må antas å ha spilt en vesentlig rolle i å destabilisere bergartene og initiere bevegelser langs pre-eksisterende svakheter.

Eksistensen av transferforkastninger og listrisk geometri på deler av det underliggende glideplanet gjør bildet litt mer nyansert enn at skredet direkte kan klassifiseres som en masseutglidning på et underliggende glideplan. Fjellskredet i Nomedalstinden er imidlertid ikke komplekst nok til å kunne kalles et komplekst skred av listrisk klasse, selv om vi finner elementer av kriterier for dette også i Nomedalstinden. Fjellskredet kan derfor enklest klassifiseres som en masseutglidning, selv om det foreligger elementer som kan danne grunnlag for en diskusjon rundt dette.

Risikoen for at fjellskredet skal gi opphav til nye utrasninger vurderes som liten. Det registreres lite bevegelse som kan korreleres til de underliggende glideplanene, og bevegelsen

er i hovedsak knyttet til deformasjon internt i enheter av løst materiale som ligger på foliasjonsskjærende skrenter.

De ytre årsakene til at skredet har blitt initiert er trolig knyttet til tensjonsstress i regionen, noe som synliggjøres av lange sprekker i berggrunnen som er fylt inn av løsmateriale. Dette har likhetstrekk med riftsoner, og ekstensjonen vil typisk være rettet vinkelrett på disse. Dette tensjonsstresset i kombinasjon med trykkavlastning etter deglasiasjonen av området er trolig vesentlige faktorer for å utløse en utrasning i Nomedalstinden.

Av indre krefter tolkes inntrenging og sirkulasjon av vann til å være av vesentlig betydning knyttet til frost/tining som. Det har blitt observert snø og is i dype sprekker i berggrunnen under skredet selv midt på sommeren, hvilket tyder på at temperaturen i fjellet som skredet har oppstått i, er lav. Sprekkemønsteret og foliasjonens egenskaper tillater trolig at vann lettere kan trenge ned i berggrunnen, og frostsprenging vil dermed kunne mekanisk bearbeide bergartene.

Observasjoner fra InSAR data viser at de seneste bevegelsene har foregått i de løse massene i skråningene. Bevegelsene knyttet til de identifiserte glideplanene er enten så liten at den ikke er målbar på satellitt over et intervall på 8 år, eller så foregår den som en mer horisontal bevegelse omkring terrassen. Videre undersøkelser av bevegelsen til hovedterrassen, slik som LIDAR-scanning over et tidsintervall ville eventuelt vært interessant for å prøve å fastslå om slike bevegelser faktisk foregår. Det ville også vært interessant å undersøke videre hvorvidt det faktisk er permafrost i Nomedalstinden, og hvilken rolle de sykliske fryse- og tineprosessene, samt smeltevann spiller i dagens bevegelsesmønster.

---

## Referanser

**Agliardi, F. Crosta, G. & Zanchi, A.** 2001: Structural constraints on deep-seated slope deformation mechanisms. *Engineering Geology* , 59, s 83-102.

**Agliardi, F., Crosta, G.B., Zanchi, A. & Ravazzi, C.** 2009a: Onset and timing of deep-seated gravitational slope deformations in the eastern Alps, Italy. *Geomorphology*, 103, s 113-129

**Agliardi, F., Zanchi, A. & Crosta, G.B.** 2009b: Tectonic vs. gravitational morphostructures in the central Eastern Alps (Italy): Constraints on the recent evolution of the mountain range *Tectonophysics*, Volume 474, Issues 1-2, 1 September 2009, s 250-270

**Ambrosi, C. & Crosta, G.B.** 2006 : Large Sackung along major tectonic features in the central Italian Alps.  
*Engineering Geology*, 83 , s 183-200.

**Bergh, S. G., K. Eig, O. S. Kløvjan, T. Henningsen, O. Olesen, and J.-A. Hansen,** 2007: The Lofoten-Vesterålen continental margin: a multiphase Mesozoic-Palaeogene rifted shelf as shown by offshore-onshore brittle fault-fracture analysis:  
*Norwegian Journal of Geology* 87 , s 29-58.

**Blikra, L.H., Longva, O., Braathen, A., Anda, E., Dehls, J. & Stalsberg, K.** 2006: Rock-slope failures in Norwegian fjord areas: examples, spatial distribution and temporal pattern: *Evans, S.G., Scarascia Mugnozza, G., Strom, A. & Hermanns, R.L. (eds.), Landslides from massive rock slope failure. NATO Science series: IV: Earth and Environmental Sciences. V.* 49.

**Braathen, A., Blikra, L.H., Berg, S.S. & Karlsen, F.** 2004, Rock-slope failures of Norway; type, geometry, deformation mechanisms and stability.  
*Norwegian Journal of Geology.* 84 , s 67-88.

**Burbank, D.W., Leland J., Fielding, E., Anderson, R.S., Brozovic, N., Reid, M.R. & Duncan, C.** 1996: Bedrock incision, rock uplift and threshold hillslopes in the northwestern Himalayas:  
*Nature*, 379, s 505-510.

**Bürgmann, R., Hilley, G., Ferretti, A. & Novali, F.** 2006: Resolving vertical tectonics in the San Francisco Bay area from permanent scatter InSAR and GPS analysis. *Geology* , 34, s 221-224.

**Bøhme, M. , Saintot, A., Henderson, I.H.C., Henriksen, H. & Hermanns, R.** Rock-slope instabilities in Sogn & Fjordane County, Norway: a detailed structural and geomorphological analysis  
*Slope Tectonics, Special Publication of the Geological Society of London*  
(in press).

**Canuti, P., Margottini, C., Mucho, R., Casagli, N. Delmonaco, G., Ferretti, A., Lollino, G., Puglisi, C. & Tarchi, D.** 2005: Preliminary remarks on monitoring, geomorphological evolution and slope stability of Inca Citadel, Machu Picchu. *Landslides: Risk Analysis and Sustainable Disaster Management* . Sassa, K, Fukuoka, H, Wang, F & Wang G, (eds.)  
*Springer Verlag* 390p.

**Catani, F., Farina, P., Moretti, S., Nico, G. & Stro zzi, T.** 2005: On the application of SAR interferometry to geomorphological studies: Estimation of landform attributes and mass movements.  
*Geomorphology* 66, s 119-131.

**Chigira, M.** 1992: Long-term gravitational deformation of rocks by mass rock creep.  
*Engineering Geology* 32, 157-184.

**Clifton, A.E., Pagli, C., Jónsdóttir, J.F., Eythorsdóttir, K. & Vogfjörð, K.** 2003: Surface effects of triggered fault slip on Reykjanes Peninsula, SW Iceland.  
*Tectonophysics* , 369, s 145-154.

**Colesanti, C. & Wasowski, J.** 2006: Investigating land slides with space-borne Synthetic Aperture Radar (SAR) interferometry.  
*Engineering Geology* , 88, 173-199.

**Corner, G.D.,** 1980: Preboreal deglaciation chronology and marine limits of the Lyngen - Storfjord area, Troms, North Norway.  
*Boreas*, 9, s 239-249.

**Corner, G.D.,** 2005a: Atlantic coast and fjords,  
Seppälä, M., ed., *The Physical Geography of Fennoscandia*: Oxford University Press, The Oxford Regional Environments Series, s 203-228.

- Corner, G.D.** 2005b: Scandes Mountains.  
Seppälä, M. (ed), *The physical Geography of Fennoscandia*. Oxford Regional Environments Series, Oxford University Press, s 229-254.
- Crosta, G.B., Chen, H. & Lee, C.F.** 2004: Replay of the 1987 Val Pola Landslide, Italian Alps.  
*Geomorphology* 60 , s 127-146
- Davis, G.H., Reynolds, S.J.** 1996: Structural Geology of rocks and regions.  
*John Wiley & Sons*. 492 s.
- Densmore, A.L., Ellis, M.A., & Anderson, R.S.** 1998: Land sliding and the evolution of normal-fault-bounded basins.  
*Journal of Geophysical Research*, 103, B7, 15203-15209.
- Ellis, M.A., Densmore, A.L., and Anderson, R.S.** 1999. Development of mountainous topography in the Basin Ranges, USA.  
*Basin Research*, 11 , s 21-41.
- Etzelmüller, B., Rømsdahl, B. & Fjellanger, J.** 2007. Automatic regional classification of topography in Norway.  
*Norwegian Journal of Geology*, 87 , s 167-180
- Gabrielsen, R.H., Braathen, A., Dehls, J. & Roberts, D.** 2002: Tectonic lineaments of Norway.  
*Norwegian Journal of Geology* 82, s 153-174.
- Ganerød, G.V., Grøneng, G., Rønning, J.S., Dalsegg, E., Elvebakk, H., Tønnesen, J.F., Kveldsvik, V., Eiken, T., Blikra, L.H. & Braathen, A.** 2008: A geological model of the Åknes rockslide, western Norway.  
*Engineering Geology* , 102, s 1-18.
- Gawthorpe, R.L., Jackson, C.A.-L., Young, M.J., Sharp, I.R., Moustafa, A.R. & Leppard, C.W.** 2003: Normal fault growth, displacement localization and the evolution of normal fault populations: the Hammam Faraun fault block, Suez rift, Egypt. *Journal of Structural Geology*, 25, s 883-895

**Gibbs, A.D.** 1984: Structural evolution of extensional basin margins.

*Journal of the Geological Society of London*, 141 , s 609-620.

**Hansen, J-A., Bergh, S.G., Olesen, O. & Henningsen, T.** 2009: Onshore and offshore fault correlation on the Lofoten and Vesterålen margin: Architecture, evolution and basement control.

*Hansen, J-A. Onshore and offshore tectonic relations on the Lofoten and Vesterålen margin: Mesozoic and Early Cenozoic structural evolution and morphological implications.*

Unpublished PhD-article, University of Tromsø.

**Henderson, I., Osmundsen, P.T. & Redfield, T.** 2007: ROS Fjellskred i Troms, Statusrapport 2007.

*NGU rapport 2008.025*, 38 s.

**Henderson, I., Osmundsen, P.T. & Redfield, T.** 2008: ROS Fjellskred i Troms, Status og planer.

*NGU rapport 2009.023*, 66 s.

**Henderson, I., Osmundsen, P.T. & Redfield, T.** 2009: ROS Fjellskred i Troms, Status og planer 2010.

*NGU rapport 2010.021*, 84 s.

**Henderson, I.H.C. & Saintot, A.** 2009a: Regional spatial variations in rockslide distribution from structural geology ranking: an example from Storfjorden, western Norway. *Slope Tectonics, Special Publication of the Geological Society of London* (in press).

**Henderson, I.H.C., Lauknes, T.R., Osmundsen, P.T., Dehls, J., Larsen, Y. & Redfield, T.F.A.** 2009b: structural, geomorphological and InSAR study of an active rockslope failure development.

*Slope Tectonics, Special Publication of the Geological Society of London* (in press).

**Hilley, G.E., Bürgmann, R., Ferretti, A., Novali, F. & Rocca, F.** 2004: Dynamics of slow-moving landslides from Permanent Scatter Analysis.

*Science* 304 , 1952-1954.

**Hippolyte, J-C., Brocard, G., Tardy, M., Nicoud, G., Bourles, D., Braucher, R. Menard, G. & Souffache, B.** 2006: The recent fault scarps of the western Alps (France): Tectonic surface ruptures or gravitational sacking scarps? A combined mapping, geomorphologic, leveling, and  $^{10}\text{Be}$  dating approach  
*Tectonophysics* 418 , 255-276.

**Hoek, E., Carranza-Torres, C. & Corkum, B.** 2002: Hoek-Brown failure criterion  
2002 Edition. *RocLab 1.0 Supplement, Rockscience*.

**Jarman, D.** 2009: Paraglacial rock slope failure as an agent of glacial trough widening.  
*Knight, J. & Harrison, S. (eds) Periglacial and paraglacial processes and environments. The Geological Society, London, Spec. Publ., 320, s 103-131.*

**Kääb, A., Weber, M.** (2004) Development of Transverse Ridges on Rock Glaciers: Field Measurements and Laboratory Experiments.  
*Permafrost and Periglac. Process.* 15: s 379-391

**Kaven, J.O. & Martel, S.J.** (2007) Growth of surface-breaching normal faults as a three-dimensional fracturing process.  
*Journal of Structural Geology* , 29, s 1463-1476.

**Kinakin, D. & Stead, D.** 2005: Analysis of the distributions of stress in natural ridge forms: implications for the deformation mechanisms of rock slopes and the formation of sacking.  
*Geomorphology* 65, s 85-100.

**McCalpin, J.P.** 2003: Criteria for determining the seismic significance of sackungen and other scarp-like landforms in mountainous regions: In:  
*Hart, E.W. (Ed.), Ridge-top spreading in California: California Geological Survey, open-file report, 1 CD.*

**Leeder, M.R. & Gawthorpe, R.L.** 1987: Sedimentary models for extensional tilt-block/half graben basins. In : Coward, M.P., Dewey, J.F. & Hancock, P.L. (eds.), Continental extensional tectonics.  
*The Geological Society, London, Special Publication.* 28. s 139-152.

**Leeder, M.A. & Jackson, J.A.** 1993: The interaction between normal faulting and drainage in active extensional basins, with examples from the western United States and central Greece.

*Basin Research*, 5, s 79-102. **Lister, G.S., Etheridge, M.A. & Seymonds, P.A.** 1986:

Detachment faulting and evolution of passive continental margins.

*Geology*, 14, s 246-250.

**Lidmar-Bergström, K., Näslund, J-O., Ebert, K., Neubeck, T., and Bonow, J.**, 2007:

Cenozoic landscape development on the passive margin of northern Scandinavia . *Norwegian*

*Journal of Geology*, 87, s 181–196.

**Lister, G.S., Etheridge, M.A. & Seymonds, P.A.** 1991: Detachment models for the formation of passive continental margins.

*Tectonics*, 10, 1038-1064.

**Morley, C.K.** 1995: Developments in the structural geology of rifts over the last decade and their impact on hydrocarbon exploration. *In*

Lambiase, J.J. (Ed.): *Hydrocarbon Habitat in Rift Basins*. *Geological Society of London*

*Special Publication*, 80, s 1-32.

**Osmundsen, P.T., Henderson, I., Lauknes, T.R., Larsen, Y., Redfield, T.F. & Dehls, J.**

2009: Tectonic controls on topography and rock-slope failure in northern Norway.

*Geology*, 37, s 135-138.

**Osmundsen, P.T., Redfield, T.F., Hendriks, B., Bergh, S.G., Hansen, J-A., Henderson, I., Dehls, J., Lauknes, T.R., Larsen, Y., Anda, E., Fredin, O. & Davidsen, B.** (in press):

Fault-controlled alpine landscapes in Norway.

*The Geological Society, London*.

**Rosendahl, B.R.** 1987: Architecture of continental rifts with respect to East Africa.

*Annual Review Earth Planetary Science*, 15, s 445-503

**Saintot, A., Henderson, I.H.C. & Derron, M.H.** 2009: Inheritance of ductile and brittle structures in the development of large rock slope instabilities: examples from Western Norway.

*Slope Tectonics, Special Publication of the Geological Society of London* (in press).



**Saroli, M., Stramondo, S., Moro, M. & Doumaz, F.** 2005: Movements detection of deep seated gravitational slope deformations by means of InSAR data and photogeological interpretation: northern Sicily case study.

*Terra Nova*, 17, s 35-43.

**Schlische, R.W., Withjack, M.O.**, 2009: Origin of fault domains and fault-domain boundaries (transfer zones and accommodation zones) in extensional provinces: Result of random nucleation and self-organized fault growth.

*Journal of Structural Geology*, Vol31, Utgave 9, September 2009, s 910-925.

**Strouth A., Eberhardt, E.** 2006: The use of LiDAR to overcome rock slope hazard data collection challenges at Afternoon Creek, Washington.

*Golden Rocks 2006, The 41st U.S. Symposium on Rock Mechanics (USRMS), June 17 - 21, 2006, Golden, CO*

**Tarchi, D., Casagli, N., Fanti, R., Leva, D.D., Luzi, G., Pasuto, A., Pieraccini, M. & Silvano, S.** 2003: Landslide monitoring by using ground-based SAR interferometry: an example of application to the Tessina landslide in Italy.

*Engineering Geology*, s 68, 15-30.

**Trulssen, M. F.** 2008: Sammenhengen mellom landskap og tektonikk på Flakstadøya og Moskenesøya i Lofoten.

Unpublished Master thesis, University of Tromsø.

**Wilson, R. W. and McCaffrey, K. J. W. and Holdsworth, R. E. and Imber, J. and Jones, R. R. and Welbon, A. I. and Roberts, D.** (2006) : Complex fault patterns, transtension and structural segmentation of the Lofoten Ridge, Norwegian Margin : using digital mapping to link onshore and offshore geology.',

*Tectonics*, 25 (4). TC4018.

**Zwaan, K. B.** 1988: NORDREISA, Berggrunnsgeologisk kart – M 1:250 000.

Norges geologiske undersøkelse