



# GEO-3900

## Mastergradsoppgave i GEOLOGI

---

GEOMORFOLOGISKE OG SEDIMENTOLOGISKE UNDERSØKELSER  
AV KOLLUVIALE VIFTER I  
STORFJORD OG SIGNALDALEN, TROMS:  
– PROSESSER, OVERFLATEFORMER OG AVSETNINGSHISTORIE

Helge Alexander Vogt

August, 2007

*Det matematisk-naturvitenskapelige fakultet*  
Institutt for Geologi  
Universitetet i Tromsø



**GEO-3900**  
**Mastergradsoppgave i GEOLOGI**

**GEOMORFOLOGISKE OG SEDIMENTOLOGISKE UNDERSØKELSER  
AV KOLLUVIALE VIFTER I  
STORFJORD OG SIGNALDALEN, TROMS:  
– PROSESSER, OVERFLATEFORMER OG AVSETNINGSHISTORIE**

**Helge Alexander Vogt**

August, 2007



## Forord

Endelig ferdig. En 60 studiepoengs masteroppgave er avslutningen på et toårig masterstudie. Både bachelor og mastergraden har blitt gjennomført ved Institutt for Geologi ved Universitetet i Tromsø, med to kursopphold på Svalbard.

Veileder for oppgaven har vært førsteamanuensis Geoff Corner. Han har gitt oppgavens formål og studieområde. Veileder var også til hjelp under innsamling av georadarprofiler, og sto for prosesseringen av disse. Underveis har vi hatt faglige diskusjoner og han har lest gjennom kapitler.

Videre vil jeg takke Jan P. Holm for utrolig mye hjelp og støtte underveis i oppgaven. Jan P. har laget oversiktskartet for oppgaven og vært til hjelp med arealberegninger i ArcGis. Jeg vil takke for all hjelp og rettleiding i bruk av Corel Draw, samt samarbeid i læringen av programmet ArcGis. Jan P. stiller bestandig opp ved behov for hjelp.

Jeg vil gjerne takke mine foreldre for lån av hus på hjul til mine to feltsesonger i Storfjord og Signaldalen. Uten dette taket over hodet ville to lange og våte feltsesonger sikkert vært enda lengre enn de var. Den ene dagen med pappa Jørgen som feltassistent gjorde underverker og var utrolig morosomt. Bare synd jeg ikke benyttet meg av dette før siste dag i felt. Jeg vil også takke mine foreldre for økonomisk støtte og oppmuntrende ord underveis, spesielt det siste året.

Min søster Renate med Samboer Eivind må jeg også takke for veldig mange middager og en rolig og avstressende atmosfære en god sofa for en sliten masterstudent. Min bror Morten må også nevnes som viktigste bidragsyter for at Tromsø ble studiestedet, mest på grunn av reklamen for store mengder puddersnø og de utrolig flotte fjellene.

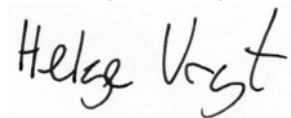
Jeg har vært utrolig heldig med valget av studiekamerater. Jeg vil gjerne takke Vebjørn, Tor, Reidar, Iver og Steinar for mange kopper kaffe med samtaler om alt annet en geologi og masteroppgaven. Bedre kamerater skal man lete lenge etter.

Jeg vil også takke mine andre medstudenter for å alle vært gode bidragsytere til en hyggelig tid.

Til slutt vil jeg takke min kjære samboer Janicken og lille datter Aurora for tålmodigheten. Det er ikke alltid like lett å kombinere rollene som masterstudent og småbarnspappa med våkenetter. Janicken har stilt opp og tatt fullt ansvar i hjemmet sånn at jeg har fått muligheten til å fullføre masteren. Jeg vil takke for den innsatsen du har gjort i hjemmet og motiverende ord når det har vært som verst med tunge tider i oppgaveskrivingen og ensomme dager under feltarbeidet i Signaldalen.

Og helt til slutt: Aurora- endelig kommer pappa hjem.

Tromsø, 31. Juli, 2007



Helge Vogt



# Innholdsfortegnelse

1	Sammendrag.....	1
2	Innledning.....	3
2.1	Presentasjon av oppgavens formål.....	3
3	Områdebeskrivelse.....	5
3.1	Beliggenhet.....	5
3.2	Topografi.....	6
3.3	Berggrunnsgeologi.....	8
3.3.1	Tektonikk.....	8
3.3.2	Bergarter.....	9
3.4	Kvartærgeologi.....	10
3.4.1	Deglasiasjonshistorie.....	10
3.4.2	Marin Grense.....	13
3.4.3	Løsmasser.....	16
4	Materiale og metode.....	19
4.1	Datainnsamling og feltmetoder.....	19
4.2	Logg.....	21
4.3	C-14.....	21
4.4	Samtaler med lokalbefolkningen.....	22
4.5	Flybilder.....	22
4.6	Georadar.....	23
4.7	Kart.....	24
4.8	Lengdeprofil.....	24
4.9	Regresjonsanalyse.....	24
4.10	Programvare.....	25
5	Teori.....	27
5.1	Innledning.....	27
5.2	Terminologi.....	27
5.3	Beskrivelse av prosesser på kolluviale vifter.....	30
5.3.1	Fjellskred, steinskred og steinsprang.....	31
5.3.2	Debrisflow.....	31
5.3.3	Snøskred/Snøstrømmer.....	38
5.3.4	Vannstrømmer.....	39
6	Kolluvial vifte Indre Berg.....	41
6.1	Innledning og morfologi.....	41
6.2	Nedslagsfelt.....	44
6.3	Formelementer.....	45
6.4	Kornstørrelse.....	47
6.5	Rundingsgrad.....	50
6.6	Observasjoner av nyere prosesser.....	52
6.7	Diskusjon.....	54
7	Kolluvial vifte Ottertind.....	57
7.1	Innledning og morfologi.....	57
7.2	Nedslagsfelt.....	61
7.3	Formelementer.....	62
7.4	Kornstørrelse.....	63
7.5	Rundingsgrad.....	66
7.6	Observasjoner av nyere prosesser.....	70
7.6.1	Fjellskred.....	70
7.6.2	Steinsprang.....	71

7.6.3	Debrisflow .....	72
7.7	Diskusjon.....	84
8	Kolluvial vifte Mannfjellet.....	89
8.1	Innledning og morfologi.....	89
8.2	Nedslagsfelt.....	92
8.3	Formelementer .....	93
8.4	Kornstørrelse .....	95
8.5	Rundingsgrad .....	97
8.6	Observasjoner a nyere prosesser .....	99
8.6.1	Debrisflow på Mannfjellviften 1993 .....	99
8.6.2	Debrisflow 27. August 2005 .....	100
8.7	Stratigrafi.....	130
8.7.1	Logg .....	130
8.7.2	Georadar .....	135
8.7.3	Tolkning av hele lagrekken .....	137
8.8	Diskusjon.....	139
9	Diskusjon.....	145
9.1	Sammenligning av de tre kolluviale viftene.....	145
9.2	Avsetningsmodell for debrisflow .....	149
10	Konklusjoner .....	153
11	Referanser.....	157



# 1 Sammendrag

Kolluviale vifter er en utbredt landskapsform i Nordnorske fjell, men er lite studert. Det er utført geomorfologiske og sedimentologiske undersøkelser av tre kolluviale vifter i Storfjord og Signaldalen, Troms.

Under siste istids maksimum var området dekket av is. Studieområdet ble deglasert mellom 9800- 9300 år BP, og denne perioden regnes som starttidspunktet for vifteutbyggingen. Sedimentasjonsraten var trolig størst i en tidlig fase. Aktiviteten av massebevegelsesprosesser er størst under paraglasiale forhold som følge av ustabilitet i fjellene på grunn av en hurtig landhevning, stor tilgang på løsmasser og mangel på stabiliserende vegetasjon i fjell og skråninger. Stratigrafiske undersøkelser av viften under Mannfjellet indikerer hurtigere sedimentasjonsrate i tidligere postglasial tid.

Den kolluviale viften ved Indre Berg i Storfjord viser en moderat gradient. Viften er dominert av debrisflow som avsetningsprosess. Den kolluviale viften under Ottertind i Signaldalen er en mer sammensatt vifte, der ulike prosesser dominerer på forskjellige deler av viften. Den kolluviale viften under Ottertind har en veldig bratt overflate. Snøskred er en avsettende prosess på hele vifteområdet, og på den sentrale delen av viften er det snøskred og steinsprang som dominerer. På kantene av viften er debrisflow den dominerende prosessen. Den kolluviale viften under Mannfjellet er også en vifte sammensatt av ulike prosesser. I de øvre delene av viften dominerer debrisflow, mens lengre ned vises en overgang mot hyperkonsentrerte strømmen. De hyperkonsentrerte strømmene går så videre mot fluviale prosesser når vanninnholdet øker sammenlignet med sedimentinnholdet i massestrømmen. Den kolluviale viften under Mannfjellet er en veldig slak vifte, spesielt i nedre del. Denne representerer en overgang mot en alluvial vifte. Kolluviale vifter dominert av hurtige massebevegelsesprosesser gir brattere overflate, men debrisflow gir mer moderate gradienter, mens vannrike massestrømmer gir slake vifter.

Debrisflow i området startes ved en kritisk kombinasjon av tre faktorer, tilstedeværelse av løsmasser, gradient over  $27^\circ$  og tilførsel av vann (nedbør/smeltevann). Bevegelsesmønsteret og avsetningene til en debrisflow er sterkt påvirket av terrengets topografi, og avsetter sedimenter avhengig av forandringer i gradienter.

Aktiviteten på viftene er påvirket av klimaforandringer, og det har vært en økning i aktiviteter de siste 50 år, med den kraftigste økningen de siste 15 årene. Dette kan skyldes et mildere og fuktigere klima med hyppigere tilfeller med intense nedbørsperioder.



## 2 Innledning

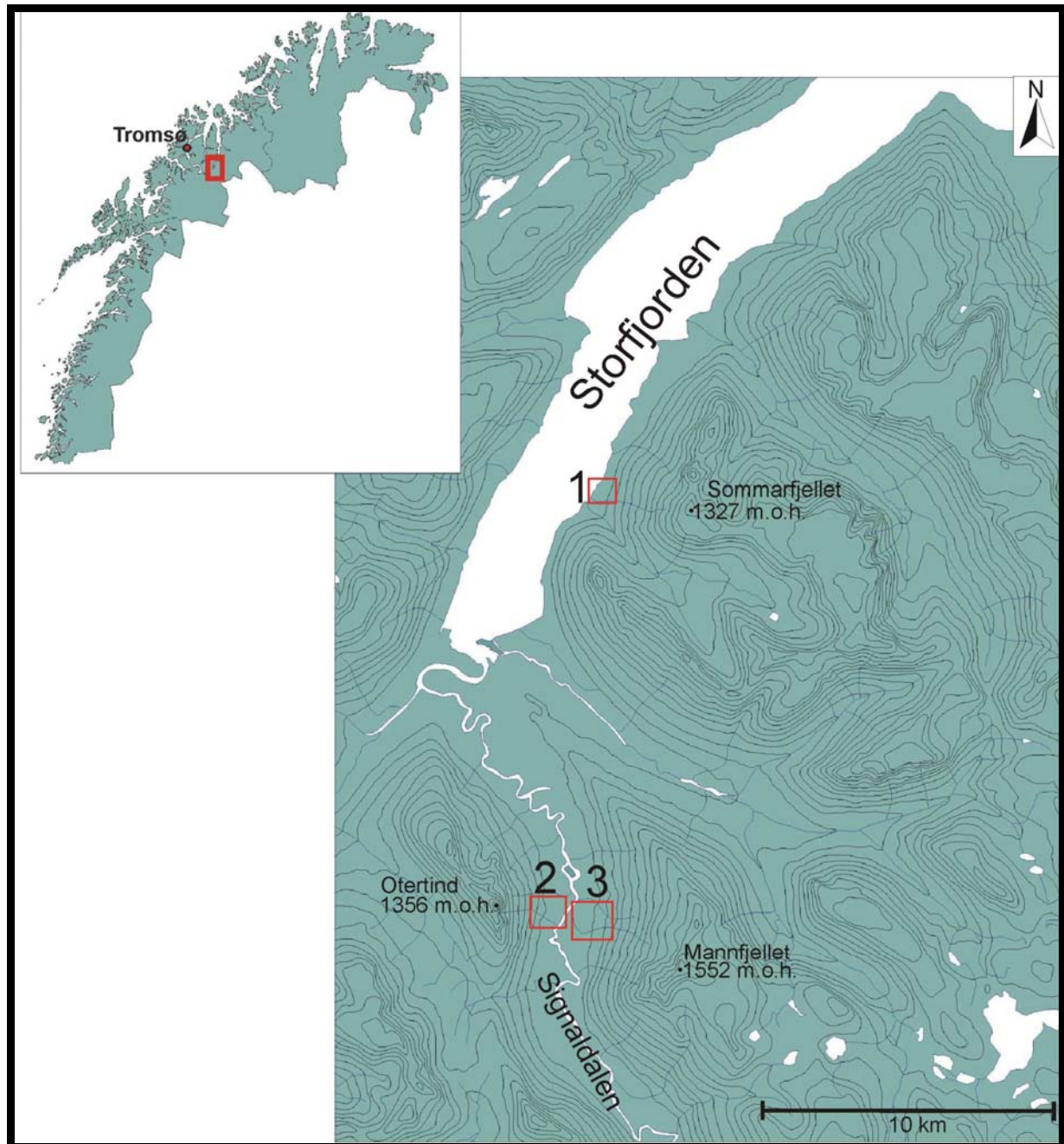
### 2.1 Presentasjon av oppgavens formål

- 1) Kartlegge overflatemorfologi, sedimentfacies og stratigrafi i utvalgte kolluviale vifter i Signaldalen og langs Storfjorden. De utvalgte viftene er under Otertind, under Mannfjellet og på Indre Berg
- 2) Tolke avsetningsprosesser og få en forståelse av faktorene som influerer på dannelsen av kolluviale vifter.
- 3) Om mulig bestemme alder og rekonstruere avsetningshistorien til viftene.



### 3 Områdebeskrivelse

#### 3.1 Beliggenhet

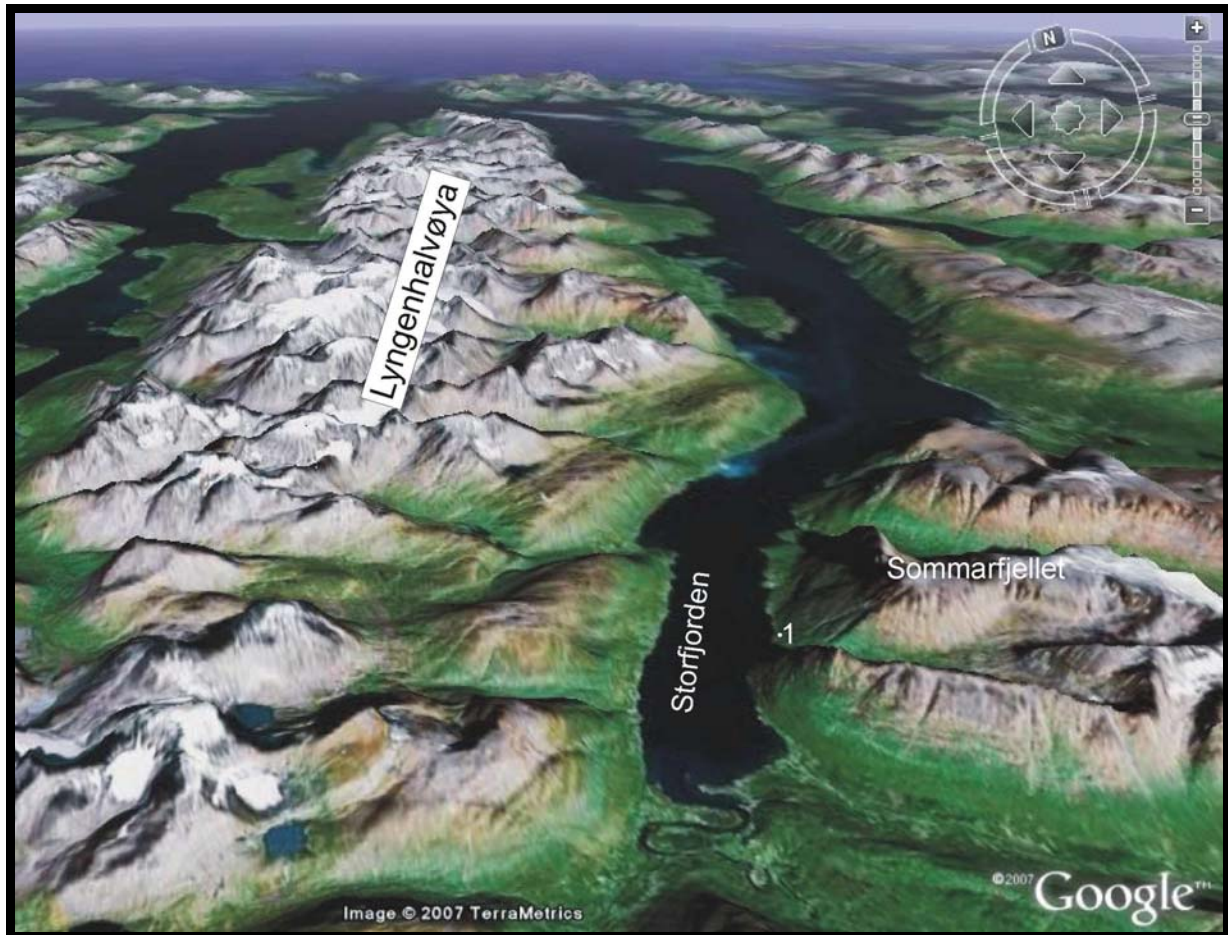


**Figur 3-1** Oversiktskart over studieområdene i Storfjorden og Signaldalen. Den røde firkanten fra kartet over Nord-Norge viser plasseringen på Storfjord og Signaldalen. Den røde firkantene på kartet over Storfjord og Signaldalen viser plasseringen på de studerte viftene. 1: Viften ved Indre Berg. 2: Vifte under Ottertind. 3: Vifte under Mannfjellet.

Studieområdene ligger i Storfjord kommune i Nord-Troms, mellom  $69^{\circ} 15-16' N$  og  $19^{\circ} 55' \text{Ø}$ . Det ble utført undersøkelser på tre vifter, som er markert på Figur 3-1. På østsiden av Storfjorden ligger lokalitet 1 ved Indre Berg under Sommarfjellet. I Signaldalen ligger

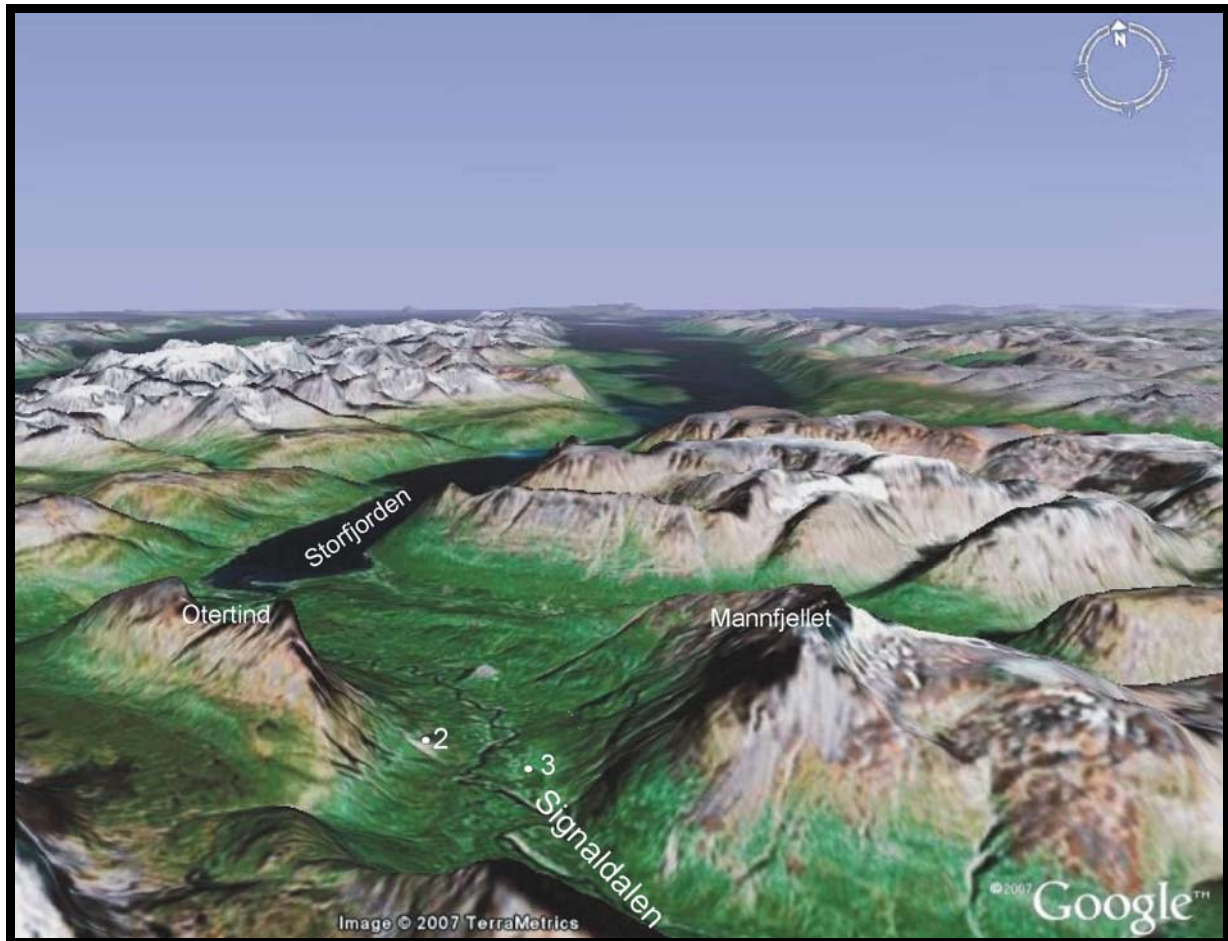
lokalitet 2 under Otertind på vestsiden av dalen, og lokalitet 3 under Mannfjellet på østsiden av dalen.

### 3.2 Topografi



Figur 3-2 Oversikt over Stor fjord og Lyngenhalvøya

Lyngsalpene danner en halvøy som er omtrent 80 km lang og ligger mellom Ullsfjorden og Sørfjorden i vest og Lyngen- og Stor fjorden i øst. Stor fjorden er den innerste og sørligste fjordarmen, og er vendt sørsørvest. Landskapet er preget av høye og bratte fjell, botner, breer og dype daler, og har et veldig sterkt alpint preg. I Lyngen ligger det høyeste punktet i Troms, Jiehkkevarri med 1834 m.o.h. På østsiden av Stor fjorden ligger det fjellmassiver skilt av ulike glasialt dannede u-daler, alle med elver som drenerer ut i Stor fjorden. Orienteringen på dalene er i hovedsak nordvestsørøst. Sør for lokaliteten ved Indre Berg ender Bergsdalen med Bergselva i Stor fjorden. Viften på Indre Berg ligger som en forhøyning i forhold til terrenget nord og sør for viften. Området Lyngenhalvøya og Stor fjord er illustrert i Figur 3-2 med lokaliteten ved Indre Berg markert (lokalitet 1).



**Figur 3-3** Oversikt over Sigaldalen sett fra Sørøst

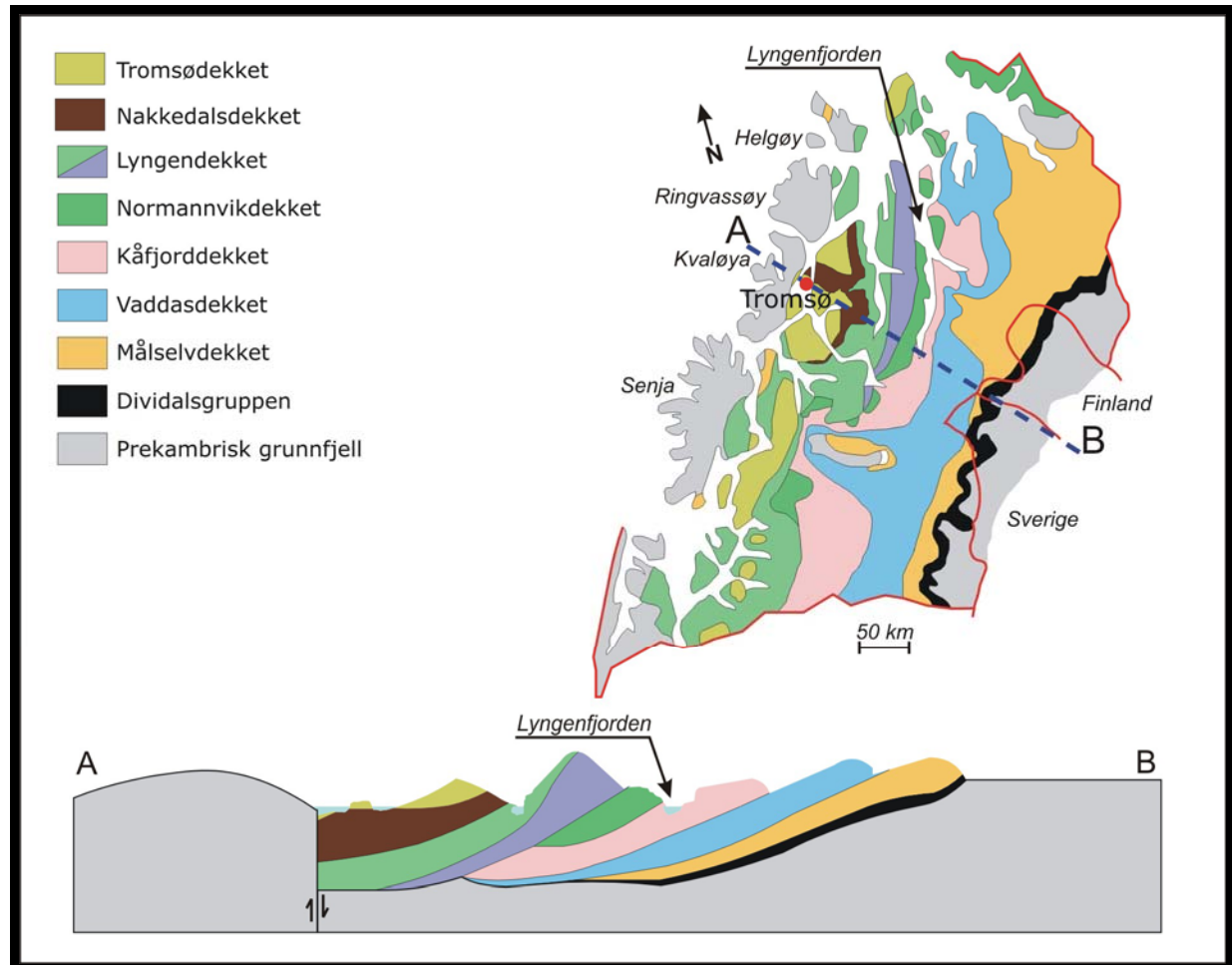
Sigaldalen er en nordvest- sørøst vendt u- dal som ender innerst i Storfjorden. Sigaldalen er cirka 17,5 km lang og er mellom 800 meter til 1,5 km bred. Dalbunnen er dominert med en meandrerende elv som renner ut innerst i Storfjorden.

Dalen deler seg i to mindre daler, Stordalen og Parasdalen som går videre innover mot grensene mot Sverige og Finland. Ordet Sigaldalen kommer fra det samiske navnet Cieknalvourdi som oversatt til norsk betyr Dypdalen<sup>1</sup>. Høyden på fjellene varierer fra det laveste som er Polvarvtinden med sine 1272 m.o.h. til Mannfjellet som er 1552 m.o.h. Fjellsidene i dalen er svært bratte, med Otertind (1356 m.o.h.) som spisseste og mest karakteristiske tind. Området og plasseringer av lokalitetene er vist i Figur 3-3. Ved foten av Otertind ligger lokalitet 2, og er en bratt vifte. Under Mannfjellet ligger lokalitet 3, som fremstår som en relativt slak vifte.

<sup>1</sup> Oversettelsen av Cieknalvourdi er hentet fra Samisk utstilling ved Tromsø museum høst 2006.

### 3.3 Berggrunnsgeologi

#### 3.3.1 Tektonikk



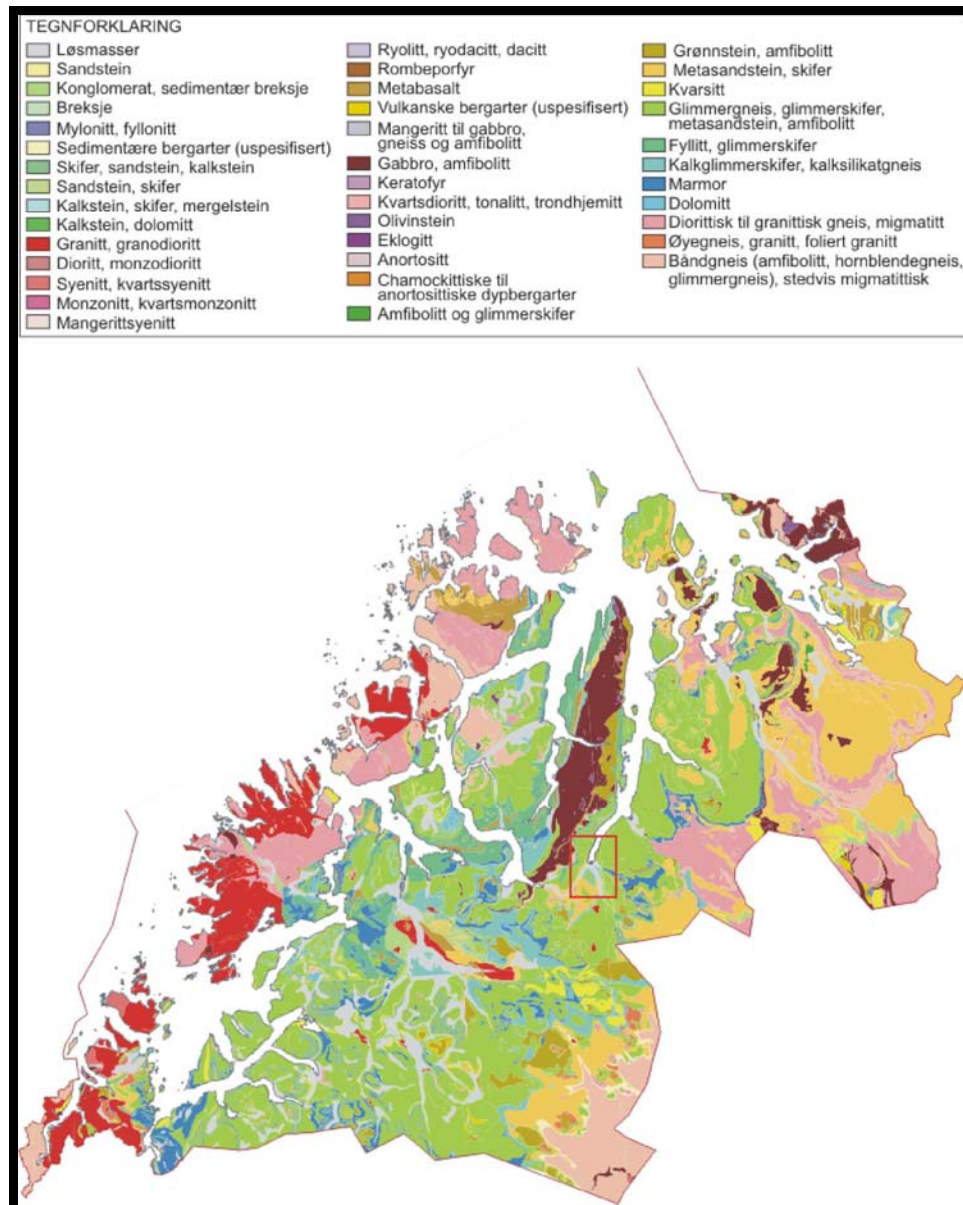
Figur 3-4 Skyvedekkenene i Troms. (Krogh, 1992; Jenssen, 2006)

De eldste bergartene i Troms er fra prekambrisk tid, og disse finnes på yttersiden av øyene som ligger langs kysten av Troms. Disse bergartene tilhører grunnfjellet, og består i hovedsak av granitt og gneis (Krogh, 1992). Figur 3-4 viser berggrunnsgeologien innover i fylket, og den er satt sammen av flere alloktoner (skyvedekker). Disse har blitt skjøvet opp under den kaledonske fjellkjededannelsen. Det som vi finner i dag i Troms er restene av denne fjellkjeden, og dette preger berggrunnsgeologien innover i Troms. Skyvedekkenene er i hovedsak delt opp i 4 hovedalloktoner, som er undre-, midtre-, øvre-, og øverste allokton. Hovedalloktonene er videre delt inn i mindre skyvedekker med regionale navn. Fra øst mot vest er det en generell økning i metamorfosegrad, og i snitt fra underste til øverste allokton (Bergh, 2002). Området i Signaldalen og Storfjord består av bergarter fra Øvre dekkserie. Dette er omdannede bergarter fra tidlig ordovicisk tid og eldre, og er antatt skjøvet på plass i silurtiden under den kaledonske fjellkjededannelsen (Zwaan et al., 1998b).



Fjellene i Signaldalen viser rester av flere av underdekkene. Den vestre delen av dalen er i hovedsak delt opp i to skyvedekker, der den undre delen tilhører Tamokdekket, mens de øvre delene av fjellene tilhører Kåfjorddekket. På den østlige siden av dalen finner man Vaddasdekket nederst, og de øvre deler er fra Reisa dekkekompleks (Zwaan et al., 1998b). Østsiden av Storfjord med Sommarfjellet består av bergarter fra Kåfjorddekket (Zwaan et al., 1998a).

### 3.3.2 Bergarter



Figur 3-5 NGU berggrunnskart (1:250 000). Studieområdet markert med rød firkant

### 3.3.2.1 Otertind

Otertind er sammensatt av flere typer bergarter. Den øverste delen består av omdannede dypbergarter som granitt og pegmatitt med granat og turmalin. Nedover består fjellet av granat-kvartsglimmerskifer som stedvis er forgneiset, og man finner lag med staurolitt og amfibolitt. Denne delen er adkilt nederste del med en skyveforkastning under Kåfjorddekket. Nederste del består av Granat-kalkglimmerskifer, med lag av feltspatførende rusten kvartsitt og, kalkspatmarmor amfibolitt, gneis og konglomerat med kalkboller, stedvis med pegmatitt (Zwaan et al., 1998b).

### 3.3.2.2 Mannfjell

De øvre delene av Mannfjell består av granatkvartsglimmerskifer med lag av amfibolitt og konglomerat. Dette er omdannede sedimentære og vulkanske bergarter. Den midtre delen av fjellet består av hornblendeskifer og grønnskifer, og den nedre delen består av metagråvakke med kvartsittlag (Zwaan et al., 1998a).

### 3.3.2.3 Sommarfjellet

Sommarfjellet er fjellet som ligger over lokaliteten på Indre Berg. Bergartene er omdannede sedimentære og vulkanske bergarter. Man finner granatkvartsglimmerskifer som er disthen og staurolittførende, med lag av amfibolitt og konglomerat (Zwaan et al., 1998a).

## 3.4 Kvartærgeologi

Kvartærtiden startet for ca 2,3 millioner år siden med forandringer i klimaet, perioden har vært preget av store klimafluktasjoner (Zagwijn, 1992). Det har vekslet mellom stadialer som er kalde faser, og interstadialer som er varmere faser. De kalde fasene har medført at Fennoskandia har hatt en rekke kontinentale nedisninger med påfølgende varmere perioder med isavsmelting og isfrie tider. Nedisningene har betydd mye for utformingen av landskapet i dag, med langvarig erosjon av is. Det fennoskandiske innlandsisen har nådd eggakanten flere ganger under siste istid (Dahlgren, 2002).

### 3.4.1 Deglasiasjonshistorie

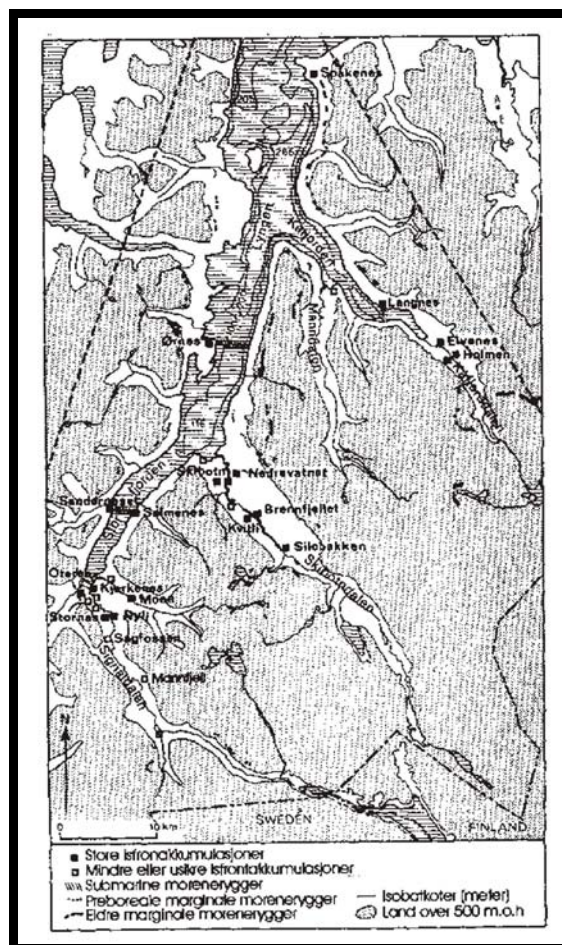
#### 3.4.1.1 Innledning

Den siste istids maksimale utbredelse (LGM) fant sted i Sen Weichsel, rundt 20-18 ka <sup>14</sup>C BP. Isens utbredelse var da helt ute ved Eggakanten, der submarine morenerygger ble avsatt (Andersen, 1968; Olsen, 2002), og følgelig var både Storfjord og Signaldalen var dekket av innlandsisen. Isens utbredelse var nær eggakanten inntil ca.16000 år BP. De

nordlige deler av Andøya ligger nært kontinentalmarginen, og undersøkelser tyder på at det var isfrie områder her for 19000- 18500 år BP (Vorren et al., 1988). Kontinentalhylla ble deglasiert mellom 16000 og 13000 år BP, avbrutt av minst to opphold eller framrykk. Mellom 16000 år BP og 15000 år BP var det en rask isavsmeltning med hurtig tilbaketrekning (Vorren et al., 1983).

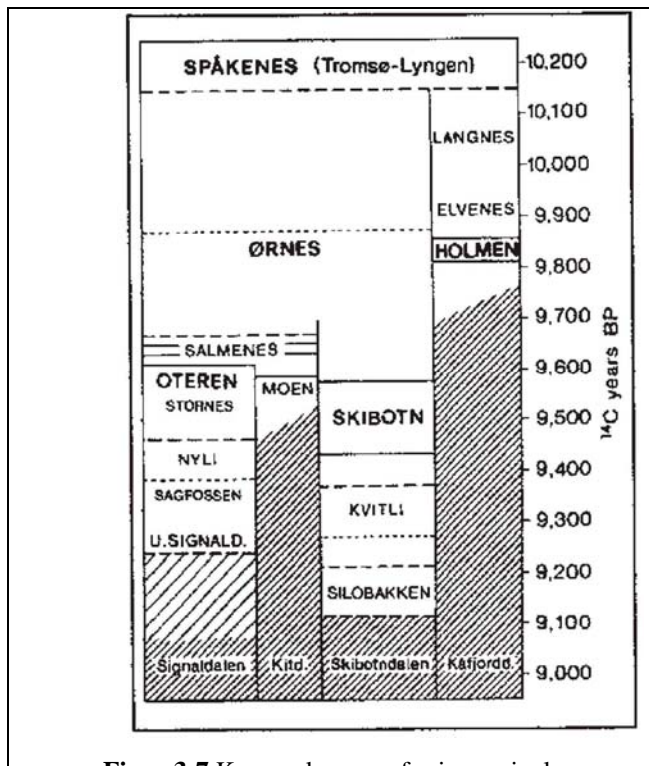
### 3.4.1.2 Deglasiasjon av Lyngen, Storfjord og Signaldalen

Nord for Lyngen ligger Fugløy, og denne øya regnes for å ha vært deglasiert før Bølling, altså tidligere enn 13000 år BP (Corner, 1978). I Bølling, 13000 til 12000 år BP, trakk breene seg innover i de norske fjordene. Mellom 12500 og 12000 år BP ble tilbaketrekningen avbrutt av en klimaforverring. Dette medførte at breene hadde framrykk og avsatte morener nær munningen av fjordene i Troms. Denne hendelsen kalles Skarpnestrinnet (Andersen, 1968). Skarpnes- morenene ble avsatt av to separate framrykk (Vorren & Elvsborg, 1979). I perioden Allerød mellom 12000 og 11000 år BP fant Sen Weichsel sitt klimaoptimum sted (Vorren et al., 1988). Denne varme perioden medførte en hurtig glacial tilbaketrekning fra Skarpnestrinnet.



Figur 3-6 Isfrontakkumulasjoner i Lyngen- Storfjord. (Corner, 1980)

Denne tilbaketrekningen ble avbrutt av den kalde yngre Dryas perioden fra 11000 til 10000 år BP, der isen rykket kraftig frem. Dette ga avsetningen av Tromsø-Lyngen morenen, som finnes stort sett kontinuerlig over hele Troms (Vogt, 1913) (Andersen, 1968). Denne ligger 3-8 km innenfor Skarpnestrinnet sine morener. I Lyngen fjorden er Tromsø-Lyngen morenen avsatt ved Spåkenes, som vist lengst nord på Figur 3-6. Figuren illustrerer plasseringen av isfrontakkumulasjonene som beskrives videre i avsnittet. Tromsø-Lyngen



**Figur 3-7** Kronosekvensen for ismarginale akkumulasjoner langs Lyngen, Storfjord med tilhørende daler. Isfrontakkumulasjonene som trolig er knyttet til isbreframrykk markert med store bokstaver, og skraverte områder indikerer antatt endelig deglasiert av dalene (Corner, 1980).

trinnet ble avsatt i to separate framrykk (Andersen, 1968; Mangerud, 1996). Preboreal tid 10000 til 9000 år BP er en periode med generell tilbaketrekning av isen.

I Storfjord og i Signaldalen finner man flere isfrontakkumulasjoner innenfor Tromsø-Lyngen morenen på Spåkenes. Det ble avsatt submarine morenerygger ved Ørnes og Salmenes som vist på Figur 3-6. Alderen på akkumulasjonen ved Ørnes er 9800-9900 ± 150 år BP.

Med isens tilbaketrekning i perioden mellom 9800 og 9600 år BP beveget isen seg inn i Storfjord, og lokaliteten ved Indre Berg ble trolig deglasiert i perioden. På Oteren ved starten på Signaldalen finner man

isfrontavsetningen Skibotn-Oteren som ble avsatt for 9500-9600±150 år BP (Corner, 1977, 1980). Denne akkumulasjonen viser til en periode der isen trakk seg ut av Storfjord og inn mot Signaldalen. Videre finnes det en isfrontakkumulasjon ved Nyli i Signaldalen, og er datert til 9400±250 år BP (Corner, 1980)(Figur 3-7). Nyli er lokalisert rett nord for lokalitetene Otertind og Mannfjellet i denne oppgaven. Tilbaketrekningen fra Nyli mot neste isfrontakkumulasjon ved Sagfossen (cirka 9300-9400 år BP)(Figur 3-7) indikerer at studieområdene ble deglasiert og markerer starten på dannelsen av vifteformene. Isfronten

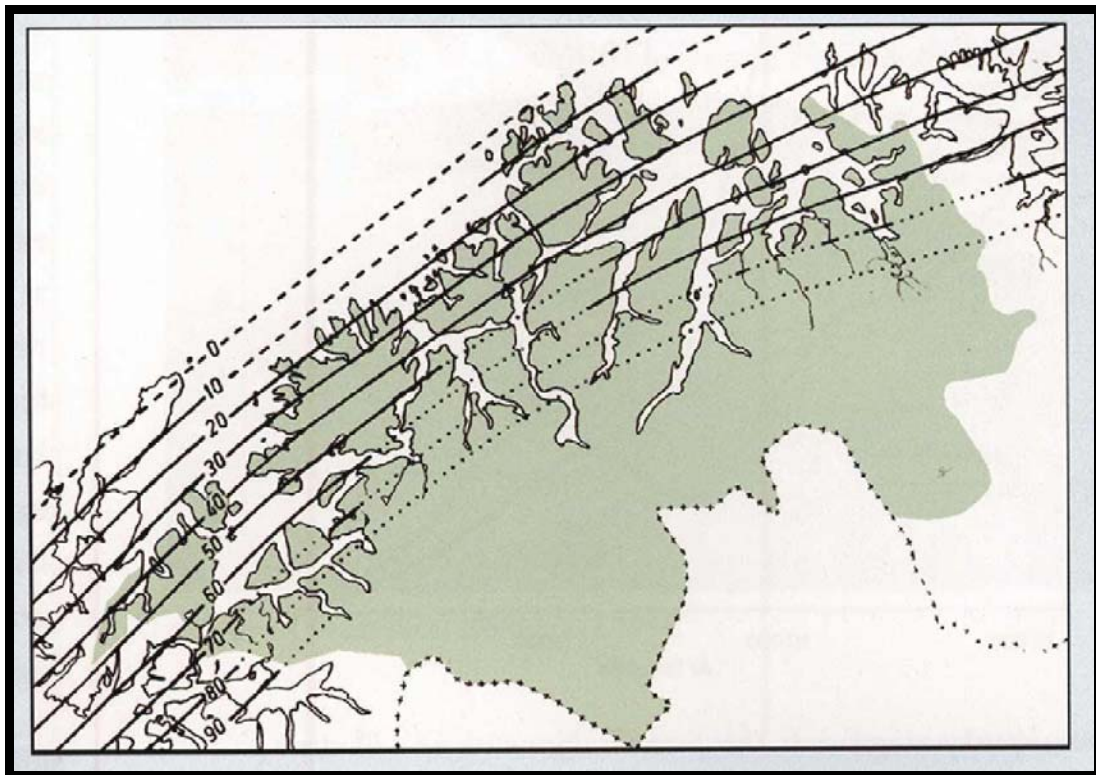
trakk seg deretter videre innover i Signaldalen, og dalen var sannsynligvis deglasiert innen 9100 år BP (Figur 3-7) (Corner, 1977, 1980).

Videre i Boreal tid (9000-8000 år BP) var det hurtig glasial smelting (Corner, 1980).

### 3.4.2 Marin Grense

#### 3.4.2.1 Innledning

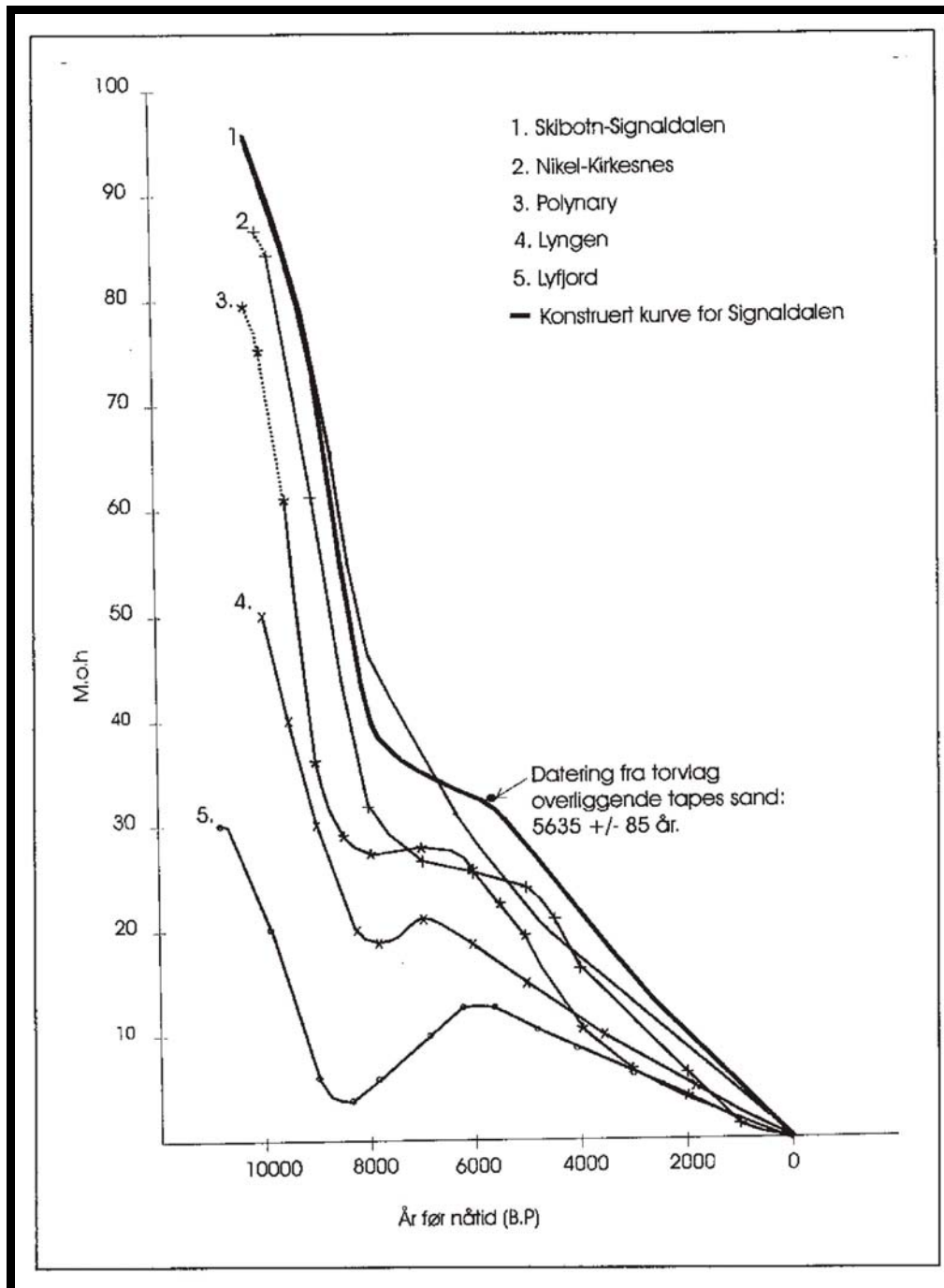
Den marine grensen (MG) er definert som høyeste nivå havet hadde etter siste nedising, og det varierer fra sted til sted (Sørensen et al., 1997). Høydeforskjellene er et nettoresultat av havnivåforandringen og jordskorpehevingen etter isens tilbaketrekning I Troms finner man to strandlinjer som ofte er synlig i terrenget, Hovedstrandlinjen og Tapes- strandlinjen (Sveian et al., 2004). Marthinnusen (1960) har konstruert isobaselinjer for hovedstrandlinjen ved Tromsø-Lyngen stadiets havnivå (Sveian et al., 2004). Denne er presentert i Figur 3-8. Som figuren viser er forskjellen mellom dagens havnivå og datidens strandlinje økende fra kysten og innover landet. Landhevingen har vært sterkest i innlandet (Sveian et al., 2004).



**Figur 3-8** Isobaselinjer for Troms (Marthinussen, 1960). Isobasene går gjennom steder med lik landheving og må oppfattes som høydekoter for datidens havnivå (høyde over dagens havnivå) (Sveian et al., 2004).

### 3.4.2.2 Marin grense i Storfjord og Signaldalen

Som nevnt i forrige avsnitt øker høyden på den marine grensen innover i landet. Corner (1977, 1980) har målt marine grenser i Signaldalen. Ved Oteren (ved utgangen av Signaldalen mot Storfjord) ble MG målt til  $88,8 \pm 0,05$  m. Ved Nyli ble høyden målt til  $88-90 \pm 0,2$  m, mens innerst i Signaldalen ved overgangen til Stordalen er MG målt til å være  $96 \pm 5$  m.



**Figur 3-9** Strandforskyvningskurve for Signaldalen. Strandforskyvningskurvene basert på Skibotn-Signaldalen (Corner 1977, 1980), Lyngen (Corner & Haugane, 1993), Lyfjord (Hald & Vorren, 1983), Nikel-Kirkesnes (Corner et al., 1999) fra (Lünell, 2001)

Lünell (2001) har konstruert en strandforskyvningskurve for Signaldalen. Kurven er vist i Figur 3-9 og er fra 100 m isobasen tilsvarende Oteren/Kjerkenes (Lünell, 2001). For lokaliteten ved Indre Berg tolkes det til å være en lignende strandforskyvningskurve som Skibotn/Signaldalen, og marin grense ca 88 m.o.h.

Lünell (2001) tolker Tapes-nivået i Signaldalen til å ligge mellom 32,5 og 36 m.o.h., fra målte strandhakk ved Oteren og Kjerkenes<sup>2</sup>. På strandforskyvningskurven til Lünell (2001) er Tapes-transgresjonen representert som en utflating av kurven. Corner & Haugane (1993) har tolket Tapes transgresjonens maksimum til å være 7000 <sup>14</sup>C år BP.

### **3.4.3 Løsmasser**

#### **3.4.3.1 Innledning**

Kvartærgeologisk kartlegging i Storfjord og i Signaldalen er gjort av Corner (1977), Corner (1977) modifisert av Lünell (2001) og Corner (in prep). Denne avhandlingen vil konsentrere seg om avsetningene i tilknytning til de studerte viftene i Storfjord og Signaldalen.

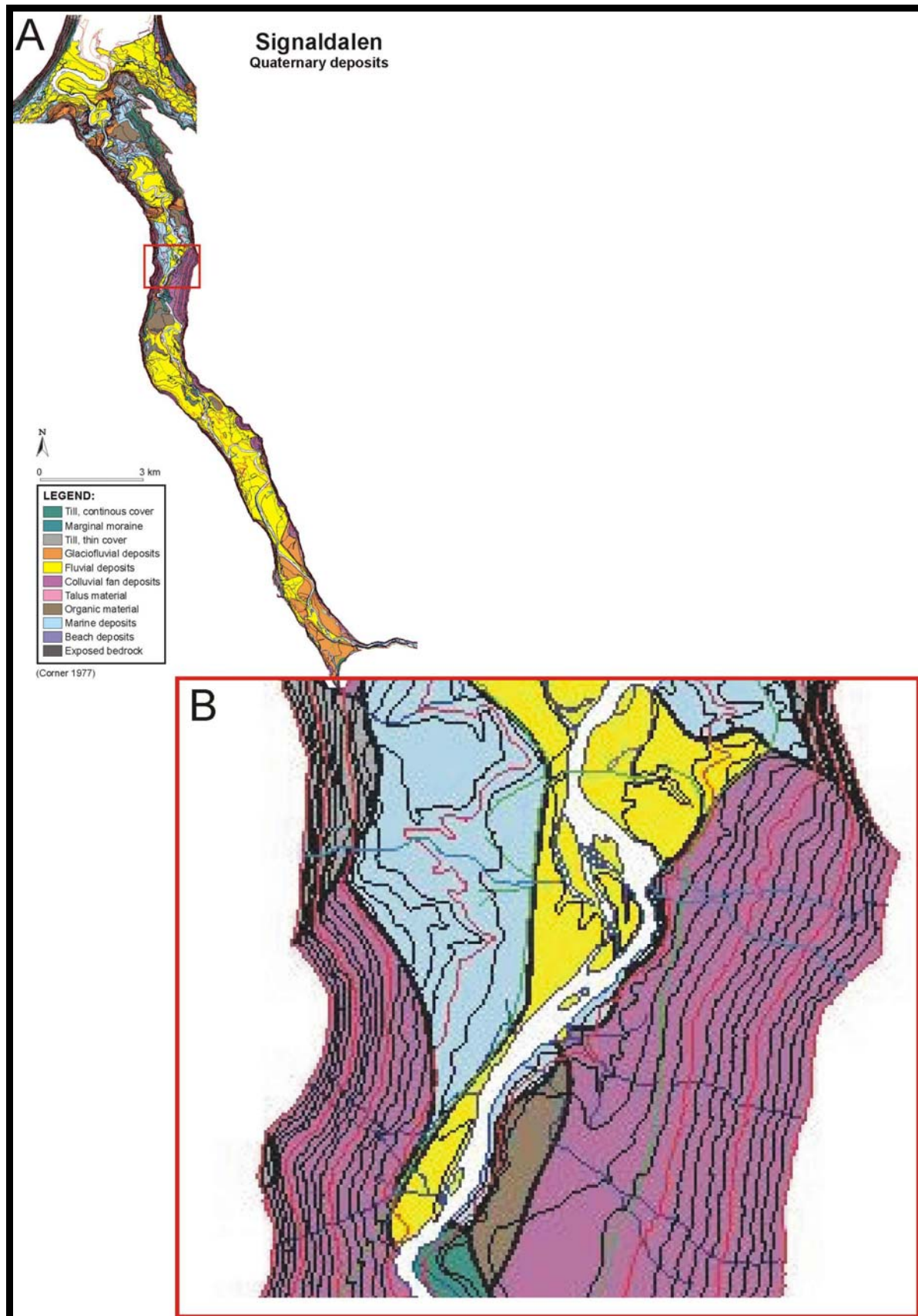
#### **3.4.3.2 Signaldalen**

De studerte viftene i denne oppgaven er kartlagt som kolluviale vifter av Lünell (2001), og vises i lilla farge på Figur 3-10. Utsnittet B på figuren viser områdene under Otertind og Mannfjellet mer i detalj. De kolluviale avsetningene vil bli beskrevet i senere kapitler. De kolluviale avsetningene er avsatt over marine leirer (Corner, 1977; Lünell, 2001), som man også ser på Figur 3-10. Langs Signaldalelva finner man fluviale avsetninger. Den nedre delen av de kolluviale avsetningene under Mannfjellet er dekt med organisk materiale, og grenser i sør mot moreneavsetninger.

---

<sup>2</sup> Målt av Hansen & Corner (upublisert)

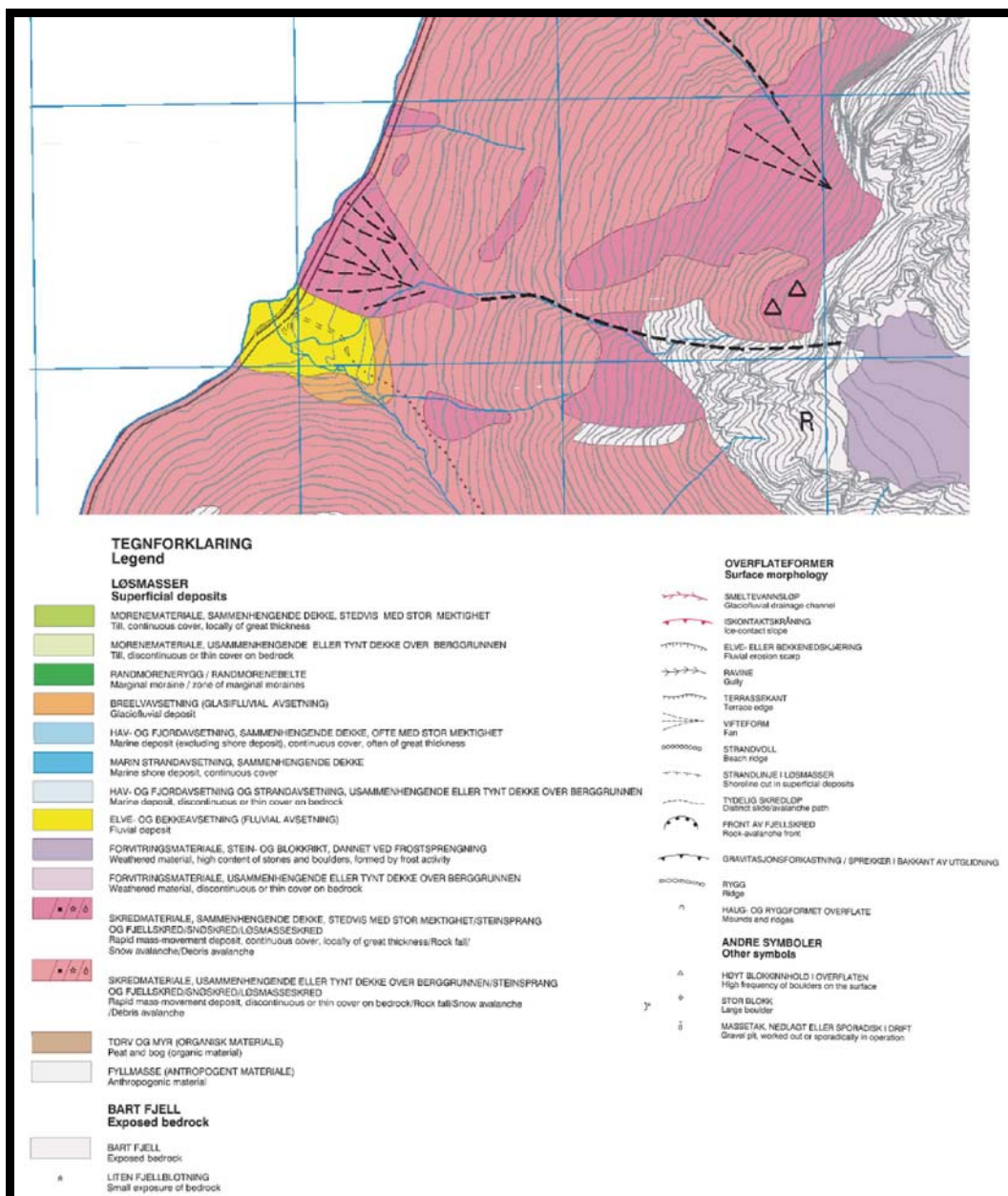




Figur 3-10 A: Kwartærgeologisk kart over Signaldalen (Lünell, 2001) modifisert etter (Corner, 1977). B: Utsnitt rundt lokalitetene under Ottertind og Mannfjellet. Kolluviale avsetninger fra Ottertind ligger på den vestlige delen av dalen, mens kolluviale avsetninger fra Mannfjellet ligger på den østlige delen av dalen

### 3.4.3.3 Storfjord/Indre Berg

Ved lokaliteten ved Indre Berg i Storfjord har (Corner, 1977, in prep) kartlagt avsetningene. Avsetningene er vist i et kartutsnitt i Figur 3-11. Selve lokaliteten er kartlagt som et sammenhengende dekke med skredavsetninger i en vifteform med stor mektighet (Corner, in prep). Nord for vifteformen ligger det et usammenhengende dekke med skredmateriale uten stor mektighet. I Sør grenser viften mot fluviale avsetninger fra Bergselva. I overkant av viften mot toppen av sommarfjellet ligger det sammenhengende skredavsetninger (Corner, in prep).



Figur 3-11 Utsnitt over Indre Berg fra Kvartærgeologisk kart Storfjord 1:50 000 (Corner, in prep).

## 4 Materiale og metode

### 4.1 Datainnsamling og feltmetoder

Feltarbeidet ble utført på høsten 2005 og 2006, samt en dag vår 2007. Arbeidet ble utført selvstendig, med assistanse fra veileder Geoff Corner til enkelte elementer. Feltarbeidet og oppgaven ble avgrenset til de tre kolluviale viftene omtalt/vist på Figur 3-1figur i kapittel 3. Feltundersøkelsene ble utført med tanke på overflatemorfologi, avsetninger og prosesser. På viftene ble det utført observasjoner ved flere lokaliteter, og ved hver lokalitet ble det gjort ulike undersøkelser. Ved hver lokalitet ble følgende registreringer utført:

- sted, dato og lokalitetsnummer
- posisjonering ved hjelp av GPS (Garmin GPS 12 XL)
- spesielle fenomener, samt en tolkning av hva som ble observert
- målinger av størrelse og utbredelse av avsetninger. Bredden på kanaler ble målt mellom leveetopper, mens dybde på kanaler og høyde på leveer ble utført ved hjelp av håndnivellering. Dybden på kanalene ble målt fra bunnen av kanalen til et eventuelt vegetert lag som representerer høyden dagens overflate. Med dybden på kanalen menes altså hvor dypt det er erodert i overflaten. Ut fra dette ble det laget tverrprofiler.
- undersøkelse av gradienter ved ulike deler av lokaliteten, og eventuelle forandringer i avsetningsmønster ved forskjeller i helning på terrenget. Gradientene ble målt ved hjelp av inklinasjonsnålen på kompasset og inklinometer (Silva).
- en grov skisse av lokalitetsområdet med plassering av målinger og plassering av tverrprofiler.
- bilder av lokaliteten med avsetninger og fenomener som dokumentasjon. To typer digitale kamera ble benyttet under feltarbeidet, et Sony CyberShot DSC-P100 og et vidvinkelkamera Panasonic Lumix DMC-TZ1. Det ble tatt til sammen 1430 bilder under de tre feltperiodene. I tillegg til bilder av lokalitetene ble det tatt en rekke oversiktsbilder av de ulike viftene
- kornstørrelsesundersøkelse og rundingsgradsanalyse
- logging av snitt der det var mulig

### Kornstørrelsesmålinger

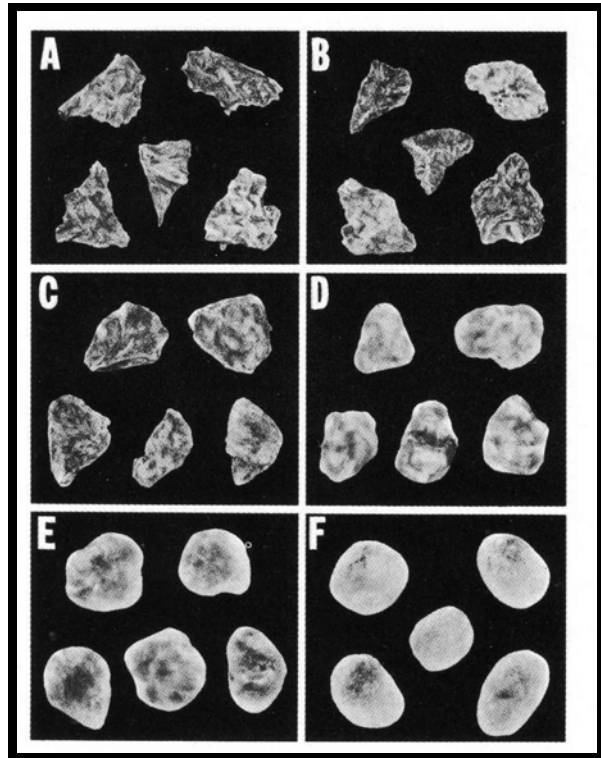
Ved lokaliteter der materiale var eksponert ble det utført steintelling. Ved kornstørrelseundersøkelsene ble det målt lengde i cm på a-, b-, og c-aksene på klastene. De videre undersøkelsene av tellingene ble basert på den lengste aksen. Antallet klaster i hver telling varierte ut fra mengde eksponert materiale. Ut fra kornstørrelsetellingene ble dominerende og maksimal kornstørrelse registrert. I etterkant ble også gjennomsnittlig kornstørrelse utregnet. Ved lokalitetene ble det også registrert på type avsetning tellingen ble utført på. Ved observasjoner av enkeltstående veldig store blokker ble også disse registrert. I områder der leveer var tilstedeværende ble tellingene utført på toppen av leveene, ellers ble tellingene utført på materiale som var representativt for området rundt lokaliteten. For å bestemme den dominerende kornstørrelsen ble det delt inn i klasser. Klassene er modifisert etter Wentworth- skalaen (Folk, 1974). Kornstørrelseskalaen er logaritmisk, og inndelingen er som vist i Tabell 4-1.

Størrelse, logaritmisk skala	Klasse
0,2- 6,4 cm	Grus
6,4-12,8 cm	Liten stein
12,8- 25,6 cm	Stor stein
25,6- 51,2 cm	Liten blokk
51,2- 102,4 cm	Middels blokk
102,4- 204,8 cm	Stor blokk
>204,8 cm	Veldig stor blokk

Tabell 4-1 **Inndeling i kategorier etter kornstørrelse. Modifisert etter Wentworth-skalaen (Folk, 1974).**

### Rundingsgrad

Ved lokalitetene ble det også utført undersøkelser av rundingsgrad. De fleste avsetingene hadde en bimodal sammensetning av kornstørrelser. Siden det er ønskelig å bruke samme kornstørrelse i rundingsgradsanalysen, ble rundingsgradsanalysen forsøkt utført på klaster av omtrentlig samme størrelse, med variasjoner fra lokalitet til lokalitet ut fra tilgjengelig materiale. Til undersøkelsene ble det valgt å ha 6- delt inndeling av runding ble benyttet, med følgende kategorier: Veldig angulær, angulær, subangulær, subrundet, rundet og veldig rundet, etter Powers (1953) referert i (Reineck & Singh, 1980) (Figur 4-1).



Figur 4-1 Inndeling av rundingsgrad A: Veldig angulær B: Angulær C: Subangulær D: Subrundet E: Rundet F: Veldig rundet. Klasseindelingen etter Powers (1953). Figur fra Shepard (1963) referert i (Reineck & Singh, 1980)

### 4.2 Logg

De tre viftene viste en stor mangel på blottlagte snitt, og dermed ble det kun utført logging fra et enkelt snitt. Dette var på den kolluviale viften under Mannfjellet. Snittet lå plassert i et område der det har skjedd en utglidning av masser som følge av elvens erosjon i marine leirer.

Snittet ble rensert og det ble gjort et forsøk på å grave så dypt ned som mulig, uten at faren for nye utrasninger ble for stor. Høyden på bunnen av snittet ble beregnet ved hjelp av håndnivellering, der Signaldalelvas høyde over havet ble brukt som bunn av målingene for å finne ut snittets bunn i m.o.h. Deretter ble hvert lag undersøkt og målt.

### 4.3 C-14

I snittet ble det observert flere lag med organisk materiale. Det ble tatt prøver til datering fra toppen av hvert organiske lag. Til sammen ble det tatt 8 prøver, hvorav 4 prøver

ble valgt ut for datering. De utvalgte prøvene representerte størst mulig spredning for å sikre best mulig informasjon om aldersspredningen på avsetningene i snittet.

Prøvene inneholdt fragmenter av bark og kvist i en organisk masse. Fragmenter fra disse ble plukket ut fra hver enkelt prøve og sendt til datering ved Laboratoriet for Radiologisk Datering, NTNU.

#### **4.4 Samtaler med lokalbefolkningen**

Samtaler med beboere i Signaldalen og andre besøkende ble utført med formål om å finne ut om prosesser og hyppighet av hendelser på viftene. Disse samtalene har gitt en økt forståelse for aktiviteten på viftene, og beskrivelsene ble notert. Fra disse samtalene fikk jeg også tak i bilder av prosesser på viftene.

#### **4.5 Flybilder**

I forkant av feltarbeidet ble flybilder studert stereoskopisk for å danne et grunnlag for hvilke områder som skulle undersøkes nærmere i felt. I etterkant av feltarbeidet ble flybilder tolket videre for å danne et bilde av utbredelsen av avsetninger og i hvilke deler de ulike typene dominerer. Flyfoto fra flere år ble også studert for å danne et grunnlag for eventuell utvikling av aktivitet på viftene. Tolkningene av flybildene ble gjort både på kalkerpapir og i CorelDraw. Flybildene ble studert med hjelp av stereobriller og med stereolupe (Old Delft ODSSIII). Den sistnevnte økte kvaliteten på observasjonene ved hjelp av funksjonene zoom og panorering. Flybildene er tatt av Fjellanger-Widerøe, og følgende flybilder ble studert i oppgaven:

<b>Flybilde/serienummer</b>	<b>Område</b>	<b>Årstall</b>	<b>Målestokk</b>
<b>E13-15/563</b>	<b>Otertind/Mannfjell</b>	<b>1953</b>	<b>ukjent</b>
<b>G1-2/491</b>	<b>Otertind/Mannfjell</b>	<b>1957</b>	<b>ukjent</b>
<b>A9-11/3616</b>	<b>Indre Berg</b>	<b>1970</b>	<b>1:6000</b>
<b>Q004-006/5526</b>	<b>Otertind/Mannfjell</b>	<b>1977</b>	<b>1:30000</b>
<b>AW007-00975525</b>	<b>Otertind</b>	<b>1977</b>	<b>1:15000</b>
<b>AX002-004/5525</b>	<b>Otertind/Mannfjell</b>	<b>1977</b>	<b>1:15000</b>
<b>153-154/11586</b>	<b>Indre Berg</b>	<b>1993</b>	<b>1:40000</b>
<b>168-169/11586</b>	<b>Otertind/Mannfjell</b>	<b>1993</b>	<b>1:40000</b>

## 4.6 Georadar

Det ble samlet inn data fra 5 georadarprofiler fra den kolluviale viften under Mannfjellet høsten 2005. I oppgaven blir 2 av disse benyttet.

Georadar benytter elektromagnetiske bølger (EM). En georadar sender korte, høyfrekvente (10 – 1000 MHz) EM- pulser i bakken. Utbredelsen av EM-bølgene avhenger av bakkens høyfrekvente elektriske egenskaper (Mauring et al., 1995):

- Dielektrisitetetskonstanten som øker med vanninnhold
- Elektrisk ledningsevne som øker med ioneinnhold

Antennefrekvensen som velges ut fra behov for enten god oppløsning eller stor dybderekkevidde. Høyere antennefrekvenser gir bedre vertikal oppløsning, men dårligere penetrasjon. Penetrasjonsdypet for EM-bølger avtar med økende ledningsevne i bakken, og signalene dempes kraftig i godt ledende materiale som leire og saltvann (Mauring et al., 1995). Dette kommer av at materiale med god ledningsevne absorberer energi og demper signalet (van Overmeeren, 1994) referert i (Aasheim, 2001).

Terrengoverflatens fuktighet har betydning for penetrasjonsdypet, og fuktig mark etter regn medfører høyere ledningsevne, som igjen kan gi dårligere penetrasjon (Mauring et al., 1995). Georadarmålinger gir også best resultat hvor terrengflaten er jevn. Målinger tatt på flater med ujevnheter kan gi utilfredsstillende resultat selv etter terrengkorrigering (Lünell, 2001).

Georadarprofilene ble samlet inn med georadarsystemet pulseEKKO IV (Sensors & Software Inc, Canada). Undersøkelsene ble utført ved hjelp av Geoff Corner. Det ble brukt en frekvens på 100 MHz og flytteavstanden mellom hvert skudd var 0,5 m. Dataene ble i etterkant prosessert av Geoff Corner. Det ble satt en gjennomsnittlig hastighet på 0,1 m/ns for dybdekonvertering. Denne hastigheten som ble benyttet virket mest hensiktsmessig, da den er en mellomting hastighetene for tørr sand (0,15 m/ns) og vannmettet sand (0,06 m/ns) (tall fra tabell etter (Davis & Annan, 1989; Rønning, 1992; Mauring et al., 1995) referert i (Mauring et al., 1995). I prosesseringen ble det også brukt trace korreksjonen DEWOW som fjerner lavfrekvent støy som legger seg på de høyfrekvente signalene i en trase under profileringen (Lünell, 2001). Det ble ikke utført terrengkorrigering for profilene.

## 4.7 Kart

Det ble benyttet topografiske kart fra Statens Kartverk Norge 1:50 000 serie, økonomiske kart 1:5000 i oppgaven. I tillegg ble 1:50 000 kartgrunnlaget fra ArcGis benyttet. 1:50 000 kartene ble brukt under feltarbeidet, mens de økonomiske kartene ble benyttet i hovedsak i etterkant av feltarbeidet. De økonomiske kartene ble hentet fra Statens Kartverk, og er skannede 1:5000 kart som bildefiler i \*.tiff format. De økonomiske kartene (bildene) foreligger som rekke mindre kartblad. I oppgaven ble kun kartbladene som dekker de studerte områdene benyttet. Kartbladene ble satt sammen og behandlet i Corel Draw og ArcGis, noe som omtales videre i avsnitt 4.10.

Følgende kart ble benyttet i oppgaven:

<b>Kart</b>	<b>Målestokk</b>	<b>Kartet dekker området:</b>
<b>Kartblad 1633 III Signaldalen</b>	<b>1:50 000</b>	<b>Otertind/Mannfjellet</b>
<b>Kartblad 1633 IV Storfjord</b>	<b>1:50 000</b>	<b>Indre Berg</b>
<b>FH2611R</b>	<b>1:5000</b>	<b>Otertind/Mannfjellet</b>
<b>FH2612R</b>	<b>1:5000</b>	<b>Mannfjellet</b>
<b>FH2613R</b>	<b>1:5000</b>	<b>Otertind/Mannfjellet</b>
<b>FH2614R</b>	<b>1:5000</b>	<b>Mannfjellet</b>
<b>FH2631R</b>	<b>1:5000</b>	<b>Indre Berg</b>
<b>FH2632R</b>	<b>1:5000</b>	<b>Indre Berg</b>
<b>FH2633R</b>	<b>1:5000</b>	<b>Indre Berg</b>
<b>FH2634R</b>	<b>1:5000</b>	<b>Indre Berg</b>

Figur 4-2 Oversikt over kart som ble benyttet i oppgaven

## 4.8 Lengdeprofil

Lengdeprofil for de kolluviale viftene ble produsert på grunnlag av de økonomiske kartene fra Statens Kartverk med lengdemål fra measure funksjonen i ArcGis. Utgangspunktet for lengdeprofilene er apex på viftene og profilet er laget ved hjelp av 5 m høydeintervall.

## 4.9 Regresjonsanalyse

Ut fra undersøkelsene av kornstørrelse er det blitt utført en regresjonsanalyse av observasjonene. Dette for å vise trendlinjer for utviklingen kornstørrelsen nedover viften. Regresjonene ble utført ved hjelp av FindFit funksjonen i programmet Mathematica 5.2 (se



neste avsnitt). FindFit funksjonen bruker numeriske verdier av parameterne som gir en best mulig tilpasning av dataene som en funksjon av variabler, og benytter minste kvadraters metode. Programmet bruker x-y observasjoner for å finne en best mulig tilpasning av en linje som representerer de plottede punktene. Funksjonen som ble programmert inn var som følger:

- $F1 = \text{FindFit}[\text{points}, c + dx, x]$

Funksjonen bruker da de plottede punktene for å lage en regresjonslinje.

#### **4.10 Programvare**

Ved behandling av data og kart til oppgaven ble det brukt følgende dataprogrammer.

##### *Microsoft Office*

Tekstbehandlingen ble utført i Word, og produksjon av tabeller og grafer ble laget i Excel.

##### *CorelDraw Graphic Suite 12.0*

Programmet ble brukt til å tegne og lage figurer, behandle bilder og sette sammen de økonomiske kartene. CorelPhotoPaint ble brukt til å bedre kvalitet og redigering av bilder.

##### *PhotoStitch versjon 3.1*

Programmet er laget av Canon Utilities, og ble i oppgaven brukt for å lage bildemosaikk av bilder tatt i serie med formål å lage et enkelt panoramabilde.

##### *Mathematica 5.2*

Programmet er utviklet av Wolfram Research Inc, og ble brukt til statistiske undersøkelser av kornstørrelse.

##### *ArcGis*

ArcGis er et geografisk informasjonssystem utviklet av ESRI software. Programmet består av flere ulike underprogrammer (*extensions*) med forskjellige funksjoner (Ormsby et al., 2004). I oppgaven ble en rekke av disse funksjonene benyttet for å behandle og produsere ulike typer kart, beregninger av areal og avstander og høydemodeller. Programmet består av to hoveddeler, ArcMap og ArcCatalog. I ArcCatalog ble geografisk data behandlet og databaser ble produsert. I denne delen ble nye *shapefiler* og lag produsert for videre bruk i ArcMap. I ArcMap ble kart laget og bearbeidet.

- Kartgrunnlaget som var tilgjengelig for de aktuelle områdene var 1:50 000 kart. For å danne et bedre og mer nøyaktig kartgrunnlag ble de økonomiske kartene omtalt i avsnitt 4.7 lagt inn i ArcMap. De økonomiske kartene lå som nevnt som bildefiler, uten referanse til et koordinatsystem. Dette ble gjort ved hjelp av verktøyet *Georeferencing tool*. Framgangsmåten går ut på å finne kjente kontrollpunkt på grunnlagskartet i ArcGis og georeferere dette til det tilsvarende punktet på det økonomiske kartet. For at funksjonen skal fungere bør minst tre punkter knyttes sammen. Jo flere punkter som knyttes sammen jo mer nøyaktig blir georefereringen. Dette ble gjort både for de økonomiske kartene i Storfjord og Signaldalen.
- For avstandsmålinger og arealberegninger i oppgaven ble *measure tool* benyttet, som er en av grunnfunksjonene i ArcMap.
- Fra feltundersøkelsene ble lokalitetene posisjonert ved hjelp av GPS koordinater. For å plassere disse på korrekt plass på kartene ble funksjonen *Add xy-data* benyttet. Koordinatene fra GPS-enheten ble lagret i tabeller i *Notisblokk(Windows)* og importert til ArcMap. Etter å ha definert koordinatsystemet til WGS 1984 UTM Zone 34N ble så punktene plassert korrekt på de georefererte 1:5000 kartene.
- De georefererte økonomiske kartene besto av rasterdata, og ved hjelp av funksjonen *ArcScan* ble disse konvertert til vektordata. I *ArcScan* ble en funksjon benyttet for å gi hver høydekurve en høydeverdi, i tillegg til x-y verdi. *ArcScan* har en funksjon der den automatisk kan spore og følge høydekurver, men denne funksjonen var ikke mulig å benytte siden høydekurvene på de økonomiske kartene ikke var kontinuerlige. Dermed ble hver enkelt høydekurve laget manuelt ved hjelp av *Vectorization Trace* funksjonen, og deretter gitt en høydeverdi(z-data).
- Ved hjelp av funksjonene *Spatial Analyst* og *3d Analyst* ble høydeinformasjonen produsert i *ArcScan* benyttet for å produsere gradientskart, høydekart og terrengmodeller. For å lage de nevnte kartene ble funksjonen *Surface Analysis* benyttet.

## 5 Teori

### 5.1 Innledning

Dette kapitlet vil gjennomgå terminologien og litt teori vedrørende avsetningsprosessene som har avsatt og avsetter materiale på de kolluviale viftene. Begreper knyttet til vifter og massebevegelsesprosesser blir hyppig brukt i oppgaven. Dette avsnittet vil gå gjennom en del av begrepene og definisjonene, og diskutere hvorvidt de kan anvendes i denne oppgaven. Definisjonene og anvendelsesområde varierer i tidligere artikler, og vil dermed ikke alltid være like anvendelig, både siden en del av terminologien har blitt redefinert og spesielt når det gjelder gjenkjenning av avsetninger i felt. I oppgaven vil engelske begreper ofte bli benyttet siden det ikke alltid er definert egne norske navn for det samme fenomenet. Der det er mulig vil en norsk oversettelse bli benyttet. Begrepene som presenteres her vil bli brukt i de senere kapitlene. Det vil legges ekstra stor vekt begrepene og teorien bak de avsetningsprosessene som er dominerende i studieområdene.

### 5.2 Terminologi

*Talus* er en akkumulasjon av stein av variable størrelser transportert fra en fjellside av gravitasjon, regnutskylling, smeltevann eller snøskred (White, 1981).

White (1981) klassifiserte alpine massebevegelsesformer ut fra begrepet talus i to hovedgrupper. *Rockfall talus* er en samling med angulære steiner av alle størrelser under klipper eller bratte steinrike helninger, som er avsatt av nedfall, rulling, steinsprang (*bouncing*) eller utglidning. Andre navn tilhørende denne gruppen som har blitt brukt er *rockfall cone*, *scree*, *talus cone*, *talus slope* og *talus sheet*. Dette er begreper som beskriver utseende og formen på avsetningene.



Den andre hovedgruppen fra White (1981) er alluvial talus, som er en akkumulasjon av steiner av alle størrelser og former, transportert av overflateavrenning etter nedbør, debrisflow eller snø/smeltevann kanalisert gjennom en renne eller et (erosjons)hakk i en klippe. I nyere litteratur har begrep som kolluvium blitt benyttet for materiale fra *rockfall talus* og alluvium for *alluvial talus*.

*Kolluvium* er et generelt begrep for klastisk skråningsmateriale. Materialet er typisk grovkornet og umodent, og er avsatt i de lavere delene og bunnen av bratte fjellskråninger. Materialet er avsatt i hovedsak av massebevegelsesprosesser (Blikra & Nemec, 1993, 1998). I denne oppgaven brukes begrepet kolluvium for det klastiske skråningsmateriale etter definisjonen etter Blikra & Nemec (1993, 1998).

En *kolluvial vifte* er en vifteformet masse med sedimenter avsatt av kolluviale prosesser. Man finner de kolluviale viftene på fjellskråninger og ved foten av fjellet og kolluviale vifter som smelter sammen kalles kolluviale apron. (Blikra & Nemec, 1998). I denne oppgaven vil begrepet brukes etter definisjonen av Blikra & Nemec (1998). Figur 5-1 viser Blikra & Nemec sin klassifikasjon av kolluviale vifter og en sammenligning med alluviale vifter. Vifteformen dannes fra hyppige forandringer i retningen fra tilførselskanalen, og disse forandringene er styrt av innfylling av kanaler som fører til utbrytninger og skifte av kanalens løp.

En alluvial vifte er en lav vifteformet skrånende masse av grus og sand som er avsatt fra bekker og elver der terrenget flater ut. Gradienten er lav, sjelden mer enn 10-15° ved apex, og 1-5° ved bunnen av viften (Blikra & Nemec, 1998). Kolluviale vifter er dannet i hovedsak av massebevegelsesprosesser, mens alluviale vifter er dannet i hovedsak av fluviale prosesser.

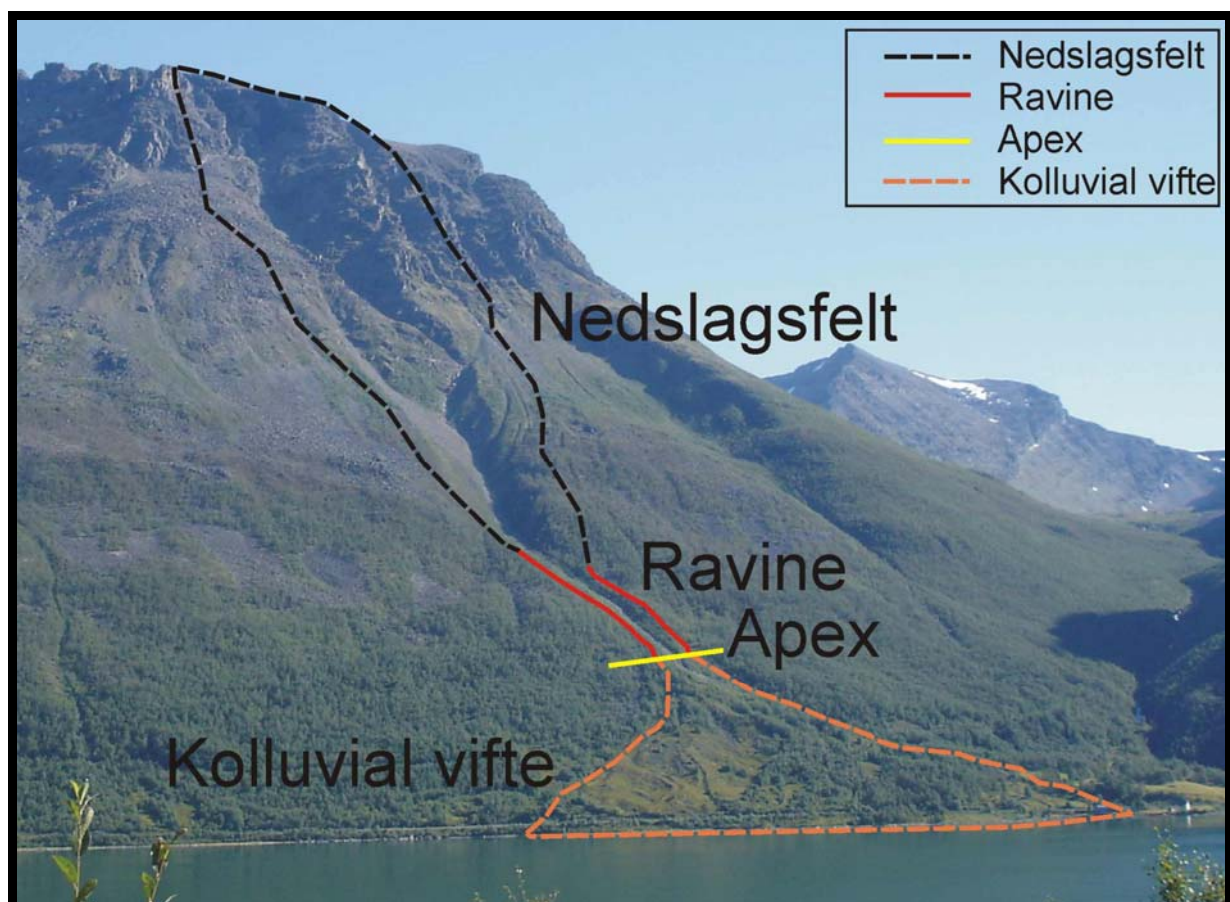
De studerte viftene i Storfjord og Signaldalen i denne oppgaven ble først kartlagt av Corner (1977), og ble da betegnet som alluviale vifter. Lünell (2001) modifiserte det kvartærgeologiske kartet etter Corner (1977) og betegnet avsetningene som kolluviale vifter.

TYPICAL CHARACTERISTICS	<b>colluvial fan</b>	<b>alluvial fan</b>
Geomorphic setting:	mountain slope and its base (slope fan)	mountain footplain or broad valley floor (footplain fan)
Catchment:	mountain-slope ravine	intramontane valley or canyon
Apex location:	high on the mountain slope (at the base of ravine)	at the base of mountain slope (valley/canyon mouth)
Depositional slope:	35-45° near the apex, to 15-20° near the toe	seldom more than 10-15° near the apex, often less than 1-5° near the toe
Plan-view radius:	less than 0.5 km, rarely up to 1-1.5 km	commonly up to 10 km, occasionally more than 100 km
Sediment:	mainly gravel, typically very immature	gravel and/or sand, immature to mature
Grain-size trend:	coarsest debris in the lower/toe zone	coarsest debris in the upper/apical zone
Depositional processes:	avalanches, including rockfall, debrisflow and snowflow; minor waterflow, with streamflow chiefly in gullies	debrisflow and/or waterflow (braided streams)
EXAMPLES	 <p>The Brotfonna colluvial fan, Trollvegen near Romsdal, Norway; one of the world's largest colluvial fans, with a height of 830 m and a plan-view radius of 1.5 km.</p>	 <p>The Badwater alluvial fan, eastern side of Death Valley, California; a modest fan, with a radius of c. 6 km.</p>

**Figur 5-1** En sammenligning av kolluviale vifter og alluviale vifter (Blikra & Nemec, 1998)

En kolluvial vifte sprer seg ofte fra en ravine eller erosjonshakk i fjellet. Det punktet der viftene sprer seg kalles *apex*. Det engelske ordet *catchment* fra Figur 5-1 er i oppgaven oversatt til nedslagsfelt, som defineres som både nedbørsfeltet, nedfallsfeltet og oppsamlingsområdet for løsmasser. Nedslagsfeltet er altså det området som leder nedbør, smeltevann og løsmasser mot ravinen og viften, og er styrt av terrenget i overkant av apex. Begrepene er samlet i Figur 5-2.

Generelt har kolluviale vifter et svakt konkavt lengdeprofil (Blikra et al., 1989). Helningen på avsetningsskråningen varierer fra ulike vifter og er i stor grad avhengig av den dominerende prosessen på viften. Blikra & Nemeč (1998) har målt gradienten til å være mellom 35-45° ved apex, og 15-20° ved nedre del ved undersøkelser av kolluviale vifter på vestlandet i Norge. Rapp & Nyberg (1981) målte gradienter for nedre del mellom 4,5-14° etter sine observasjoner av debrisflow avsetninger fra Abisko i Nord-Sverige i 1979.



**Figur 5-2** Begreper knyttet til kolluviale avsetninger. Bildet er fra lokaliteten Indre Berg, Storfjord. Nedslagsfeltet regnes her som både nedfallsfelt for nedbør og nedfallsfelt for løsmasser.

Utformingen og gradienten til kolluviale vifter varierer ut fra hvilke avsetningsprosesser som er dominerende på viften. Blikra & Nemeč (1998) sine undersøkelser av kolluviale vifter viste at *rockfall-dominerte* vifter oftest er brattere og kortere (i lengdeprofil) enn vifter med *debrisflow* som dominerende prosess. De slakeste viftene er dominert av vannstrømmer (*waterflow*). De bratteste viftene er 43-45° ved apex og 20-30° ved bunnen. De slakeste viftene har en gradient på 30-36° ved apex, og 5-15° i den distale delen.

### 5.3 Beskrivelse av prosesser på kolluviale vifter

På kolluviale vifter er det en rekke prosesser som er aktive og er med på å danne formen på viften. Dette avsnittet vil gå gjennom en del av prosessene som er observert på kolluviale vifter. Utgangspunktet for beskrivelsene er fra Blikra & Nemeč (1998) sin inndeling som er vist i Figur 5-3. Til forskjell fra denne inndelingen, så betraktes ikke debrisflow i denne oppgaven som et skred (*avalanche*), men som en massestrøm. I beskrivelsen av prosesser vil debrisflow bli spesielt vektlagt siden denne prosessen er den mest omtalte i de videre kapitlene.

SEDIMENTARY FEATURES	DEPOSITIONAL PROCESSES				
	rockfall/debrisfall	debrisflow AVALANCHES		waterflow	
TYPE/GEOMETRY OF DEPOSITS	Fresh rock debris, Resedimented gravel, Upslope fining, Varied humus, Scattered clasts, Lobate or "patchy" accumulations of debris, scattered large "outrunners"	Relatively broad lobes, Highly elongate, tongue-shaped lobes (upslope fining), Levees, Spill-over lobes	Trailmark grooves, "Debris horn", Longitudinal grooves, debris ridges & clast-thick levees, One clast-thick levee, Small "digitated" lobe with frontal wash-out sand, "Patchy" lobes	Levels of bypassing debrisflows, Overbank sand	
three-dimensional view					
vertical cross-section	Upward fining, Openwork, Infilled by "tail"	Tabular beds, Large "floating" clasts	Indistinct boundaries, Melt-out clasts in precarious positions, Stratified waterlain infill of larger interstices, Redeposited humic soil, Waterlain infill	Lens with sandy downslope "tail", Remnant debrisflow deposits, Tracational soil, Isolated channel-fills (up to 1.5 m thick)	
TEXTURE AND STRUCTURE	Highly immature debris; mainly angular clasts. Boulder to sand size grade. Clast-supported and commonly openwork, with pebbly to sandy infill at the top. Deposits often infilled with waterlain sand and/or redeposited soil material.	Matrix-rich to clast-supported. Sandy/muddy matrix. Common "coarse-tail" inverse grading and outsized cobbles or boulders.	Clast-supported, boundary to cobbly "heads" and clast-to matrix-supported, pebbly upslope "tails". Common normal grading.	Unsorted, scattered clasts and gravel "patches" infilled with waterlain sand or pebbly sand. The sand in large interstices shows stratification, but is massive, very fine-grained and possibly shearing in submarine deposits.	Clast-supported, pebbly to cobbly gravel interlayered with poorly sorted/stratified sand. Matrix-supported gravel occurs as debrisflow remnants.
CLAST FABRIC	Boulders and large cobbles often show "rolling" fabric, $\alpha$ (i) or $\alpha$ (ii) (i), when emplaced frontally in isolation. Many large clasts upslope show "sliding" fabric $\alpha$ (i), but a disorderly "adjustment" fabric predominates; "shear" fabric $\alpha$ (i) often typifies the avalanche's overriding tail, when evolved into a grainflow.	Large clasts mainly aligned downflow, $\alpha$ (i) or $\alpha$ (ii), but showing $\alpha$ (i) orientation along the lobe front.	Common "rolling" fabric $\alpha$ (i) in the frontal and top part of the debrisflow head; common "shear" fabric $\alpha$ (i) or $\alpha$ (ii) in the flow's tail.	Mainly disorderly chaotic "melt-out" fabric. Boulders and cobbles deposited from turbulent snowflows may have "rolling" fabric $\alpha$ (i), but the scattered debris is vulnerable to rotation by subsequent avalanches. Dense snowflows and slushflows may create "shear" fabric $\alpha$ (i), but this loses order during the melt-out.	Common tractional fabric; poorly developed in gullies due to clast pivoting and adjustment to banks. Many large clasts are rotated <i>in situ</i> to $\alpha$ (i) position by less competent waterflow.
DEBRIS SOURCE	Weathered bedrock, Glacial till and valley side kame terraces.	Glacial till, kame terraces and upper-slope colluvium.	Glacial till and upper-slope colluvium, including fresh bedrock. Common slope-soil erosion.	Upper slope colluvium and glacial till.	

Figur 5-3 Prosesser på kolluviale vifter (Blikra & Nemeč, 1998).

### 5.3.1 Fjellskred, steinskred og steinsprang

De bratteste kolluviale viftene er dominert av fjellskred, steinskred og steinsprang. Begrepet *rockfall* betyr mer eller mindre fritt fallende steiner av alle størrelser fra bratte fjellvegger eller klipper (Heim, 1932 referert i (Rapp, 1960)). Volumet av et *rockfall* kan være fra en enkelt stein til flere tusen kubikkmeter (Sharp, 1932 referert i (Rapp, 1960)). *Rockfall* blir delt inn i to grupper, steinfall (*pebble-falls*) som er *rockfall* med en eller flere stein (20 - 200 mm) og blokkfall (*boulder-falls*) som er *rockfall* med en eller flere blokker (>200 mm)(Rapp, 1960). Utbredelsen og avsetningsmønsteret av materiale fra rockfall er styrt av følgende faktorer:

- Kinetisk energi
- Formen til de fallende steinene/blokkene
- Overflateformen til skråningen de avsettes på

Stein og mindre partikler blir generelt avsatt i den øvre delen av skråningen som følge av lavere kinetisk energi, sammen med blokker som har løsnet fra den nedre delen av fjellveggen eller klippen. Større blokker har større kinetisk energi og kan dermed bevege seg lengst nedover skråningene (Rapp, 1960). Fra samme artikkel er det beskrevet karakteristiske bevegelser basert på øyenvitne observasjoner:

- Dundrende/tordende lyd fra fallede blokker når de treffer fjellveggen eller kolliderer mot stein og blokker på skråningen under fjellveggen
- Støvskyen som sprer seg i lufta etter nedslaget fra fallende blokker
- Den sprettende og roterende bevegelsen til blokker når de beveger seg ned skråningen.

Prosessene skjer som et resultat av forvitningsprosesser som tining og frysing (Blikra et al., 1989). Dette er en gravitasjonsbevegelse der oppsprekt fjell plutselig løsner fra en klippe eller en fjellside. Materialet som avsettes er umodent og består i hovedsak av angulære fragmenter (Blikra & Nemeč, 1998).

### 5.3.2 Debrisflow

Gjennom flere grundige undersøkelser og artikler er det gitt flere definisjoner på *debrisflow* og de fysiske forklaringer på egenskapene til debrisflow. Dette avsnittet vil presentere noen av definisjonene og forklaringer på de fysiske egenskapene.

Debrisflowmateriale kan inneholde fragmenter fra leir/silt til enorme blokker i en og samme strøm. I media og på folkemunne kalles ofte begreper som slamskred, jordskred og flomskred, mens i oppgaven er det valgt å bruke det engelske ordet *debrisflow*. Dette på grunn av at flere

av de norske begrepene kan være misvisende spesielt med tanke på materialsammensetning og de henviser egentlig til andre typer prosesser.

Iverson (1997) beskriver en debrisflow som en masse med dårlig sorterte sedimenter som er vannmettet og satt i bevegelse, og beveger seg nedstrøms som en respons på gravitasjonskrefter. Han deler debrisflow i tre kategorier etter innhold av fint materiale. En *mudflow* vil tilsvare det norske begrepet slamskred, og inneholder mer enn 50 % materiale med leir-silt-sand fraksjon. En kohesiv debrisflow vil bestå av mer enn 5 % leir- partikler, og en ikke-kohesiv debrisflow har mindre enn 5 % leir- størrelse partikler. En debrisflow starter når skjærkreftene blir større enn skjærstyrken. Økt poretrykk gir lavere skjærstyrke. De fleste debrisflow starter som et resultat av økt poretrykk og de fleste ender som en sakte konsoliderende sedimentavsetning (Iverson, 1997), det vil si at den tar en fastere form etter som vannet gravis forsvinner.

Blikra & Nemeč (1998) definerer en debrisflow er en type massebevegelsesstrøm som en gravitasjonsbevegelse av en deformerende, høykonsentrert, relativt bevegelig blanding av sedimenter og vann<sup>3</sup>. Skjærstyrken kommer av en kombinasjon mellom kohesjonskrefter (elektrostatiske bindinger mellom partikler i størrelsesorden leir-silt) og friksjonskrefter (pakking av partikler og intrapartikulær glidning). Siden en av disse kreftene vanligvis dominerer så blir debrisflow kategorisert som kohesive eller ikke-kohesive (Blikra & Nemeč, 1994).

En kohesiv debrisflow er smurt av det deformerende finkornete og vannrike matrikset, som gjør at en debrisflow beveger seg som en tett viskøs væske. Strømmen avtar og avsettes når "smøremiddelet" slutter å deformere (Blikra & Nemeč, 1994).

For ikke-kohesive debrisflow er det overskudd av porevannstrykk og interpartikulære kollisjoner som gir en reduksjon i indre friksjon. En ikke-kohesiv strøm avsettes så fort porevannstrykket forsvinner eller gradienten på terrenget blir lav nok (Nemeč & Steel, 1984). Generelt så kan debrisflows med mye matriks klassifiseres som kohesive, mens matriksfattige kan klassifiseres som ikke-kohesive (Blikra & Nemeč, 1998).

Videre deles debrisflow etter grad av viskositet eller væsketykkelse. En lav-viskositet oppførsel er knyttet til relativt høyt innhold av vann. Avsetningene inkluderer et erosivt spor med leveer og er sensitive til terrengets topografi. Høy-viskøse debrisflow er knyttet til lavt

---

<sup>3</sup> Egen oversettelse følgende definisjon: Debrisflow is a type of sediment-gravity flow, defined as a gravitational movement of a shearing, highly concentrated, yet relatively mobile, mixture of debris and water. Blikra, L.H. & Nemeč, W., 1998. Postglacial colluvium in western Norway; depositional processes, facies and palaeoclimatic record. *Sedimentology*, 45(5): 909-959.



innhold av vann. Avsetningene varierer mellom klast- til matriks bårne sedimenter (Blikra & Nemeč, 1998)

Takahashi (2000) deler debrisflow ut fra sammensetning av sedimenter, og definerer fra dette 5 grupper.

- I *stony debris flows* er konsentrasjonen av store korn høy, og den relative dybden (dybde/størrelse distribusjon) er liten. Kollisjoner mellom korn dominerer deformasjonsspenningen, og konsentrerer de største blokkene i fronten av massestrømmen.
- I *viscous debris flows* dominerer deformasjon som følge av viskositet. Viskositeten til massene er veldig høy, og massestrømmen er kun turbulent i fronten.
- I *Muddy debris flows* styres deformasjonsraten av turbulent miksing. Partiklene er små, og bevegelsesmønsteret er veldig turbulent.
- I *Immature flows* er konsentrasjonen av grove sedimenter mindre enn 30 %, og er karakterisert av to separate lag. Sedimentene er kun transportert i de dypere lagene, mens vann flyter på toppen.
- Den siste gruppen er hybrid flow som utvikles dersom det øverste laget med vann er et turbulent suspensjonslag.<sup>4</sup>

### 5.3.2.1 Fysiske forklaringsmodeller

Reoliske modeller beskriver stoffers deformasjons og flyteforhold når de er under påvirkning av ytre krefter og er i en tilstand mellom fast og flytende. Det er to klassiske forklaringsmodeller for de fysiske egenskapene til debrisflow, der massestrømmen behandles som en homogen væske.

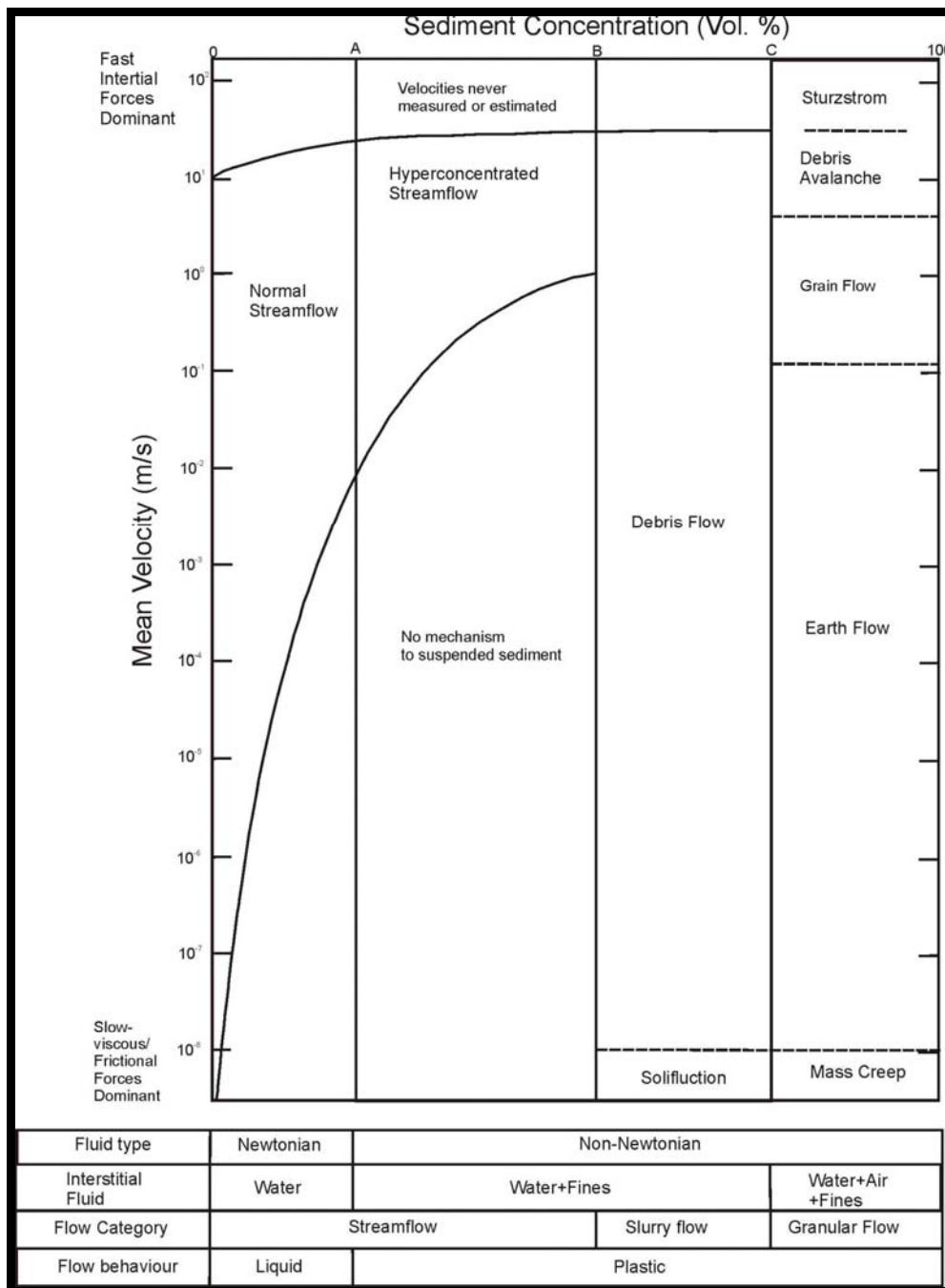
*Bagnold* modellen er basert på eksperimenter utført av Takahashi (1978, 1980, 1981) referert i (Iverson, 1997) der en modell ble utviklet på grunnlag av sedimentære observasjoner gjort av Bagnold (1954). Modellen betrakter en debrisflow som et resultat av korn kollisjoner, der en bevegelig masse med deformerende krefter som overfører kraftmoment fra korn til korn (Iverson, 1997).

*Bingham* modellen betrakter en debrisflow som både en viskøs væske og et plastisk materiale. Modellen forutsetter en fast front der resistiviteten er avhengig av viskositeten og

---

<sup>4</sup> Beskrivelsene fra Takahashi (2000) er hentet fra masteroppgaven: Breien, H., 2005. On the dynamics of debris flows : case study Fjærland, Western Norway - a debris flow triggered by a natural dam breach. Master Thesis in Geosciences. Universitetet i Oslo.

skjærstyrken til materialet. Større klaster holdes oppe i strømmen av stryken til en viskøs matriks med interaksjonen mellom leirmineraler og vann. Bingham modellen ser på korn kollisjoner som uviktige for prosessen. Modellen er basert på observasjoner av Johnson (1965) og Yano & Daido (1965) referert i (Iverson, 1997).



Figur 5-4 Reolisk klassifikasjon av strømmer. Etter (Pierson & Costa, 1987).

Pierson & Costa (1987) definerer sediment- vann strømmer basert på gjennomsnittshastighet (deformasjons rate) og sediment konsentrasjon (sediment/vannkonsentrasjon). Figur 5-4 viser Pierson & Costa (1987) sin reoliske inndeling

av sediment-vannstrømmer. Prosessene som kontrollerer strømningsoppførsel er avhengig av deformasjonsraten (hastighet). Deformasjons- uavhengige friksjons og viskøse krefter dominerer ved lavere hastigheter og i finkornete blandinger. Deformasjons- avhengige treghetskrefter dominerer ved høyere hastigheter og i grovkornete blandinger (Pierson & Costa, 1987).

Inndelingen skiller først ut *streamflow* eller vannstrømmer med et væskeaktig strømningsmønster. Vannstrømmene vil behandles i et eget avsnitt, i 5.3.4.

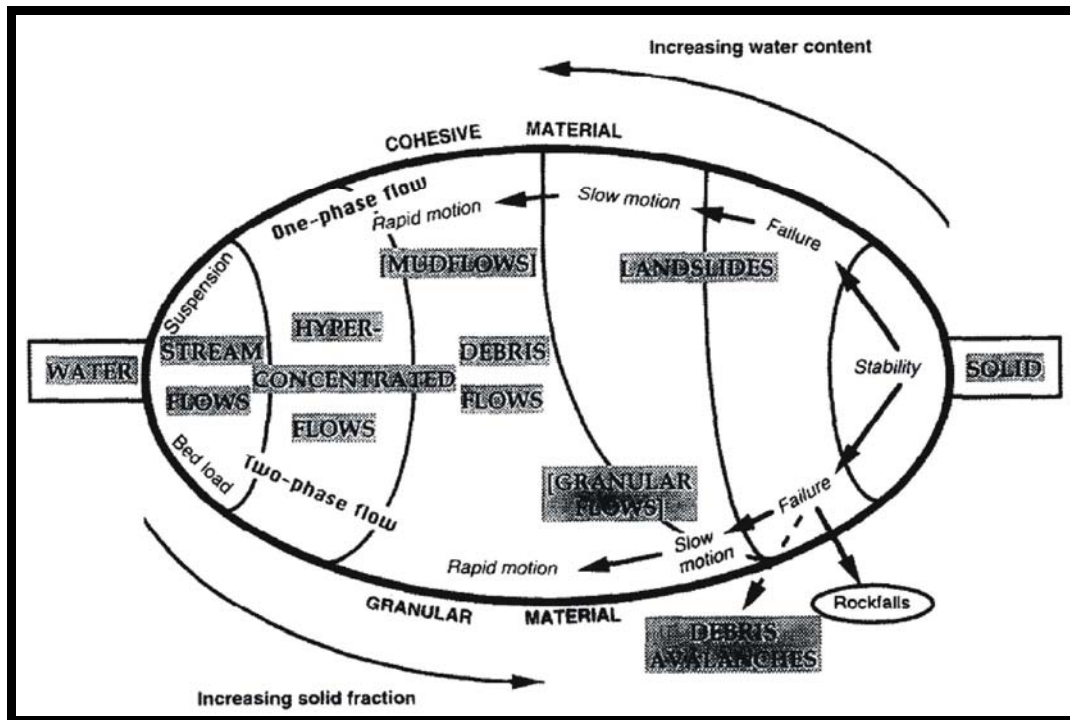
Klassifikasjonene videre regnes som å ha et plastisk strømningsmønster, og deles inn i *slurry flow* og *granular flow*.

Klassifikasjonen *slurry flow* innebærer de ulike gradene av debrisflow. Klassifikasjonen tilsier en større andel sediment i blandingen mellom vann og sediment. Massestrømmen har nok skjærstyrke til å utøve en plastisk strømningsbevegelse og avsette frontlober og laterale leveer, samt å transportere større klaster. Blandingen med vann og sediment vil bevege seg som en koherent, homogen masse, idet skjærstyrken er overgått (Pierson & Costa, 1987).

*Granular flow* starter når sedimentkonsentrasjonen overgår et punkt, og strømningsbevegelsen er styrt av kornkontakt og kornkollisjoner (Pierson & Costa, 1987).

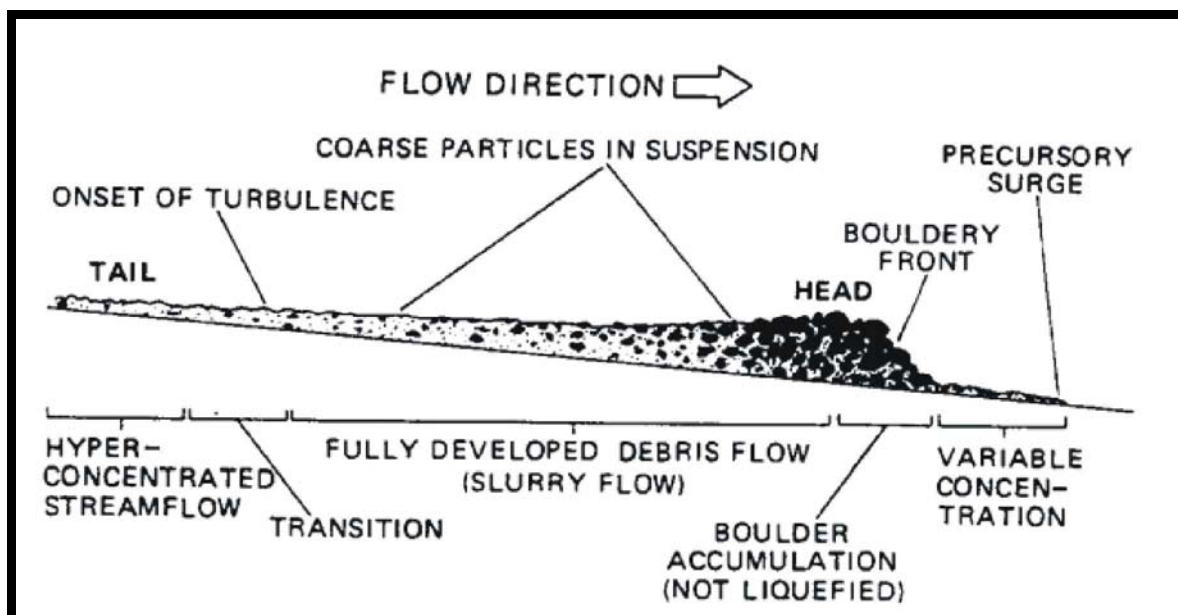
I praktiske sammenhenger kan definisjonen være vanskelig å bruke siden det krever kunnskap om hastighet/deformasjonsrate, noe kun kan få ved direkte målinger idet en hendelse finner sted. Avsetningene til en debrisflow må kunne gjenkjennes i felt, og de presenterte klassifikasjonene vanskeliggjør dette.

En kombinasjonsmodell av Bagnold og Bingham er foreslått av Coussot & Meunier (1996). Figur 5-5 viser modellen, som består av *muddy debris flow* og *granular debris flow* som ytterpunkter. Vanninnhold og materialsammensetning er brukt som kriterier for å klassifisere debrisflow. En kohesive debrisflow er drevet av styrken til en viskøs matriks, og ikke-kohesive debrisflow er drevet av korn kollisjoner og spredende trykk. Inndelingen er basert etter påvirkningen av vanninnhold på kohesivt materiale og påvirkningen av tettheten av klastisk materiale mot vanninnhold (Coussot & Meunier, 1996).



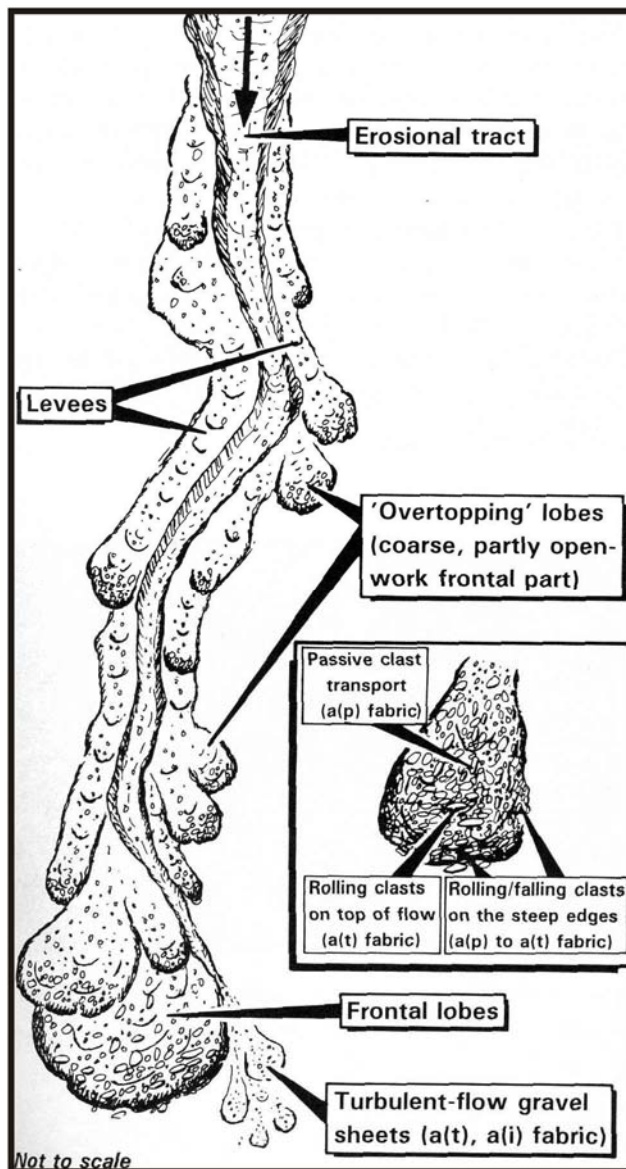
**Figur 5-5** Klassifisering av massebevegelsesprosesser som en funksjon av "solid fraction" og materialtype (Coussot & Meunier, 1996).

Hungr (2000) bruker en regelmessig progressiv strømningsmodell for å forklare den dynamiske bevegelsen til en debrisflow, der en debrisflow karakteriseres som en ustabil pulserende bølge. Massestrømmen er ikke en homogen masse, men en heterogen debrisflow med et pulserende bevegelsesmønster. En debrisflow består av en bratt front og en fortennet hale, som vist på Figur 5-6.



**Figur 5-6** Skjematisert tegning av heterogen debrisflow puls. sitert (Pierson, 1986) i (Hungr, 2000)

Fronten har den tetteste sammensetningen, altså med høyest konsentrasjon av stein og blokker og med størst dybde, med en uttynnende hale (Hungr, 2000). De tidligere nevnte artiklene har beskrevet en debrisflow som en homogen masse, mens Hungr (2000) da ser på massestrømmen som en heterogen masse. Hungr (2000) foreslår da dermed at videre modeller bør være ikke-homogene, og ha muligheten til behandle soner av en debrisflow med forskjellig reologi.



Figur 5-7 Avsetninger fra debrisflow. Karakteristiske avsetninger er leveer og lober (Blikra & Nemeč, 1994; Blikra & Nemeč, 1998)

viktigste årsaken til erosjon. Leveer avsetts oftest direkte på vegetasjonen, mens i kanalen kan man finne erosjonsspor (Blikra & Nemeč, 1994, 1998).

En debrisflow har en rekke kjennetegn som vises i Figur 5-7. Leveer er forhøyninger som er dannet av materiale avsatt fra enten en tidligere debrisflow eller tidlige pulser fra en debrisflow i en enkelt hendelse. Leveene dannes lateralt langs bevegelsesretningen, og danner kanaler. Leveene definerer ytre grenser for en videre strøm. En debrisflow avsetter også materiale som lober, der overtoppende lober avsettes over leveene, kanal- lober i kanalen og ved enden på avsetningene terminerer debrisflow, og det avsettes en frontlobe. Lober blir avsatt enten som et resultat av et hinder som gir økt friksjon og motstand eller som resultat av at gradienten blir for lav der massestrømmen mister energi og materiale avsettes. En debrisflow vil følge minste motstands vei nedover, og vil skifte retning dersom den møter et hinder. Ofte følger massestrømmen et tidligere bekkeløp. Erosjonen fra en debrisflow er avhengig av sammensetningen og ofte følger bekkeløp kanalene i ettertid og kan være den

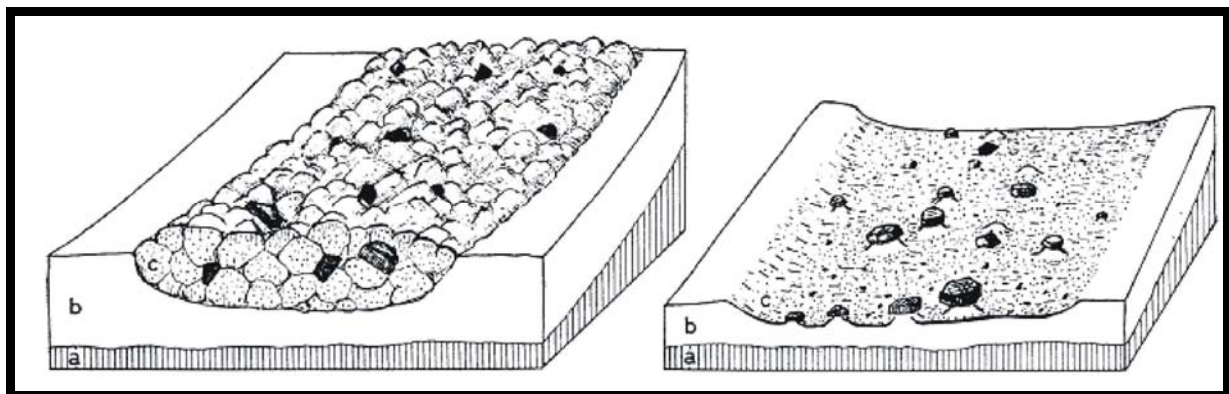
### 5.3.3 Snøskred/Snøstrømmer

Snøskred er en vanlig prosess i fjellene i Norge, og de kan også transportere og avsette materiale. Tidligere arbeider har noen litt forskjellige definisjoner og inndelinger av disse prosessene. Snøskred går i hovedsak i skråninger der gradienten ligger mellom 25-50°, og spesielt mellom 35-45° (Luckman, 1977).

Skredene blir utløst i hovedsak av tre årsaker:

- Plutselig økning i vekt som følge av snøfall (*direct action avalanche*)
- Strukturell svakhet i snølagene (*delayed action avalanches*)
- Tap av kohesjon i snødekket, ofte som følge av smelting (*wet snow (spring) avalanche*)(Luckman, 1977)

Rapp (1960) delte snøskred i to hovedkategorier, hvitt snøskred (*white avalanche*) og skitne snøskred (*dirty avalanche*). Et hvitt snøskred består av rein snø, mens et skittent snøskred består av snø og avsetninger fra stein, jord, planter osv. De skitne snøskredene er de som har en direkte geomorfologisk påvirkning. De fleste (hvite) snøskred beveger seg over en skjærflate av stabil snø, og kalles overflateskred (*surface avalanches*), mens grunne snøskred (*ground avalanches*) beveger seg med direkte kontakt med undergrunnen, og kan erodere og bli ”skitne” (Rapp, 1960). En illustrasjon av et skittent snøskred er vist i Figur 5-8.



**Figur 5-8** Avsetninger etter et skittent snøskred. a: undergrunn, b: stabilt snødekke (Rapp, 1960)

Rapp (1960) gjorde observasjoner av en type skitne snøskred i juni 1953 og juni 1956, som han kalte sørpeskred (slushflow). Prosessen består av *mudflow* lignende bevegelsesmønster av vannmettet snø i og langs med kanaler. Prosessen skjer som følge av intens snøsmelting der det produseres mer smeltevann enn det som kan dreneres gjennom snøen.

Blikra & Nemec (1998) deler snøstrømmer i to hovedgrupper, tørre snøstrømmer (*drier snowflow*) og sørpeskred (*slushflow*). Sørpeskred er et vanlig fenomen på våren og tidlig på sommeren i Nord-Norge. Blikra et al. (1989) har modifisert en teori etter Rapp (1960). Sørpeskred skjer pga hurtig smelting av snø, gjerne i forbindelse med regnfall. Skredene blir satt i bevegelse ved at en får store vannstrømmer i bratte og moderate skråninger på grunn av at det produseres mer smeltevann enn det som kan dreneres gjennom snøen (Blikra et al., 1989). Observasjoner gjort av Blikra & Nemec (1998) fra vestlandet i Norge viser at avsetningene fra snøskred er usorterte spredte klaster og lober. De tørre snøstrømmene kan vise langsgående fordypninger og tynne leveer. Et sørpeskred kan vise enklart tykke leveer og grenete lober med utvasket sand i fronten.

#### 5.3.4 Vannstrømmer

Vifter som er dominert av vannstrømprosesser er sjelden brattere enn 13-15° og representerer en overgang til vanlige alluviale vifter (Blikra & Nemec, 1998). Blikra & Nemec (1998) deler vannstrømmer (*waterflows*) som følge av snøsmelting eller nedbør i to kategorier. Enten som en grunn, ubegrenset eller delvis begrenset *sheetflow*, eller som en kanalisert *streamflow*.

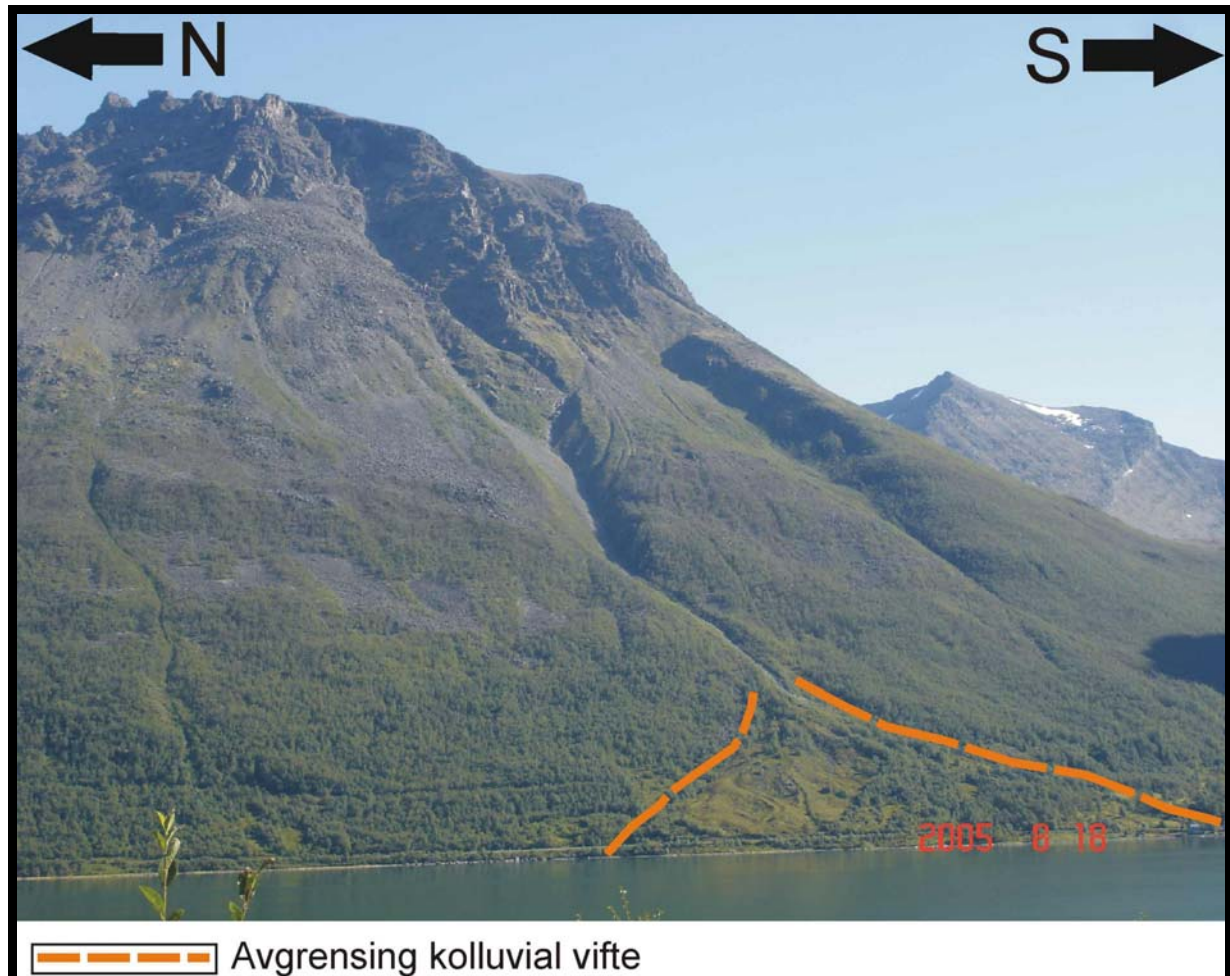
Figur 5-4 viser streamflow er de første kategoriene i klassifikasjonsskjemaet. *Streamflow* er betegnelsen på de fleste naturlige vannstrømmer. Sedimentkonsentrasjonen er så liten at strømningssegenskapene ikke blir påvirket av tilstedeværelsen av sediment i transport, og vil kalles en Newtonsk væske (Pierson & Costa, 1987). Fra klassifikasjonsskjemaet presentert i Figur 5-4 blir denne kalt en normal *streamflow*, og da oppfører seg som en væske. En hyperkonsentrert *streamflow* regnes som en strøm med 20-60 vol. % sedimenter (Beverage & Culbertson, 1964), og er altså en flytende blanding med vann og sedimenter. Massestrømmen har skjærstyrke, mens den fremdeles flyter som en væske. Bevegelsesmønsteret regnes som en delvis plastisk bevegelse, eller pseudoplastisk (Pierson & Costa, 1987).

Forskjellene mellom en debrisflow og en *streamflow* er at streamflow er dominert av fluide krefter og avsetningene kan være godt sorterte eller stratifiserte. Hyperkonsentrerte strømmer er karakterisert som en mellomting mellom en debrisflow og en streamflow. Den hyperkonsentrerte strømmen kan ha utviklet seg fra enten en debrisflow eller en fossende *streamflow* ved å oppta sedimenter underveis i for eksempel en kanal. Produktet er vanligvis grus og sand med eller uten gradering (Sohn et al., 1999).





## 6 Kolluvial vifte Indre Berg



Figur 6-1 Lokalteten på Indre Berg, Storfjord. Avgrensningen viser den kolluviale viften. Bildet er tatt fra vestsiden av Storfjorden.

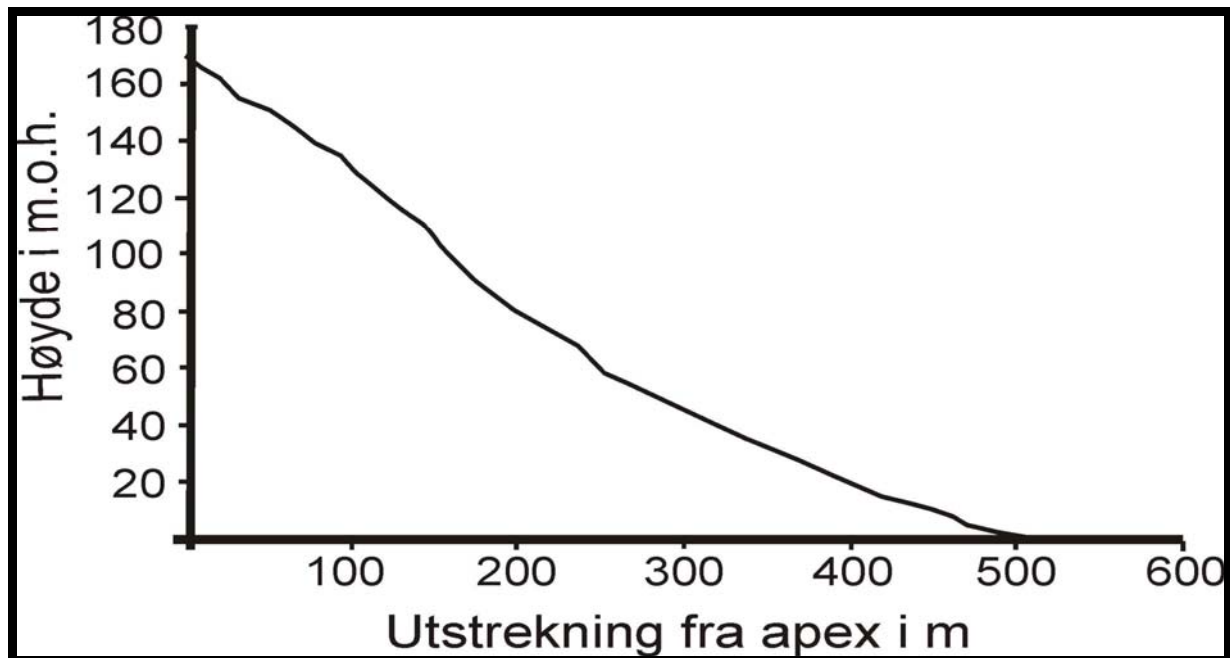
### 6.1 Innledning og morfologi

I Storfjord ligger Indre Berg på østsiden av fjorden. Den kolluviale viften ligger ved foten av Sommarfjellet (1493 m.o.h.), og er markert på Figur 6-1. Sommarfjellet består av flere topper. Den sørlige toppen av fjellet har en høyde på 1327 m, og fjellsiden er vendt mot vest. Apex for vifteområdet ligger cirka 170 m.o.h. ved bunnen på en tydelig ravine. Høydeforskjellen mellom apex og den sørlige toppen til Sommarfjellet er cirka 1150 m. Viftens radius er 530 m fra apex, og viften ender i fjorden. Bredden på viften i nedre del er 570 m. Viftens totale areal er på cirka 145 558 m<sup>2</sup>.

Viften er dekt med vegetasjon, der den nordlige delen stort sett består av lyng, og den sørlige delen er dekt med skog. Viften består av tydelige leveer og lober, og klastisk materiale er blottlagt i enkelte områder. Fra feltarbeidet ble det observert at det ikke rant vann i

overflaten på viften. Ved flere lokaliteter var det mulig å høre dreneringen av vann dypere nede i viften.

Sør for den avmerkete kolluviale viften har Bergselva sitt utløp fra Bergsdalen og danner et delta. Den sørlige delen av den kolluviale viften og området rundt Bergselvas utløp er bebygd.

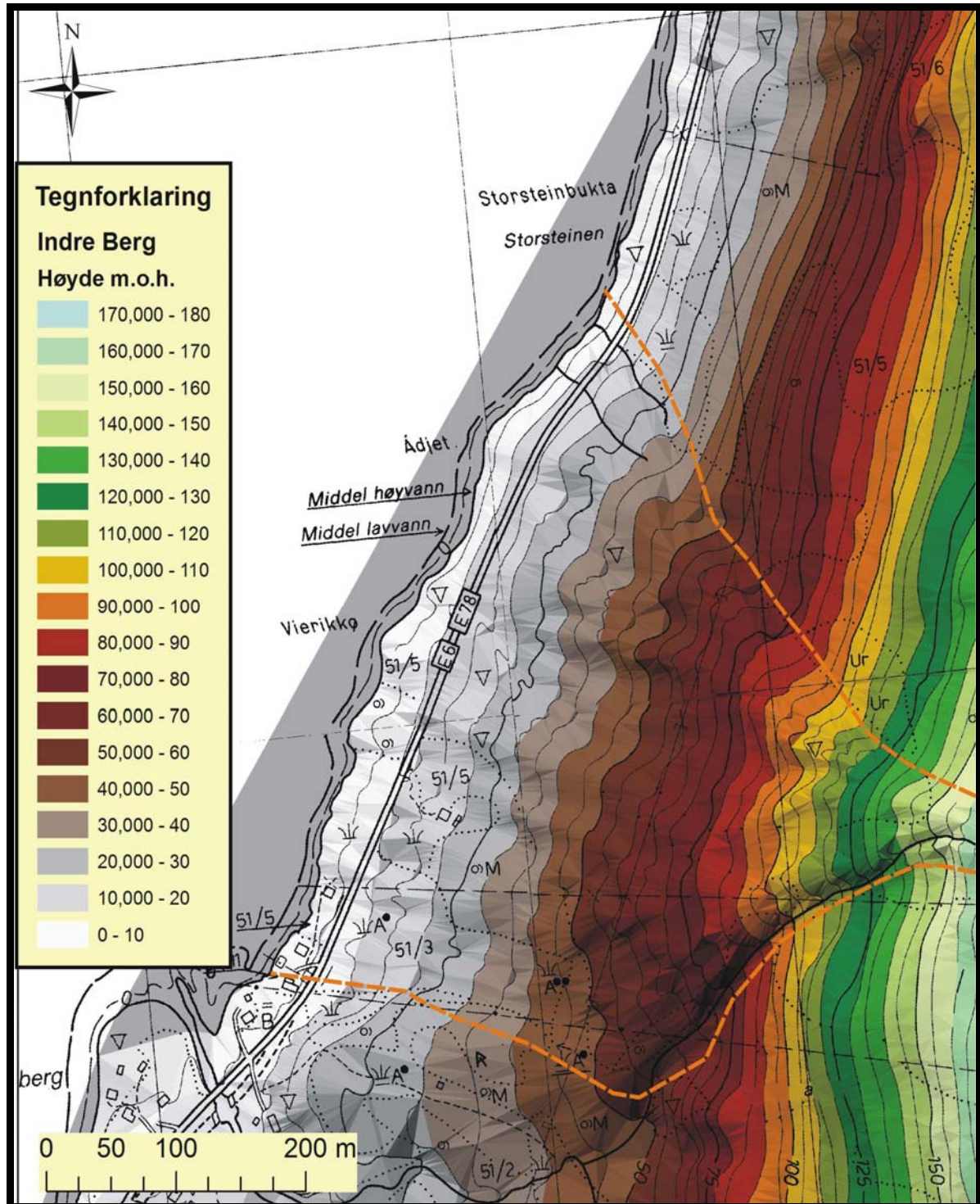


**Figur 6-2** Lengdeprofil for kolluvial vifte på Indre Berg. Høyeste punkt på lengdeprofilet er ved apex, og profilet ender i sjøen.

Gradienten i nedre del av ravinen er ca  $25^\circ$ , og ved apex øker gradienten ca  $28-32^\circ$ . Viften blir generelt gradvis slakere mot den distale delen av viften. Terrenget er veldig undulerende, og gradienten i den nederste delen av viften er mellom  $7-15^\circ$ . Et lengdeprofil laget over den sentrale delen av vifteområdet viser en svak konkav form, der terrenget på viften blir gradvis slakere fra apex mot enden på viften. Lengdeprofilet er vist i Figur 6-2. Den sørlige delen av viften har en slakere gradient og er en lavereliggende del av terrenget på vifteområdet. Forhöyningen etter leveer og lober er lavere og mindre tydelig i terrenget. Området er også tettere vegetert enn resten av viften. Den sentrale og nordlige delen av viften viser høyere, bredere og tydeligere leveer og kanaler. Utbredelsen av lober var størst i nedre del av den sørlige og sentrale delen av viften.

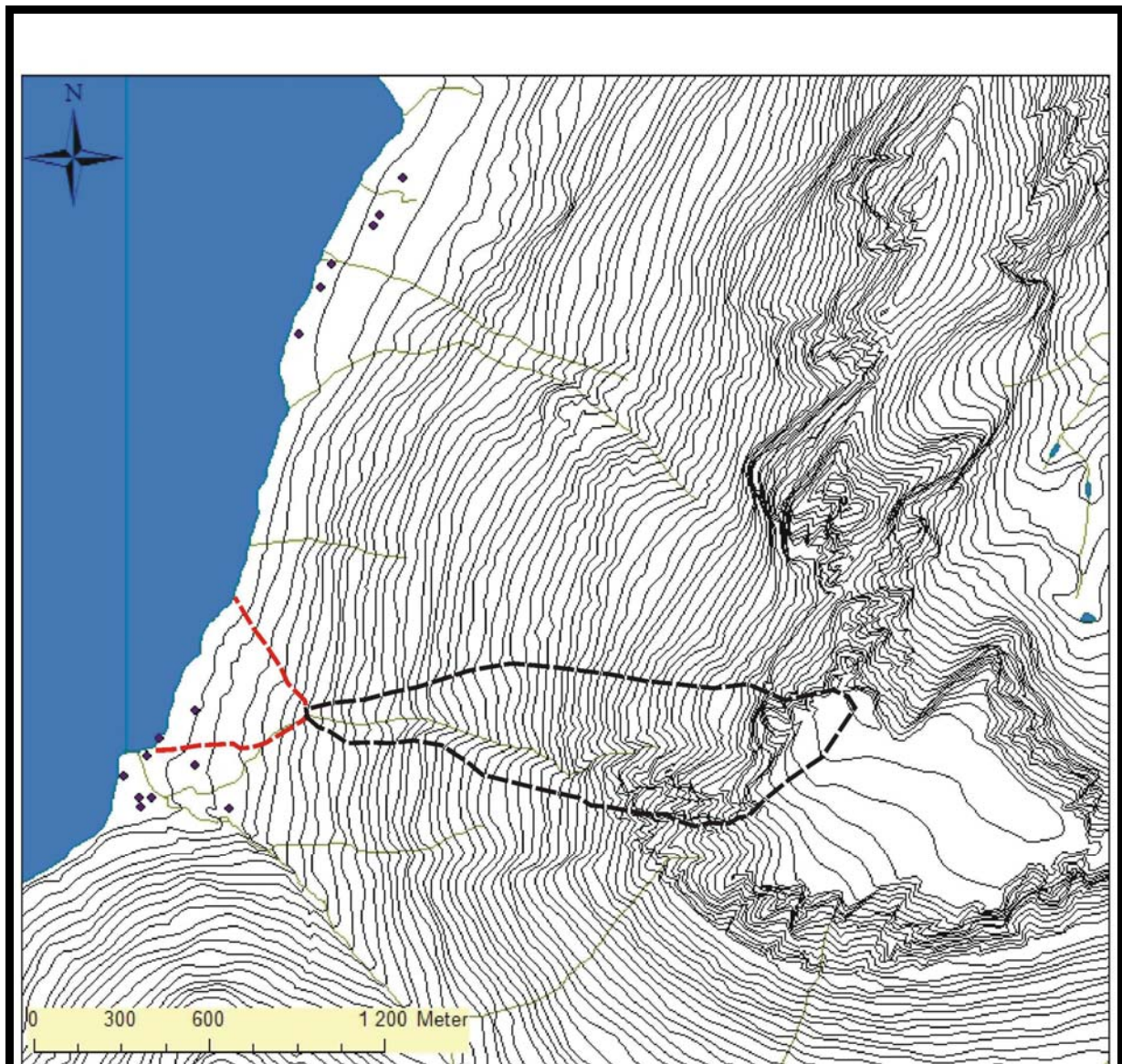
Den kolluviale viften ligger som en forhøyning i terrenget, og skiller seg ut fra terrenget nord og sør for viften. Nord for viften er det en jevnt bratt gradient, mens sør for viften er det fluvialt avsatt materiale med et delta (Corner, in prep). Terrenget på den kolluviale viften er veldig undulerende som følge av utbyggingen av kanaler med leveer og

løber. For å vise terrenget er en høydemodell for Indre Berg produsert og vist i Figur 6-3. Vifteområdet er markert med oransje stiplet linje, og man ser tydelig at viften ligger som en forhøyning i terrenget.



**Figur 6-3** Høydemodell for viften på Indre Berg generert i ArcGis. De ulike fargene har en verdi med 10 meters intervaller. Figuren viser viften som en forhøyning i terrenget fra fjorden til apex. Oransje stiplet linje markerer grensene for den kolluviale viften.

## 6.2 Nedslagsfelt

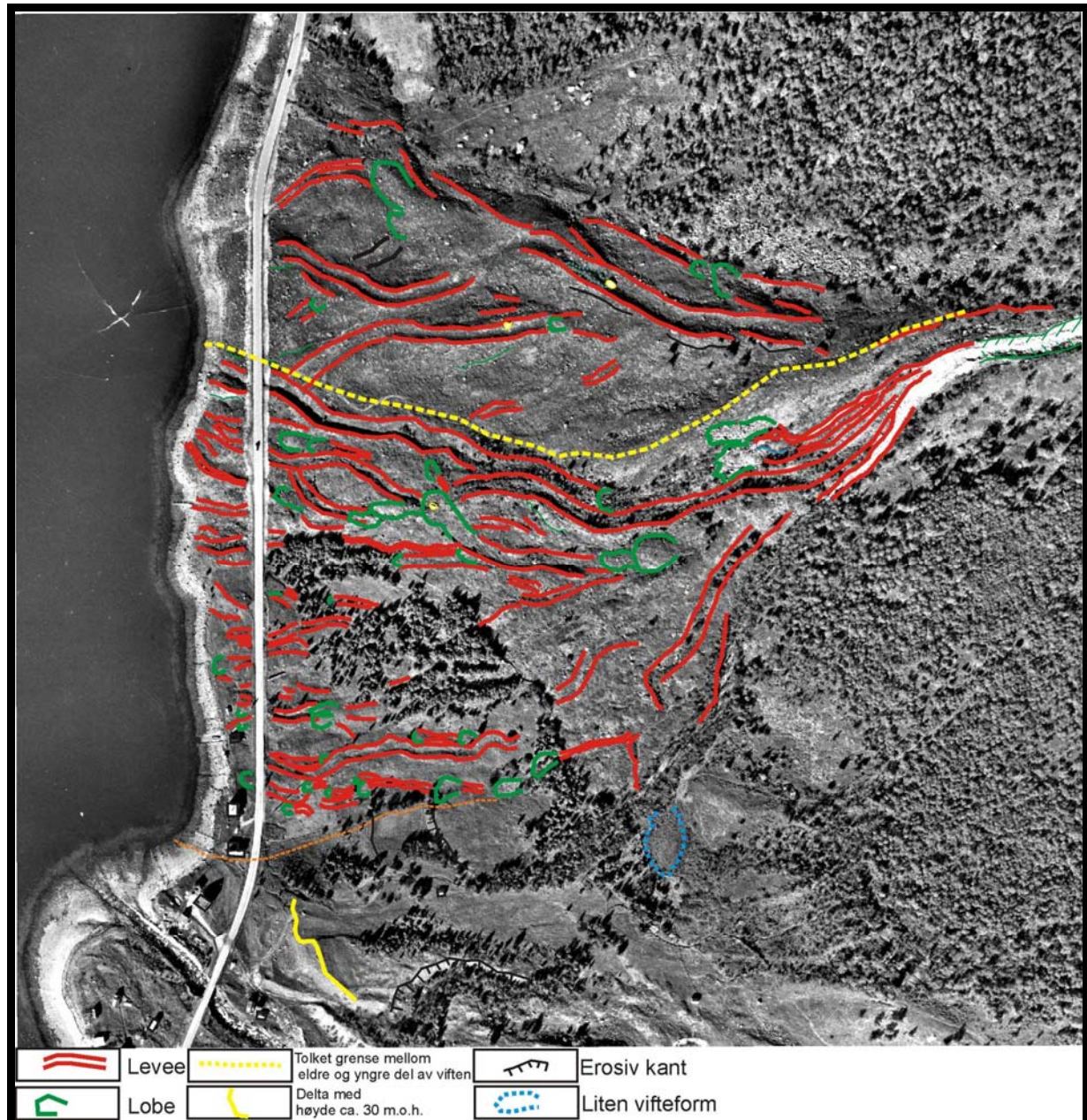


**Figur 6-4** Kart med målestokk 1:20000 over Kolluvial vifte på Indre Berg der nedslagsfeltet er markert med svart stiplet linje. Kartet generert fra ArcGis.

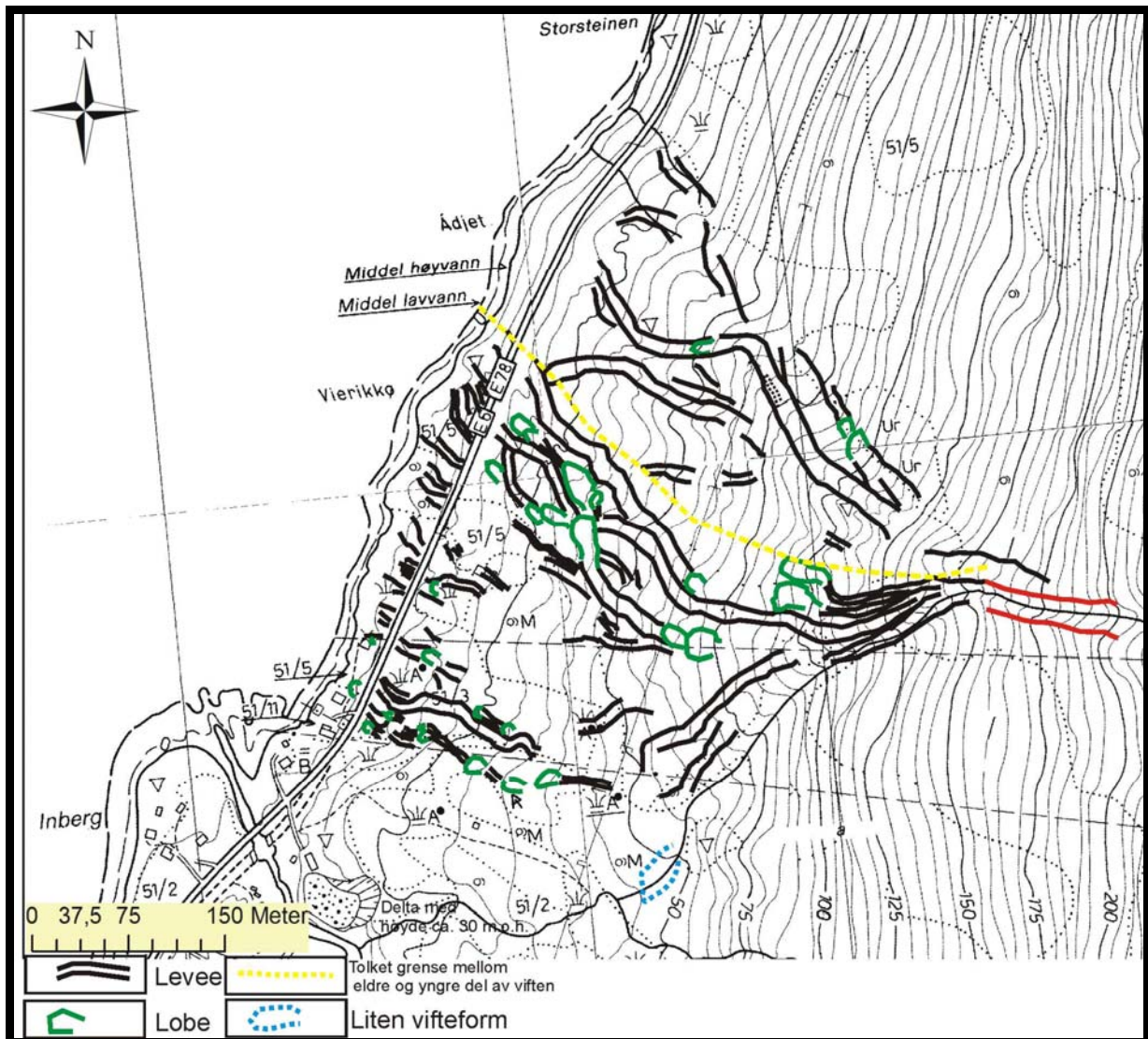
Nedslagsfeltet for viften på Indre Berg er stort, og har et areal på 401 071 m<sup>2</sup>. Nedbør, smeltevann og løsmasser innenfor den svarte stiplede linjen på Figur 6-4 heller mot ravinen og vil følge ravinen mot den kolluvial viften. Høydeforskjellen mellom apex og den vestlige toppen til Sommarfjellet er cirka 1150 meter. Den øvre delen av fjellet består av et bratt klippeparti med to kløfter som begge avgir eventuelt frostsprengt og erodert materiale mot ravinen. I de bratte skråningene mot ravinen under klippepartiene kan man se store mengder med kolluvialt materiale. Gradienten i ravinen ved apex er cirka 25° og øker gradvis oppover fjellsiden. De øvre delene av fjellet har en gradient mellom 70-90°.

### 6.3 Formelementer

Dette avsnittet vil presentere en fordeling av formelementene kartlagt i hovedsak ved flybildetolkning, og observasjoner fra felt. Observasjonene ble tegnet inn på flybilder. Flybildet ble georeferert til de økonomiske kartene i ArcGis, som beskrevet i metodekapitlet.



**Figur 6-5** Tolket flybilde med formelementer på den kolluviale viften på Indre Berg. Flybilde A10 (1977) Målestokk 1:6000.



Figur 6-6 1:5000 kart over kolluvial vifte på Indre Berg med tolkete formelementer tegnet inn.

### Beskrivelse

Utbredelsen av formelementene er presentert på et flyfoto i Figur 6-5 og 1:5000 kartet i Figur 6-6. Viften har utgangspunkt i en ravine. Den dominerende overflateformen er laterale forhøyninger (leveer) langs relativt brede kanaler, og disse finnes over hele viften. Leveene er høyest og mest markant på den nordlige og midtre delen av viften, mens på den sørlige delen av viften er leveene betraktelig lavere og kanalene smalere. Det var også vanskeligere å observere leveene på den sørlige delen da den var tettere vegetert. I den nordlige og midtre delen av viften er leveene veldig markante i terrenget, og kan ofte følges lateralt fra nært apex til den enten ender i havet eller som en lobe.

På Figur 6-5 og Figur 6-6 er det tegnet inn en grense med gul stiple linje. På nedsiden av veien sør for denne grensen er det en stor utbredelse av leveer som ender mot fjorden. Nord for denne grensen ble det ikke observert verken lober eller leveer på nedsiden av veien.

På oversiden av veien ble det observert at leveer fra den nordlige delen av viften blir begravd av leveer fra den midtre delen,

### **Tolkning**

Formelementene vist på Figur 6-5 og Figur 6-6 tolkes til å være avsetninger etter debrisflow, med de karakteristiske kjennetegnene vist i Figur 5-7 (Blikra & Nemeč, 1994, 1998). Leveene i den nordlige og midtre delen er større og mer markante enn i den sørlige delen av viften. Dette gjenspeiler trolig et høyere aktivitetsnivå i den midtre og nordlige delen.

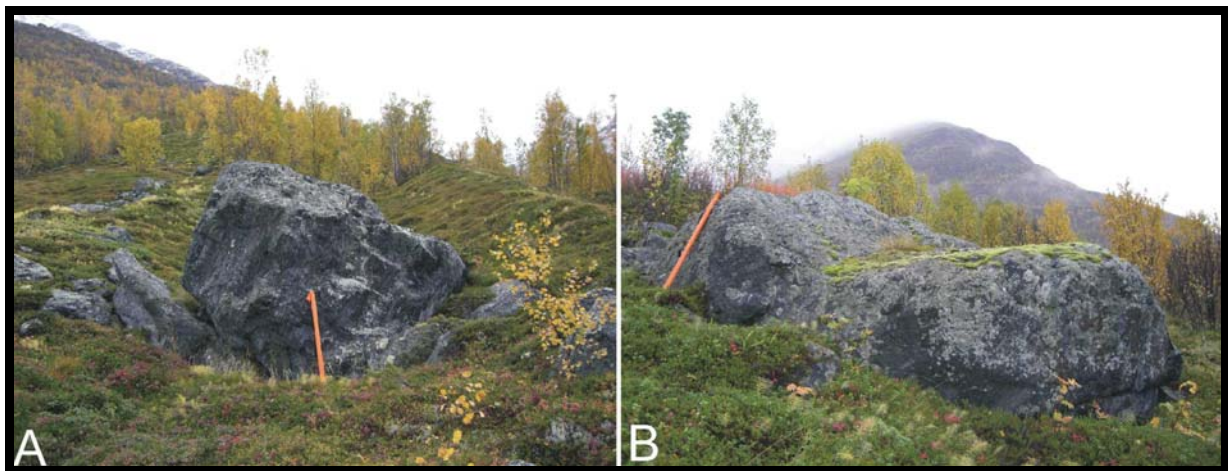
Den gule stiplede linjer er en tolkning på en grense som skiller ut den nordlige delen som den eldste delen av viften. Leveene fra denne delen av viften blir begravet og er underliggende av leveer fra den midtre delen av viften. Dette gir en forskjell i relativ alder, der den midtre delen er avsatt etter den nordlige delen. Det er ikke observert formelementer som leveer eller lober i den nordlige delen av viften under 25-30 m.o.h., i motsetning til avsetningene i den midtre delen og sørlige delen der leveer finnes helt ned til fjorden. Denne forskjellen tolkes til å ha en sammenheng med havnivået på tiden den nordlige delen ble avsatt. Trolig sto havnivået ved en høyere nivå når denne delen av viften ble utbygd. Lünell (2001) tolket tapesnivået innerst i Storfjorden til å ligge rundt 32,5 m etter målinger av Corner & Hanssen (Upublisert). Sør for den kolluviale viften ved Indre Berg ligger som nevnt en fluvial avsetning. På Figur 6-6 er det kartlagt et eldre delta med høyde cirka 30 m.o.h. Denne høyden tolkes til å tilsvare tapesnivået ved Oteren etter Lünell (2001). Den samme høyde trekkes videre til høyden der formelementene terminerer på den nordlige delen av den kolluviale viften på Indre Berg, og tolkes til å gjenspeile en minimumsalder på denne avsetningen. Corner & Haugane (1993) tolket Tapes transgresjonens maksimum i Lyngen til å være 7000 <sup>14</sup>C år BP.

## **6.4 Kornstørrelse**

Kornstørrelse tellinger ble utført på 17 lokaliteter på den kolluviale viften, der 5 av disse er observasjoner av enkeltstående veldig store blokker. Tellingen ble utført i områder med blottlagt materiale, og antall klaster varierer en del fra lokalitet til lokalitet. Kornstørrelsestillingene har gitt maksimal kornstørrelse, dominerende kornstørrelse og en utregnet gjennomsnittlig kornstørrelse fra 12 lokaliteter. I tillegg ble store blokker registrert med størrelse og plassering. Undersøkelsene ble gjort fra apex til bunnen av viften. Tellingene ble konsentrert om den nordlige og midtre delen av viften, på grunn av mer blottlagt materiale og at området var mindre vegetert.

## Beskrivelse

Kornstørrelsestillingene viser en variert sammensetning av materiale med størrelser fra små steiner med størrelse på 6 cm til blokker på cirka 5 m. Det blottlagte materialet er klast-støttet, og viser kun spor etter sandig materiale. Den maksimale kornstørrelsen viser en variasjon i både størrelse og tetthet nedover viften. I øvre del var de største blokkene mellom 200 og 250 cm. De største blokkene i midtre del hadde en størrelse på cirka 5 meter og i nederst på viften ble den største blokken målt til 4,5 m. De enkeltstående veldig store blokkene var ved de fleste lokalitetene plassert i en kanal mellom to leveer, som vist i Figur 6-7 A, mens for eksempel blokken ved lokalitet 16 vist i Figur 6-7 B lå uten tilknytning til spesielle formelementer.



**Figur 6-7** Veldig store blokker på Indre Berg viften. Oransje målestav som målestokk  
A: Veldig stor blokk fra midte del av viften plassert i en kanal mellom to leveer fra lokalitet 5 B: veldig stor blokk plassert i nederste del av viften, lokalitet 16. I dette området var det ikke spor etter leveer eller kanaler. Plasseringen av lokalitetene er vist i Figur 6-8

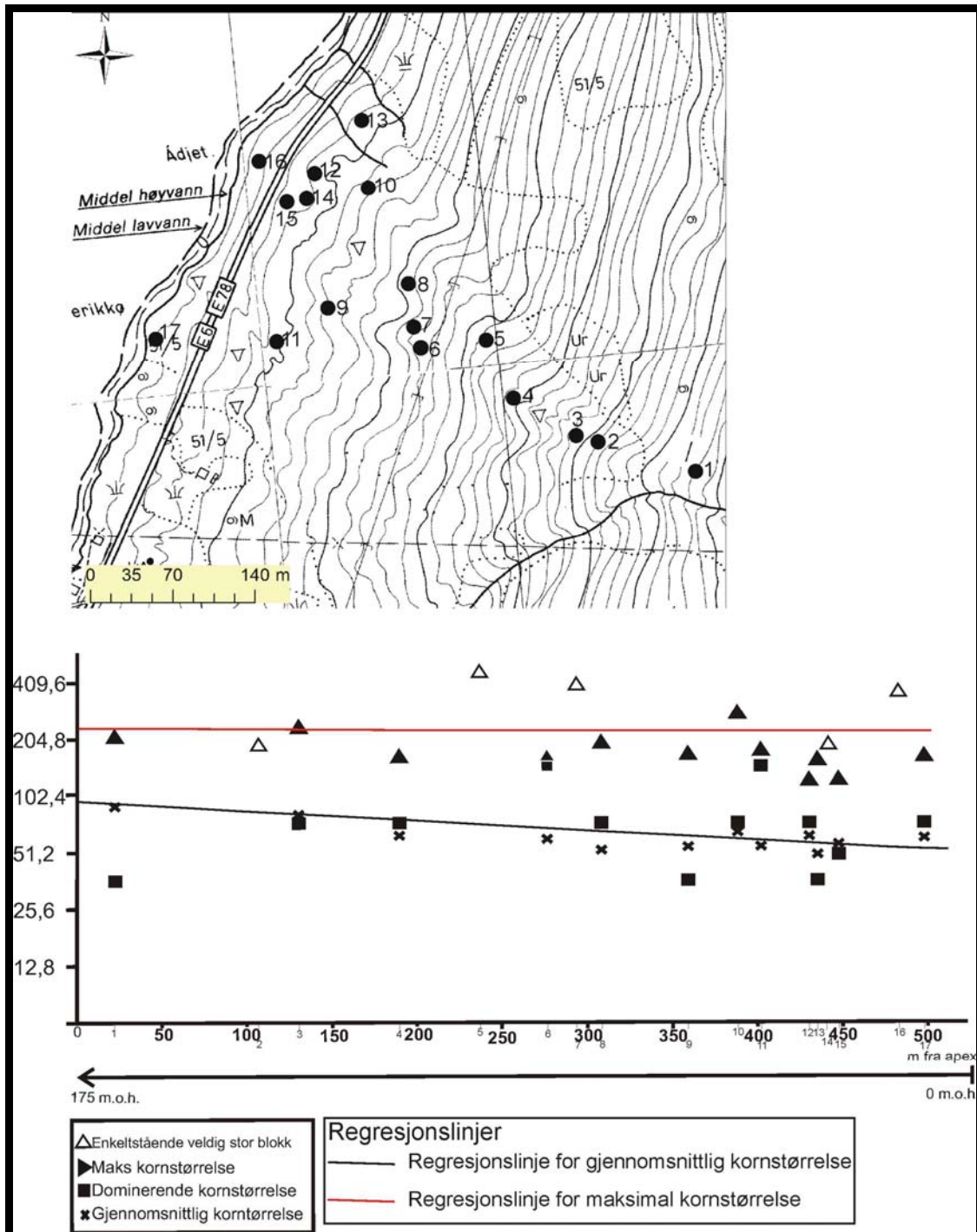
Kornstørrelsestillingene og plasseringen til lokalitetene på et kart er vist i Figur 6-8. Tellingene er delt etter maksimal kornstørrelse, dominerende kornstørrelse og gjennomsnittlig kornstørrelse. Disse er plottet i et diagram og det ble laget regresjonslinjer for maksimal kornstørrelse og gjennomsnittlig kornstørrelse.

Den dominerende kornstørrelsen for viften sett under ett er middels blokk, det vil si blokker mellom 51,2 og 102,4 cm etter Wentworth- skalaen. Det er noen variasjoner i dominerende kornstørrelse fra lokalitet til lokalitet, men det er ingen merkbar trend i forandring i dominerende kornstørrelse nedover viften.

Den gjennomsnittlige kornstørrelsen har gitt grunnlaget for en regresjonslinje er gitt med en svart linje i Figur 6-8. Regresjonslinjen viser en minkning i kornstørrelse nedover viften.



Den maksimale kornstørrelsen er også gitt ved en regresjonslinje. Denne viser også en jevn linje med en svært svak minkning nedover viften. Dette til tross for at de største blokkene ble observert i de midtre og nedre delene av viften.



**Figur 6-8** Øverst vises et kart med lokalitetene fra Indre Berg plassert. Plottet viser kornstørrelsestillingene nedover viften. X-aksen er todelt, der hovedaksen viser antall meter fra viftens apex, og den andre x-aksen viser høyden over havet. Y-aksen er logaritmisk og viser inndelingen av kornstørrelse i henhold til Wentworthskalaen.

## Diskusjon/tolkning

Avsetningene ved den kolluviale viften er allerede tolket til å være avsatt av debrisflow som dominerende prosess. Observasjoner av enkeltstående veldig store blokker mellom to leveer tolkes til å ha debrisflow som avsetningsprosess. Observasjonene av de store blokkene uten noen spesielle formelementer kan være avsatt som steinsprang materiale. Observasjoner i fjellssidene rundt viften og det kvartærgeologiske kartet av Corner (in prep) tyder på at dette også kan være en avsetningsprosess på viften. Det ble observert relativt lite blokker som tolkes til å være steinsprangmateriale, og det er trolig en prosess med mindre betydning på viften.

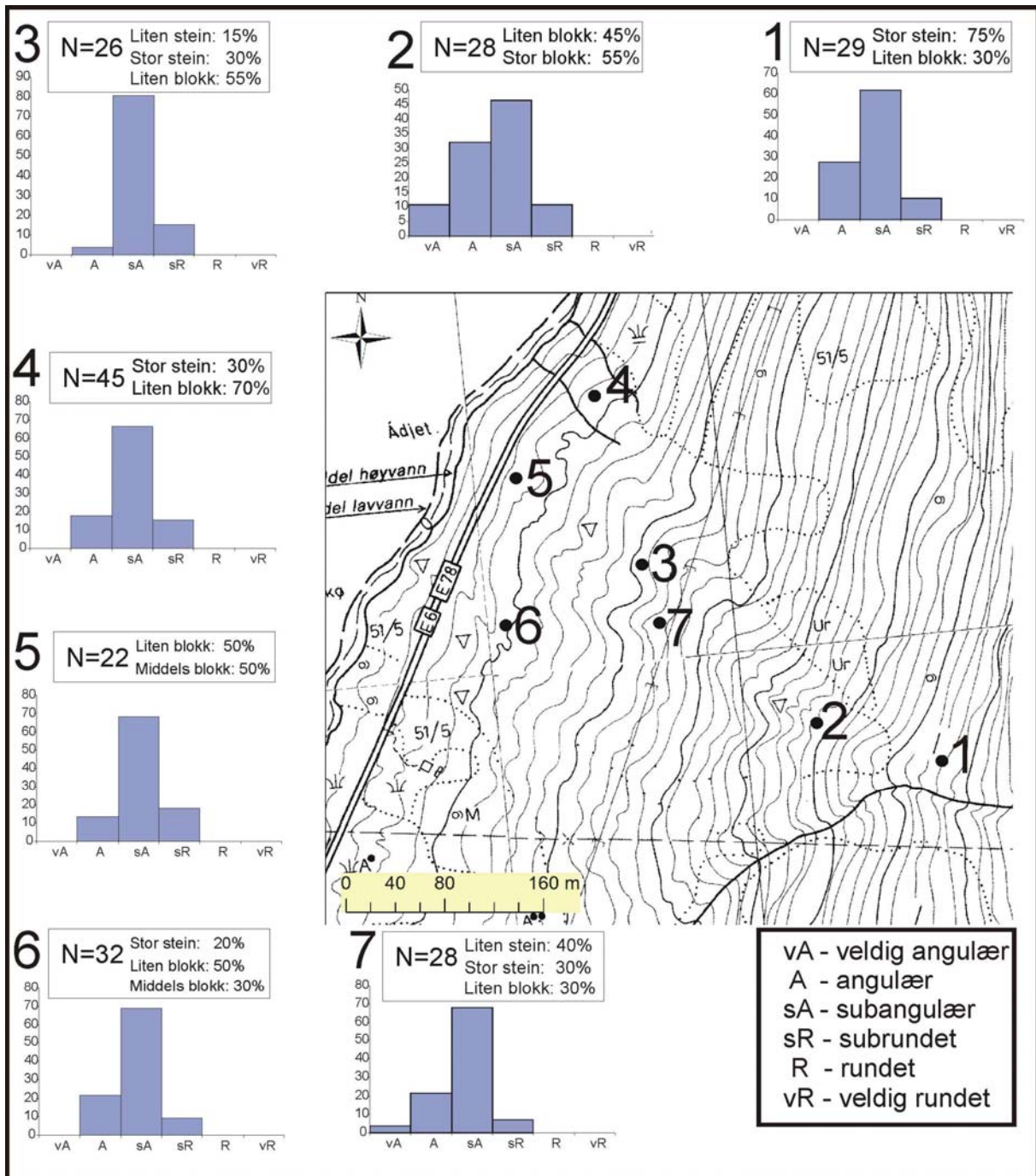
Undersøkelsene av kornstørrelse på viften viser at den gjennomsnittlige kornstørrelsen minker klart nedover viften, som regresjonslinjen i Figur 6-8. Dette til tross for at den dominerende kornstørrelsen stort sett er middels blokk, og maksimal kornstørrelse viser en jevn trend. Trolig så har dette en sammenheng med en økt variasjon i sammensetningen i kornstørrelse, der det i de nedre deler var mer av liten og stor stein.

## 6.5 Rundingsgrad

### Beskrivelse

Analyser av rundingsgraden fra flere lokaliteter på viften ble utført og resultatet er vist på Figur 6-9. Generelt viser disse liten variasjon av rounding. De øverste to lokalitetene viste en større andel av angulære klaster enn lokalitetene lengre ned på viften. Den dominerende rundingsgraden på alle lokalitetene var subangulær.

I utgangspunktet er det mest ønskelig å utføre tellingen på klaster i samme størrelse. En svakhet med tellingene kan være mangel på kornstørrelser i samme størrelse i blottningene, og dermed ble tellingene utført på klaster av forskjellige størrelser for å få et representativt utvalg. Validiteten av rundingsgradanalysen minker dermed. I Figur 6-9 er rundingsgradsanalysen presentert sammen med plassering av lokalitetene på kartet



**Figur 6-9** Analyse av rundingsgrad av klaster på den kolluviale viften på Indre Berg. Lokalitetene er markert med tall fordelt utover viften. For hver lokalitet er antallet klaster n vist, og omtrentlig prosentvis fordeling av kornstørrelse som tellingen er basert på.

### Diskusjon/Tolkning

Resultatene fra rundingsgradsanalysen viser at subangulære klaster er dominerende på viften. Det er ellers liten variasjon i sammensetningen av rundingsgrad, noe som kan tyde på stors sett samme type avsetningsprosess. En rundingsgrad med dominerende subangulære fragmenter med innslag av både angulære og subrundete klaster tyder på en viss transportlengde, der klastene har blitt delvis rundet. Etter definisjonen på det kolluviale

skråningsmaterialet fra Blikra & Nemeč (1994, 1998) er trolig materialet i fjellskråningen i nedslagsfeltet angulært. Avsetningene på viften er derivert fra det kolluviale skråningsmaterialet i nedslagsfeltet, og har dermed gjennomgått en prosess der det har blitt rundet til subangulært. Materialet har trolig blitt rundet i hovedsak under transport i en debrisflow. En annen mulighet er at materialet kan ha ligget i ravinen ovenfor den kolluviale viften og blitt delvis rundet av fluviale prosesser for det endelig har blitt transportert og avsatt ved en ny debrisflow hendelse.

## 6.6 Observasjoner av nyere prosesser

Den siste registrerte og dokumenterte hendelsen på viften på Indre Berg er fra 1986. Undersøkelsene ble utført av Geoff Corner 26. Juni 1985<sup>5</sup>. Beskrivelsene av avsetningene er basert på feltnotatene og bilder tatt av Geoff Corner. Observasjonene var av en avsetning på den sørlige delen av viften, og fulgte de svarte stiplede linjene i Figur 6-10.



**Figur 6-10** Den kolluviale viften på Indre Berg sett fra sør. Bildet viser retningen på den siste registrerte debrisflow på viften fra 1985. Denne er markert på bildet med stiplede linjer. Foto: Geoff Corner, 26. Juni 1985.

<sup>5</sup> Kilde: Geoff Corner feltnotater fra 26-27. Juni 1985.

**Beskrivelse**

Avsetningene beskrives siltig blokkig diamikton langs en kanal. En samling med foto fra Geoff Corner er presentert i Figur 6-11.

Øvre del av avsetningene besto av en kanal med leveer. Materialet var stein og blokker i en matriks av grusig siltig sand. Dette er vist på Figur 6-11 A og B. De største blokkene var plassert på toppen av leveene og dannet invers gradering, som kommer best fram på bilde B.

I den midte delen av viften var det en fremvekst av lober som brøt over leveene. Utviklingen av lober over leveene er vist i Figur 6-11 C og D.

I den nedre delen av viften var det større variasjon i avsetningsmønsteret. Avsetningene i denne delen var tynnere og leveene var lavere eller fraværende. Avsetningen var i flere mindre lober og endelober, eller som et tynt og jevnt sammenhengende dekke. Disse avsetningene vises i Figur 6-11 E og F.

**Tolkning**

Avsetningene dokumentert av Corner i 1985 tolkes til å være avsatt av en debrisflow. Hendelsen fant trolig i mai-juni 1985. På våren og tidlig på sommeren kan debrisflow starte som følge av stor tilførsel av vann som følge av snøsmeltingen.

Den gradvise forandringen i avsetningsmønster nedover viften vist i Figur 6-11 tolkes til å være et resultat av to faktorer, gradient og tilgang på materiale. Massestrømmen fulgte trolig et tidligere løp i øvre del (se flybilde fra 1977 Figur 6-5 og kart i og Figur 6-6). Dette kanalen er kartlagt som en elv på det økonomiske kartet, og på egen tolkning er det kartlagt leveer der allerede i 1977. Dermed vil leveene ha blitt høyere og utviklet seg gjennom det som trolig er flere hendelser med debrisflow. I midtre del av viften som vist i Figur 6-11 C og D begynner fremveksten av lober. Dette tolkes til å være et resultat av en minkende gradient. I denne delen har trolig massestrømmen brutt ut av den eldre kanalen og startet ett nytt løp. Avsetningene i Figur 6-11 E og F er trolig avsetninger fra det nye løpet. Gradienten har avtatt enda mer i denne delen og den lave gradienten og en begrenset tilgang på materiale gir lave leveer og lober.



**Figur 6-11** Avsetningene etter debrisflow fra 1985 Indre Berg. A: Leveer med grusig siltig sand som matriks i øvre del av viften. B: Levee med invers gradering, der de største blokkene var samlet på toppen av leveen. Leveen i yttersving var best utviklet. C og D: Lober avsatt over leveene. E: avsetninger med lavere gradient som lober. F: Avsetning i nedre del. Avsetningene lå som et sammenhengende tynt dekke. Alle foto: Geoff Corner, 26. Juni 1985.

## 6.7 Diskusjon

### *Inndeling av viften etter prosesser*

Den kolluviale viften er her tolket til å være dominert av debrisflow, og det kan trolig også forekomme steinsprang på viften. Utbredelsen av eventuelt steinsprangmateriale er såpass lite at det trolig kan sees bort ifra dette i en inndeling av viften etter prosesser. En inndeling av viften vil da være at hele viften består av leveer, mens fremveksten av lober er

sterkest i enten områder direkte etter en minkning i terrengets gradient, eller i de områdene som er med en generelt lavere gradient enn resten av viften. Området med lavest gradient er den sørlige delen av viften, der nedre del viser gradienter mot 7°. Som vist i kartet i Figur 6-6 er dette området med størst forekomst av løber.

#### *Avsetningshistorie*

Avsetningene for viften ved Indre Berg har trolig startet da området ble deglasiert. Fra kapitlet om deglasiasjonen ble det tolket at viften var deglasiert for 9800 og 9600 år BP, ut fra kronosekvensen etter Corner (1980). Det ble i dette kapitlet tolket at den nordlige delen av viften tilsynelatende er avsatt før tapes strandlinjen, som av Lünell (2001) ble tolket til å være mellom 32,5 og 36 m ved Oteren innerst i Storfjorden. Ved en antagelse at Indre Berg sin korte distanse fra Oteren ble disse høydene knyttet mot et eldre delta sør for den kolluviale viften på Indre Berg. Den nordlige delen av viften ble knyttet til dette nivået siden alle spor etter leveer stopper ved denne høyden i den nordlige delen, mens på resten av viften kan leveene følges helt ut i fjorden. Dermed ble denne tolket til å være avsatt da havnivået sto ved tapes transgresjonens havnivåhøyde.

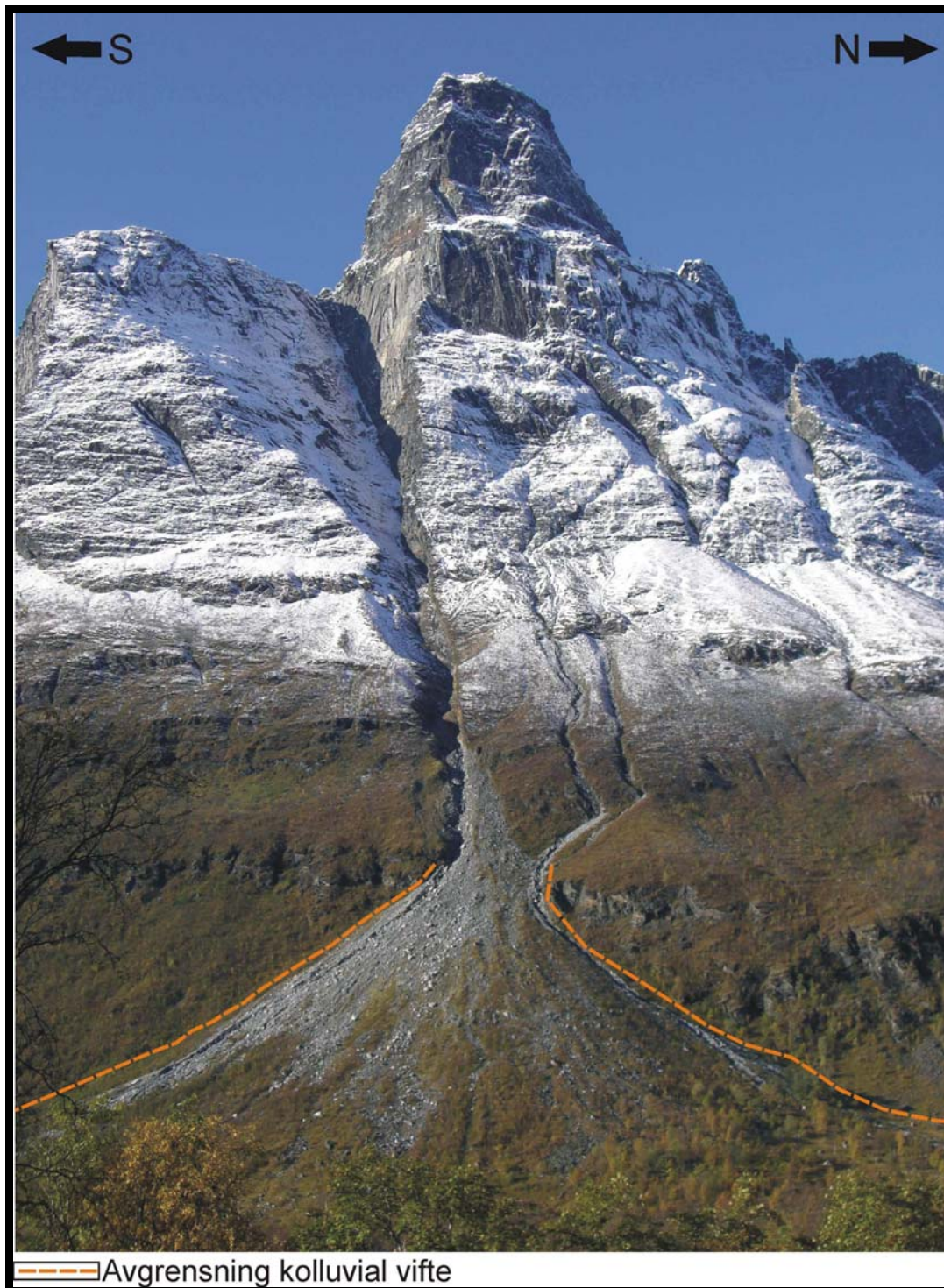
Utviklingen videre på viften er det lite datagrunnlag for å si noe om, foruten at den relative alderen av viften sør for den gule stiplede linjen på Figur 6-6 er yngre enn den nordlige delen, og avsetningene kan knyttes til et dagens havnivå, da leveer kan følges til fjorden. Dette vil si at den nordlige delen har ikke vært aktiv de siste ca 6000- 7000 <sup>14</sup>C år BP, mens den sørlige delen da har vært aktiv i den samme perioden, etter dateringer fra Corner & Haugane (1993).

Den siste registrerte hendelsen av debrisflow på viften var trolig avsatt tidlig på våren i 1985. Flybildeundersøkelser fra 1993 og undersøkelser fra felt 2005 og 2006 avdekte heller ikke nyere avsetninger. Trolig er aktivitetsnivået relativt lavt på denne viften.





## 7 Kolluvial vifte Ottertind



**Figur 7-1** Lokaltiteten under Ottertind. De oransje stiplede linjene viser avgrensningene for den kolluviale viften. Bildet er tatt fra østsiden av Signaldalen.

### 7.1 Innledning og morfologi

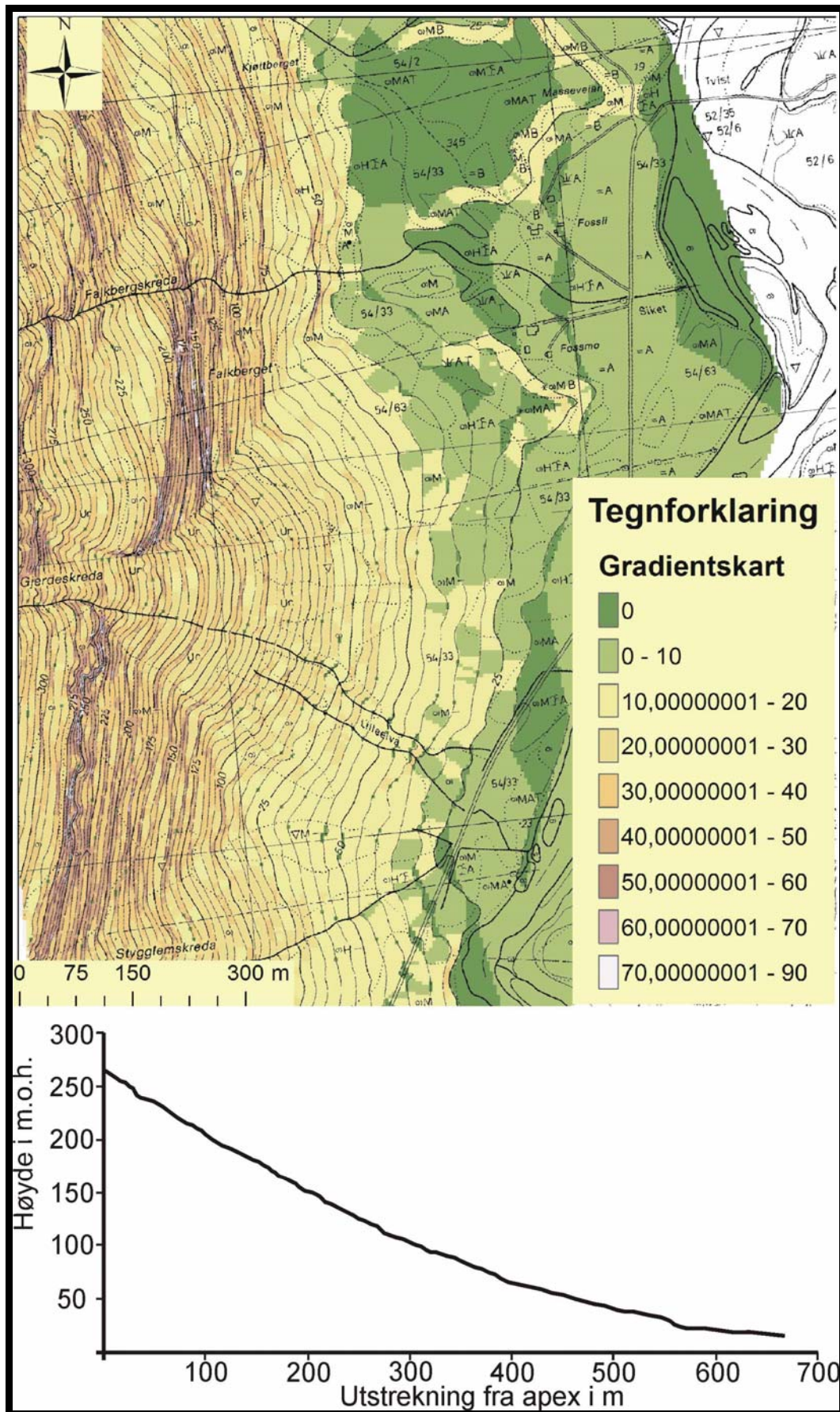
Ottertind (1356 m.o.h.) ligger på vestsiden av Signaldalen og langs fjellet ligger det flere kolluviale vifter. Den studerte kolluviale viften er plassert ved foten på østsiden av Ottertind.

Mellom en fortopp og selve toppen til Ottertind er det et veldig karakteristisk hakk i fjellet. Denne ender i ravinen Gjerdeskreda, som danner hovedtilførselskanalen for den kolluviale viften. Viften har i tillegg to mindre tilførselskanaler som forsyner viftens nordlige del.

Viftens apex ligger cirka 270 m.o.h. Høydeforskjellen mellom toppen av Ottertind og apex er cirka 1050 m. Den sørlige delen av viften ender mot Signaldalelva ved cirka 15 m.o.h. Viftens radius er 650 m fra apex. Viften har en bredde på rundt 800 m i nedre del av viften. Viftens areal er 367 464 m<sup>2</sup>. Figur 7-1 viser Ottertind med den kolluviale viften markert.

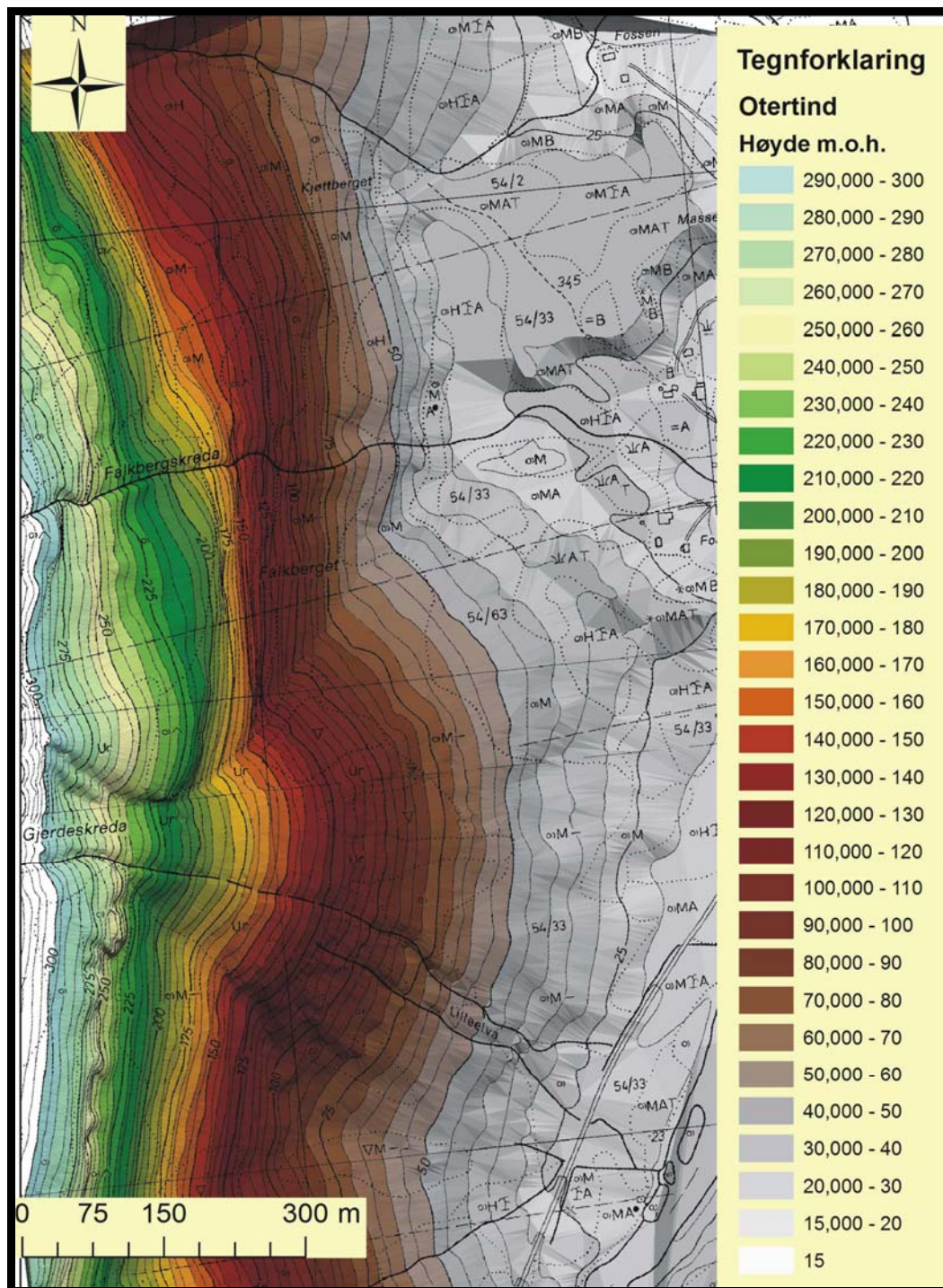
Vegetasjonen i øvre del er delvis begravd av klastisk materiale, mens den nedre delen er vegetert med spredte trær. I den sentrale delen av viften ser man kun små spor etter kanaler, mens avsetningene ligger som spredte akkumulasjoner med stein og blokk materiale. I begge ytterkantene av viften ser man dype kanaler med leveer og lober.

På selve viften avtar gradienten gradvis. I øvre del av viften er gradienten mellom 30-40°, og i den midtre delen av viften avtar gradienten fra cirka 30° til 20°. Den samme utviklingen skjer i nedre del av viften der gradienten er gjennomsnittlig 10° for den avtar ytterligere mot Signaldalelva. Lengdeprofilen for den kolluviale viften viser en klar konkav form. Gradientene på viften viser at den sentrale delen er brattere, mens mot ytterkantene av viften er gradientene mer moderate. Et gradientskart og lengdeprofil er samlet i Figur 7-2. Lengdeprofilen er fra apex og går gjennom den sentrale delen av viften.



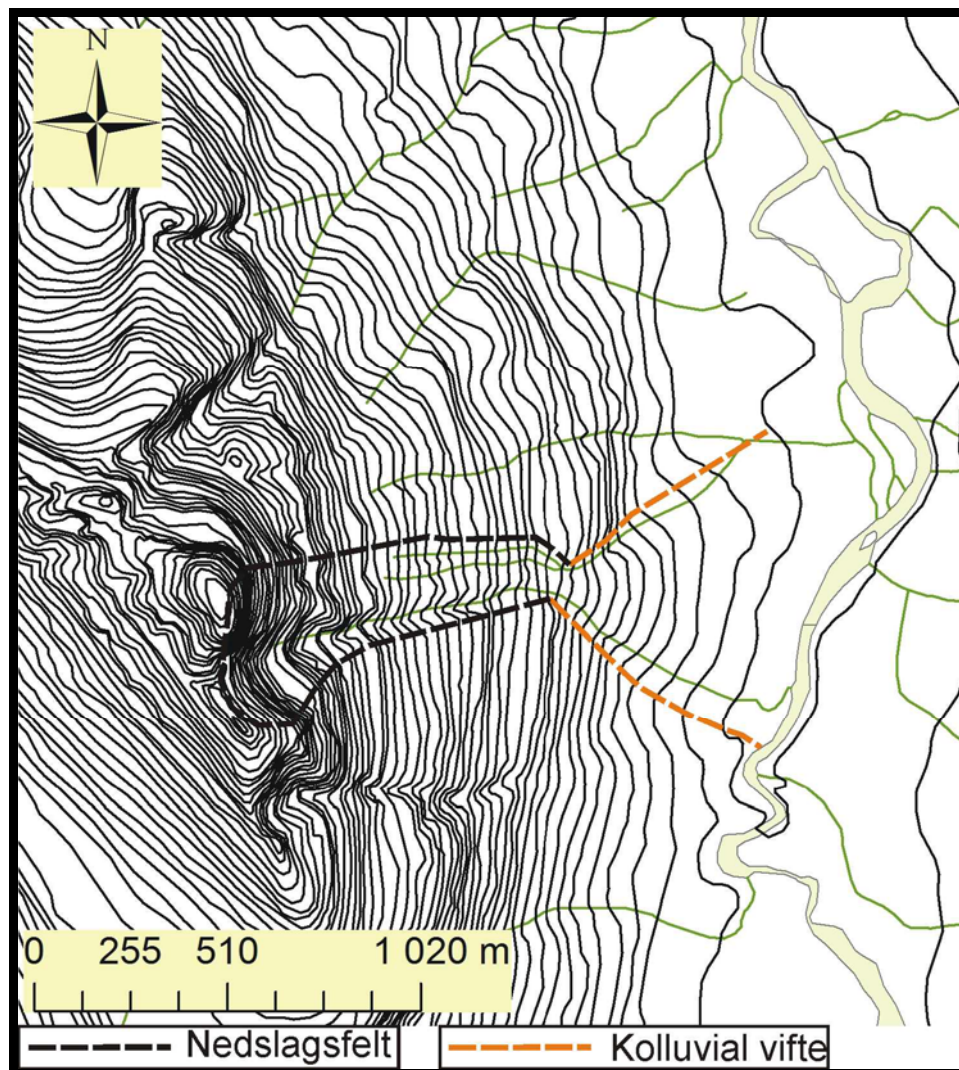
**Figur 7-2** Gradientskart over den kolluviale viften under Ottertind. Nederst er et lengdeprofil fra apex til elva over den sentrale delen av viften.

Selve viften fremstår som en forhøyning i terrenget, og har en svakt kupert overflate. Viften er høyereliggende i den sentrale delen enn mot kantene. Dette vises i Figur 7-3, som er en høydemodell av viften. Hver farge har et 10 m høydeintervall. Området rundt viften er bratt og består av flere klipper. Den sørlige viften smelter sammen med en annen kolluvial vifte med navnet Stygglemskreda, mens den nordlige delen av viften grenser mot Falkeberget og Falkebergskreda.



Figur 7-3 Høydemodell fra den kolluviale viften under Ottertind.

## 7.2 Nedslagsfelt



**Figur 7-4** Kart med nedslagsfeltet for den kolluviale viften under Ottertind. Kartet har en målestokk på 1:20000. Nedslagsfeltet består både av nedbørsfeltet og nedfallsfeltet.

Nedslagsfeltet til viften under Ottertind består av svært bratte og høye fjellvegger som heller mot Gjerdeskreda og den kolluviale viften. Nedslagsfeltet har et areal på 220 430 m<sup>2</sup>. Avstanden mellom de bratte fjellveggene og avsetningsområdet på viften er relativt kort, cirka 700 m i luftlinje fra innerste del av det karakteristiske hakket til toppen av viften. I tillegg til hovedtilførselskanalen leder to mindre kanaler mot den nordlige delen av viften. Nedslagsfeltet fører løst materiale, smeltevann og nedbør mot den kolluviale viften. Gradientene i nedslagsfeltet er nær vertikal i øvre del. I ravinen avtar gradienten gradvis og er 35-40° i overkant av apex. Nedslagsfeltet for viften er vist i Figur 7-4.

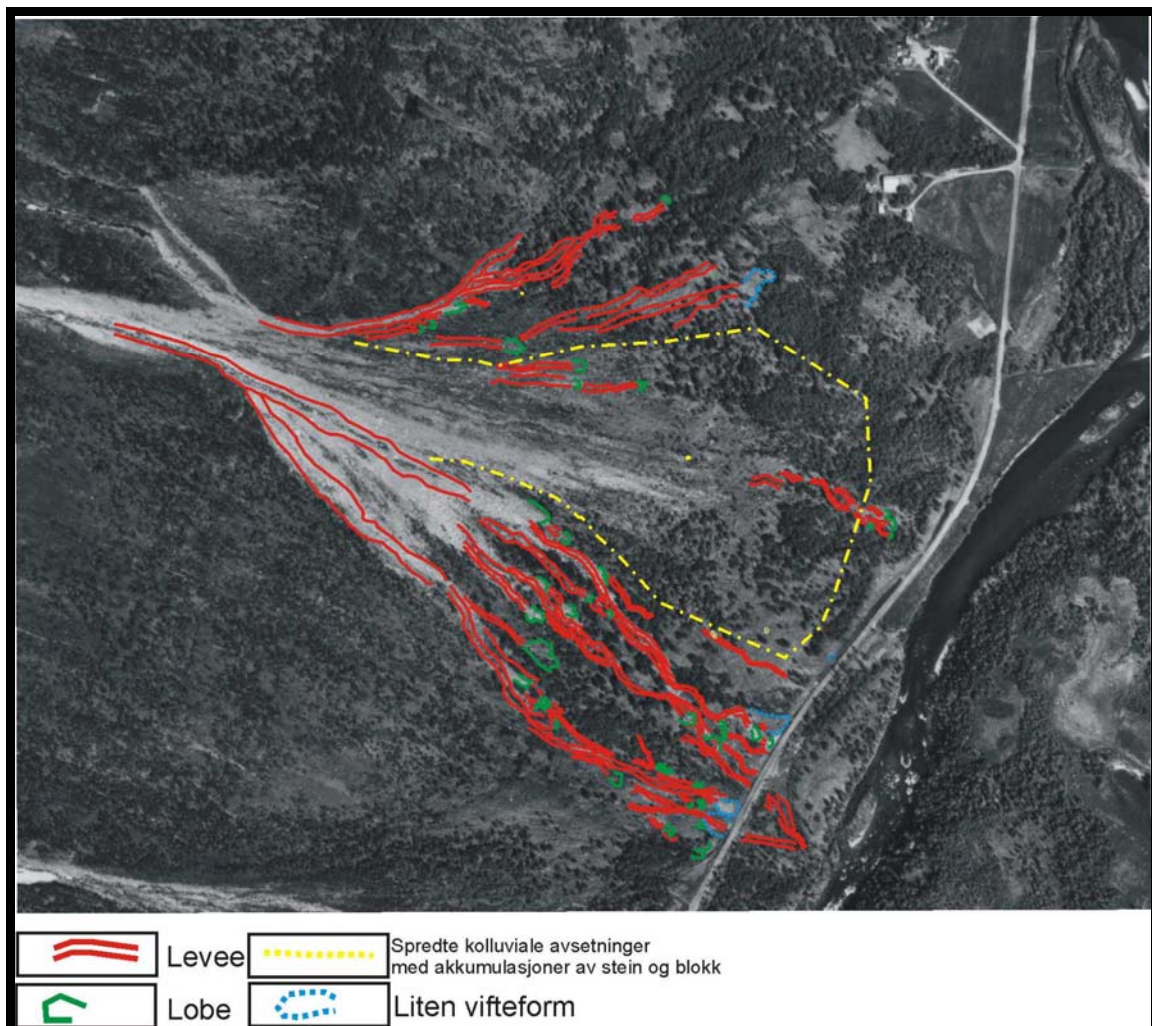
### 7.3 Formelementer

Fordelingen av formelementer på den kolluviale viften under Ottertind er kartlagt med hjelp av flybildetolkninger. Tolkningene er også overført til et økonomisk kart.

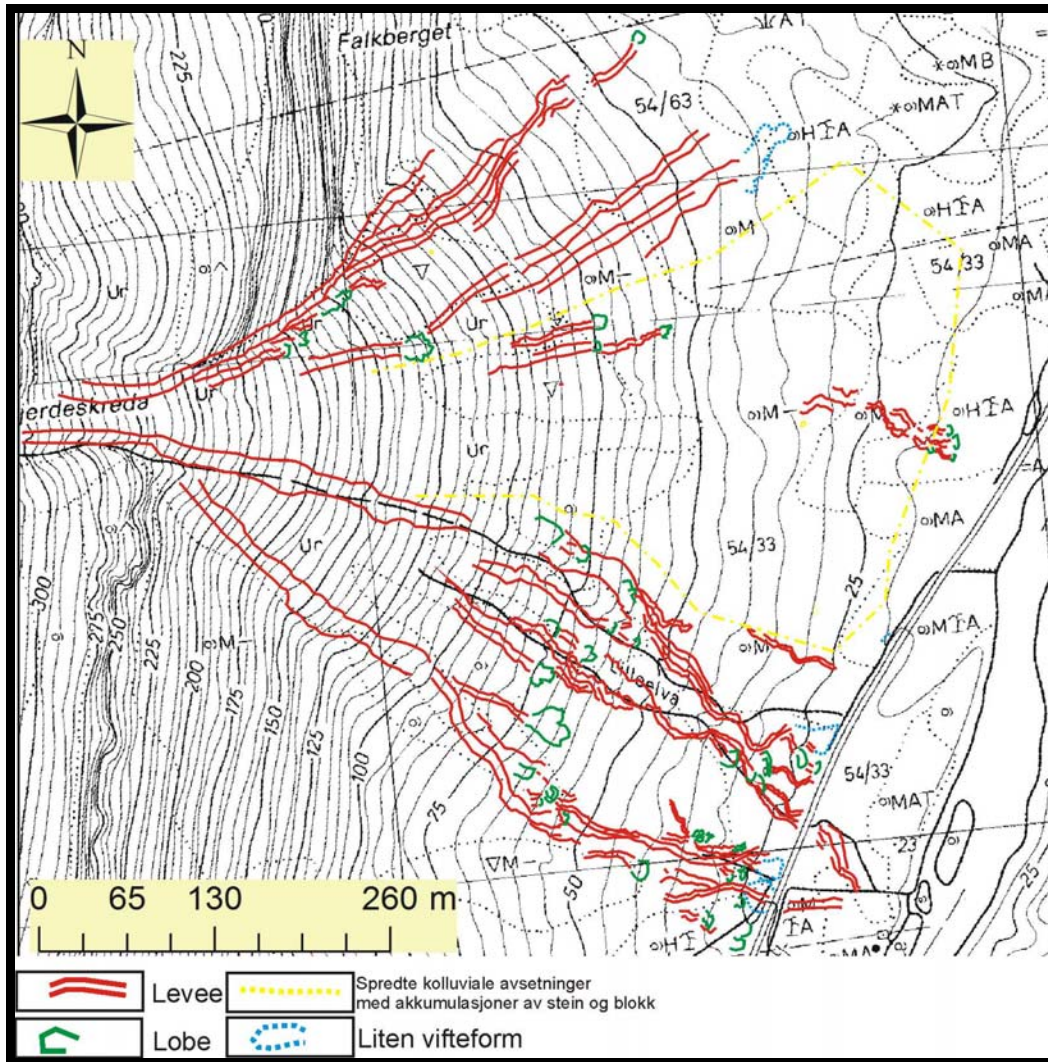
#### Beskrivelse

Utbredelsen av formelementene på den kolluviale viften under Ottertind er vist på Figur 7-5 og Figur 7-6. Viften har en fordeling av områder der forskjellige formelementer dominerer. På figuren er det markert en gul stiplet linje som danner et skille. Innenfor denne linjen er det spredte akkumulasjoner av stein og blokk av variabel utstrekning og tykkelse. Det er også en stor utbredelse av veldig store blokker i dette området.

Utenfor denne stiplede linjen, vil si den nordlige og sørlige delen av viften, er dominert av dype kanaler, høye leveer og løber.



Figur 7-5 Tolknet flybilde (AX3 (1977)) av den kolluviale viften under Ottertind med målestokk 1:15 000.



Figur 7-6 De tolkede formelementene overført til et økonomisk kart.

### Tolkning

Formelementene på den kolluviale viften tolkes til å være et resultat av at forskjellige prosesser dominerer på de ulike delene av viften. Områdene innenfor den gule stiplede linjen tolkes til å være dominert av hurtiggående massebevegelsesprosesser som steinsprang og snøskred. Områdene utenfor den gule stiplede linjen, det vil si den nordlige og sørlige delen av viften tolkes til å være dominert av debrisflow.

### 7.4 Kornstørrelse

En undersøkelse av kornstørrelse ble utført på viften. Det ble utført totalt 21 observasjoner, der 13 av disse var kornstørrelsestillinger av større akkumulasjoner og 8 var målinger av veldig store enkeltstående blokker. Ut fra tellingene er det registrert maksimal, dominerende og gjennomsnittlig kornstørrelse for hver lokalitet. Lokalitetene sine plasseringer er markert på et kart og ut fra tellingene er dominerende, maksimal og

gjennomsnittlig størrelse plottet i et diagram. Ut fra observasjonene er det laget 3 regresjonslinjer. Kartet og diagrammet med regresjonslinjene er vist i Figur 7-7.

### Beskrivelse

Tellingene viser store variasjoner i kornstørrelse og fordelingen av kornstørrelse på viften. Viften sett under ett viser en generell økning i kornstørrelse nedover viften fra apex.

Ved å samle lokalitetene som trolig er avsatt av liknende prosesser kan ”rydde” opp og gi en forklaring på den store spredningen. Lokalitetene 1, 5, 14 og 21 ble gjort på leveene i samme kanalsystem, som er plassert på den sørlige delen av viften i området som i avsnitt 7.3 ble tolket til å være dominert av debrisflow. Den dominerende kornstørrelsen på lokalitetene viser ikke noen spesiell forandring nedover viften, og er liten blokk på alle tellingene foruten lokalitet 14. Derimot viser den gjennomsnittlige kornstørrelsen en klar nedoverfining av kornstørrelsen som vist med den oransje regresjonslinjen i Figur 7-7. Maksimal kornstørrelse for disse lokalitetene avtar svakt nedover viften.

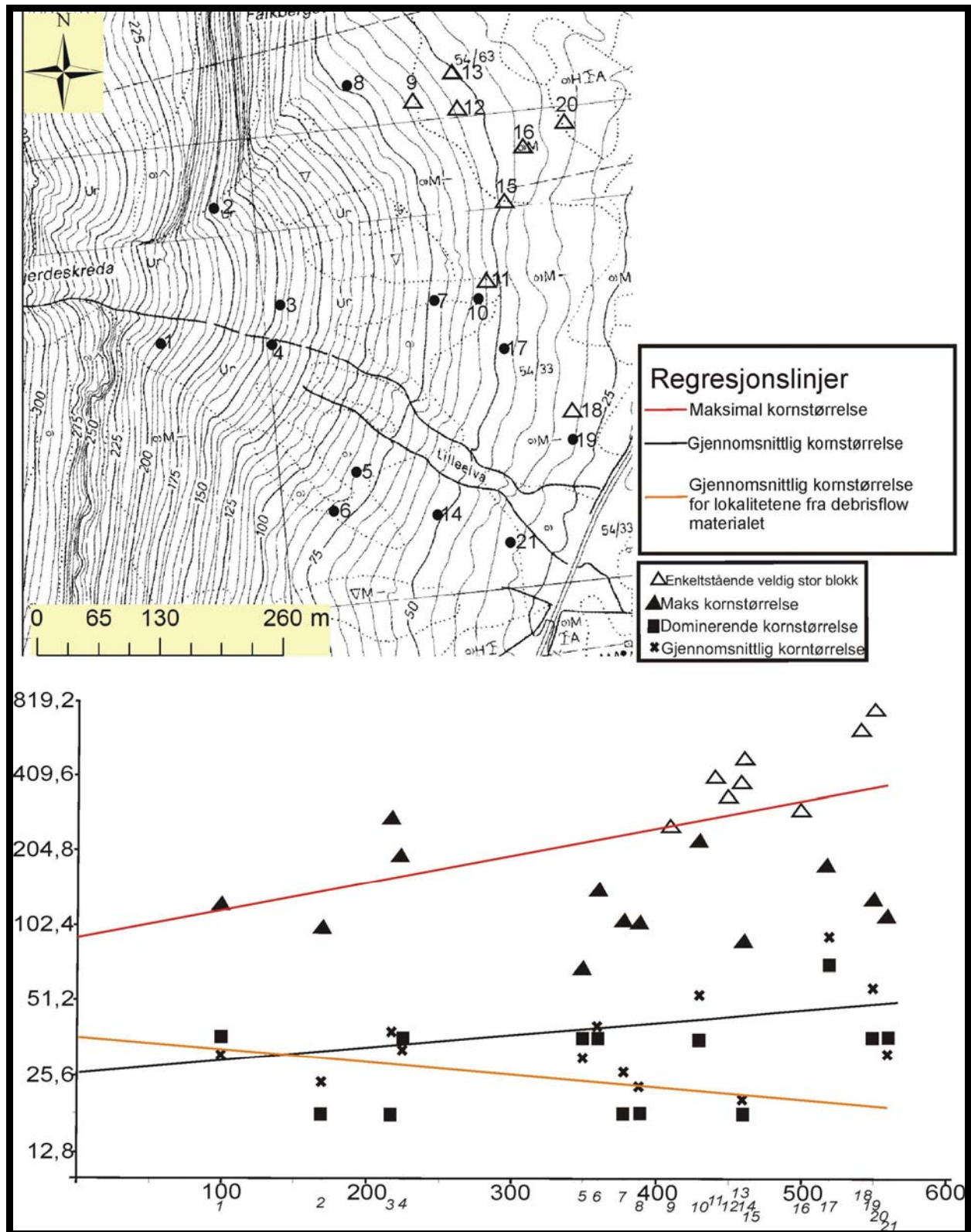
Den nordlige delen av viften består av et lignende kanalsystem med en dyp kanal og høye leveer. Det ble utført to tellinger i denne delen, med lokalitet 2 og 8. Observasjonene fra denne delen viser ingen forandringer i kornstørrelse nedover viften.

Den sentrale delen av viften består av kornstørrelsetellinger fra lokalitetene 3, 4, 7, 10 og 17, samt observasjoner og målinger av de observerte enkeltstående veldig store blokkene. Den dominerende kornstørrelsen i akkumulasjonene viser en klar økning i kornstørrelse fra stor stein nært apex til middels blokk i nedre del. Den maksimale kornstørrelsen viser en kraftig økning fra apex til bunnen av viften. Målingene av de enkeltstående veldig store blokkene viser at de største blokkene også er plassert lengst unna apex, det vil si størrelsen øker jo lengre ned på viften de er. Den gjennomsnittlige kornstørrelsen viser også en økning i størrelse nedover viften.

Regresjonslinjene for maksimal kornstørrelse og gjennomsnittlige kornstørrelse er også vist i Figur 7-7. Datagrunnlaget for regresjonslinjen for gjennomsnittlig størrelse er alle kornstørrelsetellingene på viften, og for regresjonslinjen for den maksimale kornstørrelsen er også målingene av de enkeltstående veldig store blokkene tatt med i beregningen.

Regresjonslinjer for gjennomsnittlig kornstørrelse viser en nedovergrovning av kornstørrelsen, fra cirka 25,6 cm i øvre del nær viftens apex til nærmere 50 cm i nedre del. Regresjonslinjen for maksimal kornstørrelse viser en veldig bratt kurve der maksimal kornstørrelsen nært tredobles fra apex til bunnen.





**Figur 7-7** Kornstørrelsesanalyse fra den kolluviale viften under Otertind. Kartet viser plasseringen på punktene. Høydeaksen på grafen er logaritmisk og viser størrelsen i cm. Kornstørrelsesinndeling etter Wentworth. Punktene plassering langs lengdeaksen viser punktenes plassering i m fra viftens apex.

## **Tolkning**

Kornstørrelsen og trendene i kornstørrelse nedover viften er trolig et resultat av at det er flere typer prosesser aktive på viften. De ulike prosessene som er aktive viftene ser ut til å dominere i hver sine deler.

Den sørlige og nordlige delen av viften har en trend der den gjennomsnittlige kornstørrelsen minker eller viser liten forandring i kornstørrelse. Områdene tolkes til å være dominert av avsetninger etter debrisflow. Tellingene er utført på veldig karakteristiske leveer.

Den sentrale delen av viften er trolig dominert av mer hurtiggående massebevegelsesprosesser som snøskred, stein/fjellskred og steinsprang. Trenden på kornstørrelse er klart nedovergrovende. De største blokkene som tolkes til å være avsatt av steinsprang er også samlet, og Samlingen av blokker i sentrale deler og sammenheng mellom retningen på gjerdeskreda sin orientering og falllinje, og dette tolkes til å være en konsekvens av retningen på ravinen Gjerdeskreda, og at steinsprangmateriale da har denne retningen som fall-linje. Blant de store blokkene viser observasjonene også en generell økning i størrelse dess lengre fra apex observasjonen lå. De største blokkene har da størst kinetisk/potensiell energi, noen som gir dem potensial til å bevege seg lengre (Rapp, 1960).

Viften sett under ett er trolig dominert av hurtiggående massebevegelsesprosesser som steinsprang, fjellskred og snøskred, og debrisflow er en fremtredende prosess på sidene. Regresjonslinjene der alle lokalitetene er samlet viser en økning i kornstørrelse, noe som ikke er tilfelle der debrisflow er dominerende. Kort oppsummert ser det ut til at utviklingen av kornstørrelse er sterkt påvirket av type prosess som dominerer.

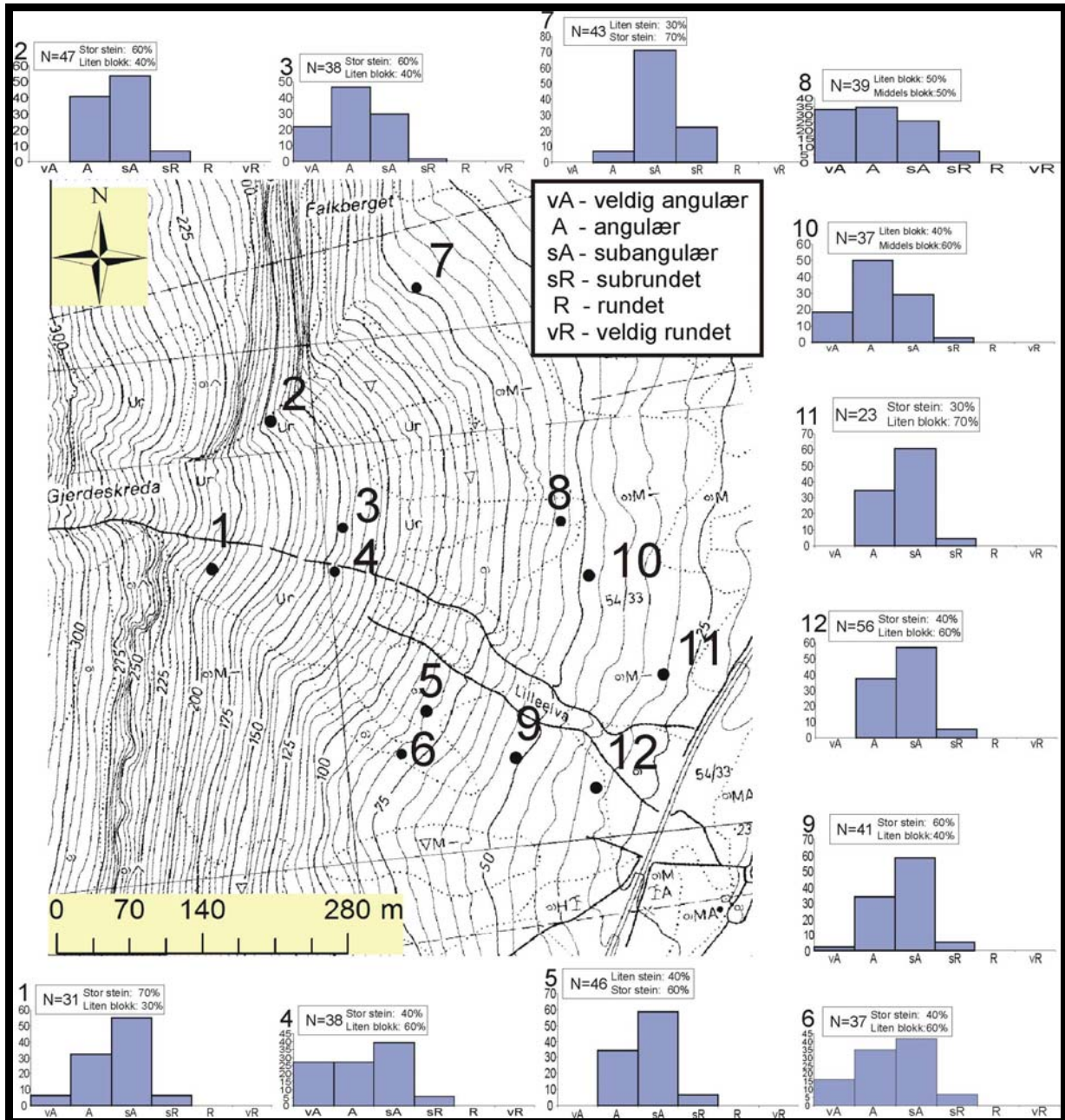
## **7.5 Rundingsgrad**

En rundingsgradsundersøkelse ble utført ved 12 lokaliteter på den kolluviale viften under Ottertind. Undersøkelsene viste store variasjoner i fordelingen av rundingsgrad. Rundingsgradsundersøkelsen med lokalitetenes plassering er samlet i Figur 7-8.

### **Beskrivelse**

Undersøkelsene av lokalitetene 1, 5, 9, 11 og 12 ble utført på leveer og materialet lå i en matriks med grusig sand. Lokalitetene er plassert på den sørlige delen av viften, der lokalitetene 1, 5, 9 og 12 lå i samme levee/kanal system, mens lokalitet 11 lå på en eldre og delvis vegetert levee mot den sentrale delen av viften. Sammensetningen av rundingsgraden på fragmentene ved disse lokalitetene var relativt lik. Rundingen av materialet ved disse

lokalitetene var dominert av subangulære fragmenter (50-60 %), og et relativ høyt innhold av angulære fragmenter (30-40 %). Det ble også registrert en mindre mengde med angulære og subrundete klaster ved disse lokalitetene



**Figur 7-8** Rundingsgradanalyse av den kolluviale viften under Ottertind. Grafene viser en prosentvis fordeling av rundingsgrad. Boksen over hver graf viser N som antall telte klaster og en omtrentlig prosentvis fordeling på størrelsen av det telte materialet.

Lokalitet 6 ble utført på materiale som fremdeles lå på og i snø (undersøkelsen av denne lokaliteten ble utført 27.Mai 2007). På toppen av snølaget lå utsmeltet materiale blottlagt med en åpen struktur (openwork) og inne i snøen lå det spredte klaster med snø som

matriks. Rundingsgradsanalysen viste en variert sammensetning med en jevn fordeling av flere grader av rounding. Akkumulasjonen hadde størst andel med subangulære klaster (ca. 45 %), og var videre sammensatt av fragmenter som var veldig angulære, subangulære og subrundete.

På den nordlige delen av viften av viften ble det utført rundingsgradsundersøkelse ved lokalitetene 2 og 7. Undersøkelsene ble utført på leveene til et kanalsystem.

Rundingsgradsanalysen viste en viss forskjell mellom lokalitetene, der lokalitet 2 viste en mye større andel med angulære klaster enn lokalitet 7. Den dominerende graden av rounding for begge lokalitetene var subangulære fragmenter.

Fra den sentrale delen av viften ble undersøkelser utført på lokalitetene 3, 4, 8 og 10. Avsetningene i den sentrale delen av viften består av spredte akkumulasjoner med klaster med variabel utstrekning og enkeltstående veldig store blokker med stor spredning. Akkumulasjonene med stein og blokker lå stablet med en åpen struktur (openwork), altså klaststøttet. Lokalitetene i den sentrale delen er klart dominert av veldig angulære og angulære fragmenter, med en mindre andel subangulære klaster. Lokaliteten 4 skiller seg litt ut fra de andre med subangulære klaster som dominerende grad av rounding.

### **Tolkning**

Forskjellene i rundingsgrad i de ulike delene av vifter er trolig et resultat av forskjellige dominerende avsetningsprosesser. Til forskjell fra tolkningene fra de tidligere avsnittene kan disse resultatene indikere en mer kompleks inndeling av viften.

Rundingsgradsanalysen fra lokalitetene 1, 5, 9, 11 og 12 er dominert av subangulære kanter. Avsetningene lå som leveer og tolkes til å være avsetninger fra debrisflow. Materialet er transportert fra ravinen, og var trolig der avsatt fra de bratte fjellsidene som veldig angulære og angulære klaster, som utrast materiale (for eksempel frostsprenging) og fra definisjonene etter Blikra & Nemeč (1998) er dette materialet nettopp veldig angulært og angulært. Avsetningene ved de gjeldene lokalitetene må ha gjennomgått en prosess der de har blitt rundet ned til subangulære fragmenter. Trolig har de ligget i ravinen en periode og blitt påvirket av fluviale prosesser, for de har blitt utsatt for ytterligere slitasje idet det har blitt transportert ned på viften, trolig av en debrisflow.

Den nordlige delen består av undersøkelser fra lokalitet 2 og 7. Disse ligger også på leveer og er en del av et eget kanalsystem. Som over tolkes også disse til å være avsetninger etter debrisflow. De to lokalitetene viser er forskjell i rundingsgrad, der lokalitet består av en mye høyere andel med angulære klaster. Dette tolkes til å ha en sammenheng med lokalitetens nærhet til Falkeberget som er et bratt klippeparti å gjøre, der det trolig raser ut en del stein og

blokk mot lokalitet 2 som ikke gjennomgår samme transportprosess og grad av slitasje som det resterende materialet.

Avsetningene ved lokalitet 6 er trolig restene etter ett eller flere snøskred som gikk vinteren 2007, da har materialet snøskred som avsetningsprosess. Avsetningen viser en sammensetning med en jevn fordeling av fragmenter av ulik rundingsgrad, fra veldig angulær til subrundet. Selve prosessen snøskred er trolig ikke en prosess som sliter mye på fragmentene under selve hendelsen. Sammensetningen av materiale som lokaliteten tilsier at deler av materialet har vært utsatt for en form for slitasje og blitt rundet. Avsetningen tolkes til å være et resultat av et snøskred. Snøskredet har trolig tatt med seg materiale fra to kilder. De veldig angulære og angulære fragmentene er trolig nylig derivert stein og blokk som har løsnet fra fjellsiden og landet i snøen på ravinen. De subangulære og subrundete fragmentene har trolig ligget i ravinen og blitt utsatt for slitasje fra for eksempel fluviale prosesser. Det nylig deriverte materialet har da blitt transportet av et snøskred som også har resedimentert materiale fra ravinen, og ført materialet sammen ned på viften.

Avsetningene på den sentrale delen av viften er dominert av veldig angulære og angulære fragmenter. Denne graden av runding tyder på at materialet ikke har blitt utsatt for slitasje som kan ha rundet disse. Lokalitetene inneholder også en del subangulære fragmenter og en veldig lav andel med surbrundete. De veldig angulære og subangulære fragmentene tyder på avsetningsprosesser med relativt kort transporttid. Sammensetningen av rundingsgrad kan tyde på avsetninger med ulik transporthistorie. Den sentrale delen er trolig dominert av hurtigere massebevegelses prosesser som steinsprang, snøskred og fjellskred/steinskred, der snøskredene har resedimentert de fragmentene som er subangulær og subrundet. Som nevnt skiller lokalitet 4 seg fra de andre avsetningene i denne delen. Dette kan trolig forklares ved at lokaliteten lå rett på en forlatt kanal som trolig ikke har vært aktiv på en viss tid, da området var svakt vegetert. Avsetningen tolkes til å være en tidligere aktiv kanal avsatt av debrisflow, og påvirket av fluviale prosesser.

Den kolluviale viften under Ottertind er trolig utbygd som et resultat av en rekke forskjellige massebevegelsesprosesser. I kantene på viften er trolig debrisflow viktigste avsetningsprosess, mens i den sentrale delen er det trolig steinsprang og steinskred som er rådende. Snøskred er trolig en viktig prosess på hele viften.

## 7.6 Observasjoner av nyere prosesser

Den kolluviale viften under Ottertind er en bratt kolluvial vifte, og det er flere aktive massebevegelsesprosesser som har avsatt materiale på viften. Dette delkapitlet beskriver prosessene basert på observasjoner og tolkninger av nyere avsetningene og ut fra vitneobservasjoner. Flere av prosessene er godt dokumentert av bilder.

### 7.6.1 Fjellskred



**Figur 7-9** Fjellskred fra august 2002. En del av fjellsiden under toppen løsnet og raste ned i ravinen.  
Foto: Britt Engstad

I august 2002 løsnet en del av fjellsiden under toppen på Ottertind. Hendelsen ble observert av Bodil og Torgeir Engstad som bor på østsiden av Signaldalen under Mannfjellet. Fjellpartiet som løsnet ble knust ned i ravinen og en enorm støvsky gikk ut over Signaldalen. Figur 7-9 viser bilde av hendelsen. Etter definisjonen etter Rapp (1960) betegnes dette som et *rockfall*, eller et fjellskred. Dette er da en gravitasjonsbevegelse er oppsprekt fjell plutselig løsner fra en fjellside (Blikra & Nemeč, 1998).

### 7.6.2 Steinsprang



**Figur 7-10** Blokk som trolig er avsatt av steinsprang på den sentrale delen av viften under Ottertind. Ryggsekk som målestokk.

På nedre del av viften ble det observert store mengder med enkeltstående store blokker, som vist i Figur 7-10. Tettheten var spesielt stor i den sentrale og mot den nordlige delen. Blokkene er trolig avsatt av steinsprang. Steinsprang er oftest et resultat av forvittringsprosesser som tining og frysing (Blikra et al., 1989). For innbyggerne på denne siden av dalen er steinsprang den største bekymringen ifølge Magne Lockert. En undersøkelse av utbredelsen av blokker og størrelsen på blokkene indikerer at de største blokkene har beveget seg lengst ut på viften, som vist i kartet i Figur 7-7 og et resultat av at de største blokkene også har høyest kinetisk energi Rapp (1960). Blokkene i den sentrale delen viste

ofte en veldig kantet rundingsgrad, og observasjoner tydet på at en del oppknusing har skjedd in situ, som vist på Figur 7-11.



**Figur 7-11** Oppknust blokk som lå på den sentrale delen av viften. Blokken er trolig knust av steinsprangmateriale. Oransje stav 1 m som målestokk.

### 7.6.3 Debrisflow

I ytterkantene av viftene viser avsetningene spor etter debrisflow i form av dype kanaler med leveer og lober. Debrisflow startes oftest ved kraftig nedbør eller perioder med rask snøsmelting. Vann fra nedslagsfeltet samles da i tilførselskanalene, og ved stor nok tilførsel av vann kan løsmassene nå et fortetningspunkt og settes i bevegelse. Debrisflow i den sørlige delen av viften får trolig tilført materiale fra Gjerdeskreda, mens den nordlige delen av viften får trolig materiale tilført i hovedsak fra de to markerte kanalene på østveggen av Ottertind, som vises på bildet i Figur 7-1.

Observasjoner gjort av Magne Lockert, som bor ved foten av Ottertind, forteller at debrisflow aktiviteten økt etter fjellskredet i august 2002 omtalt i avsnitt 7.6.1.

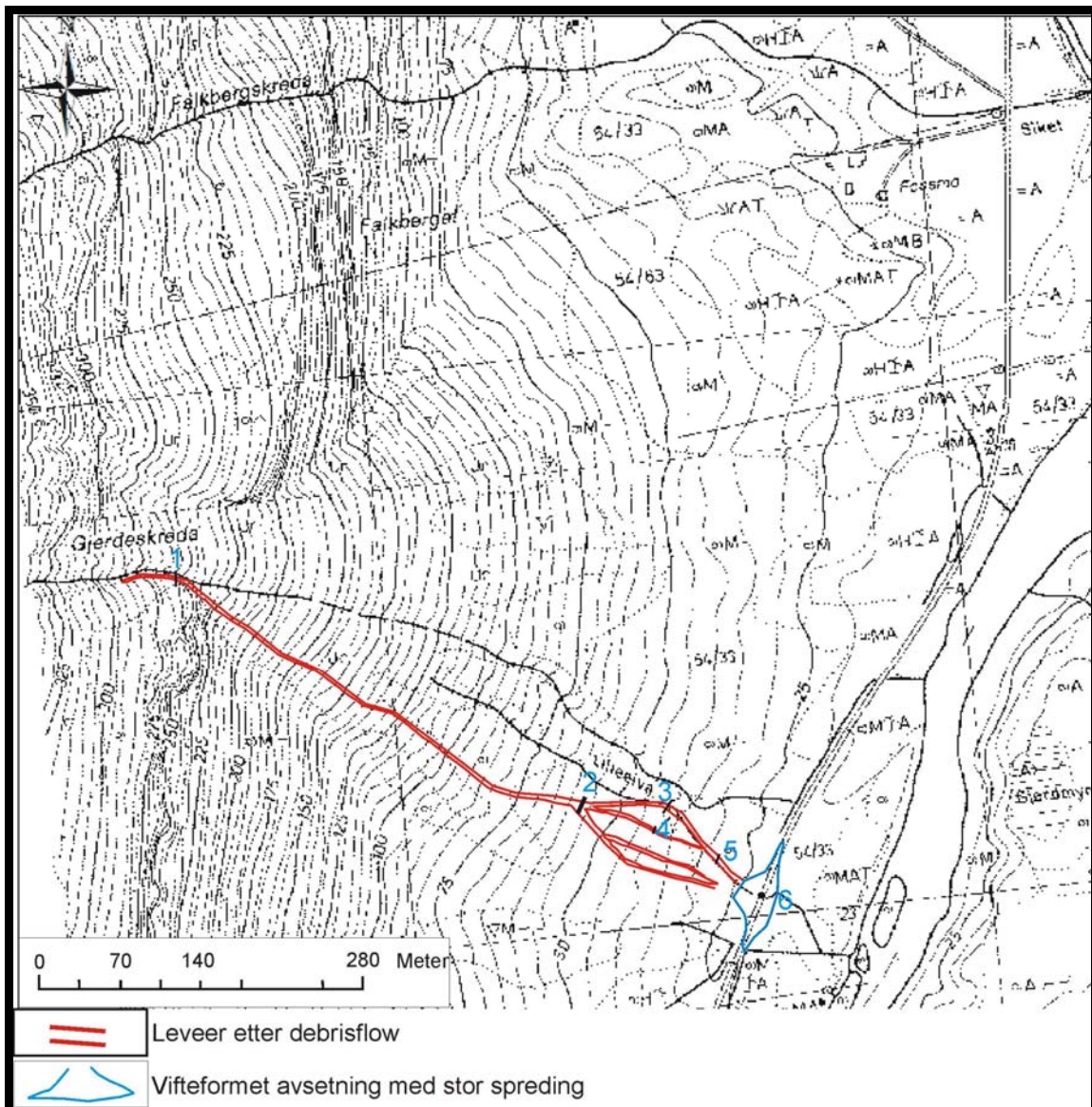


Den siste registrerte hendelsen er fra natt til 27. august 2005. Denne natten var det en kraftig regnstorm, og det ble målt ca 40 mm ([www.met.no](http://www.met.no)) nedbør natt til 27. August.

### Beskrivelse

Undersøkelsene etter hendelsen startet tidlig på morgenen 27. August 2005. Det ble gjort observasjoner og målinger fra topp til bunns på de ferske avsetningene.

Massestrømmens retning fra apex til bunnen av viften ble målt ved hjelp av GPS. Ved hjelp av disse koordinatene er massestrømmens bane på viften tegnet inn på et kart.

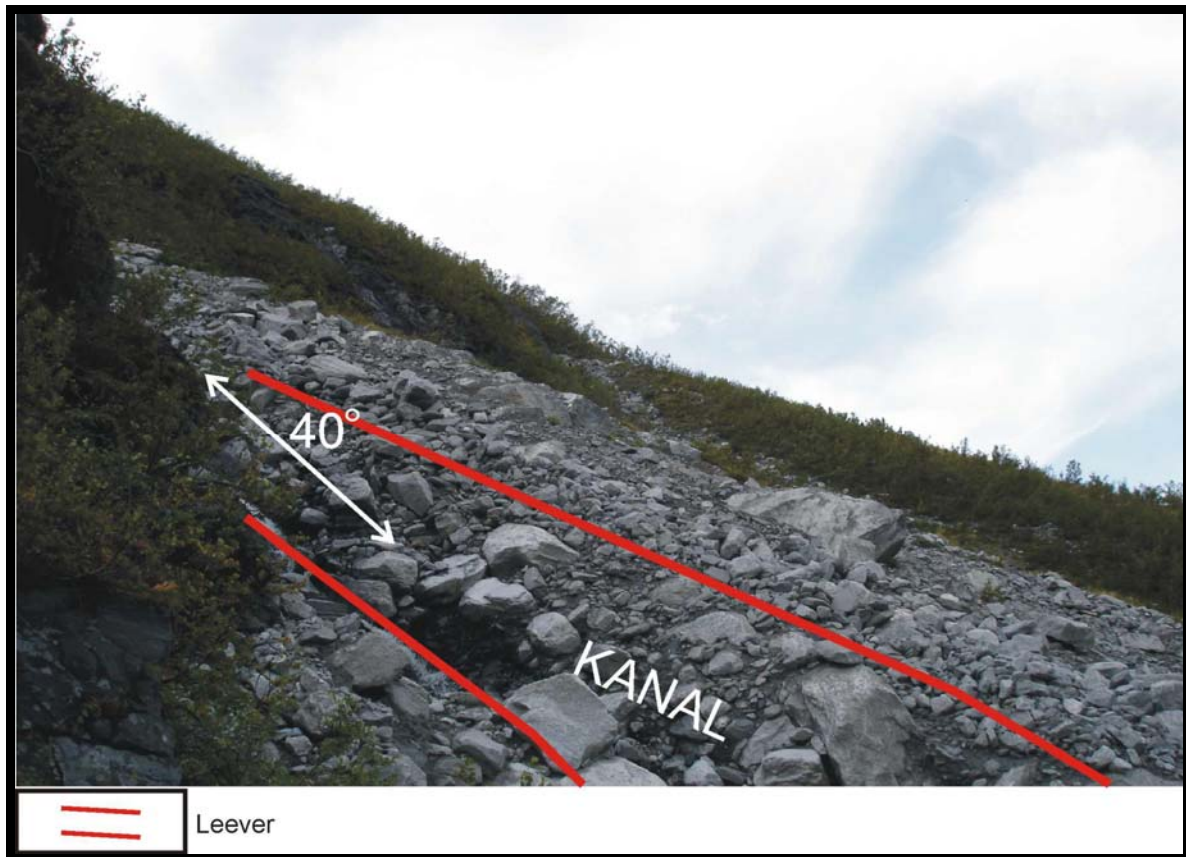


**Figur 7-12** Kartet viser retningen for avsetningen etter en debrisflow som gikk natt til 27. August 2005. De markerte tallene 1-6 viser plasseringen av lokaliteter som presenteres under beskrivelsen av hendelsen.

Undersøkelser og målinger fra massestrømmen fra området rett nedenfor apex er vist som lokalitet 1 på kartet i Figur 7-12. Kanalen har sitt utgangspunkt i ravinen og vender mot den sørlige delen av viften når den går ut fra ravinen. Gradienten ved lokaliteten er målt til å

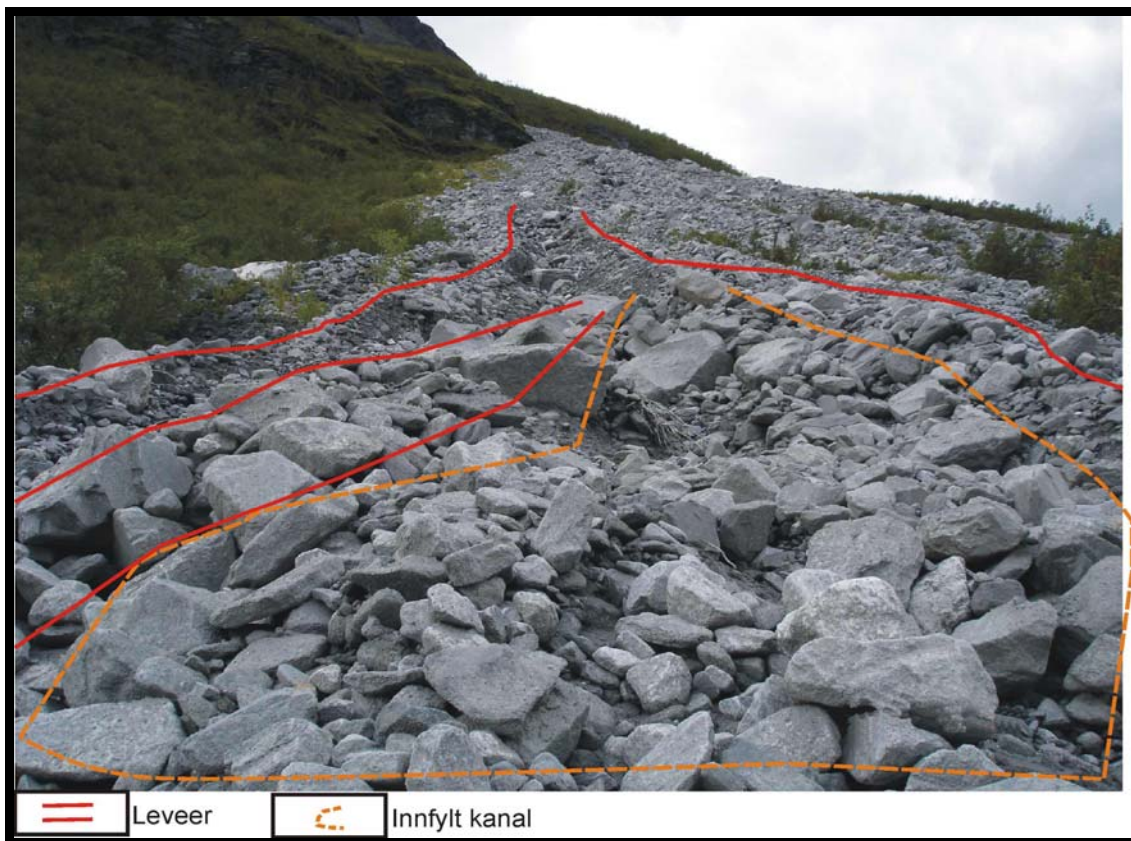
være  $40^\circ$  i selve kanalen, mens den ble målt til  $30\text{-}35^\circ$  i den sentrale delen av ravinen.

Lokaliteten er vist i Figur 7-13.



**Figur 7-13** Lokalitet 1 fra undersøkelsene etter debrisflow natt til 27. August 2005. Figuren viser gradienten til området og retningen på kanalen.

Kanalen i området hadde en bredde på 10,10 m mellom levee toppene, og kanalens dybde var 2,95 meter. Materialet var dominert av middels til store blokker i en matrix med grusig sand. Kanalens retning og utvikling mot lokalitet 2, som vist i kartet i Figur 7-12, viste en gradvis minkning i kanalbredde og dybde. Ved lokalitet 2 ble splittet. Den ene retningen var fylt igjen med et blokkrikt materiale, mens den andre retningen åpen og en bekk rant i bunnen. Lokaliteten er vist i Figur 7-14. Som nevnt ble kanalen delt ved lokalitet 2. Materialet som fylte igjen kanalen dekte kanalen cirka 4 m nedstrøms.



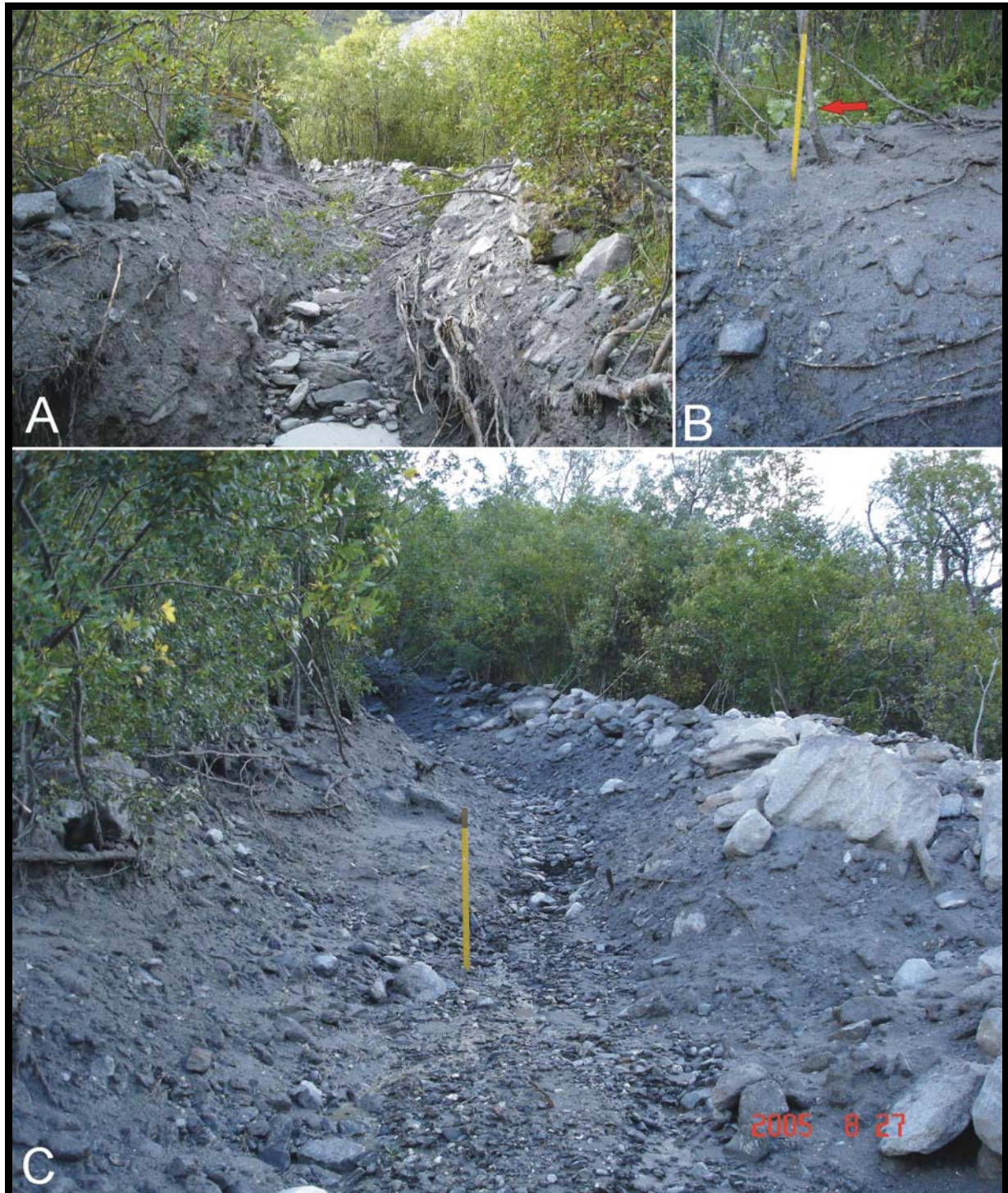
**Figur 7-14** Lokalitet 2. Viser kanalene med leveer og en kanal innfylt med stein og blokk(lobe).

Videre etter dette delte kanalen denne kanalen seg i to løp, der den ene gikk i retning mot den kartlagte Lilleelva. De to løpene ble samlet igjen i nedre del. I Lilleelva er lokalitet 3 plassert, og i den andre kanalen er lokalitet 4 plassert. Fra delingen av kanalen ved lokalitet 2 gikk det en kanal videre som ikke var blokkert. Videre nedover ble også denne kanalen delt i 2, og i den ene er lokalitet 5 plassert, som vist i kartet i Figur 7-12. En samlet figur med bilder for lokalitet 3, 4 og 5 er laget og vist i Figur 7-15.

Lokalitet 3 er plassert i Lilleelva, og er en dyp kanal med laterale leveer. Kanalen har en målt bredde på 5,7 m og en dybde på 2,15 m. Materialet består av stein og blokk i en matriks av grusig sand. Langs toppen av kanalene er leveene plassert, og trær og vegetasjon har blitt presset ned av materialet. Lokalitet 3 er vist i Figur 7-15 A.

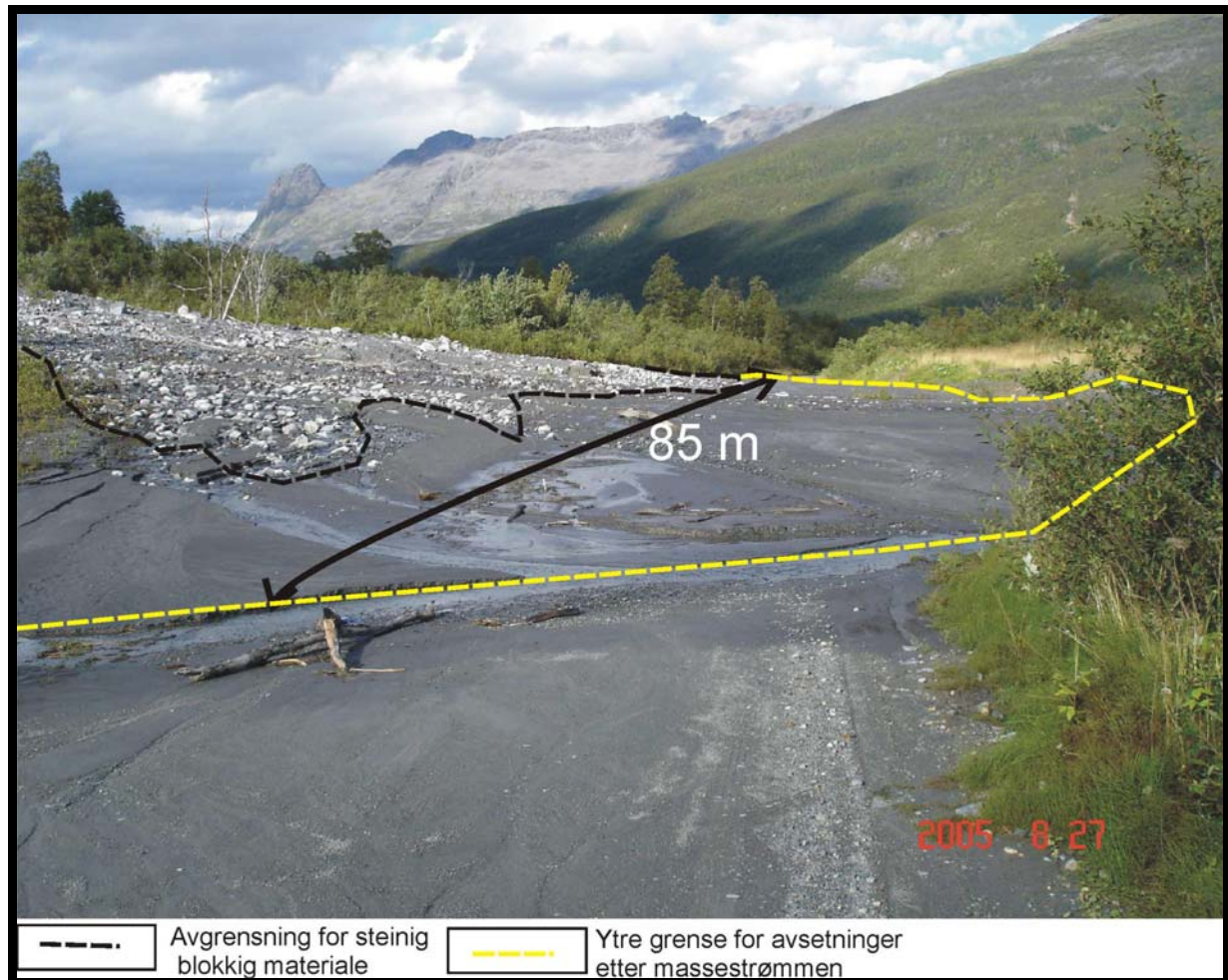
Lokalitet 4 ligger i den neste kanalsystemet mot sør. Kanalen i denne delen har en dybde på 2,05 m. Bilde B i Figur 7-15 viser lokaliteten, der det ble observert slammateriale påklisset et tre på toppen av en levee. Slamlaget ble målt opp til 40 cm opp på trestammen. Det ble også observert en rekke trær og busker som var begravd i nedstrøms retning.

Lokalitet 5 er plassert i nedre del av Lilleelva. Lokaliteten ligger i en sving, der kanalen har en bredde på 5,9 m. Leveene i yttersving ble målt til å være 1,7 m høy, mens i innersvingen ble høyden målt til å være cirka 1 m. I yttersvingen var det plassert mye blokker på toppen av leveen. Materialet lå ellers som stein og blokk i en matriks med grusig sand.



**Figur 7-15** Bilder fra avsetningene etter debrisflow natt til 27. August 2005 under Ottertind. Bilde A: Kanal og leveer i Lilleelva ved lokalitet 3. Bilde B: slam påklistret tre på levee fra lokalitet. Høyden på slammet vist med rød pil 4. C: Kanal og Leveer fra lokalitet 5.

Nede på veien under Ottertind er lokalitet 6 plassert. Fra kartet i Figur 7-12 viser man at avsetningen har spredt seg ut i en bred vifteform. Avsetningenes utstrekning etter hendelsen nådde ned til veien, og bredden på avsetningen i nedre del var 85 m. Dette er vist i Figur 7-16.



**Figur 7-16** Avsetning etter debrisflow natt til 27. August. Bildet viser den nederste delen av avsetningen som dekket 85 m av veien.

Avsetningene som nådde veien viste en skille i sammensetning. På Figur 7-16 vises dette skillet med en svart stiplede linje. Avsetningene bak denne linjen er et steinig blokkig grus materiale med en sandig matriks. Avsetninger var flere plasser delt av kanaler der det rant vann. Nedenfor denne linjer består materialet i hovedsak av et slamlag av siltig sand. Denne avsetningen hadde en ”geleaktig” konsistens, og var veldig rik på vann. Slamlaget hadde en tykkelse på 25 cm midt på veien. På flaten på veien ble rant det også vann i mindre kanaler hele dagen den 27. August. Den gule stiplede linjen viser den ytre avgrensningen til avsetningene. Grøftene nordover langs veien ble også fylt med slammaterialet.



**Figur 7-17** Avsetningene i nedre del. Bilde A: fronten på den steinige blokkige avsetningen med en matriks av sand. B: avsetningen sett fra sør. C: tykkelse på avsetningen.

Fronten på det steinige blokkige materialet i en matriks av sand hadde en tykkelse på 67 cm. Sammenlignet med materialet lengre opp på viften var det en større andel matriks i form av sand ved denne lokaliteten enn lokalitetene lengre opp på viften. Fronten og dens tykkelse er vist i Figur 7-17.

### Tolkning

Avsetningene beskrevet overfor er tolket til å være etter en debrisflow. Den teoretiske gradienten for at en debrisflow skal kunne utløses i en ravine er  $27^\circ$  (Takahashi, 1981; Rickenmann & Zimmermann, 1993). I ravinen er gradienten over  $30^\circ$  ved apex og øker oppover i ravinen. Dermed er det bratt nok i ravinen for at en debrisflow skal kunne startes. Den kraftige regnstormen på natten er trolig den utløsende mekanismen for hendelsen. Det falt over 40 med mer regn i løpet av noen timer på natten og dette løste ut debrisflow.

Retningen massestrømmen fulgte som vist i kartet i Figur 7-12 var trolig en allerede eksisterende kanal, der debrisflowen bygde videre på allerede eksisterende levere.

Avsetningen ved lokalitet 2 viste en blokkert kanal. Nedenfor den blokkerte kanalen var det

tydelige spor etter en debrisflow. Massestrømmen har trolig gått i flere pulser, og vært aktiv i alle de 4 kanalene vist i nedre del av kartet i Figur 7-12. Ved et senere stadie har trolig en puls fra debrisflowen mistet energi ved inngangen til kanalen vist ved lokalitet 2 og avsatt en lobe i denne og blokkert kanalen og hindret videre avsetninger i de to kanalene nedenfor. Den andre retningen av kanalen kan trolig ha vært aktiv ved senere stadier også. Som observert fra dagen 27. August rant det vann fremdeles i denne kanalen, noe som vil omtales ved tolkningen av avsetningene ved lokalitet 6.

Avsetningene ved lokalitet 3 tolkes også til å være nye avsetninger på en allerede eksisterende kanal. Avsetningene har trolig avsatt mer materiale på sidene av kanalen og videre på levee toppene.

Avsetningene ved lokalitet 4 viser slammateriale påklistret et tre som står på toppen av en 2,05 m høy levee. Høyden på materialet som var påklistret treet var ytterligere 40 cm. Det tolkes at debrisflowen har hatt veldig stor tilgang på materiale og vann, og har trolig fylt kanalen siden slammateriale var påklistret såpass høyt på trestammen.

Avsetningene ved lokalitet 5 viser en kanal i en kurve. Leveen i yttersving er høyere enn leveen i innersvinger er. Det tolkes her til at materialet trolig avsetter en større mengde materiale i yttersvingen enn den gjør i innersvingen.

Avsetningene ved lokalitet 6 dekket 85 m av veien. Det steinige blokkige materialet i en matriks av grusig sand tolkes til å være endeloben for debrisflow hendelsen. Fronten og deler av avsetningen var tydelig påvirket av fluviale prosesser som har bearbeidet materialet i etter at materialet var avsatt. Som nevnt over rant det vann fremdeles i kanalen ved lokalitet 2. Trolig har det vært store mengder vann som har rent i kanalene i etterkant av debrisflowen. De fluviale prosessene har da vasket med seg slam-materiale og erodert i endeloben og avsatt den slamrike avsetningen som beskrevet under lokalitet 6.

### 7.6.3.1 Snøskred

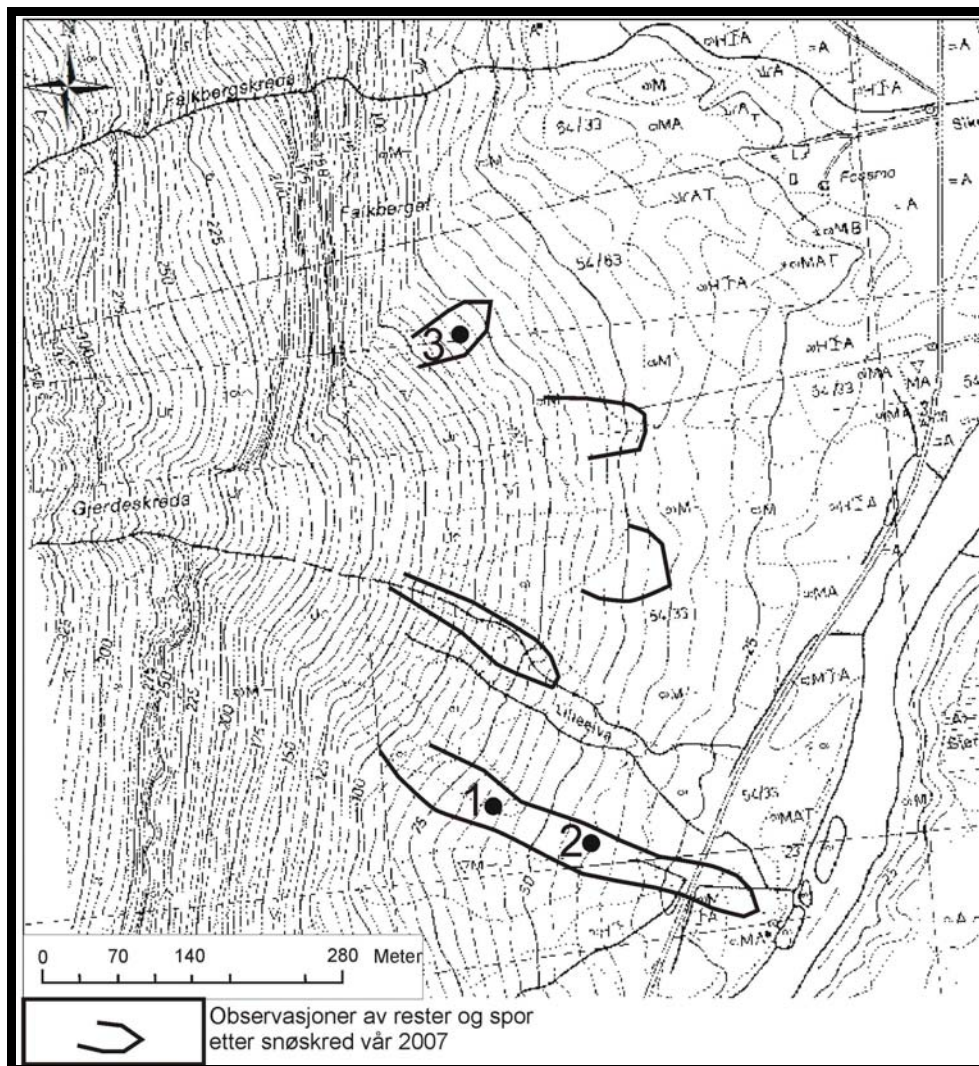
Otertind og spesielt Gjerdeskreda er utsatt for hyppige snøskred, dette ifølge Magne Lockert (Pers.med, 2005) som er bosatt ved foten av Otertind. Tolkning av flybilder samt tidligere feltundersøkelser antydte at snøskred kunne være en viktig avsetningsprosess, da spesielt på den sentrale delen av viften.

### Snøskred vinteren 2007

Vinteren 2007 gikk det flere store snøskred på vifteområdet. Undersøkelser av avsetninger etter disse ble utført 27. Mai 2007.

#### Beskrivelse

De undersøkte avsetningene ble funnet flytende og inne i snø som fremdeles ikke hadde smeltet bort. Avsetningene etter snøskredene viste forskjellige mønster, fra enkelt liggende stein og blokker til større akkumulasjoner med åpen struktur, samt avsetninger der stein og blokk lå avsatt med snø som matriks (som ved utsmelting vil gi åpen struktur). Et kart med plasseringen til avsetningene er presentert i Figur 7-18. I tillegg til 3 lokaliteter som vil bli beskrevet i dette avsnittet ble det observert rester etter snøskred ved tre andre områder på viften, som også er plassert på kartet.



**Figur 7-18** Kart med observasjoner av rester etter snøskred etter vinteren 2007. Lokalitetene 1 til 3 viser plasseringen til avsetningene som beskrives i dette avsnittet.



På den sørlige delen av viften ble det observert spor etter skredet helt over veien som vist i kartet. Trær var revet over ende eller presset ned i nedovergående retning, altså i retningen til skredets bevegelsesretning. Trærne viste også tegn på store mekaniske skader. Akkumulasjonene i øvre del lå som nesten som et sammenhengende dekke med stein, blokk og trær, mens lengre ned mot veien lå avsetningene med bedre spredning, og stort sett som enkeltliggende klaster. De største blokkene liggende ovenpå snøen hadde en størrelse på over 3 m i lengste akse. Restene av snøskredet besto av en opptil 6 m høy ansamling med snø, som var iblandet blokker og stein. Det er nesten umulig å estimere hvor mye snø det opprinnelig lå i denne avsetningen, men man må regne med at det har vært relativt mye avsmelting av snø (Observasjonene ble gjort 27.Mai 2007). Avsetningen fra den sørlige delen av viften vises i Figur 7-19, og er markert med lokalitet 1 på kartet.



**Figur 7-19** Avsetninger etter snøskred fra vinteren 2007. Avsetningen lå ved den sørlige delen av den kolluviale viften under Otertind. Lokalitet 1 markert på kartet. Rød målstav 1 m som målestokk. Foto tatt 27. Mai 2007.

Avsetningene viste store variasjoner både i størrelse og rundingsgrad, noe ble omtalt nærmere i avsnittene 7.4 og 7.5.

Det ble observert flere stein og blokker liggende oppe i trær, som vist på Figur 7-20. Plasseringen av denne lokaliteten er avmerket lokalitet 2 på kartet. Det lå det store mengder

med stein og blokk i et usammenhengende dekke på bakken, og trærne er presset i nedstrøms retning. Figur 7-20 viser avsetningene beskrevet ovenfor.



**Figur 7-20** Utsmelting fra snøskred. Bildet viser en blokk liggende i et tre. Trærne på bildet heller med det antatte skredets retning. Observasjonen ble gjort i den sørlige delen av den kolluviale viften under Otertind markert med lokalitet 2 på kartet i Figur 7-18. Oransje målestav 1 m som målestokk. Tatt 27. Mai 2007.

På den nordlige delen av viften ble det observert en akkumulasjon av materiale avsatt med åpen struktur og delvis liggende i og ovenpå snø, som lå avsatt mot og over det som trolig var en eldre levee. Avsetningen er markert som lokalitet 3 på kartet i Figur 7-18. Levee-avsetningen lå i en matriks med grusig sand, og var dominert av klaster av mindre fraksjoner enn materialet som lå med åpen struktur. Bak leveen lå akkumulasjonen med åpen struktur som en hale.



**Figur 7-21** Snøskredavsetning lå som en hale bak en levee (debrisflowavsetning). Avsetningene fra debrisflow var stein og blokk i en matriks med grusig sand, mens snøskredavsetningen har en åpen struktur og på bildet ligger deler av avsetningen fremdeles i en matriks med snø. Denne avsetningen ble observert på den nordlige delen av den kolluviale viften under Otertind vist som lokalitet 3 på Figur 7-18. På figuren er de to avsetningene skilt med en gul stiplede linje. Oransje stav (1 m) som målestokk. Bilde tatt 27. Mai 2007.

### Tolkning/diskusjon

De beskrevne avsetningene tolkes til å være etter snøskred har trolig skjedd som flere separate hendelser, da avsetningene som ble beskrevet er fordelt over hele viften, og da ikke er en sammenhengende avsetning. Dessuten kan det ha gått flere snøskred i samme område og da begravd eldre skred.

Avsetningene ved lokalitet 1 hadde en mektighet på 6 m med snø, stein og blokk, blandet med trær og vegetasjon. Avsetningen strakk seg over veien. Avsetningen er trolig et resultat av flere snøskred, som både kan ha hatt utgangspunkt i ravinen til Gjerdeskreda. Den store mengden med trær i avsetningen kan tyde på at deler av avsetningen kan være snøskred fra utløst fra klippepartiet sør for Gjerdeskreda. Denne tolkningen siden i selve ravinen i Gjerdeskreda vokser det ikke trær.

Avsetningen ved lokalitet 2 viste tydelige tegn på at det var utsmeltingsmateriale fra snøskred. Det lå også et usammenhengende dekke med stein og blokk på bakken, likt avsetningsmønsteret etter snøskred etter Blikra & Nemeč (1998).

Avsetningen ved lokalitet tre tolkes også til å være en snøskredavsetning som ligger mot en eldre levee etter debrisflow. Snøskredavsetningen lå som en hale bak leveen, og materialet i den tolkete snøskredavsetningen lå fremdeles med snø som matriks.

Disse undersøkelsene viser at snøskred er en veldig viktig avsettende prosess på hele den kolluviale viften under Ottertind, og ikke bare i de sentrale delene som tidligere antatt. Undersøkelser av tidligere avsetninger vil ofte bli vanskeligere å tolke når man finner avsetninger slik som vist i Figur 7-21. Her finner man både stein og blokk liggende i en matriks av sand sammen med en avsetning med større materiale og med åpen struktur.

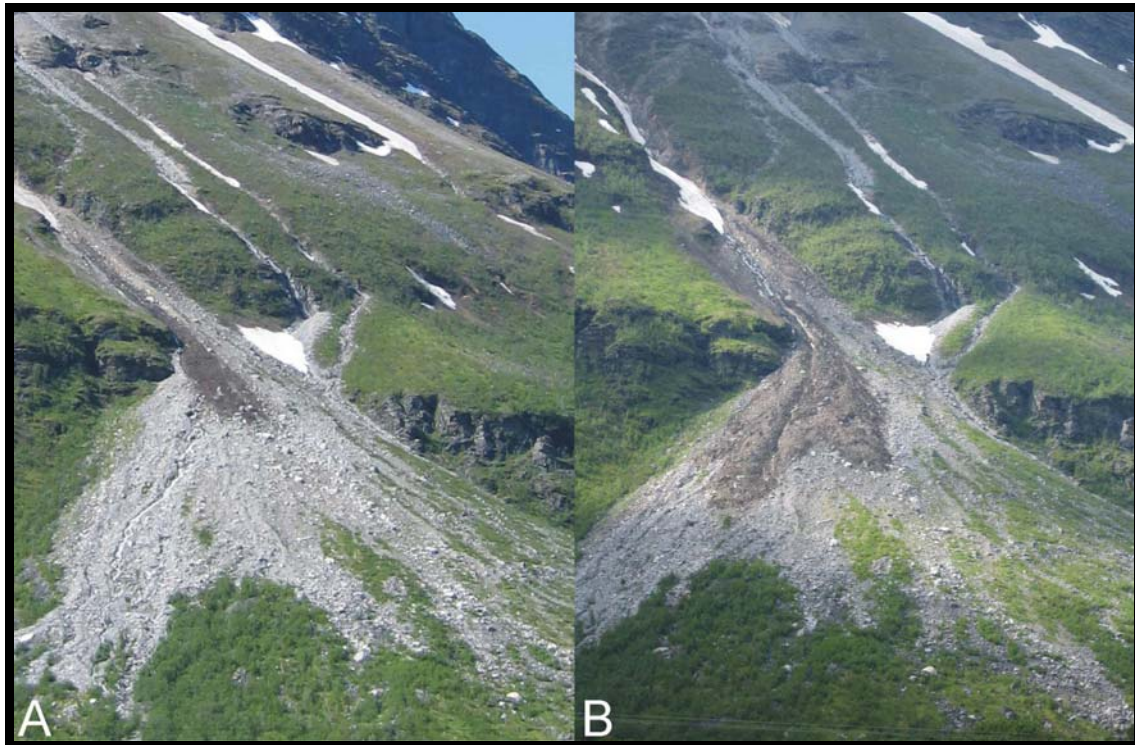
#### 7.6.3.2 Sørpeskred

På våren og tidlig på sommeren er sørpeskred en vanlig prosess i fjellene. Som beskrevet i avsnitt 5.3.3 skjer sørpeskred som følge av at smeltingen av vann skjer fortere enn hva snøen klarer å drenere. Et sørpeskred kan bestå av en blanding mellom snø og løsmasser.

##### **Sørpeskred 17. og 18. Juni 2005**

En hendelse ble observert og dokumentert av førsteamanuensis Erland Lebesbye i juni 2005. Observasjonene ble gjort 17. Juni og 18. Juni med cirka et døgn mellomrom. En saktegående strøm med løsmasser beveget seg ned Gjerdeskreda. Figur 7-22 A viser massestrømmen den 17. Juni, idet den beveget seg ut fra ravinen og inn på vifte. I overkant av et døgn senere ble bilde B tatt. På denne tiden hadde strømmen beveget seg cirka 200 m

nedover viften.



**Figur 7-22** Bildene viser et sørpeskred under Ottertind. Bilde A er tatt 17. Juni 2005, kl 13.30. Bilde B er tatt 18. Juni 2005, kl. 14.40. Foto: Erland Lebesbye

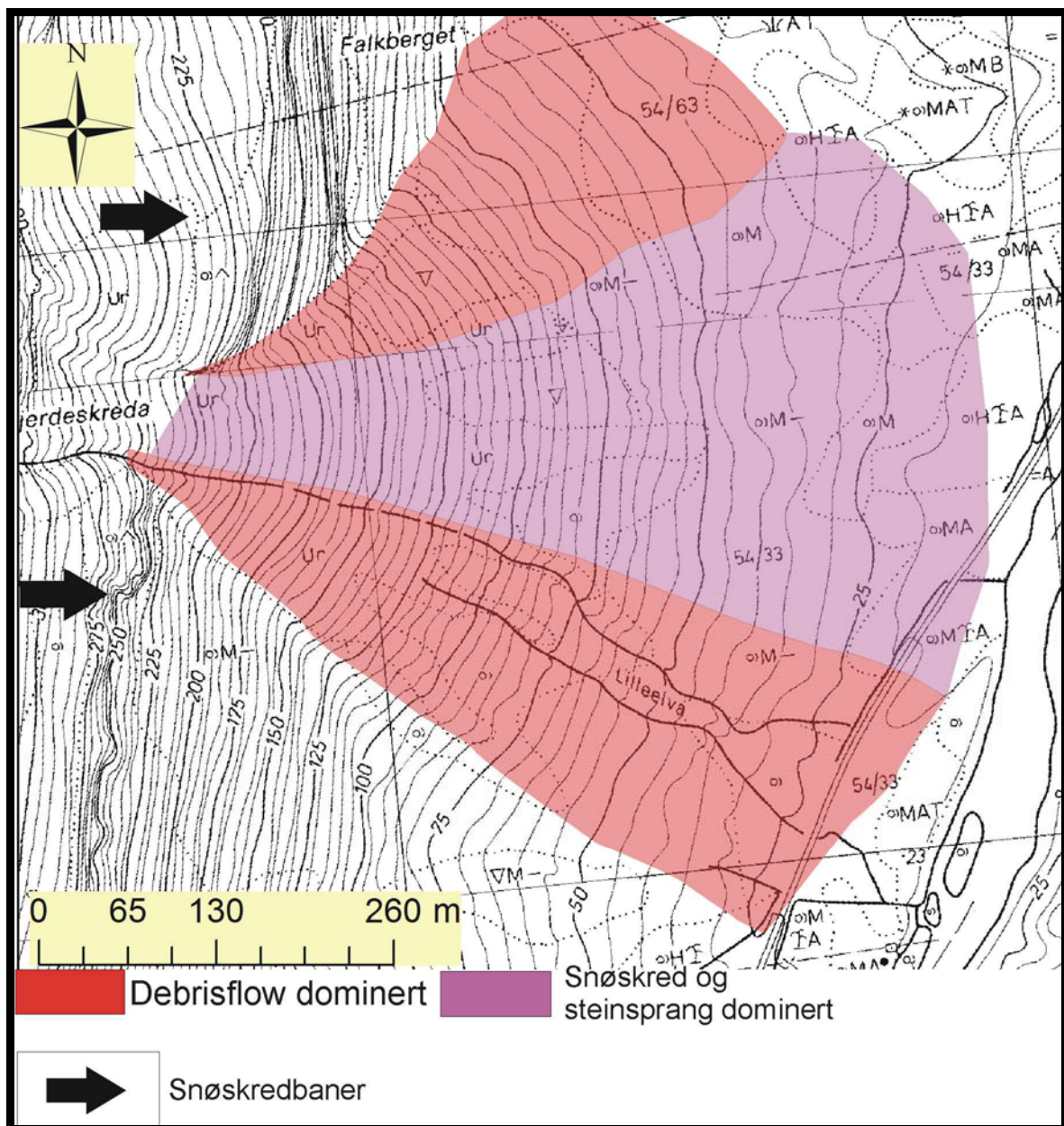
Massestrømmen observert av Lebesbye tolkes til å være et saktegående sørpeskred. Massestrømmen fulgte retningen til den eksisterende kanalen, men avsetningene er spredt som en delvis begrenset strøm, der kun deler av strømmen var kanalisert. Massestrømmen beveget seg trolig med en gjennomsnittlig hastighet på 8 m per time. Bildene viser at det fremdeles lå snø i ravinen, og det tolkes at den utløsende mekanismen for sørpeskredet var kraftig snøsmelting, der snøen ikke klarte å drenere alt smeltevannet, jfr. (Rapp, 1960; Blikra et al., 1989).

## 7.7 Diskusjon

### *Inndeling av viften etter prosesser*

Undersøkelsene i dette kapitlet har vist at det er flere forskjellige prosesser aktive på den kolluviale viften. Snøskred ble regnet som en prosess som er aktiv og avsetter materiale over hele viften. Det ble også indikert at snøskredene ikke bare har utløp fra Gjerdeskreda, men også fra de bratte klippepartiene nord og sør for viften, som pilene på Figur 7-23 viser. Den nordlige og sørlige delen av viften var dominert av formelementer som leveer og lobar, og denne delen er tolket til å være dominert av debrisflow. Den sentrale delen er tolket til å

avsetninger av flere prosesser med der steinsprang og snøskred trolig er de viktigste. Ut fra disse tolkningene er det laget et kart over viften med inndelte soner etter avsetningsprosesser (Figur 7-23). Viften sett under ett er trolig dominert av de hurtiggående prosessene som steinsprang og snøskred. Dette gir ofte en brattere vifte enn hvis den var dominert av mer saktegående prosesser som debrisflow (Blikra & Nemeč, 1998).



**Figur 7-23** Morfogenetisk inndeling av den kolluviale viften under Otertind.

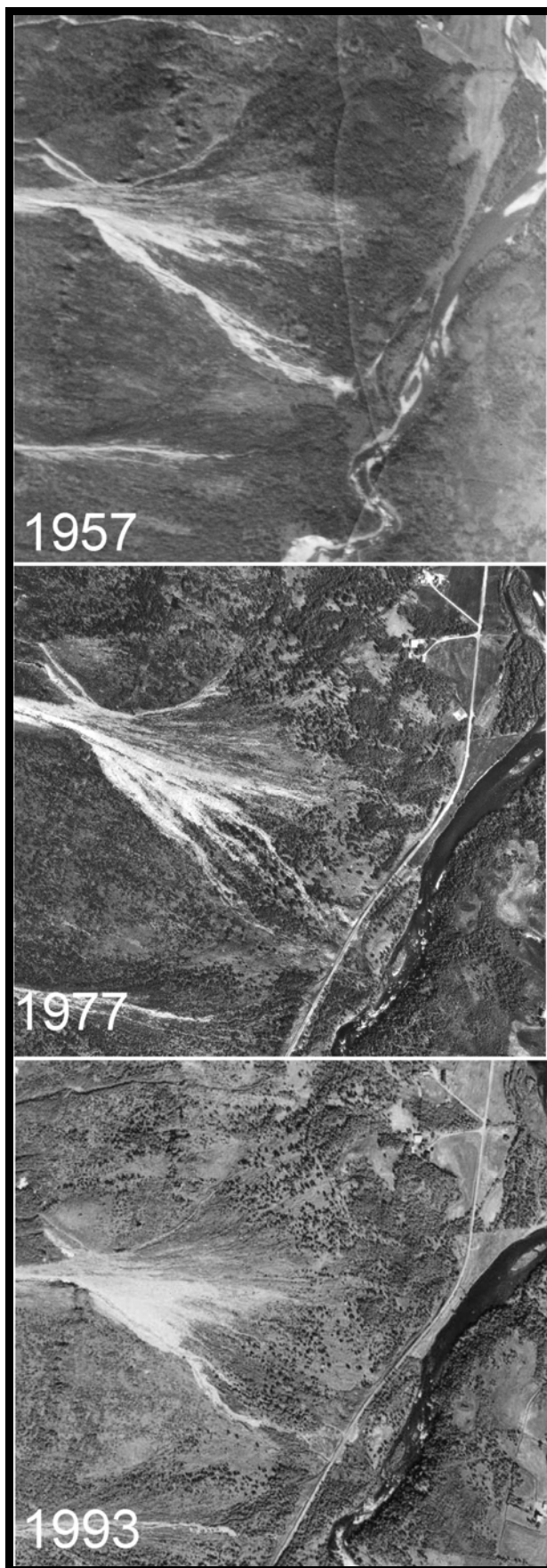
### Avsetningshistorie

Grunnlaget for å lage en avsetningshistorie for denne viften er veldig tynt, da det ikke var muligheter for stratigrafiske undersøkelser. Fra deglasiasjonshistorien ble det indikert at

vifteutbyggingen kan ha startet ved deglasiasjonen av området for 9300-9400 år BP, etter kronosekvensen til Corner (1980). Undersøkelser av massebevegelseshendelser i fjorder på vestlandet tyder på høye sedimentasjonsrater i tidlige stadier som resultat av hurtig landhevning og ustabilitet i fjellsidene som følge av mangel på vegetasjon etter isens tilbaketrekning (Blikra & Nemec, 1993; Ballantyne & Benn, 1994; Bøe et al., 2004). Det tolkes at det samme har vært tilfelle for vifter i studieområdet også.

Datagrunnlaget for oppgaven gir derimot mulighet for å diskutere utviklingen de 50 årene, og dette er gjort ved hjelp av utsnitt fra flybilder fra 1953, 1977 og 1993. Tegneserien med flybilder er vist i Figur 7-24. Fra flybildene ser man spor etter aktivitet gjennom alle årene. Mellom 1957 og 1977 ser man en økning ved større spredning av materiale og avsetninger langs flere kanaler, da spesielt på den sørlige delen av viften. I tillegg er det også spor etter hendelser på den nordlige delen. Mellom 1977 og 1993 ser det ut til at det er mer løsmasser på både den sentrale delen og sørlige delen av viften, mens avsetningene er med konsentrert til en kanal mot nedre del av viften. Undersøkelsene gjort til denne oppgaven antyder en videre økning i aktivitet siden 1993. Det er både gjort observasjoner av nyere avsetninger både på den sentrale delen av viften og på flankene.

Årsakene til en eventuell økning i aktivitet av massebevegelsesprosesser er veldig mye diskutert i forbindelse med klimaforandringer. Klimaprognosene viser et mildere og fuktigere klima i tiden framover. Klimatiske endringer gir konsekvenser for skredaktiviteten, og man kan regne med en øke i frekvensen av løsmasseskred som følge av økt nedbør (Blikra, 1995). I tillegg kan den eventuelt økte aktiviteten på viften på Ottertind de siste årene forklares ved det store fjellskredet fra 2002, der et større fjellparti løsnet fra toppen av Ottertind og ble knust ned i ravinen. Dette vil da gi en økt tilstedeværelse av løsmasser i startsonen for debrisflow, som gir en større sjanse for at en debrisflow skal starte ved eventuelle kraftige regnfall.

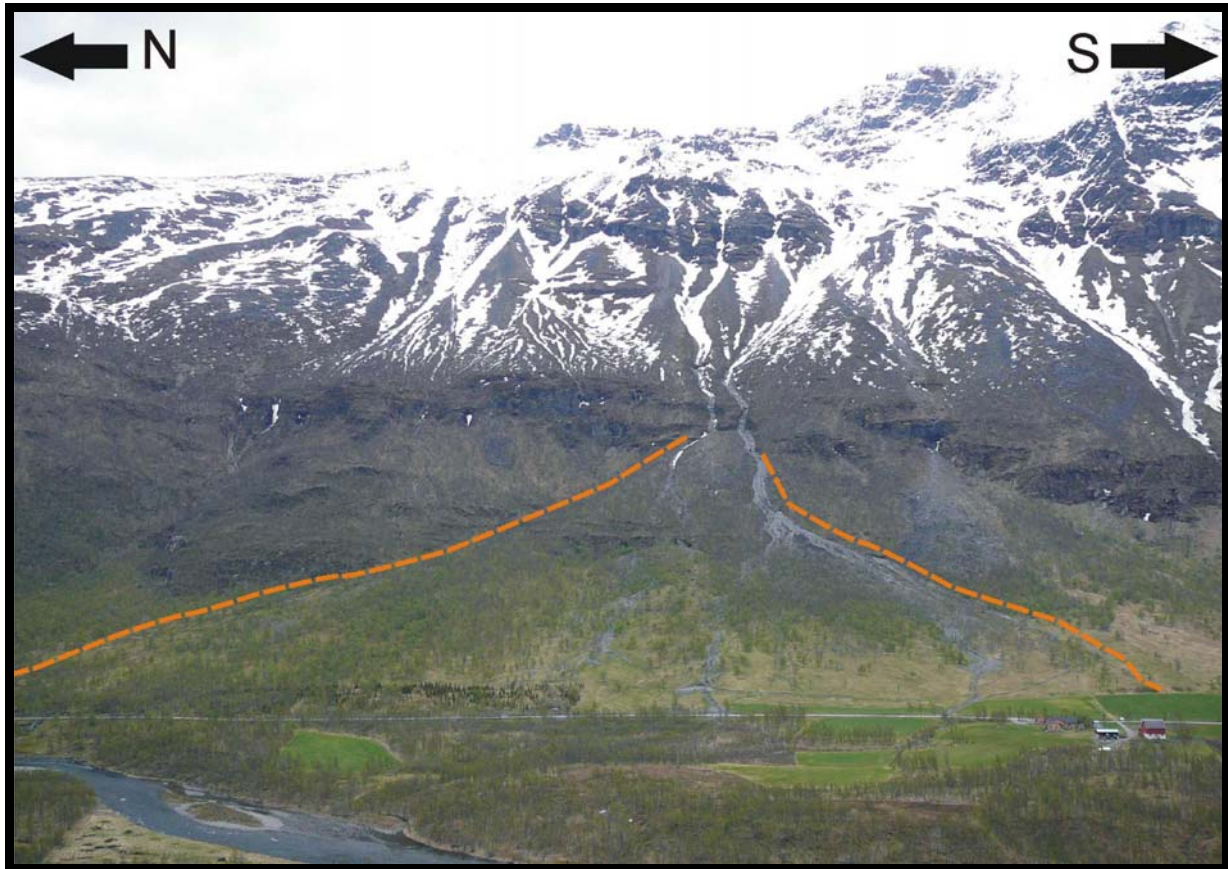


**Figur 7-24** Den kolluviale viften på flybilder. Flybilde G2 (1953), AX003(1977) og nr 168 (1993)





## 8 Kolluvial vifte Mannfjellet



**Figur 8-1** Den kolluviale viften under Mannfjellet. Oransje striper markerer viftens utbredelse

### 8.1 Innledning og morfologi

På østsiden av Signaldalen ligger Mannfjellet (1552 m.o.h.). Langs vestsiden av Mannfjellet ligger det flere kolluviale vifter. Flere av viftene overlapper hverandre og danner kolluviale apron, eller sammenfallende vifter. Lokaliteten valgt i oppgaven er den største av viftene på vestsiden av Mannfjellet. Grensene til studieområdet er avgrenset til de oransje linjene på Figur 8-1, og er satt på grunnlag av at materialet innenfor denne grensen kommer fra samme kildeområde (to raviner). Lokaliteten ligger ved foten av fjellet nordvest for toppen, mellom to høyder på 1533 m.o.h. og 1448 m.o.h.

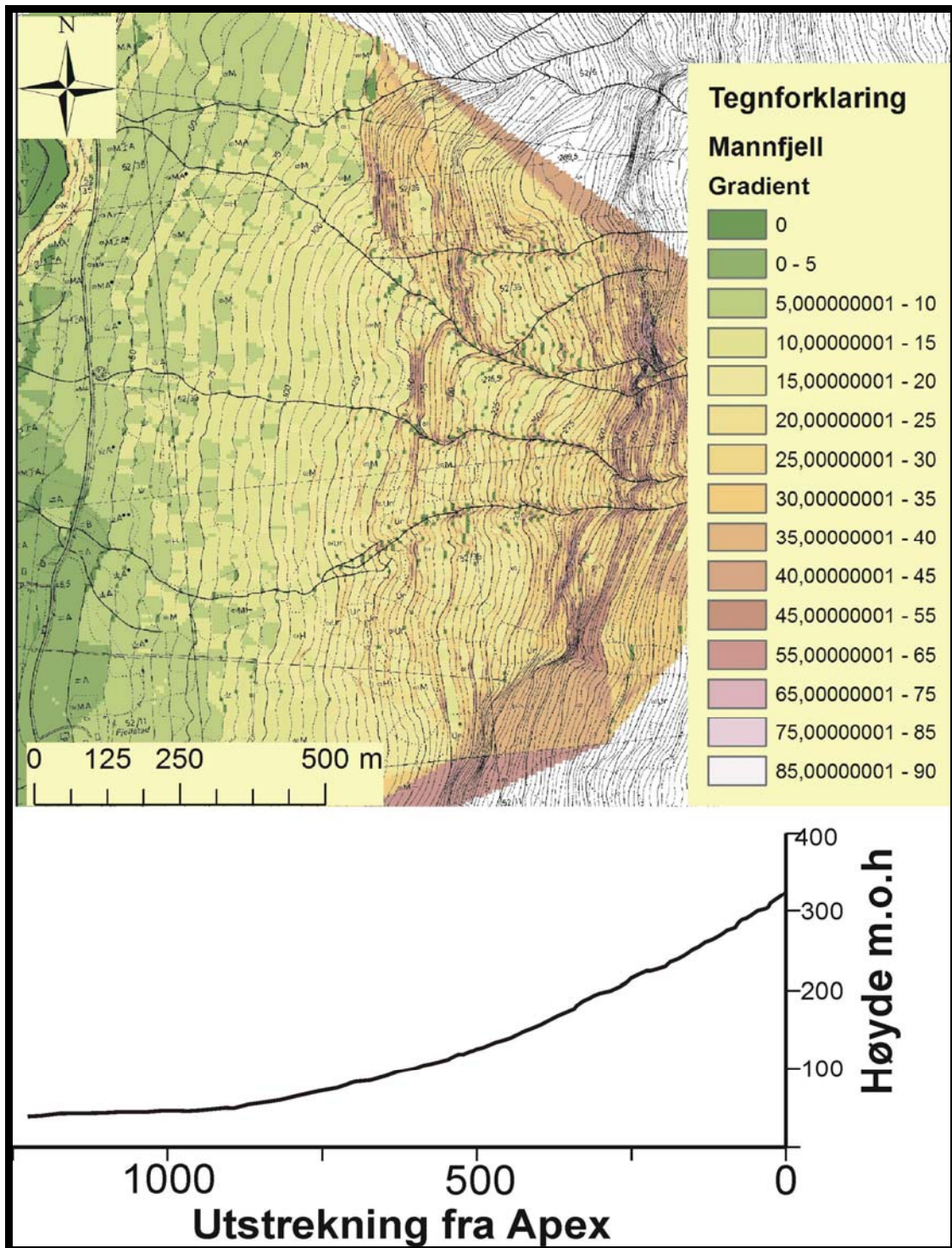
Viftens apex tar utgangspunkt i to raviner som danner to fosser rett over apex. Den midtre delen av viften består av et klippeparti som er eksponert i den nordlige delen av viften. Den nordlige avgrensningen til viften går gjennom en smal kløft i dette klippepartiet. Klippepartiet blir gradvis lavere mot sør, og er jevnet ut i den sørlige delen. Den sørlige delen av viften grenser mot en annen kolluvial avsetning. Den kolluviale viften under Mannfjellet og dens avgrensninger er vist i Figur 8-1.

Apex har en høyde på cirka 325 m.o.h. Høydeforskjellen mellom toppen av fjellsiden og apex er cirka 1200 m. Viftens radius er gjennomsnittlig 1250 m fra apex. Bredden på viften ved bunnen er cirka 800 m, og viften ender mot Signaldalselva cirka 15 m.o.h. og den sørlige delen ender mot områder kartlagt som organsik materiale (Corner, 1977; Lünell, 2001).

Viftens areal er cirka 720 324 m<sup>2</sup>.

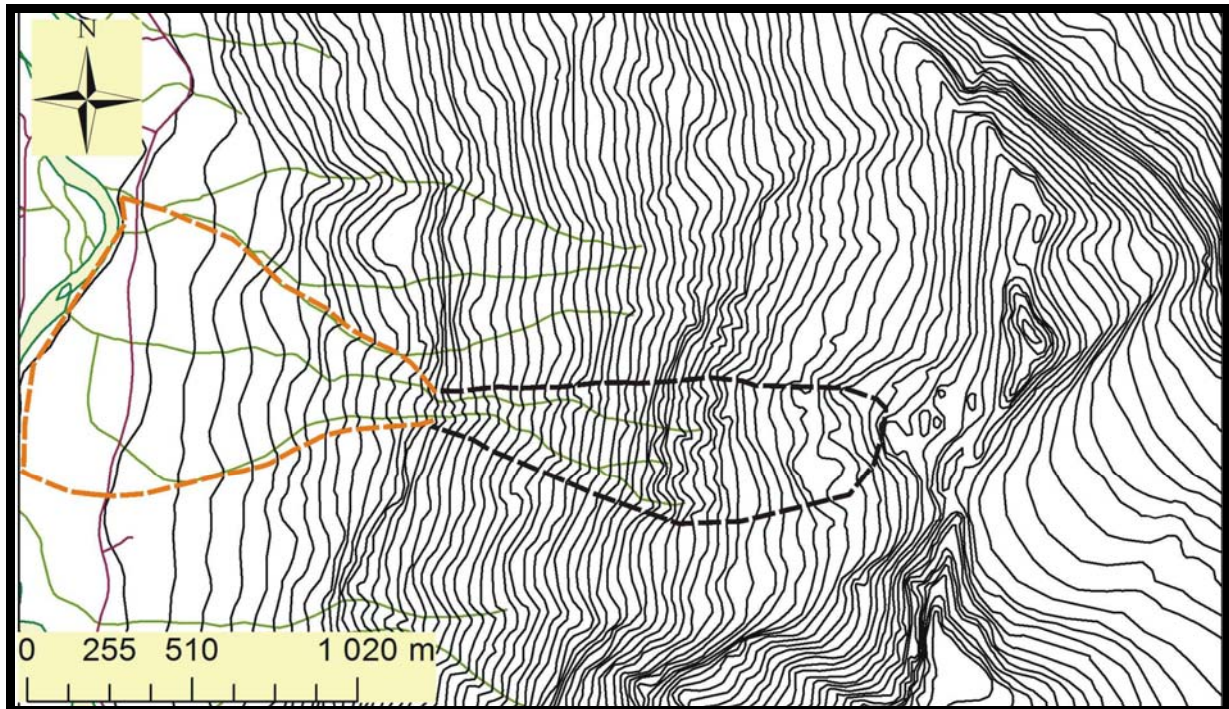
Viften er spredt vegetert med trær. Klastisk materiale er best eksponert i sentrale deler og i sørlige deler av viften. I den nordlige delen er materialet mer eller mindre gjengrodd av vegetasjon med spredte blotninger av materiale. På hele viften finner man kanaler med leveer og lober. Leveene sees som forhøyninger i terrenget, og er godt synlig dersom de er vegetert.

På selve viften ser det ut til at gradienten er påvirket av det tidligere nevnte klippepartiet i den sentrale delen av viften. Gradienten er mellom 30-40° rett ved apex og avtar kun svakt før det blir brattere igjen nedover mot klippepartiet. Etter klippepartiet avtar gradienten til 10-20° og mot nedre del er gradienten under 5°, med en jevnt slak overflate. Dette gir et konkav lengdeprofil for viften, der helningen er jevnt bratt i den øvre delen og jevnt slakt i den nedre delen. Et gradientskart og lengdeprofil for vifteområdet er presentert i Figur 8-2.



Figur 8-2 Gradientskart og lengdeprofil for den kolluviale viften under Mannfjell

## 8.2 Nedslagsfelt

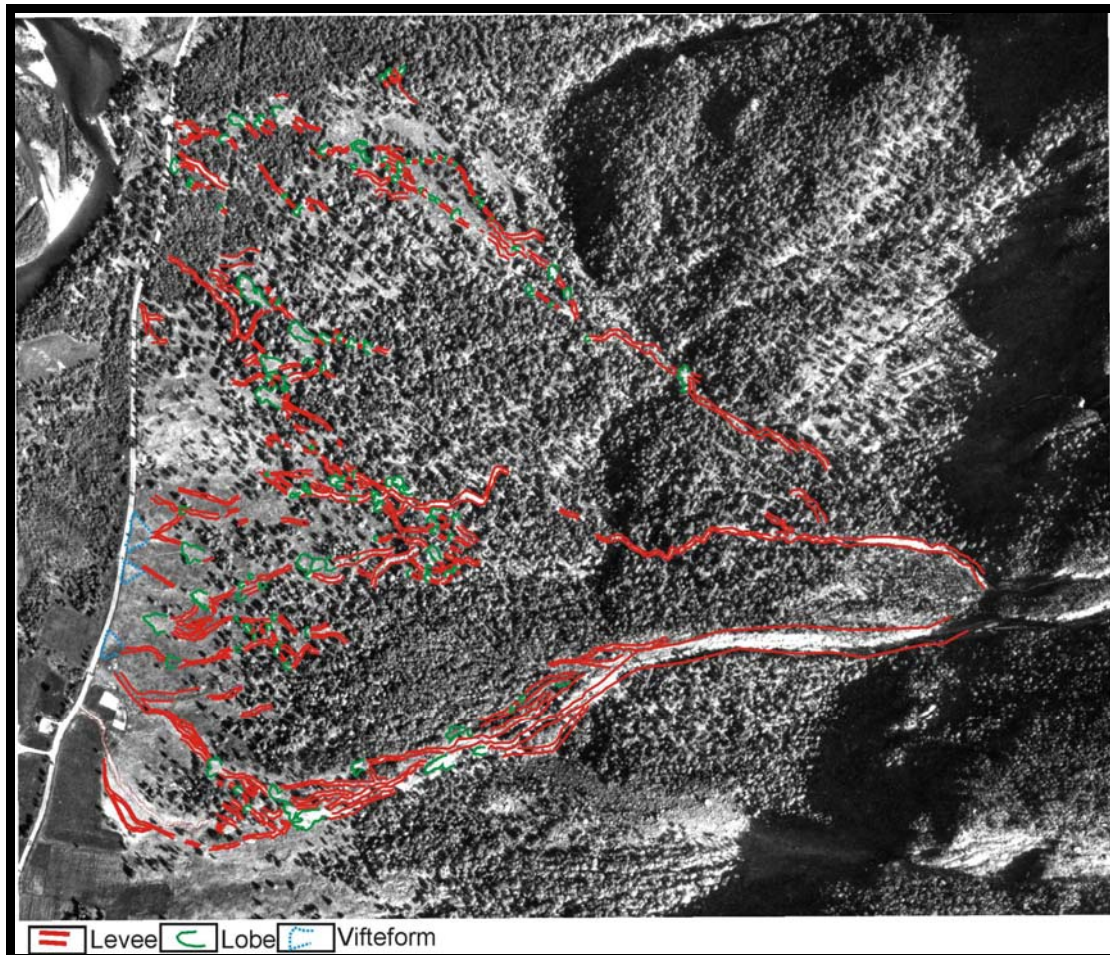


**Figur 8-3** Nedslagsfelter for den studerte kolluviale viften under Mannfjellet. Den oransje streken viser yttergrensene for den kolluviale viften og den svarte linjen viser nedslagsfeltet.

Nedslagsfeltet består av en relativ bratt fjellskråning med et klippeparti. På fjellskråningen og i klippepartiet går flere raviner som samles til to hovedtilførselskanaler, som ender i to fosser over den kolluviale viftens apex.. Nedslagsfeltet for den kolluviale viften under Mannfjellet har en beregnet størrelse på  $350\,238\text{ m}^2$ . Avstanden fra toppen av nedslagsfeltet til apex på viften er cirka 1450 m i luftlinje. I tillegg renner det flere mindre bekker fra fjellskråningen mot den nordlige delen av viften, og disse er ikke tatt med i beregningen av størrelsen på nedslagsfeltet til viften siden de ikke heller mot viftens apex, siden de trolig ikke tilfører en betydelig mengde materiale til viften. Nedslagsfeltet fører kolluvialt materiale og vann fra nedbør og snøsmelting mot den kolluviale viften. Fjellskråningen i nedslagsfeltet har en gjennomsnittlig gradient på cirka  $46^\circ$  og består av flere nær vertikale klippeparti. I nedslagsfeltet under klippepartiet ble det observert store mengder kolluvialt materiale. Nedslagsfelter er vist i Figur 8-3.

### 8.3 Formelementer

Formelementene på den kolluviale viften under Mannfjellet er kartlagt ved hjelp av flybildetolkning, og supplert med observasjoner fra felt, for deretter å bli overført til et økonomisk kart. Flyfotoet og kartet er presentert i Figur 8-4 og Figur 8-5.



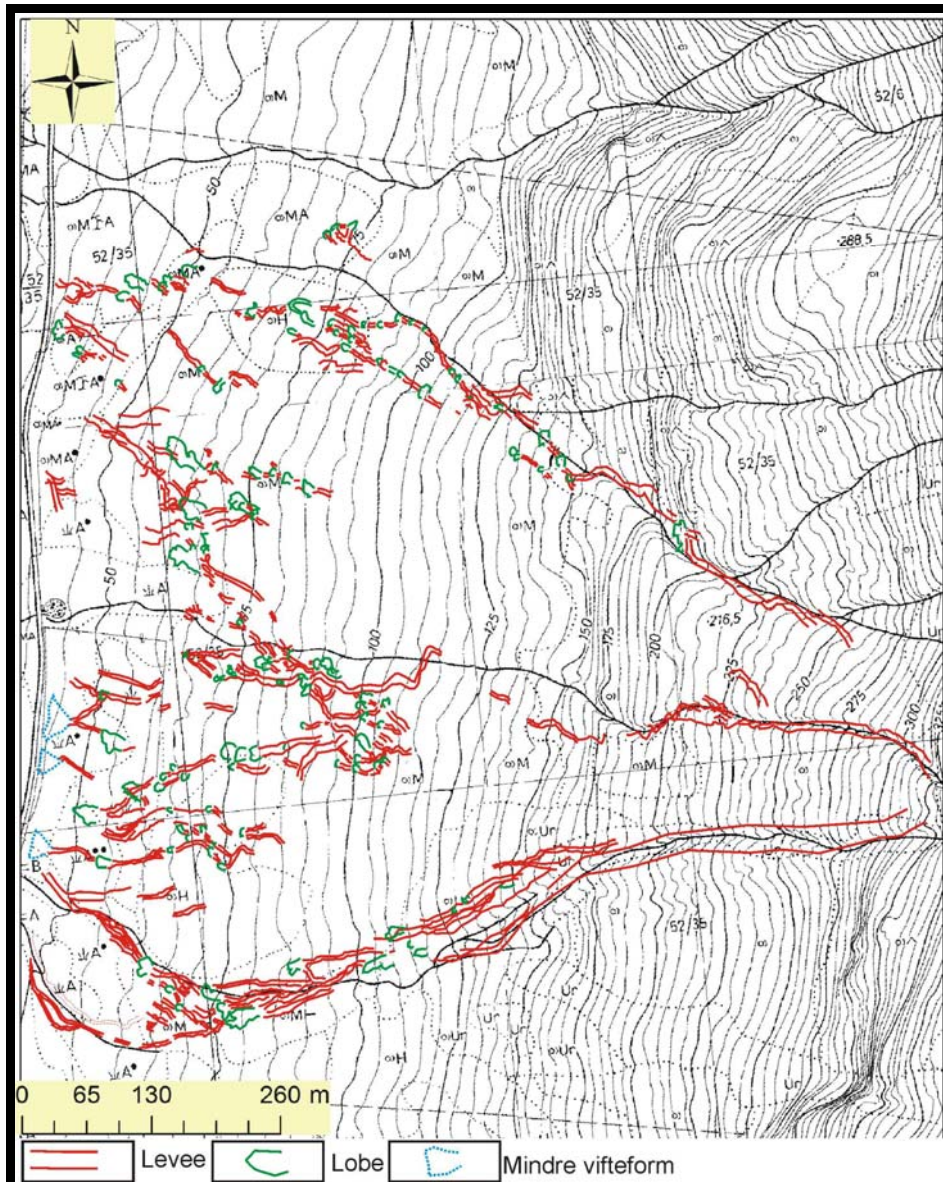
Figur 8-4 Tolkete fromelementer på flyfoto på den kolluviale viften under Mannfjellet.  
Utsnitt fra flyfoto AX002 med målestokk 1:15 000.

#### Beskrivelse

De tolkete formelementene under den kolluviale viften under Mannfjellet er dominert av kanaler med laterale leveer. Leveene er høyere og mer markant i terrenget i den øvre delen av viften, og de blir gradvis lavere nedover viften. I midtre og nedre del av viften er det hyppigere leveer, og helt i nedre del ser man en fremvekst av mindre vifteformer, som man ser ved veien på figurene.

Viften har spres fra to fosser, for videre å dele seg ut fra tre forsenkninger i klippepartiet midt på viften. Fra disse tre forsenkningene sprees materialet ytterligere, med

lave leveer og fremvekst av lobe. Det er en del områder som er uten tolkete formelementer, noe som kommer av at det lar seg vanskelig gjøre å tolke flybilder fra skogdekte områder.



Figur 8-5 De tolkete formelementene overført til et økonomisk kart.

### Tolkning/diskusjon

Materialet på viften tolkes til å være avsatt med debrisflow som dominerende prosess, der det er avsatt laterale morener langs kanaler, samt lobe. Trolig påvirker gradienten på terrenget hastigheten på massestrømmene, og det tolkes at også høyden på leveene blir påvirket av hastigheten på massestrømmene.

Materialet har de to nevnte ravinene som ender som fosser som apex, og sprees fra dette. Disse tar videre retning mot tre forsenkninger i klippepartiet midt på viften, og sprees videre ut fra bunnen av disse forsenkingene. Retningen på massestrømmene er trolig i stor grad styrt av kanalene som vist på kartet, som er aktive elvekanaler.

## 8.4 Kornstørrelse

En undersøkelse av kornstørrelse ble utført på viften under Mannfjellet. Undersøkelsene ble utført på 11 lokaliteter på viften. Det ble gjennomført ti tellinger og kun en enkeltobservasjon av en enkeltstående stor blokk. Blokken lå plassert mellom to godt vegeterte leveer, og dermed var det ikke mulig å gjennomføre en fullstendig telling ved lokaliteten. For hver av lokalitetene ble det registrert maksimal, gjennomsnittlig og dominerende kornstørrelse. Observasjonene er plottet i et diagram, som sammen med plasseringen til lokalitetene er presentert i Figur 8-6.

### Beskrivelse

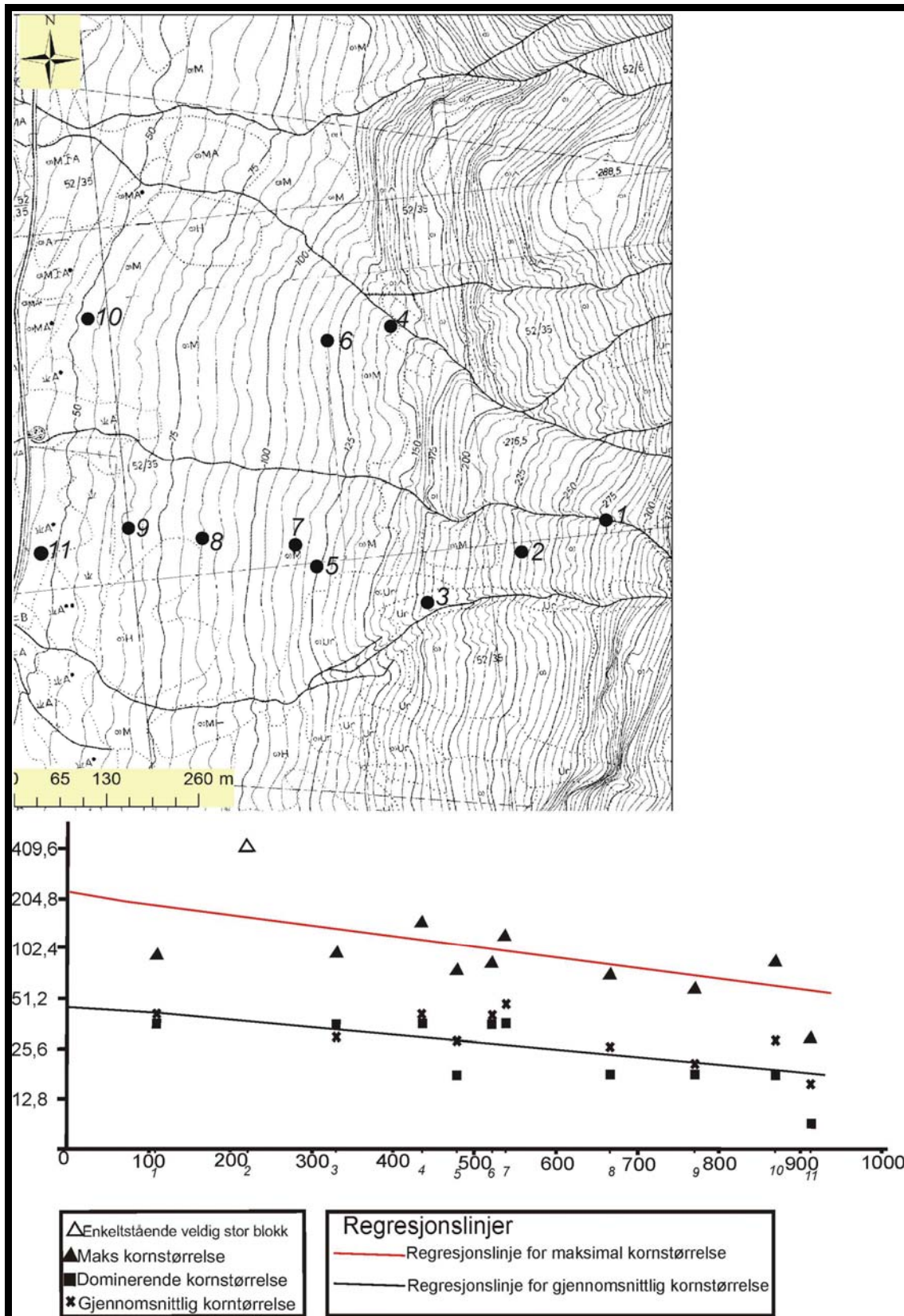
Beskrivelsen av resultatene etter kornstørrelsestillingene vil presenteres i tre deler, ut fra plasseringen av de ulike lokalitetene.

Lokalitet 1 og 2 er fra øvre del av viften. Lokalitet er telling fra en levee på en kanal fra den nordlige av de to fossene. Lokaliteten er dominert av kornstørrelsen liten blokk. Lokalitet 2 er fra en kanal med to relativt høye leveer som var gjengrodd. Dermed kunne det ikke utføres en kornstørrelsestilling, men kun en måling av en blokk på cirka 4 m i lengste akse.

Lokalitet 3, 5, 7, 8, 9 og 11 lå i avsetningene etter en hendelse 27. August, 2005, som beskrives og tolkes under avsnitt 8.6. Tellingene ble utført på selve leveene, foruten lokalitet 5 som ble utført på en lobe i kanalen. Den dominerende kornstørrelsen er i øvre del av viften liten blokk, stor stein i midtre del og liten stein i nedre del. Den viser en klar nedoverfinende trend fra topp mot bunn på viften. Den samme nedoverfinende trenden gjelder for både maksimal og gjennomsnittlig størrelse. Observasjonene fra lokalitet 5 viser mindre dominerende, gjennomsnittlig og maksimal kornstørrelse enn lokalitetene med samme avstand fra apex og skiller seg sådan ut.

Lokalitet 4, 6 og 10 lå plassert i den nordlige delen av viften. Denne delen av viften var relativt godt vegetert, og dermed var det relativt få lokaliteter som var blottlagt. Disse tre lokalitetene viste en svak nedoverfining av dominerende, maksimal og gjennomsnittlig kornstørrelse, men trenden er ikke like tydelig som ved lokalitetene sør på viften.

Det er laget to regresjonslinjer for den kolluviale viften under Mannfjellet, altså for maksimal kornstørrelse og gjennomsnittlig kornstørrelse. Disse er vist i diagrammet på Figur 8-6. Begge regresjonslinjene viser en nedoverfinende trend på viften.



**Figur 8-6** Kornstørrelsesundersøkelser på den kolluviale viften under Mannfjellet. Kartet viser lokalitetene på viften. Plottet er med logaritmisk skala, i cm, etter Wentworth.



### **Tolkning/diskusjon**

Avsetingene blir her som tidligere tolket som å være avsetinger i forbindelse med debrisflow. Lokalitet 2 består av en veldig stor blokk mellom to leveer og tolkes også til å være avsatt av en debrisflow, og ble dermed tatt med på regresjonslinjen for maksimal kornstørrelse. Regresjonslinjene for maksimal og gjennomsnittlig kornstørrelse i Figur 8-6 viser begge en trend der kornstørrelsen minker nedover viften. Dette tolkes til å være i sammenheng med at viften er stor i utstrekning fra apex, og at terrengets gradient er veldig lav, spesielt i de nedre delene av viften.

Lokalitet 5 skiller seg ut fra de andre avsetningene ved samme lengde fra apex. Denne Kornstørrelsestillingen ble utført på en lobe i en kanal, og der er derfor trolig ikke sammenligningsgrunnlag med de andre lokalitetene. Det tellingen derimot kan vise er at kornstørrelsen trolig er mindre i bunnen av kanalene enn hva som er tilfelle på levee toppene.

Som plottene og regresjonslinjene diagrammet i Figur 8-6 har viften en relativ klar nedoverfinende trend. Tellingene fra diagrammet viser også en annen trend som er verd å merke seg. Det tidligere nevnte klippepartiet som ligger midt på viften gir et skille på kornstørrelsen. Lokalitetene som lå over og rett under klippepartiet viste en relativt jevn fordeling av kornstørrelse, der gjennomsnittlig, dominerende og maksimal kornstørrelse kun viser små forandringer. Lokalitetene som lå nedenfor denne brattere delen viser en klart avtagende kornstørrelse nedover viften. I denne delen minker også gradienten på viften, noe som kommer fram i Figur 8-2. Trolig har klippepartiet og gradientsforandringen sammen med transportlengden en innvirkning på utviklingen av kornstørrelsen nedover viften.

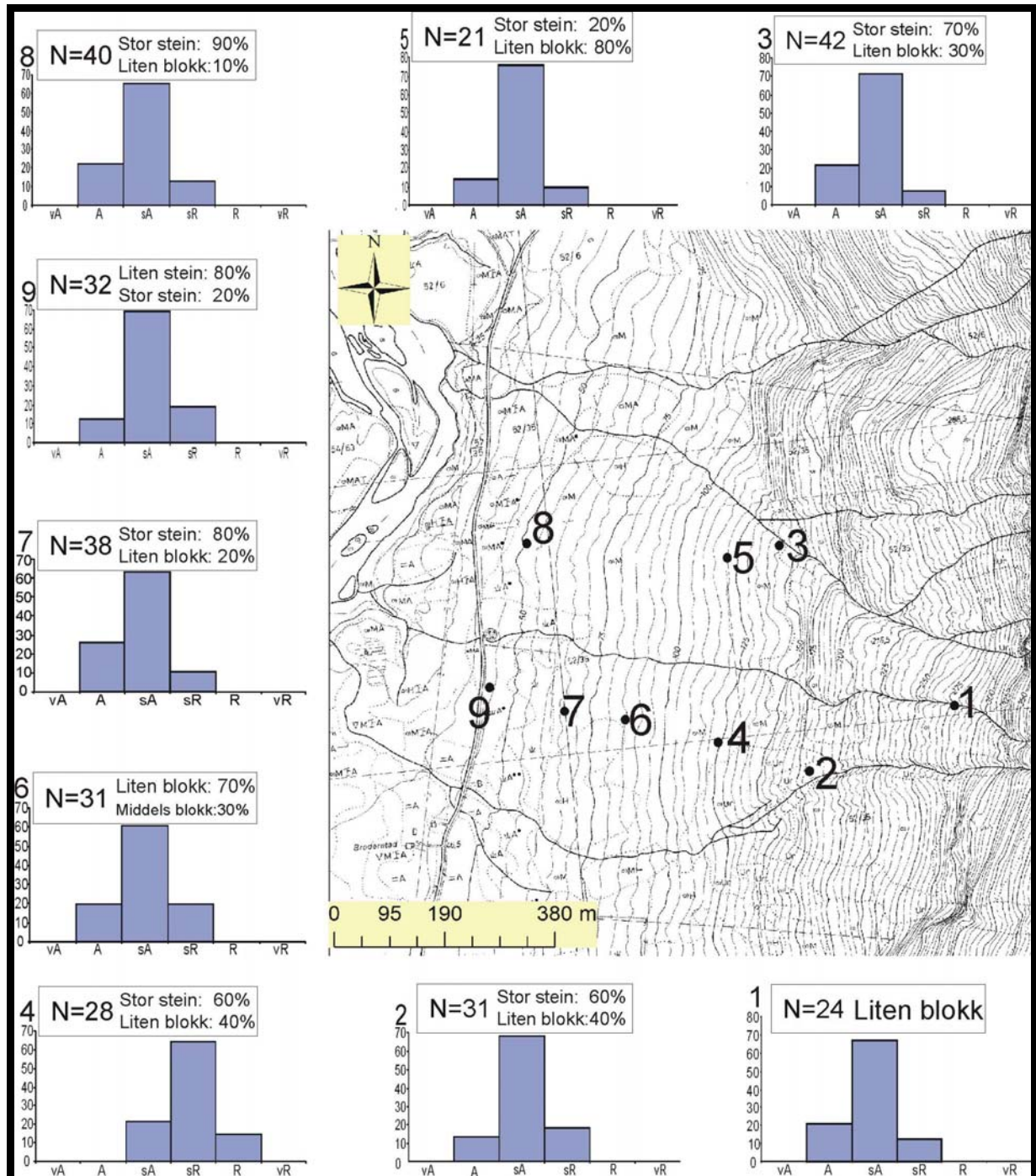
## **8.5 Rundingsgrad**

En rundingsgradsanalyse er utført på viften ved 9 forskjellige lokaliteter. Observasjonene viste at rundingsgraden varieres svært lite i de ulike delene av viften. Rundingsgradsanalysene sammen med lokalitetenes plassering på viften er presentert i Figur 8-7. Alle lokalitetene foruten lokalitet 4 (tilsvarer lokalitet 5 i kornstørrelsesanalysen) var plassert på leveer. Lokalitet 4 ble utført i bunnen av en kanal.

### **Beskrivelse**

Resultatene og lokalitetenes plassering på et kart fra rundingsgradsundersøkelsene er presentert i Figur 8-8. Fordelingen av rundingsgrad ved de ulike lokalitetene viste en veldig lik sammensetning av rundingsgrad. Den dominerende graden av runding var subanglære

fragmenter (60-90 %), sammen med omtrent like andeler med angulære og subrundete fragmenter (10-20 %). Den eneste lokaliteten som skiller seg ut fra de resterende er lokalitet 4, som er dominert av subrundete klaster, med en jevn fordeling av subangulære og rundete klaster. Lokaliteten er da også den eneste med rundete klaster.



Figur 8-7 Rundingsgradsanalyse over den kolluviale viften under Mannfjellet.

## Tolkning/diskusjon

Det kolluviale materialet i fjellskråningen over viften antas også her til å være veldig angulært og angulært, etter definisjonen til Blikra & Nemeč (1998).

Lokalitetene viste en veldig jevn og lik sammensetning av rundingsgrad der subangulære fragmenter dominerer. Materialet tolkes til å være transportert fra kildeområdet (nedslagsfeltet markert i Figur 8-3) til viften. Under transporten fra nedslagsfeltet til de endelig er avsatt på viften har fragmentene gjennomgått en grad runding. Sammensetningen tyder trolig på at de har vært utsatt for slitasje. Her tolkes det til at avsetningene har blitt transportert av debrisflow, og da blitt en del rundet under denne prosessen. I tillegg er det trolig at materialet har ligget i en periode i en kanal, gjerne i ravinene ovenfor viften, og da hatt en viss eksponeringstid for fluviale prosesser som har rundet fragmentene, for så videre å bli resedimentert ved det som her tolkes til å være i hovedsak av debrisflow.

Lokalitet 4 viste en annen sammensetning av rundingsgrad enn de andre lokalitetene. Dette tolkes til å være fordi denne avsetningen lå i bunnen av en kanal, og har trolig vært sterkere påvirket av fluviale prosesser, og dermed også bedre rundet. I kanalen rant det vann, og vannførselen i kanalen varierte veldig under feltsesongen og var trolig styrt av nedbørmengden samt snøsmelting på fjellet.

## 8.6 Observasjoner a nyere prosesser

Fra den kolluviale viften under Mannfjell har det blitt gjort flere observasjoner av massestrømmer. Dette delkapitlet vil gå gjennom to hendelser, der den ene er basert på vitneobservasjoner og den andre på egne undersøkelser av ferske avsetninger etter en massestrøm natt til 27. August 2005, og blir en mer omfattende del.

### 8.6.1 Debrisflow på Mannfjellviften 1993

#### Beskrivelse

Et intervju med Widar Figenschau, som bor på gården rett under Mannfjellet, har bidratt med verdifull informasjon om prosesser på viften (Geoff Corner, feltnotater 13. Juni, 1999). Massestrømmer som debrisflow er mest vanlig om høsten og forekommer ofte etter lengre perioder uten nedbør med et påfølgende kraftig regnfall (Pers.medd Widar Figenschou, 1999). Widar Figenschau beskrev en hendelse fra våren 1993. Etter en lang periode med regn ble en massestrøm observert i bevegelse ned fjellsiden over viften. Etter cirka 1,5 timer fra første observasjon var massesstrømmen beveget seg ned mot viften(les: apex). Widar Figenschau gikk opp på viften for å undersøke om massestrømmen ville blokkere

vanninntaket til huset. På viften observerte han massestrømmen som besto av en ”velling” blandet med stein og blokker i massen. Bevegelsen til massestrømmen ble beskrevet som pulser, der blokker stoppet opp i front en stund, mens tungens overflate hevet seg, før den brøt gjennom og bevegelsen fortsatte nedover skråningen. På samme måte kunne massestrømmen bryte ut og bevege seg i en ny retning. I den nedre delen av viften hadde fronten av massestrømmen en hastighet tilsvarende rask ganghastighet. Widar Figenschau tok handen ned i ”vellingen” for å se på konsistensen, og beskrev den som ”tørr” eller fast sand. Dette vil si drenert likvifisert sand (Pers med Geoff Corner, 1999)<sup>6</sup>.

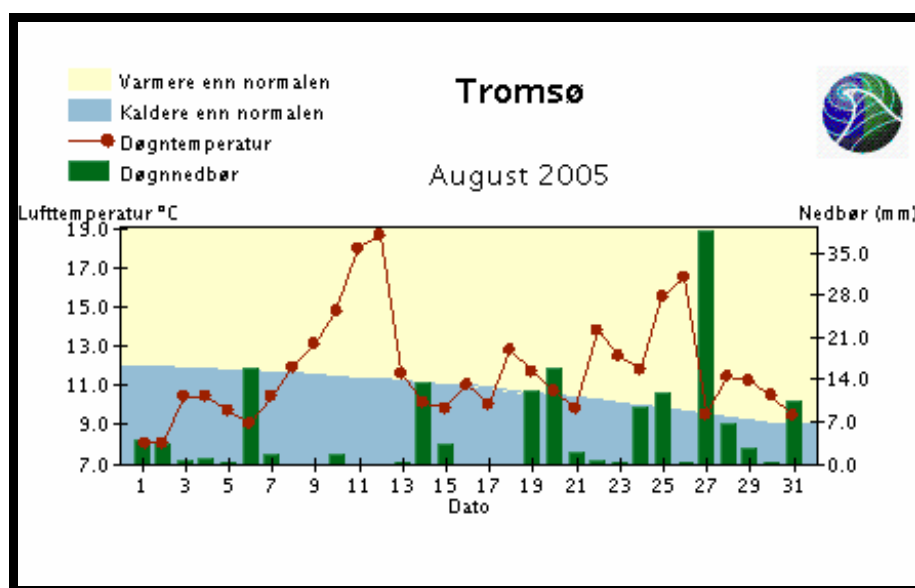
### Tolkning

Ut fra beskrivelsene tolkes dette til å være en debrisflow. Trolig var det langvarige regnfallet den utløsende faktoren. Bevegelsesmønsteret som beskrevet ligner på den reologiske forklaringsmodellen for hvordan en debrisflow beveger seg etter (Hung, 2000) som ble presentert i teorikapitlet.

### 8.6.2 Debrisflow 27. August 2005

Natt til 27. August var det en kraftig regnstorm i Troms.

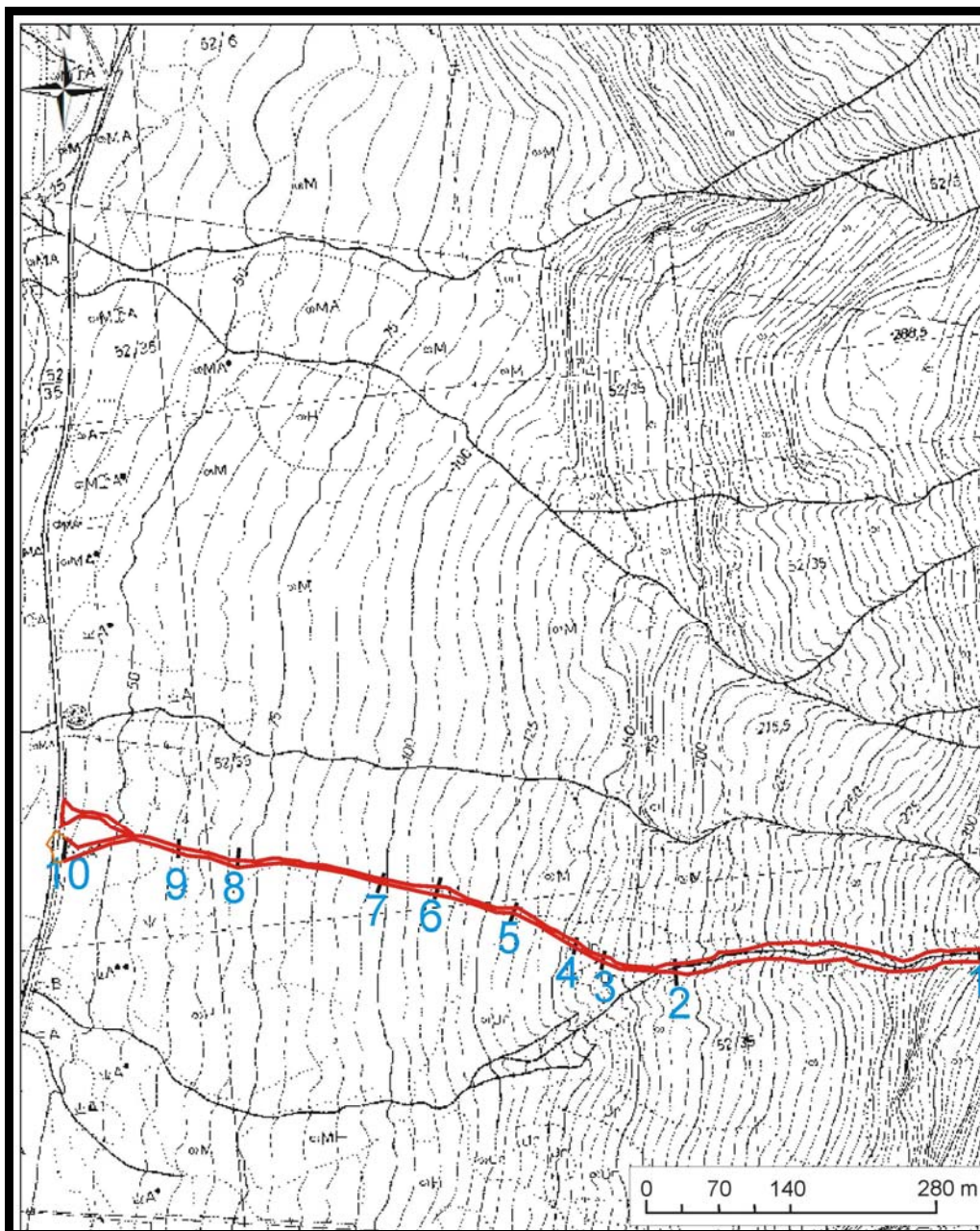
Figur 8-8 viser nedbøren for august måned 2005, for Tromsø (nærmeste målestasjon tilgjengelig på [www.met.no](http://www.met.no)). Det regnet trolig i overkant 40 mm, og all nedbøren for dette døgnet falt på natta. Ifølge gårdbruker Widar Figenschou så ble de vekket av støy rundt kl.4 på natta. Denne delen vil beskrive og tolke avsetningene etter hendelsen. Det ble utført detaljerte undersøkelser ved 10 lokaliteter, som alle vil beskrives og tolkes.



Figur 8-8 Nedbør for august 2005. fra ([www.met.no](http://www.met.no))

<sup>6</sup> Fra Geoff Corners feltnotater 13. Juni 1999. Widar Figenschou er gårdseier på den studerte viften under Mannfjell

Arbeidet med å dokumentere denne hendelsen startet allerede morgenen lørdag 27. August 2005, og fortsatte de følgende ukene. Den kolluviale viften har to tilførselskanaler som danner viften. Massestrømmen som gikk denne natten hadde sitt utgangspunkt i den sørligste fossen. Observasjonene av avsetningene under Mannfjell etter 27. August hendelsen er delt opp i ti lokaliteter. Lokalitetene og retningen for massestrømmen er vist i Figur 8-9.



Figur 8-9 Kart med debrisflowens bane og lokaliteter markert.

### 8.6.2.1 Lokalitet 1, 400 m.o.h.



**Figur 8-10** Nærbilde av tilførselskanalen. Den gule stiplede linjen markerer 2 veldig store blokker som blokkerer kanalen, mens den svarte stiplede linjen viser stein og blokk rikt materiale som da er blokkert av blokkene markert med gul stiplede linje.

#### Beskrivelse

Observasjonene fra lokalitet 1 ble gjort på avstand. Lokaliteten er fra ravinen som ligger over den ene fossen som danner apex for den kolluviale viften under Mannfjellet. Figur 8-10 illustrerer lokaliteten. To veldig store blokker ligger i ravinen over fossen. Bak disse blokkene ligger store mengder materiale. De store blokkene er markert med gul stiplede linje på figuren, og den svarte linjen markerer materialet som ligger bak blokkene.

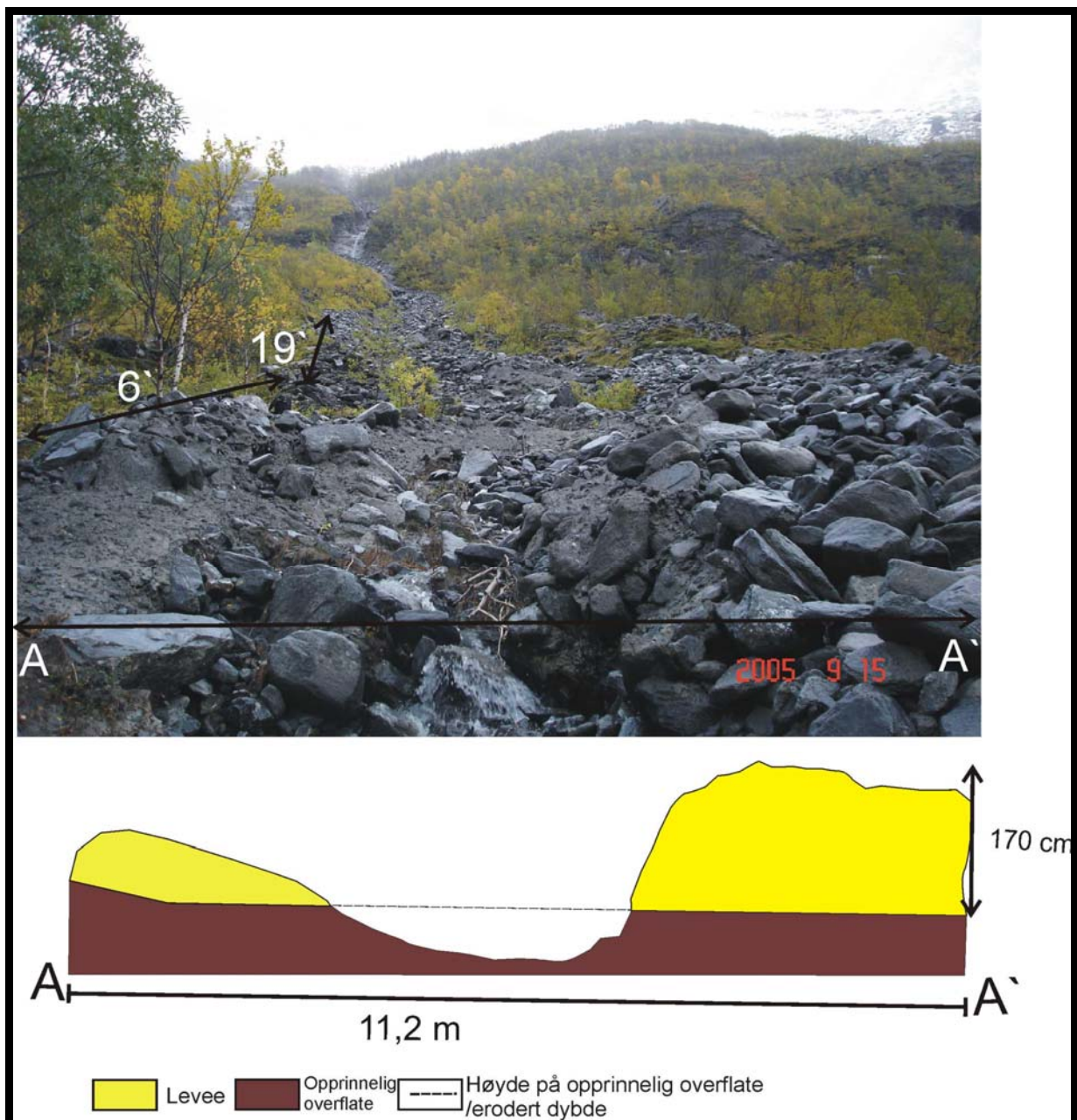
#### Tolkning

Trolig blokkerer de to veldig store blokkene ravinen, og forhindrer materiale for å slippe forbi. Som figuren viser ligger det store mengder kolluvialt materialet i kanalen bak blokaden.

For at materiale skal komme ned på viften presenteres to alternativer. Den første er at materialmengden blir såpass stor i overkant av de store blokkene at de overgår blokaden og ”flyter” over blokaden. Det andre alternativet blir at etter hvert vil materialet over blokaden øke såpass i mengde og vekt at man får en plutselig utbrytning der blokkene løsner.

Observasjoner av Rickenmann & Zimmermann (1993) beskriver den sistnevnte som en mulig utløsningsfaktor for en debrisflow, og de bruker begrepet *rupture of channel blockage*, der blokaden bryter sammen som følge av kraften fra det overliggende laget.

### 8.6.2.2 Lokalitet 2, 190 m.o.h



Figur 8-11 Avsetninger og tverrprofil A-A` ved lokalitet 2. Terrengets gradientsforandring også vist.

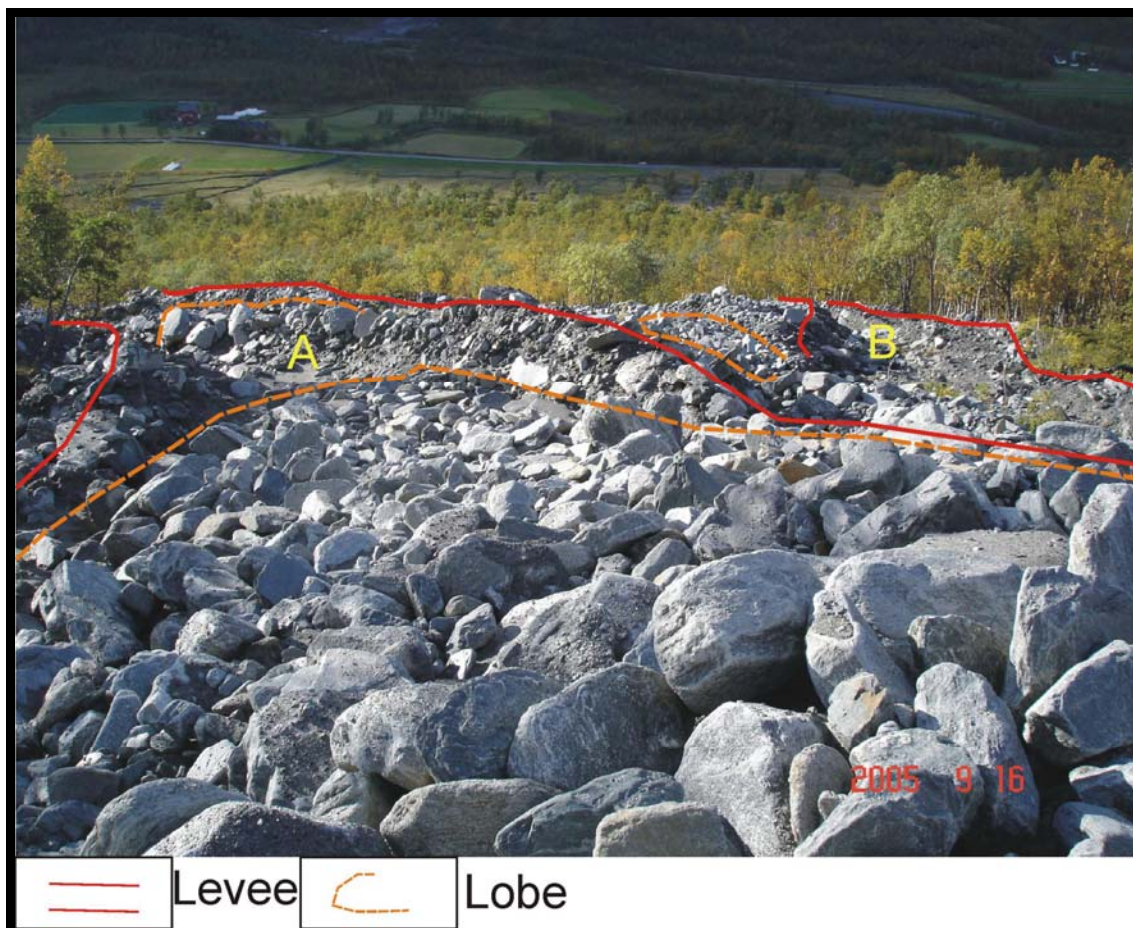
## Beskrivelse

Lokalitet 2 er den øverste lokaliteten det ble utført direkte målinger på. Området rundt lokaliteten består av store mengder med materiale og det ble observert flere kanaler.

Lokaliteten med tverrprofilet A-A` er presentert i Figur 8-11. Leveene har en høyde på 170 cm der tverrprofilet ble tatt, men høyden øker distalt. I øvre del av bildet i Figur 8-11 ser man viftens apex. Fra denne går det en hovedkanal. Terrenget i øvre del har jevnt over en gradient på 19°. Som vist på figuren minker gradienten til 6°, og avsetningene spres i større grad. I flere av kanalene ligger det store ansamlinger med blokkrikt materiale i en tungeform.

Den største observerte blokken var cirka 150 cm, og lokaliteten var dominert av blokker mellom 50-80 cm. Leveene besto av stein og blokker i en matrisk med sand. På toppen av leveene og mellom kanalene er det mye store blokker. Dybden på kanalen varierer, og er på det meste 50 cm.

## Tolkning

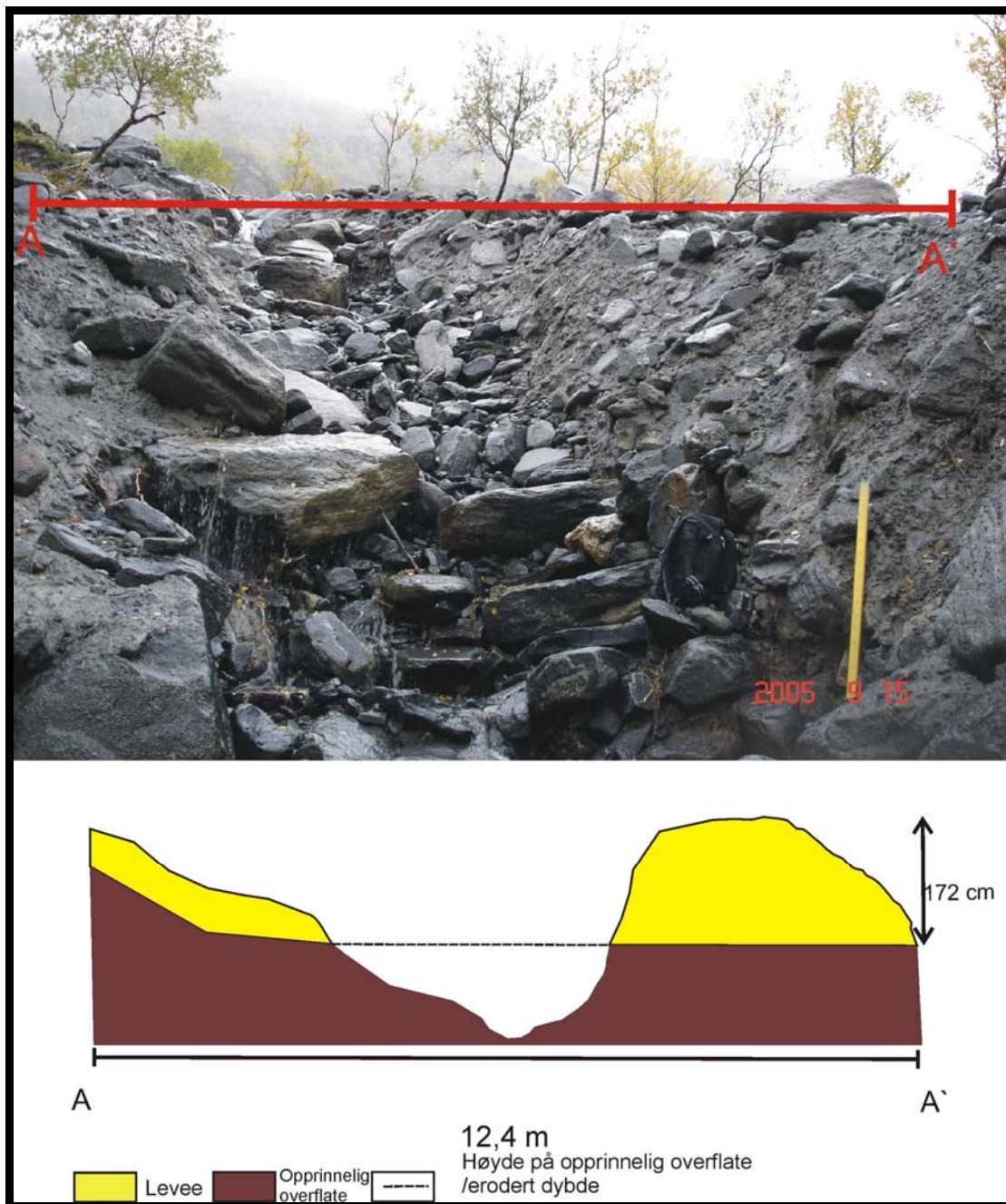


**Figur 8-12** Tolkning av avsetningene ved lokalitet 2. A markerer en tidligere hovedkanal, mens B viser kanalen til den beskrevne debrisflow hendelsen og tverrprofilet ved lokalitet 2 er målt ved kanal B.



Avsetningene i området mot apex tyder på stor tilførsel av materiale. Avsetningene tolkes til å være avsatt av gjentatte debrisflows, trolig fordelt på flere år. Figur 8-12 viser en tolkning av avsetningene, og viser leveer farget med rød linje og lobe som stiplet oransje. Kanalen merket med A tolkes til å være en tidligere hovedkanal, som ender mot gården til Widar Figenschau. Det er trolig denne kanalen som var aktiv under observasjonen (Widar Figenschau) av en debrisflow i 1993. Det blokkrike materialet som fyller kanal A tolkes til å være en lobe, som trolig har stanset opp som følge av terrengets gradientsforandring vist i Figur 8-11. Dette materialet blokkerer den tidligere hovedkanalen og er trolig årsaken til at massestrømmene har skiftet kanal. Materialet som fyller kanalen ”tvinger” neste debrisflow til å velge et nytt løp, en massestrømmen følger minste motstands vei, og dermed ble kanal B dannet. Ifølge (Blikra & Nemec, 1998) er det sjelden mer enn en aktiv kanal på en kolluvial vifte, og skifte av kanal skjer på grunn av innfylling av materiale slik som Figur 8-12 viser.

## 8.6.2.3 Lokalitet 3, 165 m.o.h.



Figur 8-13 Lokalitet 3 med tverrprofilet A-A'

Lokalitet 3 består av en kanal med laterale leveer. Bredden på avsetningen er 12,4 m, og leveene har en høyde på 1,45 m og 1,72 m. Kanalen er på det dypeste 1,28 m. Leveene består av stein og blokk i en matriks av sand. Den største observerte blokken hadde en størrelse på 110 cm, mens den dominerende kornstørrelsen var 50-80 cm. Lokaliteten er vist i Figur 8-13. Leveen på venstre side av figuren er stablet mot en skråning, mens leveen til høyre er frittstående. Kanalen er fylt med mye stein og blokk. Terrenget har en gradient på 21°, og blir svakt brattere nedenfor lokaliteten.

8.6.2.4 Lokalitet 4, 155 m.o.h.

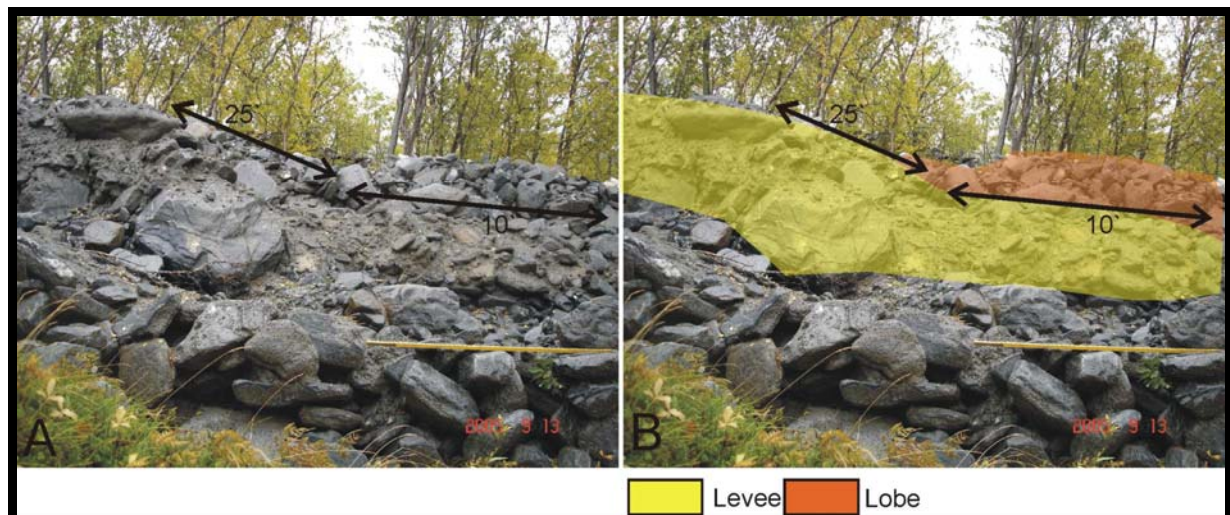


Figur 8-14 Oversikt over lokalitet 4. Øverst: bilde med tverrprofilen markert. Midten: Tolket figur. Nederst: Tverrprofilen A-A`

## Beskrivelse

Lokalitet 4 består av et område med en enkelt kanal med to tilhørende laterale leveer. En oversikt over lokaliteten er gitt i Figur 8-14. Leveen til venstre i figuren er stablet mot en topografisk forhøyning (skråning), mens leveen til høyre i bildet er frittstående. Kanalen med leveene har en svak forandring i retning, og leveen til høyre i bildet ligger i en yttersving. Leveene er en del høyere i yttersvingen. Leveene består av stein og blokker i en sandig matriks. Leveene hadde en maksimal høyde på 2 m, og ved tverrprofilet vist i Figur 8-14 er høyden 184 cm. I leveene ligger det også flere trær med orientering langs leveene. I kanalen er det mye stein og blokker som er klast- støttet, samt mye trær som ligger orientert i nedstrøms retning. Trærne er markert med blå stiplet linje i Figur 8-14. Materialet og trærne i kanalen var renvasket for sand. Dybden på kanalen varierer, og er cirka 40 cm på det dypeste. Dybden kan være større, men var ikke mulig å måle siden store deler av kanalen var fylt igjen med stein og blokk. Den maksimale kornstørrelsen ved lokaliteten var 180 cm, mens den dominerende kornstørrelsen var blokker mellom 40 og 80 cm. De største blokkene er plassert på toppen av leveene.

Terrenget ved lokaliteten forandrer gradient fra  $25^\circ$  til  $10^\circ$ . Gradientsforandringen er markert i Figur 8-15. Ved knekkpunktet ligger det blokker stablet på toppen av leveen og i kanalen. Tverrprofilet vist i Figur 8-14 er tatt fra området rett nedenfor knekkpunktet.



Figur 8-15 Viser gradientsforandring. Bilde A utolket, B: tolket

Tverrprofilet A-A` viser en forskjell i materialet avsatt på leveen. Figur 8-16 viser det samme området i detalj. Den røde streken viser skillet mellom avsetningene. Avsetningene under den røde streken er stein og blokk i en sandig matriks. Klastene sin dominerende

orientering er markert med en svart stiplet linje, og de skrår nedover parallelt med strømretningen. Avsetningene over den røde streken består av klast- støttet stein og blokk, som har et imbrikerstablingsmønster. De svarte stiplede linjene fremhever dette.



**Figur 8-16** Nærbilde av todelt avsetning, rød strek skiller avsetningene. Svart stiplet linje viser orienteringen på fragmentene. Fragmentene over den røde streken viser et imbrikerstablingsmønster

Avsetningen i kanalen ved tverrprofil A-A` som er markert på Figur 8-14 er vist i detalj på Figur 8-17. Materialet er dominert av blokk og stein med maksimal kornstørrelse på 90 cm og dominerende kornstørrelse 30-60 cm. På Figur 8-17 er orienteringen på klastene markert med rød strek. Klastene har en dominerende orientering på tvers av strømmens bevegelsesretning, og mot kantene er de svakt orientering som skrår inn mot midten av avsetningen.



**Figur 8-17** Avsetning i kanalen ved tverrprofilet. Svart stiptet linje viser avsetninge, som er den samme farget oransje i Figur 8-14, mens de røde strekene indikerer klastenes orientering.

### Tolkning

En tolkning av avsetningene fra lokalitet 4 er gitt i Figur 8-14. De gule feltene er tolket til å være levere avsatt fra en debrisflow, mens de oransje feltene er tolket til å være lober avsatt av samme prosess. Gradientsforandringen fra  $25^\circ$  til  $10^\circ$  tolkes til å være årsaken til fremveksten av lober.

Den todelte sammensetningen vist i Figur 8-16 tolkes til å være avsatt fra en debrisflow som beveger seg i pulser. Gradientsforandringen har trolig minket hastigheten til massestrømmen, og gitt den midlertidige stopp. Dette kan ha gjort at den får bygd seg opp i høyde, og en senfase puls kan ha overkjørt denne og avsatt lobene på toppen av leveen, før debrisflowen har beveget seg videre nedover. Fra terminologien etter Blikra & Nemeč (1998) tolkes dette som en *overtopping lobe*.

Avsetningene i bunnen av kanalen vist i Figur 8-17 tolkes til å være en lobe, som trolig er avsatt på grunn av hastighetsforandringen som gradientsforandringen da har gitt. Orienteringen på klastene i lobene er forårsaket av en hurtig oppbremsning som følge av forandringen i gradienten fra  $25^\circ$  til  $10^\circ$ . Dette gjør at klastene blir orientert perpendikulært på

strømretningen på grunn av interne skjærkrefter (Bertran et al., 1997; Major, 1998), og dermed får et orientering på tvers av bevegelsesretningen (Blikra & Nemeč, 1998).

Stein, blokk og trær som ligger i kanalen er som nevnt renvasket for sand. Dette tolkes til å være på grunn av at det har rent vann i kanalen i etterkant av selve debrisflow hendelsen.

8.6.2.5 Lokalitet 5, 135 m.o.h.



Figur 8-18 Oversikt over lokalitet 5. Oversiktsbilde, tolket bildet og tverrprofilet A-A'.



**Beskrivelse**

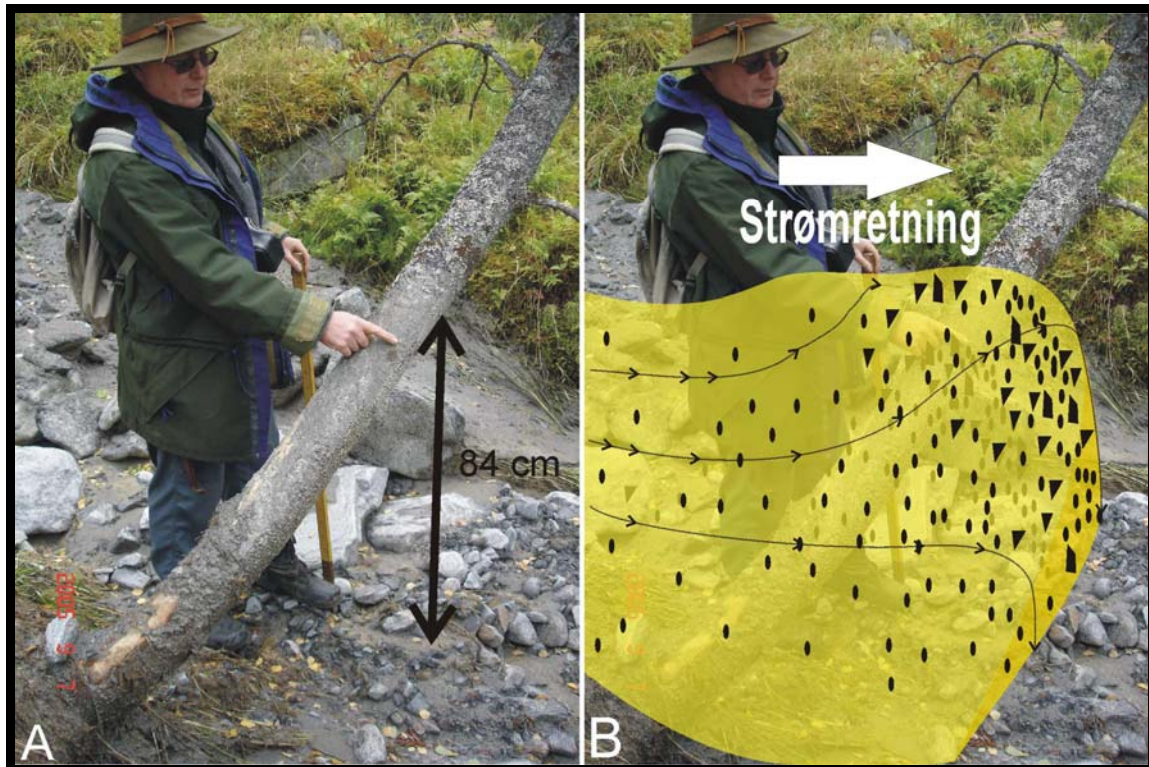
Som man ser fra kartet i Figur 8-9 så ligger lokalitet 5 i et område der gradientene begynner å avta sammenlignet med de øverste lokalitetene. Terrenget er kupert og viser variasjoner i gradient. I øvre del av lokalitet 5 er det en kanal som deler seg til to større kanaler og to mindre kanaler (utstikkere). I nedre del av lokaliteten samles kanalene igjen til en enkelt kanal. Som nevnt viser terrenget variasjoner i gradient. Ved den øvre delen av lokaliteten, der det renner en enkelt kanal, er gradienten  $10^\circ$ . Terrenget forandrer gradient til  $18^\circ$ , og den enkelte kanalen deler seg til 4 kanaler. I nedre del av lokaliteten forandrer terrenget gradient fra  $18^\circ$  til  $7^\circ$ , og kanalene samles til en enkelt kanal igjen. Gradientsforandringene er illustrert i Figur 8-18. De to mindre kanalene (utstikkere) som nevnt over stopper mot leveen til hovedkanalen,

Avsetningene ved lokalitet er dominert av leveer som består av stein og blokker i en matriks av sand. Høyden og bredden på leveene varierer. Ved hovedkanalene er høyden på leveene opptil 90 cm, mens leveene ved avstikkerne kan være kun noen få cm høye.

Avsetningene markert med oransje på i Figur 8-18 består av et klast-støttet materiale med blokk og stein. Den dominerende kornstørrelsen er blokker mellom 40-60 cm, og den største observerte blokken er 130 cm. De største blokkene lå plassert på toppen av leveene, og materialet på leveene viste generelt en invers gradering.

Kanalene i lokaliteten viser store variasjoner i dybde. De består av mye stein og blokk, og dybden på kanalene varierer. På det dypeste er kanalene 55 cm dyp, noe som illustreres i tverrprofilen på Figur 8-18.

Det ble observert avsetninger mot en trestamme i den ene avstikkeren fra hovedkanalen, vist som rødt utsnitt a i Figur 8-18. Denne trestammen er vist i Figur 8-19. Bilde a viser slammateriale påklistret 84 cm opp på trestammen. Trestammen viser også en del mekaniske skader. Leveene i dette området visere en liten høyde og er dårlig utviklet. Og materiale er sporadisk avsatt i kanalen.



Figur 8-19 A: Materiale påklistret en trestamme, B: Tolkning av hvordan materialet har blitt påklistret i til den høyden.

### Tolkning

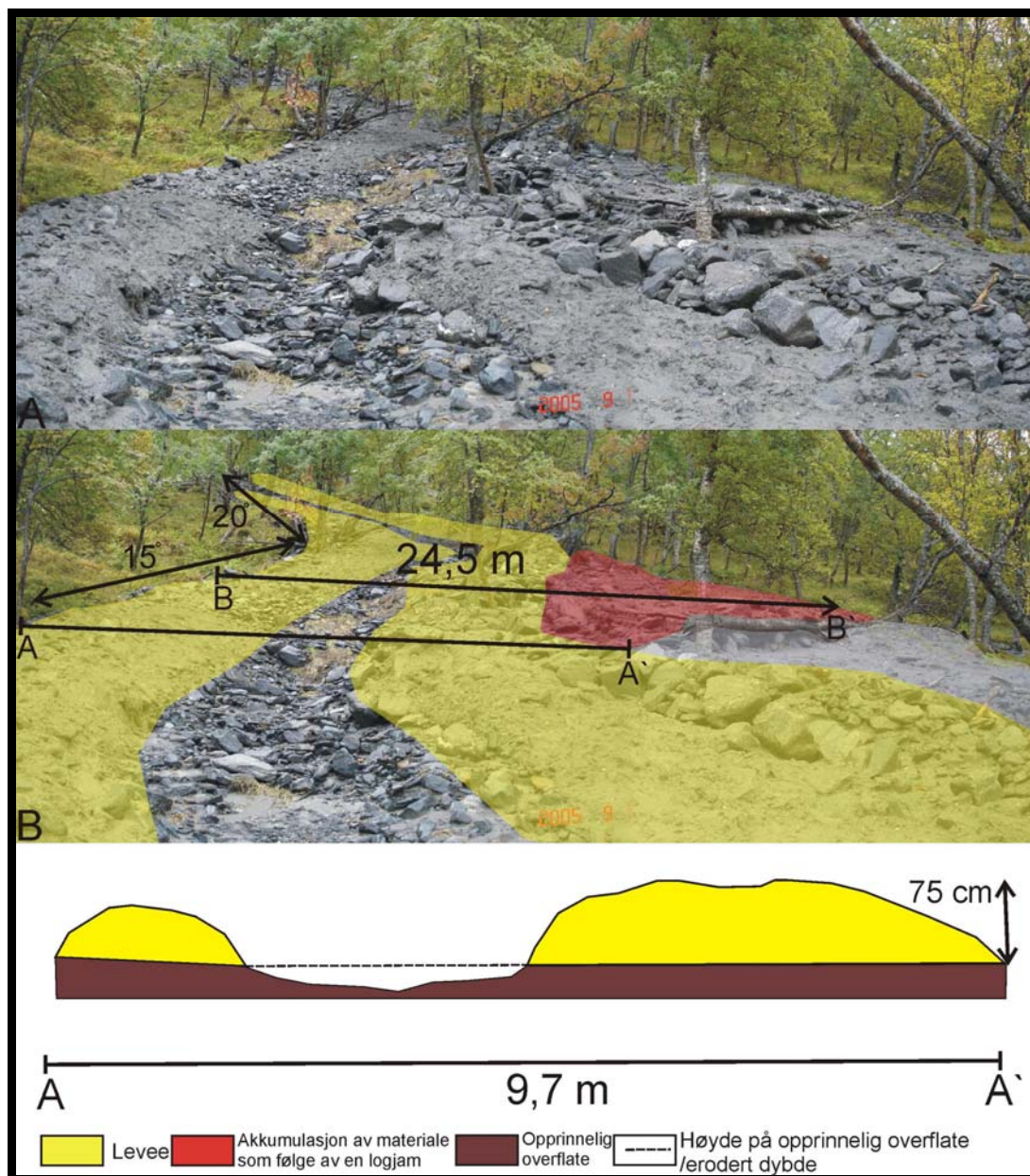
Avsetningene tolkes også her til å være avsatt av en debrisflow. Forandringene i avsetningsmønsteret tolkes til å være avhengig av variasjonene i terrengets gradient. Trolig har debrisflowen gått i flere pulser, og ved der gradienten øker fra  $10^\circ$  til  $18^\circ$  har strømmen akselerert. Fra dette punktet har også massestrømmen delt seg inn i flere kanaler. De to utstikkerne (til høyre i Figur 8-18) har trolig hatt en begrenset tilgang på masse. Dette begrunnes med at leveene er relativt dårlig utviklet, som man ser på Figur 8-19. Disse to avstikkerne har trolig også gått i en senere fase av debrisflow hendelsen, da de stopper mot og avsetter materiale mot leveen til hovedkanalen. De avsetningene er tolket til å være lobes, og er farget med oransje i Figur 8-18. Blokkene i avsetningen viser et imbrikkert avsetningsmønster. Mengden materiale i lobene tyder også på at det har vært en begrenset mengde materiale som har fulgt disse avstikkerne, og da i en senere fase enn hovedkanalen. I tillegg har de heller ikke hatt nok kraft til å bryte gjennom den tidligere avsatte leveen til hovedkanalen.

Det påklistrete materialet mot en trestamme er vist i Figur 8-19 a, og en tolkning av dette er gitt på bilde b. Tolkningen viser en debrisflow under avsetning. Trolig har høyden på massestrømmen som har avsatt materiale hatt en høyde opp mot 84 cm i front av strømmen.

Debrisflowen er da høyest i front og avsetter materiale mot hver side av strømmen. De mekaniske skadene på trestammen kommer trolig av at det har vært mye stein og blokk i en blanding med en vannrik sandig masse.

I nedre del av lokaliteten forandrer gradienten til terrenget seg fra  $18^\circ$  til  $7^\circ$ , og kanalene samlet igjen til en enkelt kanal. Dette tolkes til å være en sammenheng med at massestrømmen mister hastighet som følge av en lavere gradient og "tvinges" til å følge terrengets topografi.

### 8.6.2.6 Lokalitet 6, 110 m.o.h.



**Figur 8-20** Lokalitet 6 A: avsetning med leveer B: tolket figur med gradientsforandringer, logjam og tverrprofilet A-A'

## Beskrivelse

I øvre del av lokalitet 6 var det en enkelt kanal med tilhørende leveer. Kanalen gikk inn i en svak sinuskurve. Høyden på leveene var mellom 50 og 75 cm. Kanalene viste en jevnt over lav dybde, med mye stein og småblokker. Terrenget i øvre del viste en gradient på cirka 20° som avtok til 15°. Over leveen i kurven var det avsatt materiale som beskrives lengre ned i avsnittet. Bredden målt ved B-B` var 24,5 m over avsetningen, og bredden på kanalen med leveer var 9,7 m og høyden på leveene er 53 cm og 75 cm ved tverrprofil A-A`. Lokaliteten med tverrprofilen er vist i Figur 8-20. Den største observerte kornstørrelsen var en blokk på 126 cm og dominerende kornstørrelse var blokker mellom 30- 60 cm.

Figur 8-21 viser en trestokk som samler opp materiale på høyre side. På figuren vises denne avsetningen, der A er sett nedenfra og B er tatt fra siden. Tykkelsen på avsetningen er 140 cm som vist på bilde A. De største kornstørrelsene er konsentrert i fremre del av avsetningen.

Dette kommer godt fram i Figur 8-21 A. Avsetningen består av en sandrik matriks, der materialet er usortert og har mye grus, stein og blokk med maks størrelse på 65 cm.

Avsetningen i underkant av treet er en grusig sand.

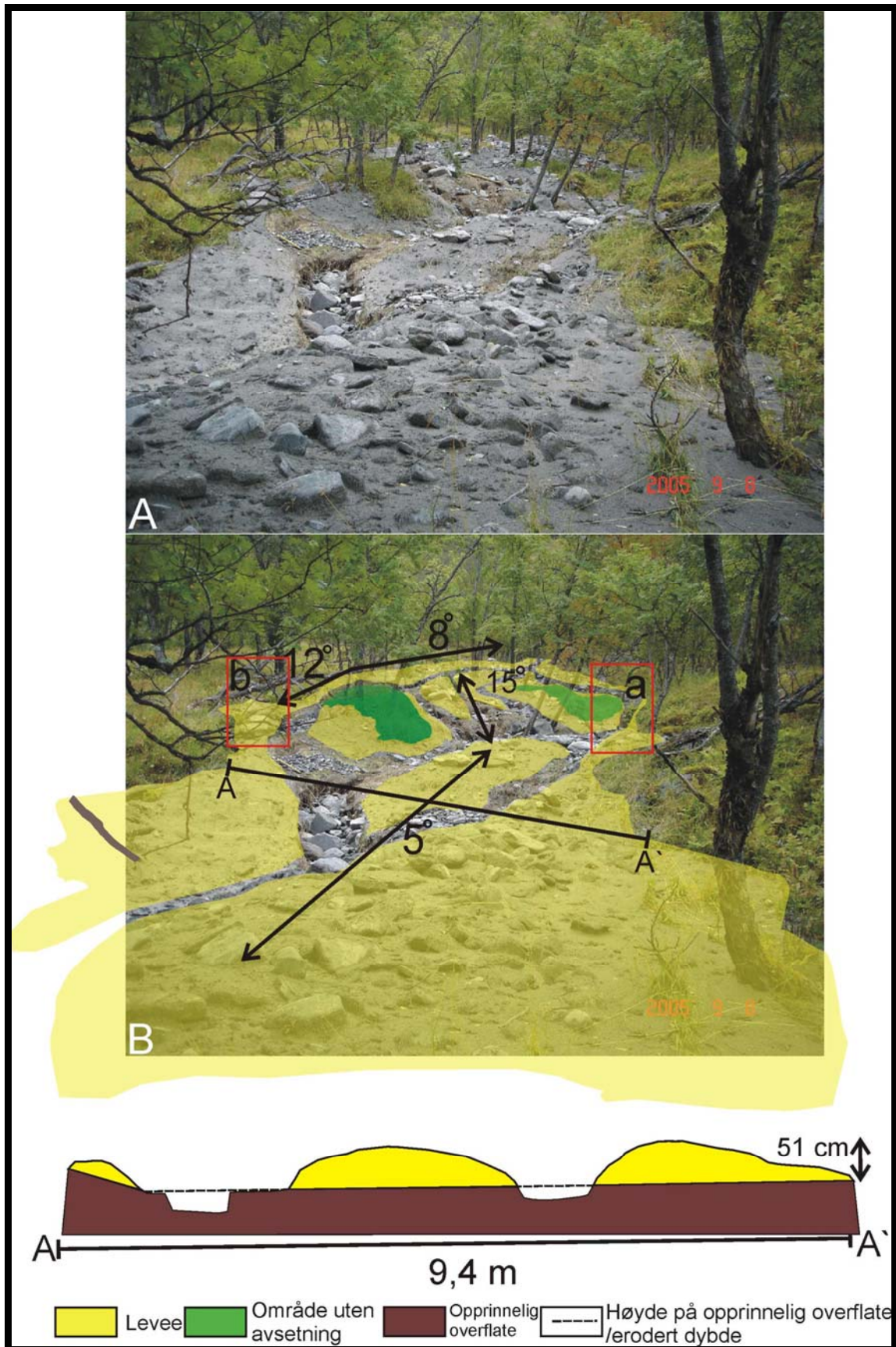
## Tolkning

Det er et tre som ligger på tvers av strømmens bevegelsesretning og denne fungerer som en felle for materiale. Dette er en log-jam, og er farget rødt på Figur 8-20. Som Figur 8-21 A viser er de største blokkene kilt fast mot det tverrliggende treet. Disse fungerer sammen med treet som en sedimentfelle. Materialet som er avsett i underkant er en grusig sand. Dette materialet har en grå farge på Figur 8-20. Materialet har blitt filtrert, og kun de mindre fraksjonene har kommet gjennom. Sedimentfellen gjør at materiale avsettes i bak kant av denne. Hastigheten til raset reduseres som følge av motstanden fra avsetningen bak log-jam. En debrisflow følger minste motstands vei og svinger av bort fra log-jam avsetningen (Lancaster et al., 2003). Figur 8-20 viser at kanalen og leveene svinger av ved den røde avsetningen trolig som et resultat av hindringen i veien (logjam).



**Figur 8-21** Avsetning mot liggende trestokk på tvers av strømretningen. A: avsetningen sett nedenfra. B: avsetningen sett fra siden.

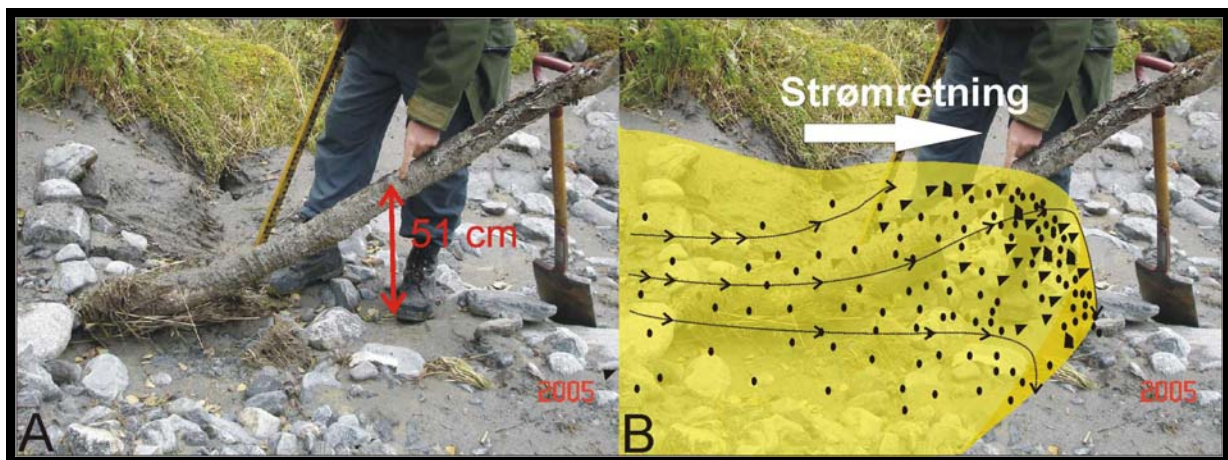
8.6.2.7 Lokalitet 7, 95 m.o.h.



**Figur 8-22** Lokalitet 7 med A: utolket bilde B: Tolket figur med tverrprofil A-A'. Plasseringen av observasjonene a (Figur 8-23) og b (Figur 8-24) er markert med rød firkant.

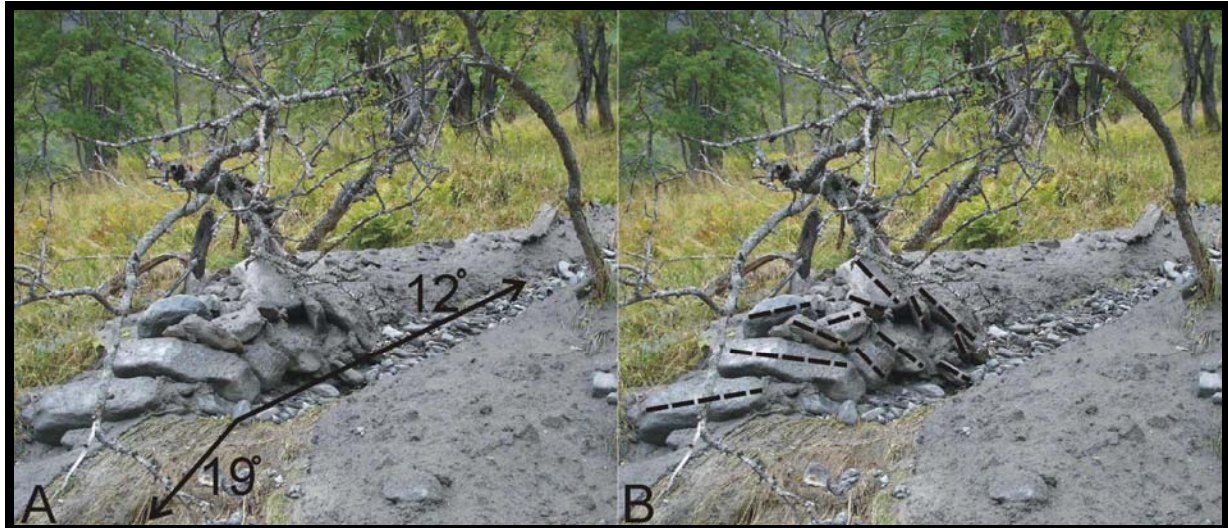
**Beskrivelse**

I øvre del av lokaliteten gikk det en enkelt kanal. Denne gikk parallelt med en skråning og flommet ned over denne med 4 nye sidekanaler før hovedkanalen krysset skråningen. Mellom kanalene var det leveer avsatt med ulik tykkelse. I bunnen av skråningen samlet kanalene seg i en enkelt kanal. Over leveen til denne kanaler ble materiale avsatt i en tungeform. Gradienten i øvre del var  $8^\circ$  og ble gradvis brattere til  $12^\circ$  lateralt. Skråningen beskrevet i forrige avnitt hadde en gjennomsnittlig gradient på  $15^\circ$ . Terrenget i underkant av skråningen hadde en gradient på  $5^\circ$ . Lokaliteten er fremstilt i Figur 8-22. Knekkpunktet for gradienten ligger rett ovenfor starten på tungeformen, som vist på Figur 8-22 B. Den største observerte blokken er 95 cm. Den dominerende størrelsen er blokker mellom 30 cm og 50 cm.



**Figur 8-23 A:** Slammateriale påklistrer et tre B: Tolket debrisflow under avsetning med høyde på 51 cm i front.

På en trestamme i en kanal ble det observert materiale påklistrer 51 cm opp på trestammen. Trestammen hadde små mekaniske skader i nedre del. Stammen lå midt i en kanal som er markert utsnitt a i Figur 8-22. Leveene i denne delen av lokaliteten var dårlig utviklet og det lå mye stein og småblokker i kanalen. Figur 8-23 viser observasjonen av trestammen.



**Figur 8-24** A: Stabling av blokker og terrengets gradient B: Stablingens orientering belyst med stiplede linje

Fra Figur 8-22 er utsnitt b markert, som er vist i Figur 8-24. Terrenget viste en lateral økning i gradient fra  $12^\circ$  til  $19^\circ$ . På knekkpunktet til gradientsforandringen var det imbrikert stablete blokker på leveen med en hale med steining grusig sand. Vinklingen på blokkene økte proksimalt og kornstørrelsen avtok proksimalt. Den økende vinklingen er framstilt med stiplede linjer i Figur 8-24 B.

### Tolkning

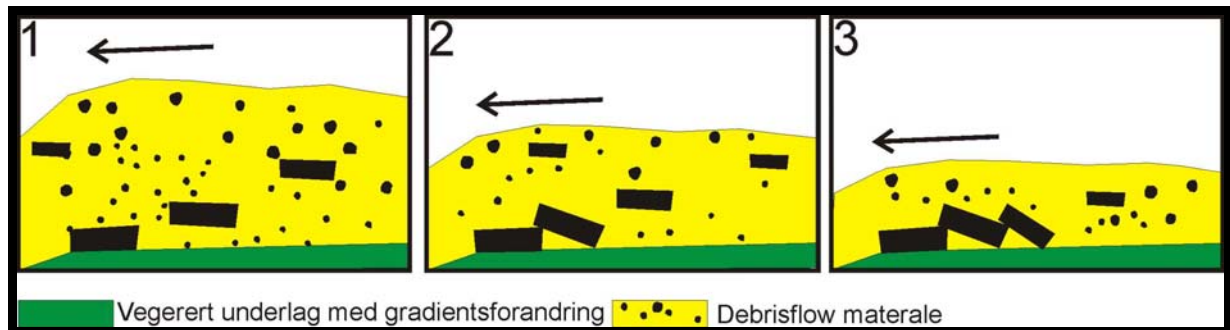
I øvre del av lokaliteten gikk det en enkelt kanal med leveer, som trolig ble avsatt av en debrisflow. Denne gikk parallelt med en skråning, der det ble dannet nye kanaler. Massestrømmen har trolig vært såpass nært kanten på skråningen med en gradient på  $15^\circ$  at deler av strømmen brutt ut i nye løp på skråningen. Den brattere gradienten på skråningen har trolig gitt strømmen en retning med mindre motstand og dermed brutt ut fra hovedretningen. Påvirkningen har trolig ikke vært for stor siden den opprinnelige retningen til strømmen også forstsatte.

I nedre del av lokaliteten avtar gradienten fra  $15^\circ$  til  $5^\circ$ . De 5 kanalene samles til en kanal. I dette knekkpunktet sprees materialet ut i en tungeform over leveene lateralt. Tungeformen viser en utoverfiningstrend i kornstørrelse. Denne tolkes til å være en "overtopping" lobe, og er trolig avsatt som følge av at gradienten minket, og materiale sprees som følge av at massestrømmens hastighet minker.

Figur 8-23 A viser at materiale er klistret 51 cm høyt på et tre og at det er kun små mekaniske skader på treet. Dette kan være en indikasjon på at massestrømmen hadde et høyt innhold av vann og finkornet materiale, og mindre av de grovere fraksjonene. De mekaniske



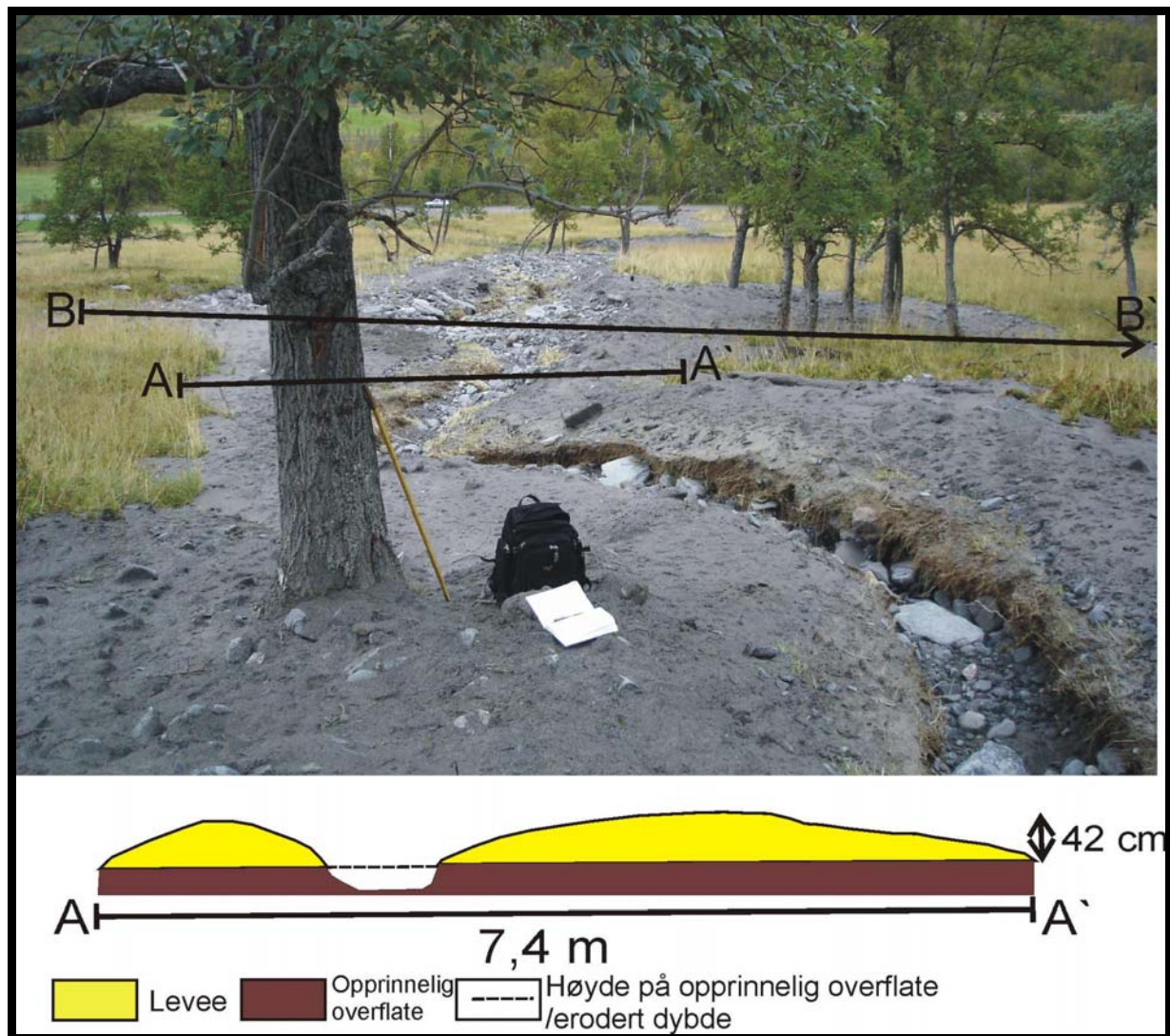
skadene var begrenset noe som kan tyde på at hastigheten ikke var for høy, samt.. Figur 8-23 B viser en tolkning av det som trolig har avsatt slammaterialet mot trestammen. Ifølge observasjoner av Hungr (2000) består en debrisflow av en bratt front som beveger seg i pulser. Denne fronten er høyere enn halen på massestrømmen. Tolkningen i Figur 8-23 er at debrisflowen hadde en front ved denne observasjonen som var opptil 51 cm høy, og denne klistret materiale mot treet.



**Figur 8-25** Tegneserie der en debrisflow "mister" matriks og avsetter imbrikerte blokker som følge av en boulder-jam. Pilen indikerer bevegelsesretningen på massestrømmen. Tallene på tegningene indikerer hendelsesrekkefølgen, der tegning 1 skjedde først.

Figur 8-24 viser en imbrikasjon av blokker. Dette ser man med en gradvis økning på vinkelen på blokkene. Denne avsetingen er rett i overkant av en terrengforandring der gradienten øker fra  $12^\circ$  til  $19^\circ$ . Dette tolkes til å være et resultat av at en debrisflow med bimodal kornfordeling med en liten populasjon av blokker ble avsatt idet massestrømmen gikk over terrenget der gradientsforandringen fra  $12^\circ$  til  $19^\circ$  fant sted. Massestrømmen gikk over kanten og mistet høyde siden materialet i front akselererte fortere enn materialet i halen. Den første blokken som ble avsatt fungerte som en boulder-jam, og blokker som kom med strømmen avsettes imbrikert mot denne. Denne tolkningen er forsøkt illustrert i en tegneserie i Figur 8-25.

## 8.6.2.8 Lokalitet 8, 70 m.o.h.



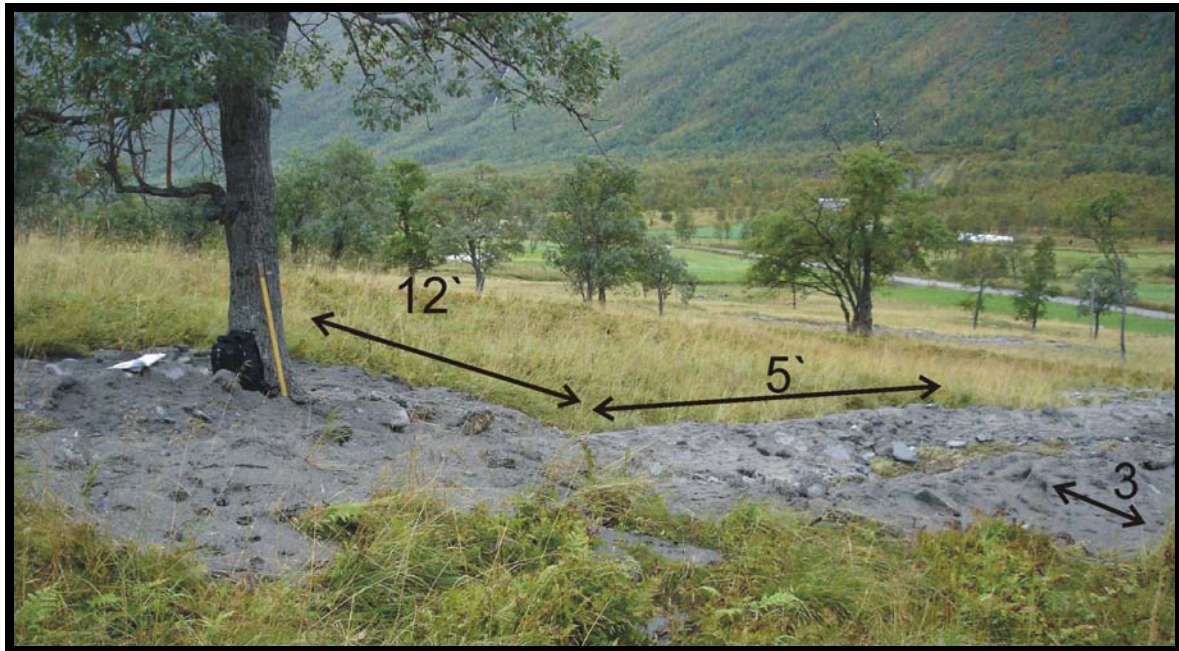
**Figur 8-26** Avsetning lokalitet 8 med tverrprofilen A-A' samt målingen B-B'. Bildet tatt ovenfra og ned mot veien.

### Beskrivelse

Lokalitet 8 besto av en enkelt kanal med leveer på begge sider. Leveene var brede og lave. Kanalen var i øvre del relativt dyp, og en måling på den dypeste delen viste en dybde på 50 cm fra vegetasjonsdekket på siden av kanalen til bunnen av kanalen. Ved tverrprofil A-A' var dybden 15 cm. Høyden på leveene er i yttersvingen 42 cm og 35 cm i innersvingen ved tverrprofil A-A'. Lokaliteten og tverrprofilen A-A' er vist i Figur 8-26.

Terrenget på lokaliteten viste en gradientsforandring fra 12° til 5°. Ved knekkpunktet sprees avsetningen lateralt i en tungeform. Den nordlige avsetningen av tungeformen spreer til en bredde på 29,5 m som vist i målingen B-B' vist på Figur 8-26. Terrenget viste en svak helning på 3° langs denne avsetningen. Kornstørrelsen på denne avsetningen viser en utoverfining fra stein og blokk i sandig matriks til kun sand.

Den største kornstørrelsen som er observert er en blokk på 62 cm. Dominerende kornstørrelse er stein og små blokker mellom 20 til 30 cm. I ytterkant av leveene er det materialet grusig sand til sand.



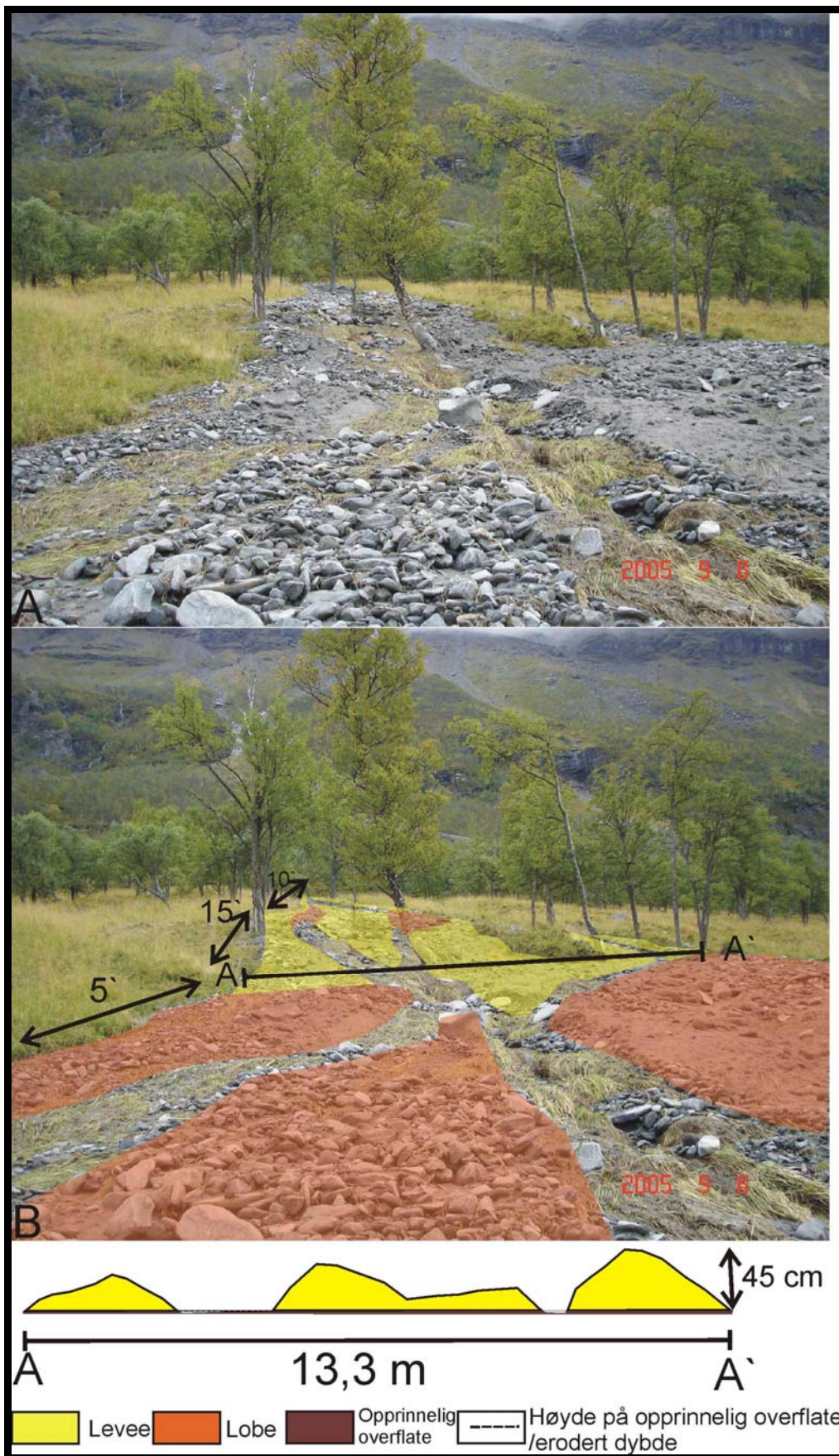
**Figur 8-27** Lokaltet 8 viste en gradientsforandring fra 12° til 5°. Terrenget i høyre del av figuren heller 3° mot nord og avsetningen sett på Figur 8-26.

### Tolkning

Materialet ble trolig avsatt av en debrisflow med et relativt høyt innhold av vann, der strømmen har avsatt materiale over toppen på leveene. Leveene er lave og brede, og består av en høy andel sand, og dermed har trolig det vært begrenset mengde med fraksjoner større enn liten blokk. Gradientsforandringen fra 12° til 5° vist på Figur 8-27 gir en spredning av materiale i en tungeform. Tungeformen tolkes til å være en løbe, avsatt som følge av energitapet etter gradientsforandringen (Major, 1997). Massestrømmen har trolig hatt nok tilgang på materiale og treghet til å bryte gjennom denne avsetningen og fortsette nedover (Major, 1997).

Avsetningen avsatt til høyre i Figur 8-26 ved målingen B-B` var trolig et resultat av den svake helning på 3° i den retningen. Materialet har trolig blitt skylt over leveen og de vannrike sedimentene fulgte helningen på 3°, og blir trolig avsatt som følge av at vannet dreneres ut og avsetningen ”fryser”.

8.6.2.9 Lokalitet 9, 60 m.o.h.

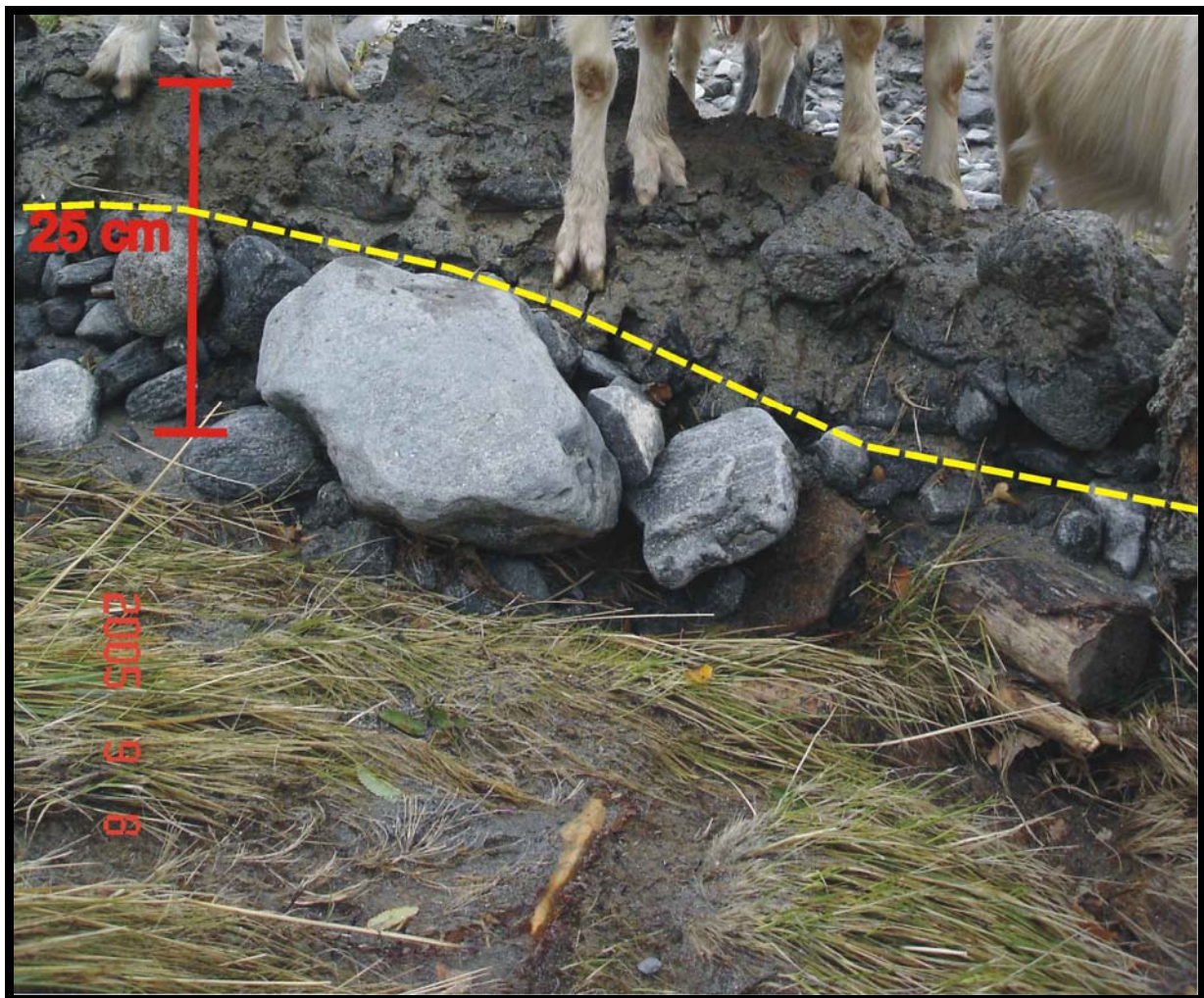


Figur 8-28 Avsetning lokalitet 9.A: Utolket. B: Tolket figur m/gradientforandring og tverrprofil A-A'.

**Beskrivelse**

I den øvre deler an lokalitet 9 var det en kanal med tilhørende leveer og den delte seg til 3 kanaler. Høyden på leveene var mellom 20 til 45 cm og var avsatt direkte på vegetasjonen. Figur 8-28 illustrerer avsetningene ved lokalitet 9. Dybden på kanalene varierer mellom 0 og 5 cm. To av kanalene var blokkert med stein og blokker med klast-støttet tekstur. Materialet i den nedre delen av lokaliteten var spredt lateralt til en bredde på maksimalt 28 m. Materialet var avsatt i en tungeform, og var delt av 2 kanaler. Tykkelsen på avsetningene i tungeformen var mellom 2 cm og 35 cm. Kanalene på avsetningen lå direkte på vegetasjonen, og det var avsatt spredt blokk og stein i kanalen.

Målinger av gradienten til terrenget viste to gradientsforandringer. Den første var i øvre del av lokaliteten der gradienten gikk fra  $10^\circ$  til  $15^\circ$ . Ved dette knekkpunktet delte kanalen seg til tre kanaler. Den andre var fra  $15^\circ$  til  $5^\circ$ , og knekkpunktet markerer starten på tungeformen. Gradientsforandringene er belyst i Figur 8-28 B.



**Figur 8-29** Snitt ved tverrprofil A-A` fra Figur 8-28

Tykkelsen på avsetningen ved den midtre leveen var 25 cm. Dette er illustrert i tverrprofilen A-A` i Figur 8-28, og det samme området er vist i Figur 8-29. Avsetningene lå direkte på den underliggende vegetasjonen. Materialet lå i en matrix av grusig sand og den dominerende kornstørrelsen var stein og småblokker mellom 20 og 30 cm. Den største observerte blokken var 70 cm. I avsetningen var det også fragmenter fra vegetasjon og trestokker som vist på Figur 8-29. I den øvre delen av snittet var klastene dekt med sand, mens i nedre del av snittet var klastene rene. Skillet mellom den øvre og nedre delen er vist med gul stiplet linje på Figur 8-29.

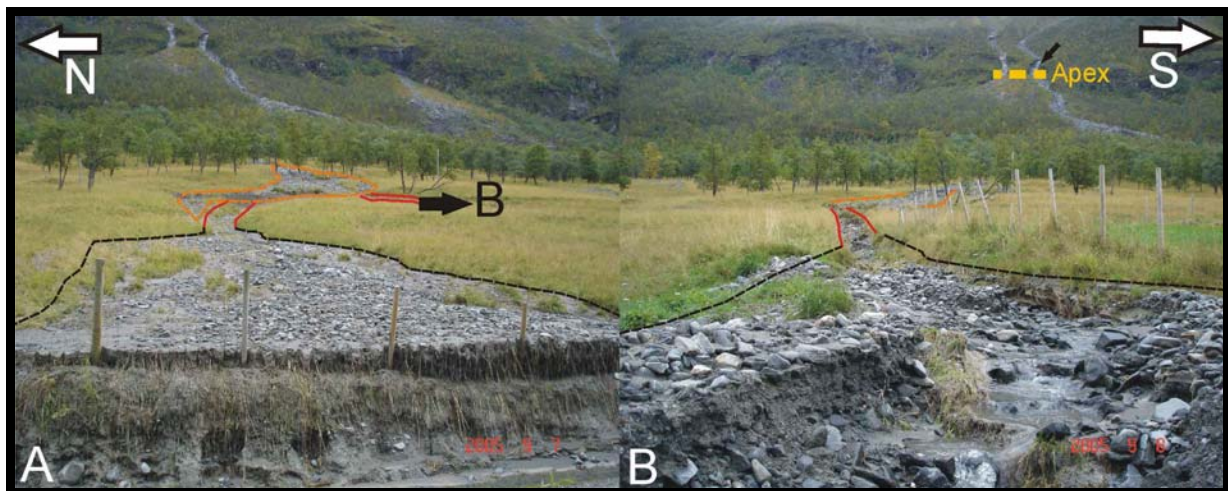
### Tolkning

I øvre del av lokaliteten var det en enkelt kanal med tilhørende leveer. Terrenget endrer gradient fra 10° til 15°, og kanalen delte seg til tre kanaler. I overkant av dette knekkpunktet var det avsatt stein og blokk materiale i to av kanalene. Disse tolkes til å være lober som fylte og blokkerte kanalene, vist med oransje farge på Figur 8-28.

I partiet nedenfor avtar gradienten fra 15° til 5°, og knekkpunktet markerte toppen av en tungeform med maksimal bredde på 28 m. Tungeformen tolkes til å være frontloben til hendelsen. Denne er avsatt her som følge av den lave gradienten på 5° der hastigheten til debrisflowen har trolig avtatt og materiale har blitt avsatt mens hastigheten reduseres (Major, 1997). Avsetningen skjer når all kinetisk energi degraderes til uopprettbare former (Iverson, 1997; Legros, 2002). Avsetningen ble sannsynligvis avsatt av en debrisflow som gikk i flere pulser.

Som Figur 8-29 viser er nedre del av avsetningene vasket ren for sand, og på frontloben var det to kanaler. Dette skyldes trolig at det var en høy vannførsel i kanalen, trolig direkte etter debrisflow. Det tolkes at debrisflowen gradvis gikk over til å være en hyperkonsentrert *streamflow*, med høyt innhold av vann. Denne kan ha nok treghet til å overkjøre det avsatte materialet avsatt som frontloben (Major, 1997) og danne avsetningene som er på lokalitet 10. Trolig har den hyperkonsentrerte massestrømmen gradvis hatt et økende vanninnhold mot minkende sedimentkonsentrasjon, og endt som en vanlig *streamflow*/vannstrøm (Pierson & Costa, 1987).

### 8.6.2.10 Lokalitet 10, 45 m.o.h.



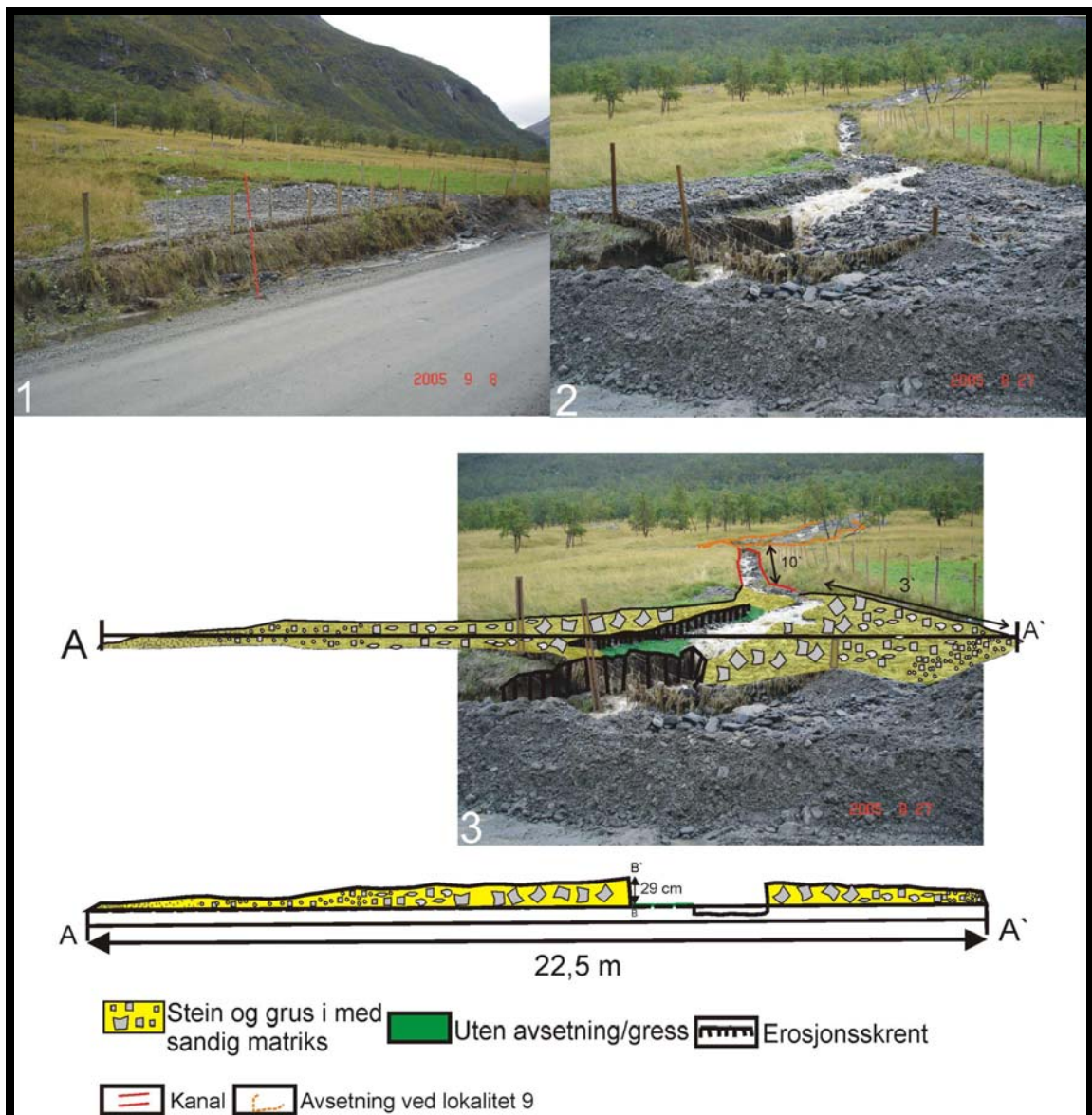
**Figur 8-30** Avsetninger lokalitet 10. A: Nordlig vifteformet avsetning. B: Sørlig vifteformet avsetning. Avsatt natt til 27. August. 2005. Oransje strek viser plassering av lokalitet 9, mens røde streker viser kanalene til lokalitet 10.

#### Beskrivelse

Avsetningene fra massestrømmen i nederste del av den kolluviale viften under Mannfjell består av to mindre vifteformer. Plasseringen av lokaliteten er markert på kartet i Figur 8-9 med 10 A og B. Som vist på kartet hadde massestrømmen en utstrekning til over veien, og cirka 26 m av veien var dekt med slam.

Fra tungeformen på lokalitet 9 gikk det to kanaler, der den nordlige kanalen går mot lokalitet 10 A og den sørlige kanalen mot lokalitet 10 B. Dette er illustrert i Figur 8-30 der avsetningen fra lokalitet 9 er markert med oransje strek og kanalene til lokalitet 10 er markert med røde streker. Gradienten i kanalen ble målt til  $10^\circ$  og ved overgangen til vifteformen minket terrengets gradient til  $3^\circ$ .

Avsetningen fra Figur 8-30 A viser en vifteform som er 24 m på det bredeste. Materialet besto av grus og stein i matrix der den dominerende kornstørrelsen var rundt 10-15 cm og mot sidene av vifteformen avtok kornstørrelsen til sand. Tykkelsen på avsetningen var maksimalt 10 cm i den sentrale delen og avtok ut mot sidene. Avsetningen på lokalitet 10 B hadde en vifteform med en bredde på 22,5 m. Kanalen mot avsetningen er en antropogen dreneringskanal. Vifteformen var delt av en kanal med rennende vann (da undersøkelsene ble utført 27. August 2005).



**Figur 8-31** Bilde 1: Lokalitet 10 B sett mot sør. 2: Lokalitet 10 B utolket. 3: Lokalitet 10 B tolket med tverrprofilet A-A' der kornstørrelsestrenden er tegnet inn.

Tykkelsen ved tverrprofilet A-A' var 29 cm. Avsetningen har en maksimal kornstørrelse på 15 cm, og den dominerende kornstørrelsen var grus og småstein med kornstørrelse mellom 5 og 10 cm. Materialet var usortert i en matrix med glimmersand. Kornstørrelsen avtar mot kantene av vifteformen på begge sider av kanalen. Den sørlige delen avtar kornstørrelsen til grusig sand, mens på den nordlige delen avtar kornstørrelsen til sand. Dette illustreres i Figur 8-31.



### Tolkning

Materialet har fulgt kanalen markert med røde streker i Figur 8-31. Gradienten til kanaler ble målt til å være  $10^\circ$ . Terrenget har et knekkpunkt der gradienten avtar til  $3^\circ$ . Ved dette knekkpunktet sprer materialet seg ut i en vifteform og sedimentene er avsatt direkte på vegetasjonen. Ved knekkpunktet har kraften på strømmen avtatt og materialet sprees ut og danner den karakteristiske vifteformen. Massestrømmens hastighet avtar og materiale avsettes mens hastigheten reduseres (Major, 1997). Dette er forårsaket av gradientsforandringen.

Spredingen av materialet viser en klar minkning i kornstørrelse mot kantene av viften, som særlig kommer godt fram på tolkningen på bilde 3 i Figur 8-31, der kornstørrelsen har avtatt til sand. Den høyre siden av viften er avgrenset av et høyereliggende område med dyrket mark, og kornstørrelsen avtok til grusig sand. Tverrprofilen A-A` viser utviklingen på tykkelsen på avsetningen og kornstørrelsen. Erosjonen av kanalen på vifteformen har skjedd rett etter selve avsetningen av store mengder vann i kanalen (May & Gresswell, 2004).

Avsetningene ved lokalitet 10 tolkes til å være avsatt av hyperkonsentrerte strømmer (streamflow), som et resultat av vann som renner i kanalen etter debrisflowen, og de vannrike strømmene har tatt med seg materiale videre nedover. En debrisflow kan ha videreutviklet seg til en hyperkonsentrert massestrøm (Sohn et al., 1999). De slamrike avsetningene avsatt på veien tolkes til å være et tredje stadiet, der fluviale prosesser har tatt over etter hvert som vanninnholdet i den hyperkonsentrerte strømmen øker sammenlignet med sedimentinnholdet (Sohn et al., 1999), og da er slamlaget på veien trolig utvaskningsmateriale av fluviale prosesser som har vært aktive etter debrisflowen.

#### 8.6.2.11 Oppsummering/Tolkning av debrisflow natt til 27. August 2005 under Mannfjellet

Underveis i dette kapitlet har hver lokalitet blitt beskrevet og tolket underveis. Dette avsnittet vil prøve å oppsummere dette. Avsetningene som er observert i dette kapitlet er trolig avsatt av en debrisflow som har gått i flere pulser. Den ble sannsynligvis startet som følge av det kraftige regnfallet i løpet av få timer på natten.

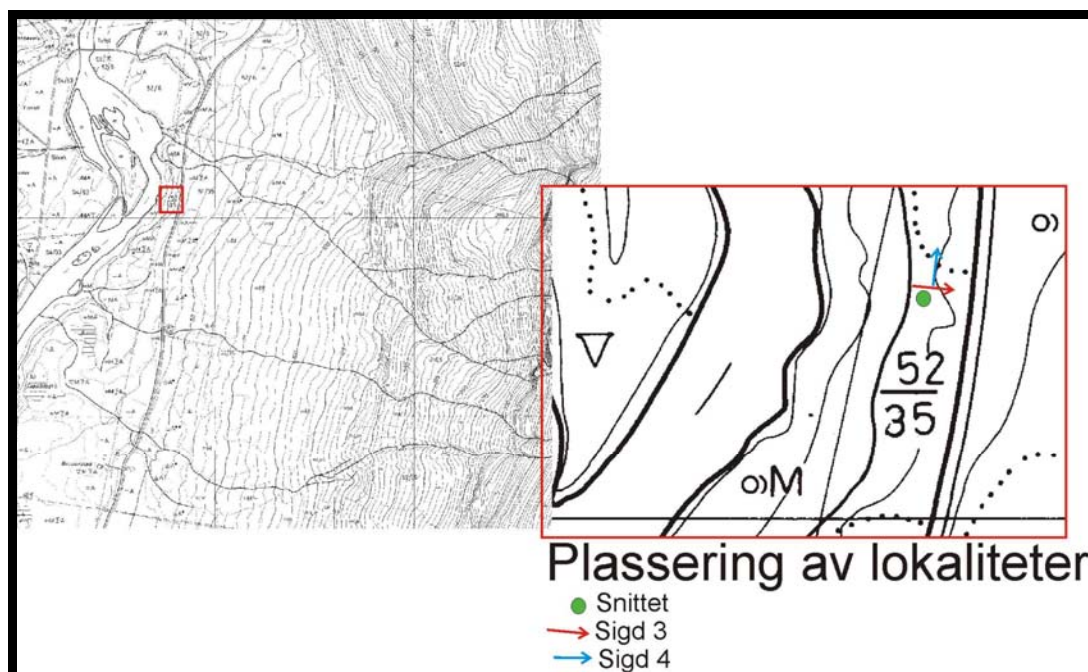
Materiale har stoppet opp som følge av topografiske elementer og så brutt gjennom som følge av at det kommer flere pulser av debrisflow i samme kanal. Dette har gitt avsetninger i form av loper og kanaler som har brutt ut av hovedkanalen. Observasjonene etter 27. August- hendelsen indikerer at debrisflow som strøm er sterkt påvirket av forandringer i terrengets helinger. Avsetningene viser til bestemte mønstre, der gradienten

øker deles kanalen til flere kanaler, og dersom gradienten minker nok så sprees materialet ut i en vifte eller tungeform. Debrisflow materialet er også påvirket av hinder/objekter som er i strømrretningen. Det ble observert en log-jam, som har fanget opp materialet og trolig gitt massestrømmen en ny retning.

Observasjonene nedover viften viser at høyden på leveene blir betraktelig lavere nedstrøms, og hyppigheten av vifteform elementer øker. Observasjonene ved lokalitet 9 viser det som tolkes til å være endelobe avsetningen for debrisflow-hendelsen. Debrisflowen har trolig etter denne avsetningen utviklet seg til å bli en hyperkonsentrert strøm (*hyperconsentrated streamflow*), og vasket med seg materiale fra kanalene, og dermed avsatt materialet ved lokalitet 10. Utviklingen videre har trolig vanlig fluviale prosesser overtatt og vasket materialet i bunnen av kanalene ren for sand.

## 8.7 Stratigrafi

Det ble utført undersøkelser nedover i lagpakkene på den kolluviale viften under Mannfjellet. Et snitt ble logget og det ble utført undersøkelser med GPR. Lokalisering er vist i Figur 8-32.



**Figur 8-32** Undersøkelsene på den kolluviale viften under Mannfjellet. Rød firkant viser lokaliteten. Retningen på pilene viser retningen georadarprofilene er tatt.

### 8.7.1 Logg

Ved lokaliteten under Mannfjellet finnes det et snitt i en del på den nordlige delen av viften mot Signaldalelva. Snittet lå i en naturlig blotning som hadde rast ut trolig som følge av elvens utvasking av marine leirer som ligger under vifta (Pers.med. Geoff Corner, 2005). Det

var ikke mulig å grave seg helt ned til laget med marine leirer, på grunn av den økte erosjonsfaren dette ville medføre. Snittet lå plassert ved en bekk som rant ut i Signaldalelva.

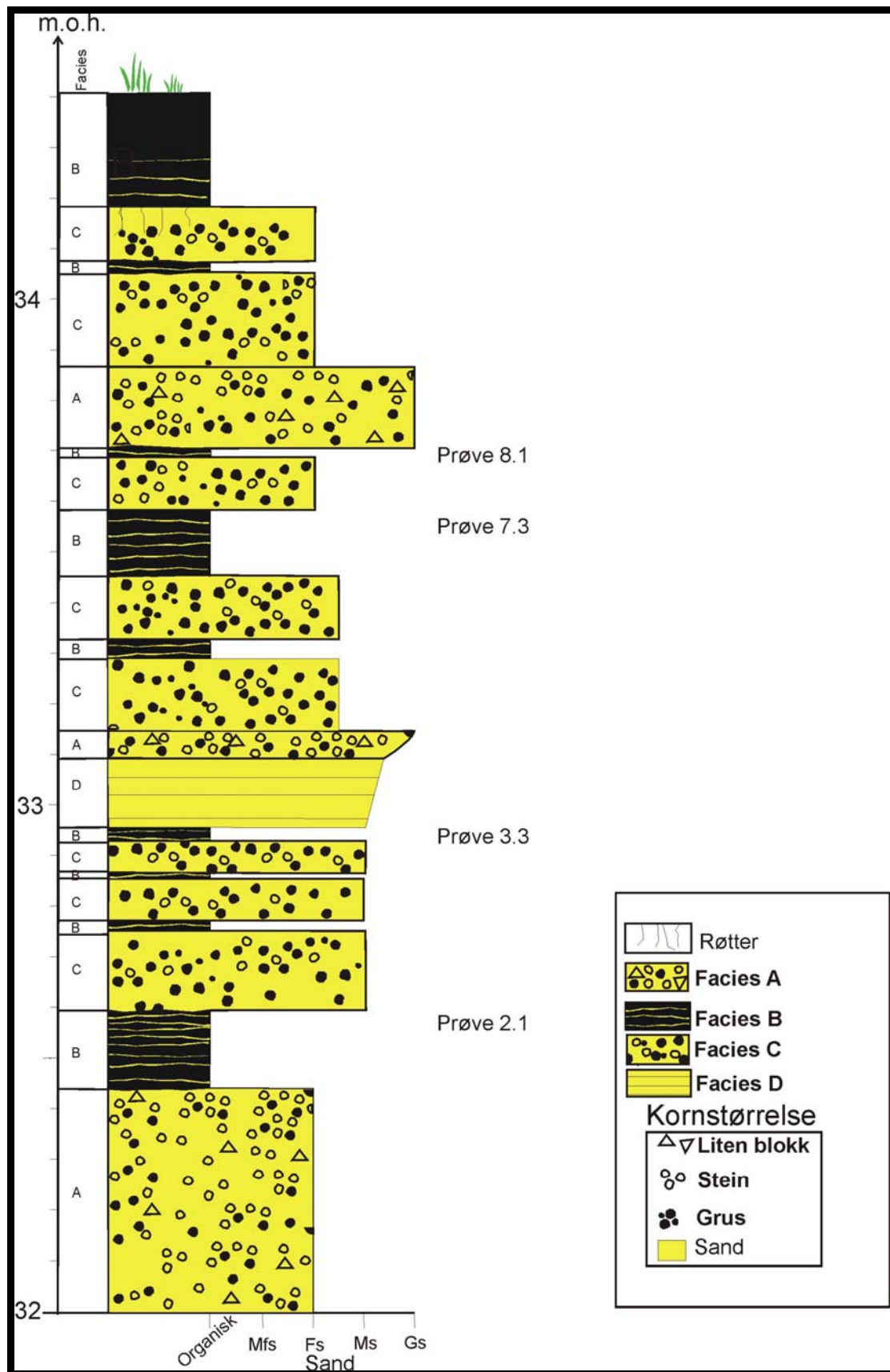
Snittet ble logget, og består av 21 lag. Fra de 21 lagene ble det gjenkjent 4 ulike facies. Det ble tatt 8 prøver fra de organiske lagene i snittet med hensikt å datere de ulike nivåene. Av de prøvene ble det utført datering på 4 prøver fra ulike nivåer, som omtales i et senere avsnitt.

### 8.7.1.1 Beskrivelse og tolkning av Facies

Det ble logget til sammen 21 lag fordelt på 3,4 m, og det ble gjenkjent 4 ulike facies. Faciesinndelingen ble basert på likhetstrekk mellom lagene, og loggen er presentert i Figur 8-33. Hver facies vil beskrives, og tolkningen er i stor grad basert på undersøkelsene av prosesser fra tidligere i dette kapitlet, samt en analog fra observasjoner gjort av Sohn et. al (1999).

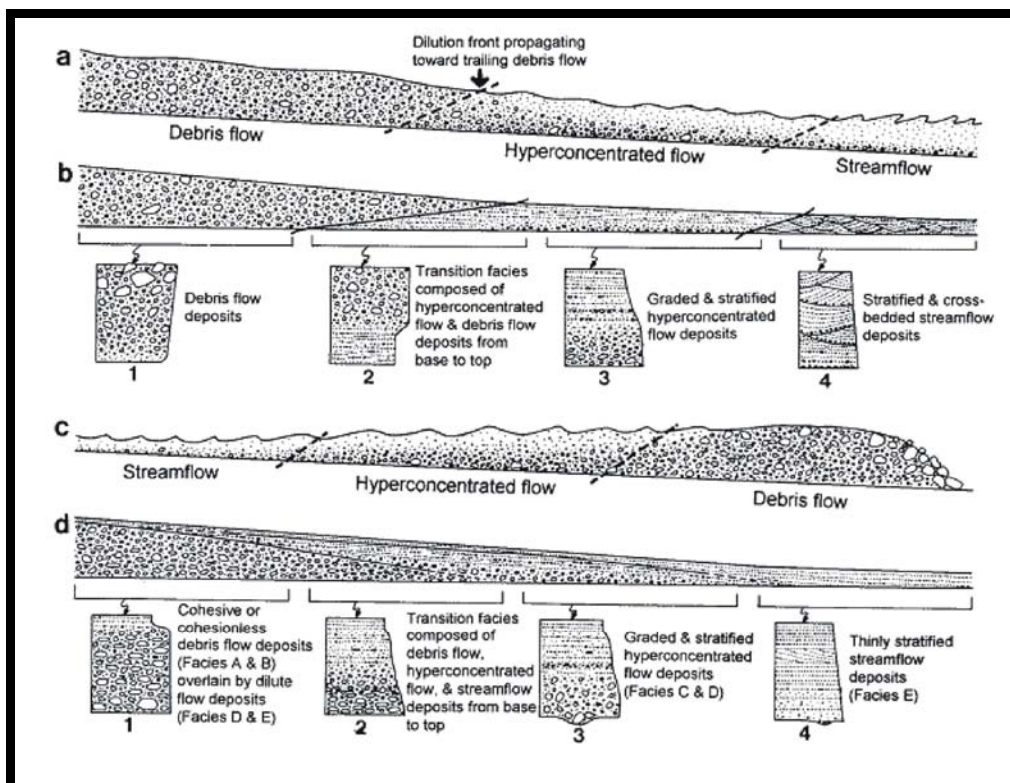
*Facies A:* Tre av lagene i lagrekken består av Facies A. Disse består av en noe grovere sammensetning enn de andre facies. Lagene består av stein, blokk og grus i en matriks med sand. Den dominerende kornstørrelsen er stein, med enkelte innslag av små blokker. De største blokkene hadde en størrelse på cirka 30 cm. Det nederste loggede laget er veldig tykk, men dette kan komme av at i denne delen var det nesten umulig å sette en nedre grense pga stadige utrasninger fra kantene. Det neste laget med facies A (ved 33,1 m.o.h.) tynnet helt ut i den distale delen av snittet. Materialet gjenspeiler en lik sammensetning av materiale observert i felt etter debrisflow beskrevet tidligere i kapitlet. Facies A tolkes til å være avsatt av debrisflow. Sammensetningen av materiale viser sterke likhetstrekk med debrisflow facies vist i Figur 8-34 (Sohn et al., 1999).

*Facies B:* Snittet består av 9 lag med organisk innhold. Lagene i består av organisk materiale i varierende tykkelse, som veksler med tynne lag med fin sand. De organiske lagene har en mørk farge og inneholder både rester etter kvist og bark. Det ble tatt prøver fra 8 av lagene, og fra disse ble det sendt inn 4 prøver inn til radiokarbondatering. Utviklingen av organiske lag gjenspeiler trolig en lengre periode uten begravning. De tynne sandlagene kommer trolig fra utskylning av sand i suspensjon fra rennende vann. I nedre del av viften under Mannfjellet ble det observert avsetninger av sand i tynne lag ovenpå gresset, som ble transportert med saktegående strømmer med vann. Restene etter kvist og bark i avsetningen kan være transportert materiale, og dateringer av lagene vil da representere en minimumsalder for avsetningen. De organiske lagene tolkes til å gjenspeile lengre perioder uten avsetninger, og at et jordsmonn får mulighet til å utvikle seg.



Figur 8-33 Logg fra snitt i den nordre delen av viften under Mannfjellet

Facies C: Snittet består av 8 lag med facies C. Lagene er dominert av grus i en matriks med sand. Det er også en del stein i lagene. Matriksen består av fin til medium sand. Tykkelsen på lagene varierte mellom 5 til 20 cm. Det øverste laget med facies C inneholder også røtter. Avsetningen tolkes til å være avsatt av hyperkonsentrerte strømmer og fluviale prosesser i forbindelse med en debrisflow. Debrisflowen har trolig stoppet opp i overkant av denne avsetningen, der debrisflowen har hatt en overgang til først en hyperkonsentrert strøm som videre har blitt en "vanlig" strøm, der fluviale prosesser har vasket ut materiale fra kanalen mellom leveene avsatt av debrisflow. Facies C tolkes altså til å være en hyperkonsentrert strøm (*hyperconcentrated streamflow*) som er aktiv rett i etterkant av en debrisflow. Materialet tolkes til å være en overgang mellom debrisflow materialet og fluvialt materiale. Materiale med lik sammensetning ble observert ved lokalitet 10 tidligere i dette kapitlet. Stein og grus har vanskelig for å bli transportert av turbulens i en "vanlig" vannstrøm (*streamflow*) og knyttes dermed til en hyperkonsentrert strøm (Sohn et al., 1999). Fra Figur 8-34 kan dette ligne på en hyperkonsentrert strøm ved et tidlig stadie ved tegning a og b (b-2 og 3).



**Figur 8-34** En sammenligning av to utviklingsmodeller for debrisflow-streamflow utvikling, der tegning a og b representerer utviklingen til debrisflow til hyperconcentrated flow til streamflow med karakteristiske avsetninger. Tegning c og d viser en utvikling fra en streamflow til hyperconcentrated flow til debrisflow (Sohn et al., 1999)

*Facies D* skiller seg ut fra resten av lagpakkene. Denne består av en svak parallell lagning med fin til medium sand. Enheten ligger ovenpå et tynt lag med organisk materiale, og er direkte etterfulgt av et lag med *facies A*. Laget har en tykkelse på cirka 15 cm. I lagrekken er kun ett lag av denne *facies*. Laget tolkes til å være avsatt av hurtige vannstrømmer. En slik avsetning kan knyttes til en periode med kraftig nedbør og gjerne i kombinasjon med hurtig snøsmelting, og dermed veldig høy vannføring i eventuelle kanaler. Sanden i dette laget er noe grovere enn den dominerende sandstørrelsen i lagrekken. En observasjon av Widar Figenschau beskriver en hendelse tidlig våren der flere dager med intenst regn og snøsmelting førte til økt vannføring i kanalene og med en etterfølgende debrisflow. Kornstørrelsen på sanden ble ved denne hendelsen beskrevet som noe grovere enn sanden som ellers observeres på viften<sup>7</sup>. Laget med *facies D* er i snittet direkte etterfulgt av det som tolkes til å være en debrisflowfacies (*Facies A*). Laget ble trolig avsatt av en lignende hendelse som beskrevet av Widar Figenschau. Fra Sohn et al. (1999) viser det likhetstrekk med tynne stratifiserte *streamflow* avsetninger Figur 8-34.

#### <sup>14</sup>C- dateringer

Fra de organiske lagene ble 4 prøver datert. Resultatene er gitt i Tabell 2, og plasseringen av de utvalgte prøvene er vist i Figur 8-33.

**Tabell 2** Oversikt over karbondateringer tatt fra snitt på kolluvial vifte under Mannfjellet. P(resent) =1950 AD

Prøvenummer	Materiale	<sup>14</sup> C alder før nåtid	Kalibrert alder
Prøve 2.1-02.10-2005	Plantemateriale	2925 ± 50	BC 1190-1025/ BP 3140-2975
Prøve 3.3-02.10-2005	Plantemateriale	2400 ± 30	BC 455-410/ BP 2405-2360
Prøve 7.3-02.10-2005	Plantemateriale	1880 ± 35	AD 95 -200/ BP 1855- 1750
Prøve 8.1.02.10-2005	Plantemateriale	1110 ± 30	AD 925 -980/ BP 1025-970

Prøveresultatene viste en spredning på 1815 <sup>14</sup>C-år. De viser også at riktig alder i forhold til stratigrafi, altså der det eldste laget ligger nederst og det yngste ligger øverst i lagpakkene.

<sup>7</sup> Geoff Corners Feltnotater 13. Juni,1999

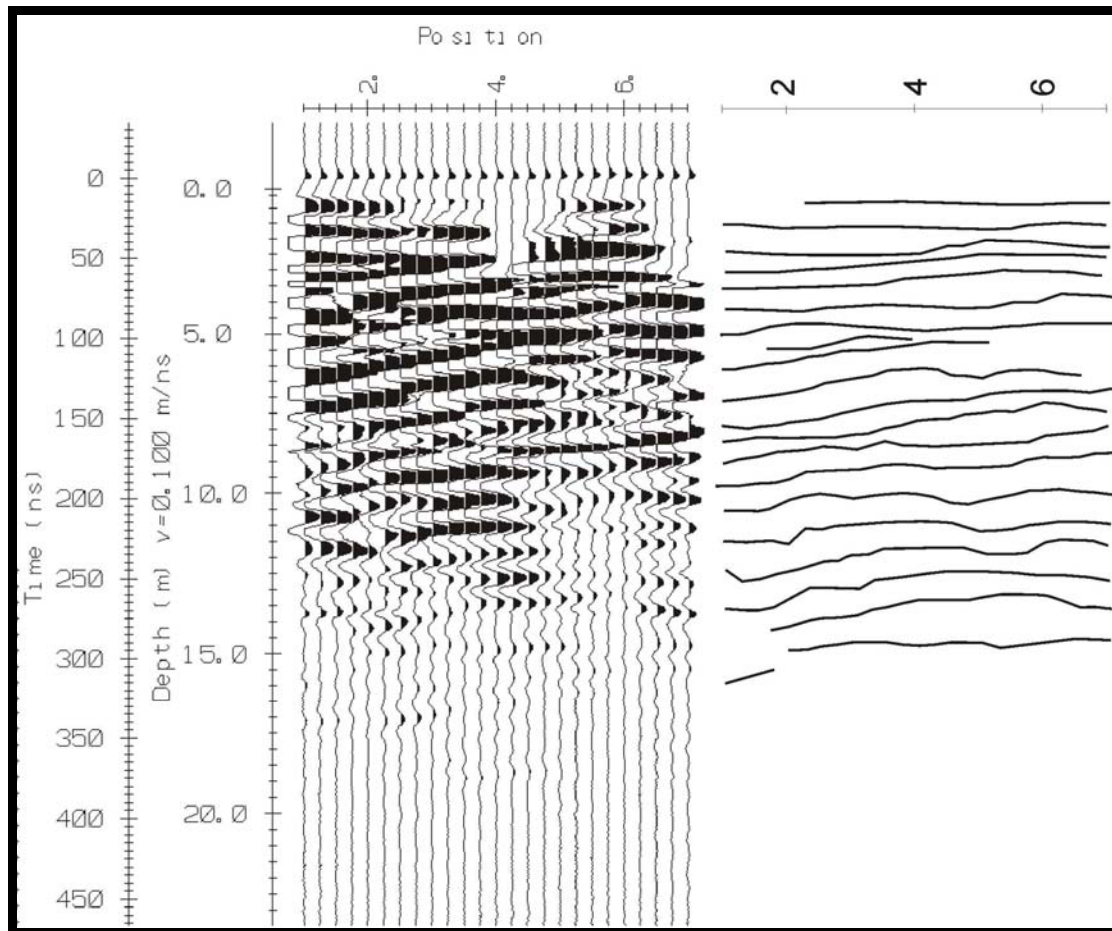
### 8.7.2 Georadar

Under feltarbeidet ble det kjørt 5 linjer med georadar. Hensikten bak profilene er i hovedsak å si noe om mektigheten til avsetningene, og eventuelt gjenkjenne strukturer nedover i lagrekken. I oppgaven vil 2 av disse presenteres, med begrunnelse at alle linjene viste et veldig likt mønster nedover i lagene. Linjene valgt ut til oppgaven er Sigd 3 (Figur 8-35) og Sigd 4 (Figur 8-36). De utvalgte georadarprofilene er tatt langs kanten (Sigd 3) og på tvers av kanten (Sigd 4) på snittet presentert i loggen.

#### Beskrivelse og tolkning/diskusjon

De to profilene viser begge lagdelte og utholdende refleksjoner ned til cirka 13 m, og mer uklare og mindre utholdene mellom 13 og 15 meter. Refleksjonsmønsteret nedover i lagene viser ingen merkbare forandringer. Dypere enn 15 m er ingen eller veldig svake refleksjoner.

Refleksjonsmønsteret for Sigd 3 (Figur 8-35) er dominert av lateralt utholdende lag. Lagene viser mindre variasjoner innad og er undulerende. Lagene heller svakt mot den laterale delen av profilet, altså ned mot Signaldalelva.



**Figur 8-35** Georadarprofil (Sigd 3) langs kanten til det loggede snittet. (Nedover på viften). Linjene er tolket for å vise trekkene i avsetningsmønsteret.

Refleksjonsmønsteret for Sid 4 (Figur 8-36) er også dominert av utholdende refleksjoner, som viser et undulerende refleksjonsmønster.

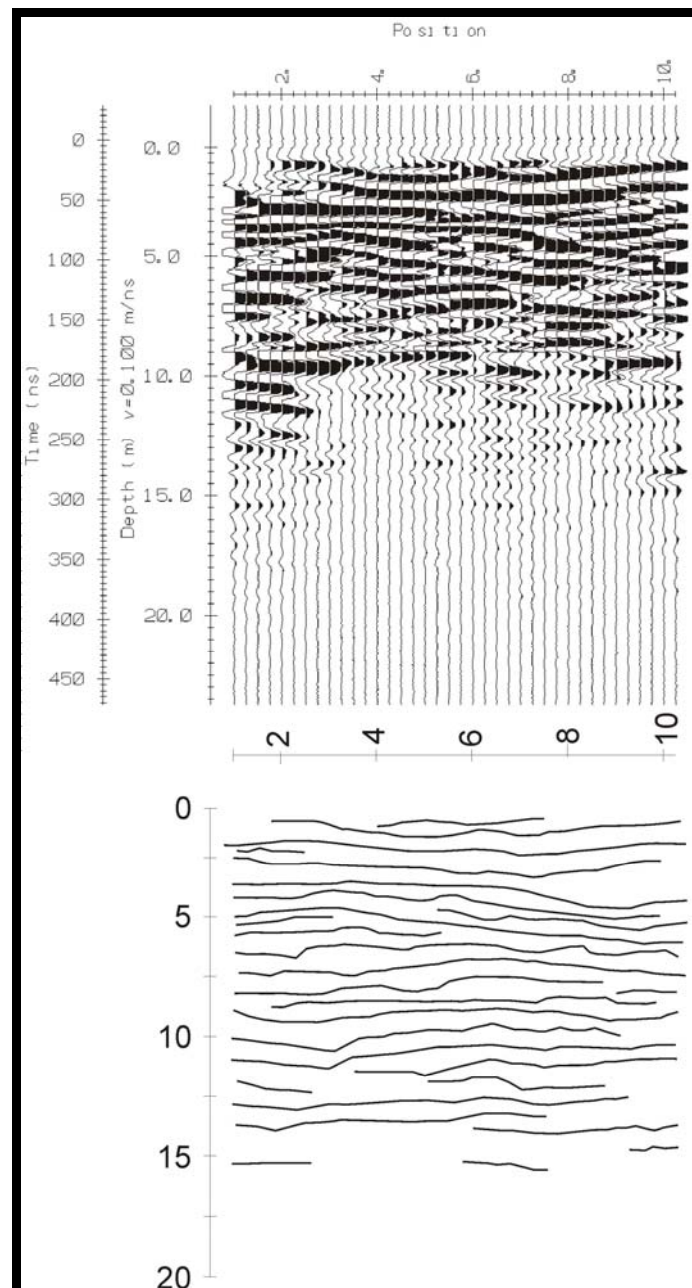
Refleksjonsmønsteret viser ingen klare forandringer de øverste 15 m, og det tolkes derfor at de øverste 15 m består av samme type avsetninger. Avsetningene tolkes da til å være av samme opphav som materialet i den tolkete loggen. Loggen dekker de øverste 2,4 m og viser samme refleksjonsmønster ned mot 15 m.

Materialet nedenfor tolkes til å være marine leirer. Leire er et godt ledende materiale som gjør at signalene dempes kraftig. Derfor "ser" man ikke gjennom det godt ledende materialet (Mauring et al., 1995).

Tolkningen for lagpakker er da at minst de øverste 15 m er materiale avsatt enten av eller i forbindelse med debrisflow-hendelser. Refleksjonene forsvinner mer eller mindre under 15 m, som er tolket som en pakke med marine leirer. Det tolkete leirelaget kan også skyldes at penetrasjonsdypet til EM-pulsene ikke nådde dypere på grunn av den valgte frekvensen (100 MHz) eller som følge av forstyrrelser som et høyt vanninnhold i sedimentene som gir økt



ledningsevne. Dermed er det mulig at lagpakken strekker seg enda dypere, mens minst 15 m består av samme materiale.



**Figur 8-36** Georadarprofil (Sigd 4) tatt på tvers av av viften ved snittet med tolkning.

### 8.7.3 Tolkning av hele lagrekken

Snittet har en tykkelse på 2,4 m, og toppen av snittet representerer dagens overflate. Tolkningen av georadarprofilene gir en tykkelse på 15 m med materiale av samme type som snittet. Denne tolkningen gir grunnlag for å anta at de første 13 m med kolluviale avsetinger over de marine leirene ble avsatt fra perioden etter området ble deglasiert og fram til laget med datering fra prøve 2.1 vist i Tabell 2. Lokaliteten ved Mannfjellet ble trolig deglasiert

9300-9400 år BP som beskrevet under avsnitt 3.4.1.2 basert på kronosekvensen etter Corner (1980). For kontakten mellom leire og kolluvialt materiale gir dette en maksimal alder. Det terrestisk avsatte materialet forutsetter havnivå lavere enn denne grensen. Dette har trolig skjedd omtrent ved Tapes tiden ut fra høyden på snittet (ca 34,5 m). Tapes har en alder på 7-8000 kal. år BP (6-7000  $^{14}\text{C}$  år; (Corner & Haugane, 1993). Prøve 2.1 har en kalibrert alder på 3140-2925 år BP ( $3050 \pm 80$  BP). De første 13 m av lagrekken tolkes til å være avsatt over denne perioden på  $4450 \pm 250$  år.

Loggen presentert i Figur 8-33 vil i dette avsnittet bli tolket med hensyn på de allerede tolkede facies og karbondateringene.

Loggens nederste lag er tolket til å være en avsetning etter en debrisflow, som da må ha skjedd før perioden 3140-2975 år BP (Prøve 2.1). Over det organiske laget ligger det tre lag med facies C, som hver er skilt av organiske lag. Facies C er tolket til å være hyperkonsentrert strøm (*streamflow*) avsetninger avsatt i forbindelse med debrisflow hendelser som har stoppet mer proksimalt på viften. Og da trolig er utvaskningsmateriale fra debrisflowavsetningene. Tykkelsen på lagene kan gjenspeile avstanden til området der debrisflow terminerte, eller hvor kraftig vannføringen i kanalene var etter debrisflow hendelsene,

Det organiske laget prøve 3.3 er hentet fra ligger over de tre nevnte avsetningene, og er datert til kalibrert alder 2405-2360 år BP. Det vil si at denne delen av snittet har materiale fra tre hendelser som knyttes til debrisflow fordelt på  $690 \pm 50$  år.

Lagene mellom prøve 3.3 og 7.3 består av alle 4 facies. Tolkningen av facies D knytter den til en nedbørsrik (og eventuell snøsmelting) hendelse med høy vannføring i kanalene. Laget over (facies A) er tolket til å være en debrisflow avsetning, trolig avsatt direkte etter laget med facies D. Lagene som følger er to lag med facies C skilt av et organisk lag. Som overfor tolkes facies C til å være hyperkonsentrerte strø mavsetninger knyttet til debrisflow hendelser. Dette vil si at på de  $580 \pm 50$  årene som skiller dateringene 3.3 og 7.3 har snittet fanget opp spor etter 3 debrisflow hendelser.

Mellom dateringene fra prøve 7.3 og 8.1 er det bare et lag, som er facies C. Dette tolkes til å være en avsetning fra en hyperkonsentrert strøm, fra en debrisflow som har terminert mer proksimalt på viften. Dette vil si at det kun er registrert en debrisflow hendelse på  $800 \pm 50$  år i snittet.

Dateringen av lag 8.1 var 1025-920 år BP. Fram til dagens overflate(og snittets topp) er det 70 cm med avsetninger. Det er et lag med facies A og to lag med facies C. Dette tolkes

til å være en debrisflow avsetning og to hyperkonsentrerte strøm avsetninger. Dette vil si at det er tre hendelser som kan kobles til debrisflow hendelser de siste 1025-920 år BP.

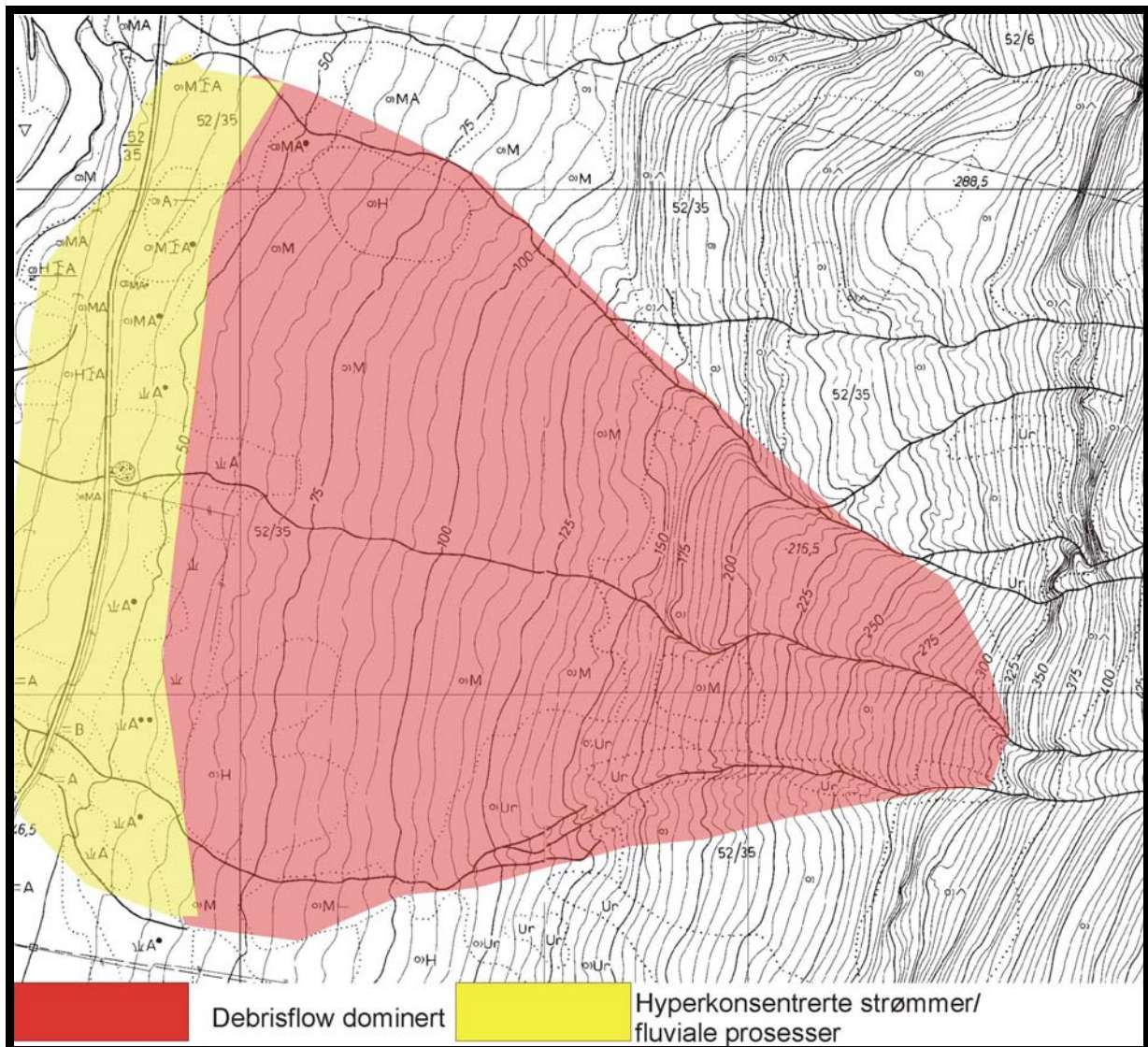
Tolkningen av loggen sett under ett knytter derved 11 avsetninger i snittet til debrisflow hendelser til en periode på de siste  $3050 \pm 50$  (altså siden 3140-2925 år BP), og er fordelt på 2,1 m (altså fra prøve 2.1 og opp). Den tolkede tykkelsen fra georadarprofilene viste en beregning der 13 m var blitt avsatt på  $6300 \pm 80$  år. Ut fra disse tallene tolkes avsetningshastigheten til å være cirka 342 år per meter fra georadar beregningene, og 1450 år per meter fra snittet. Altså avsetningshastigheten har avtatt de siste 3140-2975 BP til nåtid sammenlignet med årene mellom deglasiasjonen og avsetningen av det organiske laget med prøve 2.1.

Karbondateringene viser til at det har vært forskjell i hyppighet på hendelser gjennom snittet sin avsetningshistorie. Gjennom de første  $1175 \pm 80$  kal. årene som er logget er det registrert 7 lag som knyttes til debrisflow, mens på de siste  $1800 \pm 50$  kal. årene er det registrert 4 lag som knyttes til debrisflow. I diskusjonen nedenfor vil det legges fram sterke og svake sider ved loggen, og hvorvidt den sier noen om forandringer i hyppighet i aktivitet.

## **8.8 Diskusjon**

### *Inndeling av viften etter prosesser*

Den kolluviale viften under Mannfjellet er i kapitlet tolket til å være dominert av debrisflow. I tillegg er det tolket at ved senere stadier kan massestrømmen endre karakter som følge av økt vanninnhold kontra sedimentinnhold og gå over til en hyperkonsentret strøm og avsette materiale, og ved enda høyere vanninnhold gå over til fluviale prosesser som kan vaske med seg materiale fra kanalen og gi egne avsetninger. På grunnlag av disse tolkningene er det laget et kart der viften deles inn i soner etter hvilken prosess som er tolket som dominerende (Figur 8-37). Grensene for den nordlige delen av viften er satt med en viss usikkerhet, da det ikke var observasjoner i overflaten som kunne bestemme grenser, og denne er tolket på grunnlag av de hyppige lagene som er tolket som hyperkonsentrerte strømmer i loggen.



Figur 8-37 Morfogenetisk inndeling av den kolluviale viften under Mannfjellet.

### Avsetningshistorie

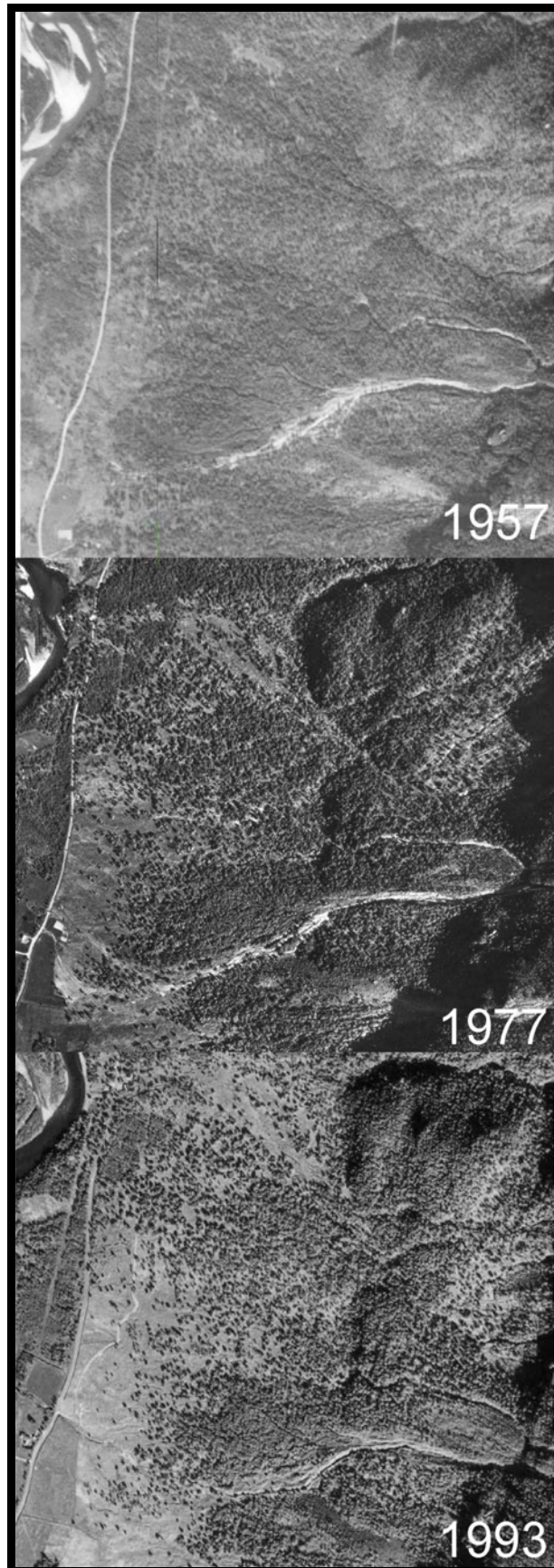
I utgangspunktet var formålet med å logge snittet og si noe om hyppigheten av debrisflow, utviklingen til viften, for å se om det kunne knyttes opp mot klimaforandringer gjennom holocene. Dette lar seg vanskelig gjøre siden tolkningene kun har gitt grunnlag for hyppigheten de øverste 2,4 m av lagrekken. Fra georadarprofilene ga tolkingen kun mektigheten av lagrekken, ikke noe spesielt om antall hendelser, og dermed blir det vanskelig å knytte dette opp mot klimatiske hendelser.

Styrken til denne loggen er at den trolig kan gjenspeile at aktivitetsnivået ved den aktuelle lokaliteten. Tolkningene tilsier at aktiviteten her ikke har vært spesielt stor de siste 3000 årene. Dette gjenspeiler at aktiviteten må ha vært relativt mye større under de

paraglasiale forhold og i tidlig postglasial tid, som beregnet ut fra mektigheten av lagpakken fra georadarprofilene. Med paraglasiale forhold menes en periode under selve deglasiasjonen og direkte med ustabile forhold for fjell og fjellskråninger. Fjellene og dalene har under glasiasjonen vært presset ned av den tunge isen, og når isen smelter eller trekker seg ut av området vil da fjellene heves igjen. I tillegg må man regne med at isbreene også har avsatt løsmasser i fjellskråningene. I fjellskråningene har heller ikke det blitt utviklet et vegetasjonsdekke som virker stabiliserende på løsmassene (Ballantyne, 1994; Ballantyne & Benn, 1994). Ifølge Ballantyne & Benn (1994) vil da aktiviteten i skråningsaktivitet (*slope adjustment*) i form av massebevegelsesprosesser være størst ved paraglasiale forhold. Fra beregningene i denne oppgaven har det vært en større avsetningshastighet mellom deglasiasjonen og dateringen fra 3140-2975 år BP. I tråd med Ballantyne (1994) har trolig har aktiviteten vært størst under de paraglasiale forholdene som følge av stor tilgang på løsmasser og ustabilitet i fjellet som følge av isostasi og mangel på vegetasjon.

Undersøkelsene er kun basert på et snitt og to georadarprofil, og dette medfører noen svakheter. Bredden på en debrisflow avsetning eller debrisflow relaterte avsetninger varierer veldig, fra 1 m brede leveer til 25 m brede vifteformede avsetninger. Den kolluviale viften under Mannfjellet har en bredde på cirka 800 m i den nedre delen av viften. Fra undersøkelser tidligere i kapitlet vet man at debrisflow har hyppige skifter av løp etter hvert som kanalene fylles opp og blokkeres. Snittet ligger plassert cirka 1000 m i luftlinje fra viftens apex. Dette vil si at ved å kun ha informasjon fra ett snitt gir lite informasjon om aktiviteten på hele viften. Det registrerte antall hendeler i snittet vil trolig representere kun en liten fraksjon av det potensielle antall hendelser på viften. Prosessene på viften har et stort potensielt avsetningsområde, og utløpsdistansen på den enkelte debrisflow varierer også. For å gi en mer korrekt gjengivelse av det reelle aktivitetsnivået på viften, og kunne si noe bestemt om en eventuell sammenheng med klimatiske forandringer vil kreve mer omfattende og grundigere undersøkelser.

Utviklingen de siste 50 årene på den kolluviale viften under Mannfjellet vist ved hjelp av flyfoto fra 1957, 1977 og 1993, og i tillegg et oversiktsbilde tatt fra andre siden av dalen under feltarbeide 27. Mai 2007. Tegneserien med flybilder er vist i Figur 8-38, og oversiktsbildet er vist i Figur 8-39. Ut fra flybilde tegneserien så ser det ut til at aktivitetsnivået har relativt lavt mellom 1957 og 1993. Aktiviteten ser ut til å ha vært begrenset til kanalen lengst sør på viften. I perioden mellom 1957 til 1977 ser det ut til at det har vært en liten økning i aktivitet på den sørligste kanalen.



**Figur 8-38** Den kolluviale viften på flybilder. Flybilde G2 (1953), AX003(1977) og nr 168 (1993)



**Figur 8-39** Oversiktsbilde over viften på Mannfjell tatt fra Otertind. Foto: 27. Mai, 2007. Hvide piler markerer nyere avsetninger

Den midtre og nordlige delen viser ingen tegn til aktivitet. Ser man videre på bildet fra 2007 derimot ser man en økning i aktivitet med ferske avsetninger i overplaten ved flere områder. Områdene er markert med hvite piler på bildet.

Dette vil si at det har vært en økning i aktivitet både på den sørlige og midtre delen av viften. Materialet som er avsatt er da trolig fra begge ravinene som er tilførselskanaler for viften. Forklaringen i denne økningen i aktivitet kan muligens trekkes til klimatiske forandringer i tråd med Blikra (1995), der et mildere og fuktigere klima gir grunnlag for en økt frekvens i løsmasseskred.





## 9 Diskusjon

### 9.1 Sammenligning av de tre kolluviale viftene

I oppgaven er det presentert 3 kolluviale vifter, som er delt inn i ulike kategorier. Viftene skiller seg fra hverandre på flere områder, samtidig som de også viser visse likhetstrekk. Viftene varierer i størrelse, terrengets gradient og hva slags prosesser som dominerer. Alle tre viftene har utgangspunkt fra ravine(r) og alle tre viftene har debrisflow som en aktiv prosess.

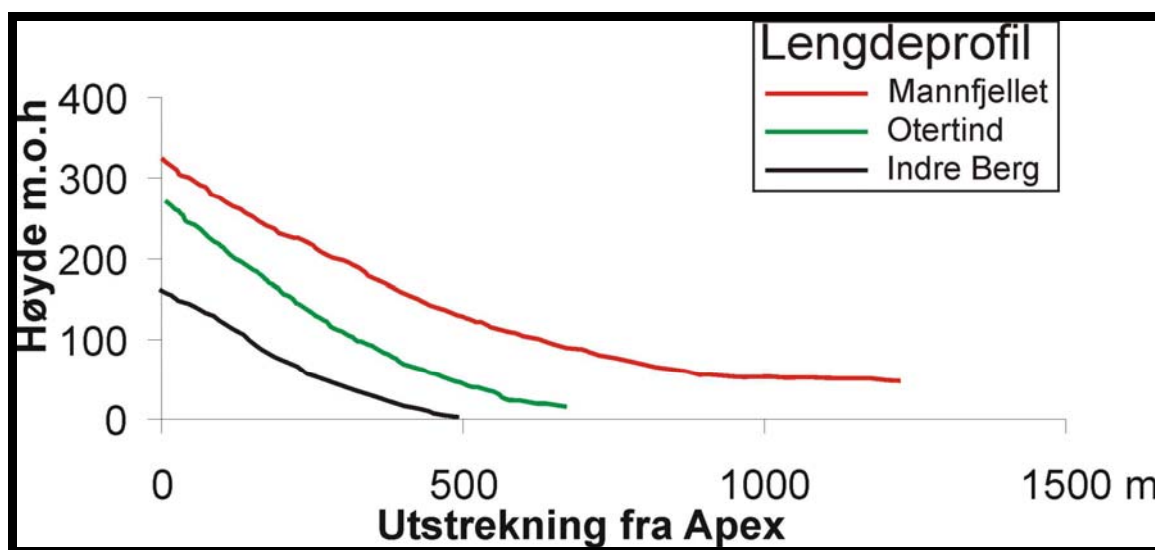
Den kolluviale viften på Indre berg er i denne oppgaven den minste kolluviale viften. Den dekker et område på cirka 1145558 m<sup>2</sup>, og har en gradient i øvre del mellom 28 og 32°, som avtar mot nedre del av viften. Den sørlige delen av nedre del viser en gradient på 7°, mens den nordlige delen har en gradient på 15°. Nedslagsfeltet til viften er det største av de tre studerte viftene med en utstrekning på cirka 401 071 m<sup>2</sup>. Samtidig har denne viften også lengst avstand mellom øverste del av nedslagsfeltet og apex, og med mer moderate gradienter i ravinen enn de to andre viftene. Viften er klassifisert som en debrisflow-dominert vifte.

Den kolluviale viften under Ottertind er den klart bratteste viften av de tre studerte i denne oppgaven. Ved apex er gradienten rundt 40° og i nedre del av viften er gradientet 10°, og avtagende mot Signaldalelva. Størrelsen på viften er cirka 367 464 m<sup>2</sup>, og nedslagsfeltet har en størrelse på 220 430 m<sup>2</sup>. Toppen på nedslagsfeltet er mye nærmere apex på viften her enn ved de to andre viftene. I tillegg består store deler av nedslagsfeltet av nær vertikale fjellvegger. Den kolluviale viften under Ottertind har trolig en rekke prosesser som er aktive, og det har blitt tolket at ulike prosesser dominerer i forskjellige deler av viften. Det ble vist at hele viften under Ottertind er påvirket av snøskred, og er en avsettende prosess på viften. Begge kantene på viften er dominert av debrisflow, mens den sentrale delen av viften er dominert av steinsprang og snøskredavsetninger. Videre er det også registrert fjellskred og sørpeskred på viften.

Den kolluviale viften under Mannfjellet er klart størst i areal, med en størrelse på 720 324 m<sup>2</sup>. Viften er også den klart slakeste. I øvre del er viften mellom 25-30°, mens i nedre del er gradienten ned mot 3°. Nedslagsfeltet har en størrelse på 350 238 m<sup>2</sup> og er mer sammensatt enn ved de andre viftene, der materiale blir tilført av to raviner. I tillegg er det mulig at viften har fått tilført materiale og vann fra elver som renner mot den nordlige delen av viften, uten at undersøkelser i felt kunne bekrefte det. Viften ble klassifisert som en

kolluvial vifte, mens den kan kanskje sees på som 5 vifteformer som har smeltet sammen. To vifteformer har spredt seg fra de to fossene ved apex og smeltet sammen. Materialet videre har spredt seg fra tre forsengkninger i klippepartiet på viften. Dermed er trolig viften et resultat av flere sammensmeltede vifter, men blir behandlet som en vifte siden materiale blir avsatt av samme hendelse både i den øvre og nedre delen av viften. Inndelingen av type vifte ble en delt inndeling, der den øvre og midtre delen av viften er debrisflow dominert, mens den nederste delen viste en overgang der hyperkonsentrerte strømmer dominerte, med etterfølgende fluviale prosesser.

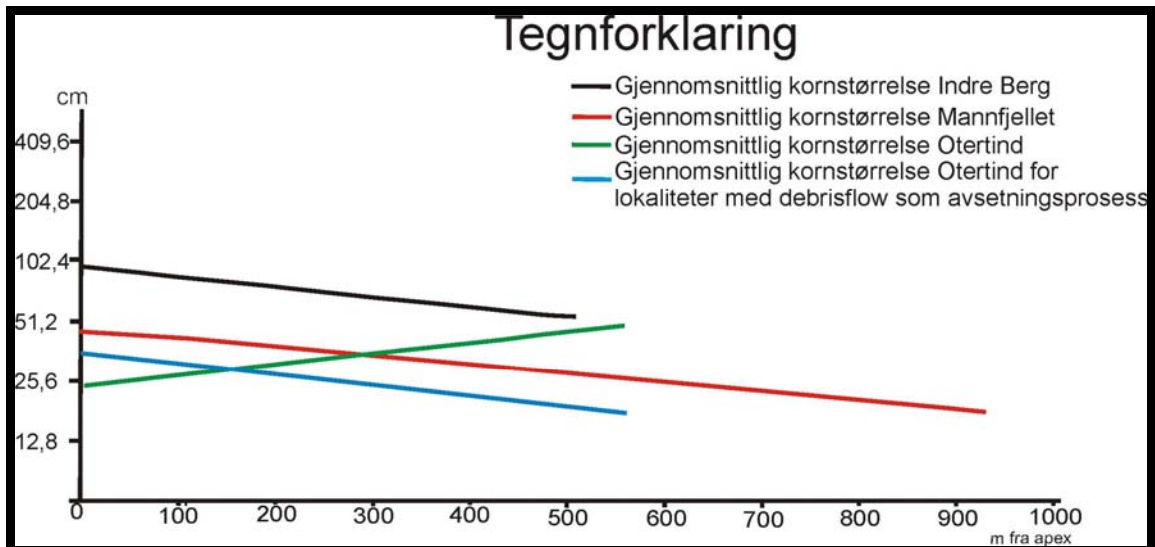
En sammenligning av størrelse og bratthet på de tre kolluviale viftene er samlet i Figur 9-1. Som diskutert over er viften under Mannfjellet en største av de tre viftene med lengst utstrekning fra apex. Viften under mannfjellet viser også de slakeste gradientene, da spesielt i nedre del av viften. Viften under Ottertind er den klart bratteste, og er også har også en mer jevn minkning i gradient nedover viften enn de to andre viftene. Alle de tre viftene viser et svakt konkavt lengdeprofil i liket med undersøkelser av (Blikra et al., 1989).



Figur 9-1 Lengdeprofil for de tre kolluviale viftene.

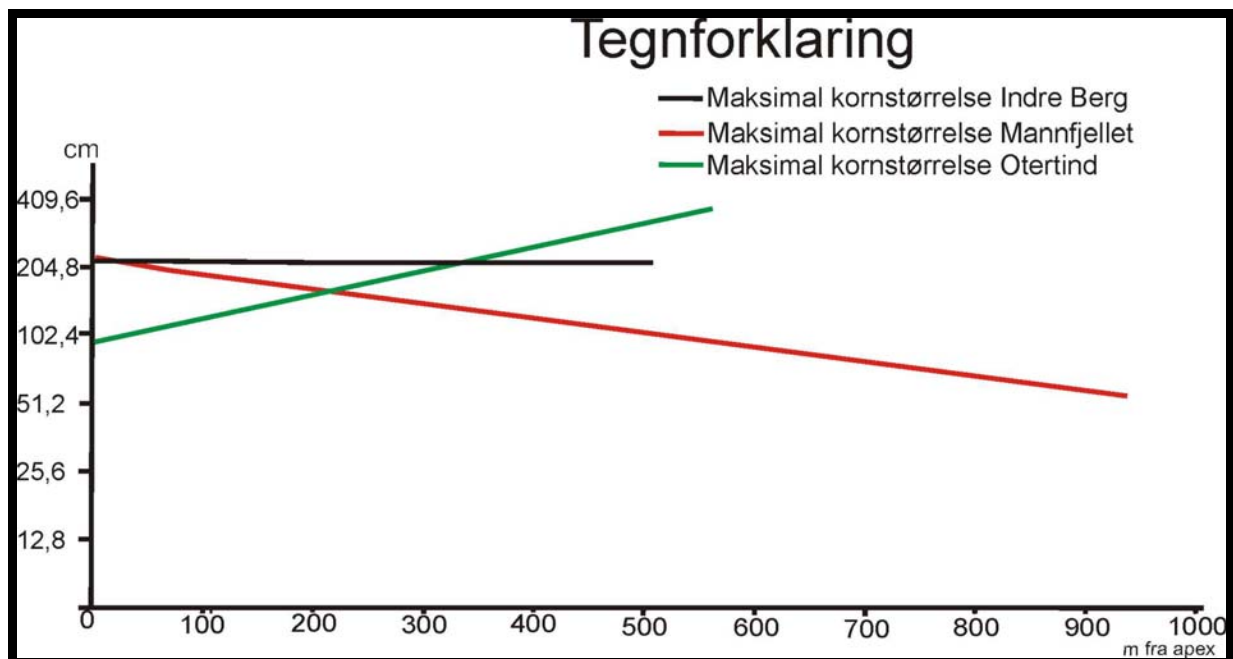
Det ble utført undersøkelser av kornstørrelser på de tre kolluviale viftene. I dette avsnittet vil gjennomsnittlig og maksimal kornstørrelse sammenlignes. For å kunne sammenligne de tre viftene er det produsert to regresjonslinjer for den kolluviale viften under Ottertind. Kornstørrelsestillingen for de andre viftene er basert på avsetninger knyttet til debrisflow, men er samtidig representative for hele viften. På viften under Ottertind er det derimot utført tellinger på materiale av flere ulike prosesser. Derfor er det valgt å lage to

regresjonslinjer for gjennomsnittlig størrelse, der den ene linjen representerer avsetningen for hele viften, og den andre er laget på grunnlag av tellinger kun avsatt av debrissflow.



**Figur 9-2** Den gjennomsnittlige kornstørrelsen for de tre kolluviale viftene. For Ottertind er både gjennomsnittlig størrelse for alle lokalitetene tatt med i tillegg til gjennomsnittlig kornstørrelse for lokalitetene med debrissflow som avsetningsprosess. Det siste er tatt med for å kunne sammenligne med kornstørrelsen for de andre profilene som er hentet fra debrissflowavsetinger.

Regresjonslinjene for gjennomsnittlig størrelse er vist i Figur 9-2. Den gjennomsnittlige kornstørrelsen for viftene under Mannfjell og Indre Berg viser en veldig klar trend med minkende kornstørrelse nedover viften, mens viften under Ottertind viser en klar økning i gjennomsnittlig kornstørrelse nedover viften. Derimot hvis man sammenligner regresjonslinjen for debrissflow- avsetningene på Ottertindviften så viser denne også den samme klare trenden med minkende kornstørrelse nedover viften.



**Figur 9-3** Regresjonslinjer for maksimal kornstørrelse for de tre kolluviale viftene.

Det ble også laget regresjonslinjer for den maksimale kornstørrelsen på viftene. De tre viftene viser litt forskjellige trender Figur 9-3. Både viften under Mannfjellet og viften på Indre Berg viser en minkning i maksimal kornstørrelse nedover viftene. Viften på Indre Berg viser vel og merke en veldig svak minkning i maksimal kornstørrelse, mens viften under Mannfjellet viser klar trend. For den kolluviale viften under Otertind derimot vises det en trend der maksimal kornstørrelse øker drastisk nedover viften.

Ut fra undersøkelsene ser det ut til at både gradienten på viftene og kornstørrelsesutviklingen på viftene er i stor grad styrt av hvilken type prosess som er dominerende på viftene. Fra de undersøkte viftene er viften under Otertind den klart bratteste, og denne er tolket til å være dominert av snøskred og steinsprang, med debrisflow som en aktiv prosess i sidene. Kornstørrelsene viser også at det materiale av de groveste fraksjonene samles i bunnen av viften. Viften ved Indre Berg viser mer moderate gradienter og kornstørrelsestrenden er minkende størrelse nedover viften. Og viften er tolket til å være dominert av debrisflow. Viften under Mannfjellet er den klart slakeste viften, spesielt i nedre del av vifteområdet, der gradienten er ned mot  $3^\circ$ . Kornstørrelsestrenden viser også en nedoverfiningstrend på viften.

Den kolluviale viften under Otertind innehar de typiske særtrekkene presentert i Figur 5-1 (Blikra & Nemeč, 1998). Den nedre delen av viften under Mannfjellet derimot viser heller flere likhetstrekk med alluviale vifter, både når det gjelder svært lave gradienter, minkende kornstørrelsestrender og aktive prosesser som hyperkonsentrerte strømmer og fluviale prosesser. Dermed er kan det antas at delen av viften beliggende under klippepartiet i den sentrale delen av viften kan være en overgang mellom en kolluvial vifte og en alluvial vifte, mens er trolig fremdeles i en klassifikasjon som kolluvial vifte.

Ut fra undersøkelsene gjort i oppgaven ser det ikke ut til at størrelsen på nedslagsfeltet har noen spesiell innvirkning på aktivitetsnivået. Den viften som trolig har høyest aktivitetsnivå (Otertind) er også den med minst nedslagsfelt. Det er mulig at avstanden fra toppen av nedslagsfeltet til apex har større betydning. Samtidig blir det vanskelig å sammenligne nedslagsfeltene direkte, siden de viste så stor forskjell i både gradient og høydeforskjeller, der Otertind består av en høy og nær vertikal fjellvegg, mens de andre viftene med en lengre skråning med flere lavere klippeparti.

## 9.2 Avsetningsmodell for debrisflow

Ut fra undersøkelsene og tolkningene i denne oppgaven vil det i dette avsnittet diskuteres en avsetningsmodell, der det i tillegg diskuteres årsaker. Diskusjonen vil deles inn i tre deler, med utløsende faktorer, bevegelsesmønster og avsetningsmønster.

### *Utløsende faktorer*

I fjellssidene og ravinene må enkelte forutsetninger være tilstede for at den debrisflow skal kunne starte. Utløsning av debrisflow kan skje dersom en kritisk kombinasjon av enkelte faktorer er tilstede (Rickenmann & Zimmermann, 1993).

- Tilstedeværelse av løsmasser i fjellsidene/ravinen
- Tilførsel av vann
- Skråningens gradient

Fra beskrivelsen av nedslagsfeltene ble det fastslått at det var store mengder med løsmasser i disse. De tre kolluviale viftene som er studert i denne oppgaven består alle av store nedslagsfelt. Disse nedslagsfeltene leder heller inn mot raviner som ender med spredning av materiale ut fra viftenes apex.

De fleste debrisflow starter som et resultat av økt poretrykk (Iverson, 1997). Ved tilførsel av vann øker poretrykket til grunnvannet i sedimentene, og ved overmetning kan en bevegelse settes i gang (Iverson, 2000). Dette er avhengig av tykkelse og stryke på løsmassene i kombinasjon med regnfallets intensitet og varighet (Iverson, 2000). Det er beskrevet flere hendelser av debrisflow i denne oppgaven, og disse har blitt knyttet tolket at tilførsel av vann har vært utløsende faktor, enten i form av regnfall og/eller snøsmelting. De store nedslagsfeltene til viftene virker som en forsterkende faktor på tilførselen av vann, da vannet innenfor denne sonen ledes inn mot ravinen og gjør det lettere å oppnå en overmetning.

Den kritiske gradienten som er forutsatt for en debrisflow skal starte er beregnet til  $27^\circ$  (Takahashi, 1981; Rickenmann & Zimmermann, 1993). Gradientene i nedslagsfeltene for de tre kolluviale viftene i denne oppgaven er alle brattere enn denne kritiske grensen.

Som diskutert over er det en tilstedeværelse av de kritiske faktorene for start av debrisflow etter Rickenmann & Zimmermann (1993) tilstede ved de kolluviale viftene i denne oppgaven. For å oppnå den kritiske kombinasjonen trengs det i utgangspunktet bare tilførsel av vann(en kraftig regnstorm/hurtig snøsmelting) siden de andre kriteriene allerede er tilstede.

En økt tilgang på materiale vil da trolig også i nedslagsfeltet og ravinen vil da trolig også gi økt sjanse for hyppigere hendelser med debrisflow. Som beskrevet i kapitlet om Otertind var det en hendelse med et fjellparti som løste ut og ble knust i ravinen. Ifølge Magne Lockert (Pers.medd, 2005) har da hyppigheten av slamskred (debrisflow) økt etter dette, som da trolig er forårsaket av økt mengde løsmasser i ravinen.

Den kolluviale viften ved Indre Berg er tolket i oppgaven til å vise et lavere aktivitetsnivå enn det som er tilfelle for de kolluviale viftene under Otertind og Mannfjellet. Mens det er tolket at både viften under Otertind og Mannfjellet har hatt et økende aktivitetsnivå de siste 50 årene, er det tolket at det ikke er tilfelle for viften ved Indre Berg. En forskjell i observasjoner fra felt fra de tre viftene er at på viftene under Otertind og Mannfjellet renner vannet på overflaten, mens dreneringen på viften på Indre Berg foregikk dreneringen inne i selve viften (hørte vann renne under avsetingene). Dette gjaldt både på viften og i den nedre delen av ravinen som ble undersøkt. Denne viften er da trolig mer porøs or permeabel enn de to andre. Dette kan trolig være en sammenheng med det forskjellige aktivitetsnivået, og kan settes i sammenheng med at det skal mer til for at sedimentene skal overmettes med vann, som en forutsetning satt av Iverson (2000).

### *Bevegelsesmønster*

Denne delen vil diskutere en debrisflow sin bevegelse og eventuelle forandringer i bevegelse på selve viften. Undersøkelsene i denne oppgaven tyder på at bevegelsesmønsteret i stor grad er styrt av terrengets topografi. Etter definisjon fra Blikra & Nemeč (1998) er dette typisk for høyviskøse debrisflow. Fra undersøkelsene viste det flere eksempler der debrisflow avsetingene forandrer karakter ut fra gradientsforandringer og hindringer i dens bane. I områder der gradienten øker viser det ved flere tilfeller at kanalen har en tendens til å spre seg til flere kanaler. I områder der terrenget viste en minkning i gradient viste avsetingene en fremvekst av løber, både over leveene og i kanalene. Dette foregikk over hele vifteområdet, og ikke bare i nedre del ved de laveste gradientene. Det kan se ut til at det er nok at man har en minkning i gradient, så fremprovoseres en lobedannelse. Dersom kanalene var helt blokkert av større løber ser det ut til at eventuelle nye kanal løp blir "tvunget" fram. Andre hindringer som trolig kan ha forandret retningen var for eksempel en log-jam, der en trestamme lå på tvers av kanalen og hindret videre strøm. Materiale ble samlet opp, og dette kan trolig ha virket som en hindring for debrisflow, og den forandrer retning. En debrisflow følger minste motstands vei.

*Avsetningsmønster*

De fleste debrisflow starter som et resultat av økt poretrykk og de fleste ender som en sakte konsoliderende sedimentavsetning (Iverson, 1997), det vil si at den tar en fastere form etter som vannet gravis forsvinner. Avsetningene etter debrisflow var laterale leveer, lober på, over og i kanalene og endelober. Avsetning av leveer skjer som følge av friksjonsmotstand i hovedsak på strømmens marginer (Major & Iverson, 1999). Avsetningen av ulike lober knyttes til tap av porevannstrykk (Blikra & Nemeč, 1998). Observasjonene av avsetninger under Ottertind og Mannfjellet fra 27. August 2005 viste også avsetninger av mer vannrike prosesser. En debrisflow der det er en stor tilstedeværelse av vann, og vannmengden øker sammenlignet med sedimentinnholdet kan gå over til en hyperkonsentrert strøm (Pierson & Costa, 1987; Sohn et al., 1999) og som trolig har dannet de mer vifteformete avsetningene som vist under lokalitet 10 under Mannfjellet. I etterkant av massestrømmene fra 27. August 2005 var det stor vannførsel i kanalene både under Ottertind og Mannfjellet, og dette har da trolig avsatt en finkornet slam- avsetning med stor spredning over veien ved begge lokaliteter.





## 10 Konklusjoner

Undersøkelsene og tolkningene av de kolluviale viftene i Storfjord og Signaldalen har gitt grunnlag for å trekke følgende slutninger:

Vifteutbyggingen startet da områdene ble deglasiert mellom 9800 -9300 år BP.

Sedimentasjonsraten var trolig størst under paraglasiale forhold og i tidlig postglasial tid.

Beregninger fra Indre Berg viste en sedimentasjonshastighet på 342 år per m fram til 3140-2975 år BP, og en sedimentasjonshastighet på 1450 år per m de siste 3140-2975 BP.

Paraglasiale forhold og tidlig postglasial tid beskrives som en periode der fjell er ustabile på grunn av en hurtig landhevning, stor tilgang på løsmasser, og mangel på stabiliserende vegetasjon.

Den kolluviale viften viser en eldre og en yngre del. Den nordlige delen har ikke vært aktiv de siste 7000-8000 kal. år, mens i denne perioden har den sørlige delen av viften vært aktiv.

Utformingen av overflategradienten er i stor grad styrt av hva slags massebevegelsesprosess som er dominerende på viften. Dette har gitt grunnlag for en inndeling av type kolluviale vifter.

- Kolluvial vifte med slak gradient: Den kolluviale viften under Mannfjellet i Signaldalen viser en veldig lav gradient, spesielt i nedre del av vifteområdet. Viften er delt i to soner ut fra hvilken prosess som er dominerende. I øvre del er debrisflow dominerende prosess. Nedover viften transformeres en debrisflow til å være en hyperkonsentrert strøm, der vanninnholdet har økt kontra sedimentinnholdet. En mindre mengde sediment spres da utover et større område og gir grunnlag for en slakere gradient. Videre går denne strømmen over til en normal vannstrøm når sedimentinnholdet minker ytterligere. Denne strømmen vasker ut materiale og avsetter et slamlag som nederste avsetning. Alle tre prosessene skjer gjerne i samme hendelse, og er da styrt av tilgangen på vann fra nedslagsfeltet. Viften under Mannfjellet er betegnet som en kolluvial vifte, men representerer en nedre grense mot en alluvial vifte.
- Kolluvial vifte med moderat gradient: Den kolluviale viften på Indre Berg viser en mer moderat gradients utvikling nedover viften. Denne viften er dominert av debrisflow.

- Kolluvial vifte med bratt gradient: Den kolluviale viften under Otertind er en bratt vifte. Viften er sammensatt av flere aktive prosesser, som dominerer i ulike deler av viften. Hele viften er påvirket av avsetninger etter snøskred. Den sentrale delen er dominert av snøskred og steinsprang, mens avsetningene på flankene på viften er dominert av debrisflow. Viften sett under ett er dominert av mer hurtiggående massebevegelsesprosesser og danner en vifte med bratt gradient.

Den dominerende prosessen på viften styrer også kornstørrelsestrenden på viftene. Det er i denne sammenheng laget to grupper, debrisflow-dominerte avsetninger og hurtiggående avsetninger (snøskred, steinsprang):

- Avsetninger fra debrisflow danner en nedoverfinende trend for kornstørrelse på viften, dette gjelder både for gjennomsnittlig og maksimal kornstørrelse.
- Avsetninger fra hurtiggående prosesser danner en nedovergrovende trend for kornstørrelse, dette gjelder for gjennomsnittlig kornstørrelse og spesielt for maksimal kornstørrelse.

Rundingsgraden til avsetningene er undersøkt, og det er kommet fram til rundingen er avhengig av avsetningsprosess. Forskjellen i prosess går på transporttid og dermed på hvor mye slitasje et fragment utsettes for.

- Kortvarige avsetningsprosesser som snøskred og steinsprang er dominert av veldig angulære og angulære fragmenter. Snøskredavsetningene viste også variasjoner innad i avsetningene, som kommer av at de både avsetter nylig deriverte fragmenter og resedimenterer stein og blokk fra ravinen.
- Debrisflow avsetninger har vært utsatt for en mer langvarig prosess, og dermed også utsatt for større grad av slitasje. Debrisflow avsetninger er dominert av subangulære fragmenter.

Debrisflow er en aktiv og viktig prosess på alle tre viftene. De tre viftene hadde alle tre grunnlag for at en debrisflow skulle starte i nedslagsfeltet/ravinen til viftene. Det ble satt tre kritiske forutsetninger som i kombinasjon kan løse ut en debrisflow. Disse er:

- Gradient over  $27^\circ$
- Tilstedeværelse av løsmasser
- Tilførsel av vann (nedbør/smeltevann)

De tre viftene oppfyller de to første kriteriene til enhver tid, og trenger da bare nok tilførsel av vann for at en debrisflow skal settes i gang. Den kolluviale viften ved Indre Berg er i oppgaven tolket til å ha et lavere aktivitetsnivå enn de to andre viftene. Dette er tolket til å

være fordi den er mer porøs enn de to andre viftene, og vannet dreneres inne i viften i stedet for på overflaten. Dermed skal det trolig en større mengde vann for at løsmassene skal bli overmettet med vann.

Typen debrisflow på viftene er satt til å være høyviskøse debrisflow. Debrisflow-avsetningene viser at de er veldig følsomme for topografiske endringer. Avsetningsformene er ofte styrt av terrengforandringer, der en plutselig minkende gradient fremprovoserer lober, mens en økning i gradient ved flere tilfeller deler kanalen. Dersom gradienten blir lav nok avsettet det en endelobe. Som beskrevet kan en debrisflow i et senere stadie gå over til en hyperkonsentrert strøm, og dersom denne har nok treghet, kan den bryte gjennom endelobe avsetningen, og danne egne avsetninger lengre ned. En endelobe har en tungeform, mens avsetninger fra en hyperkonsentrert strøm er vifteformet. Avsetningene viser også forskjellig sammensetning av kornstørrelse.

- En hyperkonsentrert strøm består av stein og grus i en sandig matriks.
- Debrisflow leveer og lober består av blokk, stein og grus i en sandig matriks.

Som et avsluttende punkt konkluderes det med at det er en tendens til økende aktivitet på viftene i Signaldalen. Dette settes i sammenheng med klimatiske forandringer, der prognosen er et mildere og fuktigere klima, med hyppigere nedbør. Som konkludert over er to av kriteriene for start av debrisflow til stede til enhver tid på alle tre viftene, og de trenger bare tilførsel av nok nedbør eller smeltevann for å settes i bevegelse.



## 11 Referanser

- Andersen, B., 1968. Glacial geology of western Troms, North Norway. Norges Geologiske Undersøkelse 256, 160 pp.
- Ballantyne, C. & Benn, D., 1994. Paraglacial slope adjustment and re-sedimentation following revent glacier retreat, Fåbergstøldalen, Norway. *Arctic and Alpine research*, 26: 255-269.
- Bergh, S., 2002. Kompendium- Strukturgeologi- Berggrunnskart. Institutt for Geologi. Universitetet i Tromsø., 117 pp.
- Bertran, P., Hetu, B., Texier, J.P. & van Steijn, H., 1997. Fabric characteristics of subaerial slope deposits. *Sedimentology*, 44(1): 1-16.
- Beverage, J.P. & Culbertson, J., 1964. Hyperconcentrations of suspended sediment. *Proceedings*, 90(HY6, Part 1): 117-128.
- Blikra, L.H., 1995. Skred og klima- skredgeologiens rolle i klimadebatten og ved skredvurderinger. NGU Årsrapport 1995: 8-9.
- Blikra, L.H., Hole, P.A. & Rye, N., 1989. Skred i Norge. Norges Geologiske Undersøkelse, Skrifter 92, 1-17 pp.
- Blikra, L.H. & Nemec, W., 1993. Postglacial avalanche activity in western Norway; depositional facies sequences, chronostratigraphy and palaeoclimatic implications *Paleoclimate Research*, 143-162 pp.
- Blikra, L.H. & Nemec, W., 1994. Postglacial colluvium in western Norway. In: Blikra: Postglacial colluvium in western Norway- sedimentology, geomorphology and palaeoclimatic record. Dissertation for Doctor Scientiarum Degree in Geology/Sedimentology. Geologisk Institutt, Universitetet i Bergen.
- Blikra, L.H. & Nemec, W., 1998. Postglacial colluvium in western Norway; depositional processes, facies and palaeoclimatic record. *Sedimentology*, 45(5): 909-959.
- Breien, H., 2005. On the dynamics of debris flows : case study Fjærland, Western Norway - a debris flow triggered by a natural dam breach. Master Thesis in Geosciences. Universitetet i Oslo. 150 pp.
- Bøe, R. et al., 2004. Postglacial mass movements and their causes in fjords and lakes in Western Norway. *Norwegian Journal of Geology*, 84(1): 35-55.
- Corner, G.D., 1977. Deglaciation history and sediments of the Lyngen - Storfjord area, Troms, North Norway. Hovedfagsoppgave i eksogen Geologi. Universitetet i Tromsø, 255 pp.
- Corner, G.D., 1978. Deglaciation of Fugløy, Troms, North Norway. *Norsk geografisk tidsskrift*(32).
- Corner, G.D., 1980. Preboreal deglaciation chronology and marine limits of the Lyngen-Storfjord area, Troms, North Norway. *Boreas*, 9(4): 239-249.
- Corner, G.D., in prep. Kvartærgeologisk kartblad Storfjord. 1633 IV, 1:50 000.
- Corner, G.D. & Haugane, E., 1993. Marine-lacustrine stratigraphy of raised coastal basins and postglacial sea-level change at Lyngen and Vanna, Troms, northern Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 73: 175-197.
- Corner, G.D., Yevzerov, V.Y., Kolka, V.V. & Møller, J., 1999. Isolation basin stratigraphy and Holocene relative sea-level change at the Norwegian-Russian border north of Nikel, northwest Russia. *Boreas*, 28: 146-166.
- Coussot, P. & Meunier, M., 1996. Recognition, classification and mechanical description of debris flows. *Earth-science reviews*, 40(3-4): 209-227.
- Dahlgren, K., 2002. Late Quaternary glacial development of the mid-Norwegian margin - 65 to 68 degrees N. *Marine and petroleum geology*, 19(9): 1089-1113.

- Davis, J.L. & Annan, A.P., 1989. Ground penetrating radar for high-resolution mapping of soil and rock stratigraphy. *Geophys. Prosp.*, 37(5): 531-551.
- Folk, R.L., 1974. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill Publishing Co, Texas, 182 pp.
- Hald, M. & Vorren, T.O., 1983. A shore displacement curve from the Tromsø district, North Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 63: 103-110.
- Hungr, O., 2000. Analysis of debris flow surges using the theory of uniformly progressive flow. *Earth surface processes and landforms*, 25: 483-495.
- Iverson, R., 1997. The physics of debris flows. *Reviews of geophysics*, 35(3): 245-296.
- Iverson, R., 2000. Landslide triggering by rain infiltration. *Water Resources Research*, 36(7): 1897-1910.
- Jenssen, O.A., 2006. Deglasiasjon og Sedimentasjonsmiljø i Lyngen og Storfjorden, Troms. Masteroppgave i Geologi, Universitetet i Tromsø, 140 pp.
- Krogh, E.J., 1992. Den kaledonske fjellkjeden dannes. *Ottar*, 190: 3-8
- Lancaster, S., Hayes, S.K. & Grant, G., 2003. Effects of wood on debris flow runout in small mountain watersheds. *Water Resources Research*, 39(6): 1-21.
- Legros, F., 2002. The mobility of long-runout landslides. *Engineering geology*, 63(3-4): 301-331.
- Luckman, B.H., 1977. The Geomorphic Activity of Snow Avalanches. *Geografiska annaler. Series A, Physical geography*, 59(1-2): 31-48.
- Lünell, R., 2001. Holocen fjorddalstratigrafi for Signaldalen, Troms. *Cand. Scient. Oppgave i Eksogen Geologi*, Universitetet i Tromsø, 123 pp.
- Major, J., 1997. Depositional processes in large-scale debris-flow experiments. *The journal of geology*, 105(3): 345-366.
- Major, J., 1998. Pebble orientation on large, experimental debris-flow deposits. *Sedimentary geology*, 117(3-4): 151-164.
- Major, J. & Iverson, R., 1999. Debris-flow deposition: Effects of pore-fluid pressure and friction concentrated at flow margins. *Geological Society of America Bulletin*, 111(10): 1424-1434.
- Mangerud, J., 1996. Late Cenozoic history of the Scandinavian and Barents Sea ice sheets. *Global and planetary change*, 12(1-4): 11-26.
- Marthinussen, M., 1960. Coast- and fjord area of Finnmark. With remarks on some other districts. *Geology of Norway. Norges Geologiske Undersøkelser*, 215: 208 pp.
- Mauring, M., Koziel, J., Lauritsen, T., Rønning, J.S. & Tønnesen, J.F., 1995. Målinger med georadar. Teori, anvendelse, teknikker og eksempler på opptak. *Norges Geologiske Undersøkelse, Rapport 94.024.*: 78.
- May, C.L. & Gresswell, R.E., 2004. Spatial and temporal patterns of debris-flow deposition in the Oregon Coast Range, USA. *Geomorphology*, 57(3-4): 135-149.
- Nemec, W. & Steel, R.J., 1984. Alluvial and coastal conglomerates: their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits. *Sedimentology of Gravels and Conglomerates* (Eds. E.H. Koster & R.J. Steel), *Memoir of the Canadian Society of Petroleum Geologists*, 10, 1-31.
- Olsen, L., 2002. Mid and late Weichselian ice-sheet fluctuations northwest of the Svartisen Glacier, Nordland, Northern Norway. *Bulletin Norges Geologiske Undersøkelse*, 39-52 pp.
- Ormsby, T., Napoleon, E., Burke, R., Groess, C. & Feaster, L., 2004. Getting to know ArcGIS desktop. *ESRI Press*, 572 pp.
- Pierson, T. & Costa, J., 1987. A rheologic classification of subaerial sediment-water flows. *Reviews in engineering geology*, 7: 1-12.
- Rapp, A., 1960. Recent development of mountain slopes in Kaerkevagge and surroundings, northern Scandinavia. *Geografiska Annaler*, 42(2-3): 65-200.

- Rapp, A. & Nyberg, R., 1981. Alpine debris flows triggered by a violent rainstorm on June 23, 1979 near Abisko, N. Sweden. *Chikei*, 2(2): 329-342.
- Reineck, H.E. & Singh, I.B., 1980. *Depositional sedimentary environments*, 2nd edition. Springer-Verlag, New York, 542 pp.
- Rickenmann, D. & Zimmermann, M., 1993. The 1987 debris flows in Switzerland: documentation and analysis. *Geomorphology*, 8(2-3): 175-189.
- Rønning, J.S., 1992. *Geofysiske metoder. I: Byggeråstoffer; kartlegging, undersøkelse og bruk*, Red. Peer-R. Neeb. Tapir Forlag.
- Sohn, Y.K., Rhee, C.W. & Kim, B.C., 1999. Debris Flow and Hyperconcentrated Flood-Flow Deposits in an Alluvial Fan, Northwestern Part of the Cretaceous Yongdong Basin, Central Korea. *The Journal of Geology*, 107(1): 111-132.
- Sveian, H., Bergstrøm, B., Blikra, L.H. & Dahl, R., 2004. Og landet steg.... In: R. Dahl and H. Sveian (Editors), *Ka dokker mein førr stein! Geologi, Landskap og Ressurser I Troms*. NGU, pp. 152.
- Sørensen, R., Haldorsen, S. & Jørgensen, P., 1997. *Kvartærgeologi. 2. utgave*. Landbruksforlaget. 248 pp.
- Takahashi, T., 1981. Estimations of potential debris flows and their hazardous zones, soft countermeasures for a disaster. *Journal of Natural Disaster*, 3(1): 57-89.
- Vogt, J.H.L., 1913. *Om to endemoræne-trin i det nordlige Norge samt om endemorænenes størrelse og betydning for opdæmning*.
- Vorren, T.O., Edvardsen, M., Hald, M. & Thomsen, E., 1983. Deglaciation of the continental shelf off Southern Troms, North Norway. *Bulletin*, 380: 173-187. In: *Geological Survey of Norway 1858-1983; 125-years anniversary volume*, 173-187. Universitetsforlaget, Norway.
- Vorren, T.O. & Elvsborg, A., 1979. Late Weichselian deglaciation and paleoenvironment of the shelf and coastal areas of Troms, North Norway; a review. *Boreas*, 8(2): 247-253.
- Vorren, T.O., Vorren, K.D., Alm, T., Gulliksen, S. & Løvlie, R., 1988. The last deglaciation (20,000 to 11,000 B.P.) on Andoya, Northern Norway. *Boreas*, 17(1): 41-77.
- White, S.E., 1981. Alpine Mass Movement Forms (Noncatastrophic); Classification, Description, and Significance. *Arctic and Alpine Research*, 13(2): 127-137.
- Zagwijn, W., 1992. The beginning of the ice-age in Europe and its major subdivisions. *Quaternary science reviews*, 11(5): 583-591.
- Zwaan, K.B., Fareth, E. & Grogan, P.W., 1998a. *Geologisk kart over Norge, berggrunnskart NORDREISA, M 1:250000, Norges Geologiske Undersøkelse*.
- Zwaan, K.B., Fareth, E. & Grogan, P.W., 1998b. *Geologisk kart over Norge, berggrunnskart TROMSØ, M 1:250000, Norges Geologiske Undersøkelse*.
- Aasheim, O., 2001. *Holocen dalinnfyllingsstratigrafi i øvre Måselvdal, Troms*. Cand.Scient i Geologi. Institutt for Geologi, Universitetet i Tromsø., 159 pp.

Nettsider:

[www.met.no](http://www.met.no)