

BACHELOROPPGAVE

Kvartærgeologisk kartlegging i Sjodalen

av

403 Håkon R. Knudsen

407 Vincent K. Birkeland

405 Ove Brynhildsvoll

Quaternary mapping in Sjodalen

Geologi og Geofare
GE491 Bachelor i geologi
Juni, 2016



Avtale om elektronisk publisering i Høgskulen i Sogn og Fjordane sitt institusjonelle arkiv (Brage)

Jeg gir med dette Høgskulen i Sogn og Fjordane tillatelse til å publisere oppgaven (Skriv inn tittel) i Brage hvis karakteren A eller B er oppnådd.

Jeg garanterer at jeg er opphavsperson til oppgaven, sammen med eventuelle medforfattere. Opphavsrettslig beskyttet materiale er brukt med skriftlig tillatelse.

Jeg garanterer at oppgaven ikke inneholder materiale som kan stride mot gjeldende norsk rett.

Ved gruppeinnlevering må alle i gruppa samtykke i avtalen.

Fyll inn kandidatnummer og navn og sett kryss:

403 Håkon R. Knudsen

JA NEI

407 Vincent K. Birkeland

JA NEI

405 Ove Brynhildsvoll

JA NEI

Forord

Denne bacheloroppgaven markerer slutten på vårt bachelorstudium i geologi og geofarar ved Høgskulen i Sogn og Fjordane.

At vi tre endte opp med å foreta en kvartærgeologisk undersøkelse i Sjudalen var mest tilfeldigheter, da vi egentlig søkte på en annen oppgave. Med resultatet i hånd er vi likevel fornøyd med valg av tema og oppgave, da vi sitter igjen med mye nyttig kunnskap for videre jobb og studier.

Vi vil gjerne takke Denise Christina Rüter og Jacob Yde for god veiledning under skrivetiden. Samt for utvelgelse og avgrensning av studieområdet. Uten dere er det tvilsomt om denne oppgaven hadde vært gjennomførbar. Vi vil takke Denise for hjelp med prosessering av LiDAR-data (Light Detection and Ranging), og Jacob for gode og nyttige innspill i oppgavens avsluttende fase etter at Denise gikk ut i fødselspermisjon.

Vil også rette en takk til medstudenter for et godt og lærerikt studiemiljø. Vi har alle dratt i samme retning under hele studietiden, med et minimum av konflikter. Dette setter vi alle tre umåtelig stor pris på.

Sammendrag

I denne oppgaven er det foretatt en kvartærgeologisk kartlegging av et område i Sjudalen. Det kvartærgeologiske kartet viser relevante landformer og avsetningstyper innenfor områdeavgrensningen.

Feltområdet ble synfart over tre dager i felt høsten 2015, og er siden bearbeidet ved hjelp av LiDAR-data og feltobservasjoner gjort under nevnte feltbefaring. Kartprogrammet ESRI ArcGIS er benyttet til å utarbeide både LiDAR-kartene og det kvartærgeologiske kartet. Etter endt bearbeiding av data gjenstår syv lokaliteter for videre diskusjon og tolkning.

Innenfor området er det observert landformer tolket til å være eskeravsetninger, kames, dødisgroper, slukrenner og laterale smeltevannsløp. Felles for alle disse typer avsetninger er at de gjerne forekommer i områder hvor isen har vært tilnærmet dynamisk død. Dette sammenfaller bra med tidligere studier for området Sjudalen (Holmsen, 1984). Også studier foretatt lenger øst i Gudbrandsdalsområdet indikerer store områder med dynamisk død is (Mangerud, 1962).

Innholdsfortegnelse

Figurliste.....	vi
Tabelliste	vii
1.1 Bakgrunn for oppgaven	1
2. Studieområdet	3
2.1 Generelt om Sjødalen	3
2.1.1 Iskulminasjon	5
3. Metode	9
3.1 Digital kartlegging	9
3.2 Feltarbeid	9
4. Landskapsformer i Sjødalen	11
4.1 Eskere	11
4.2 Kame terrasser	12
4.3 Alluviale vifter	13
4.4 Spylerenner og slukrenner	13
4.7 Morenemateriale (randmorener, ablasjonsmorener og bunnmorener).....	15
4.7.1 Randmorener	15
4.7.2 Ablasjonsmorene	16
4.7.3 Bunnmorene	16
5. Resultater	17
5.1 Det kvartærgeologiske kartet	17
5.1.1 Fluviale avsetninger (Gul)	17
5.1.2 Sammenhengende morenedekke, stedvis stor mektighet (Lysegrønn).....	18
5.1.3 Glasifluviale avsetninger (Oransje).....	18
5.1.4 Ryggformet eskeravsetning (Mørk oransje).....	18
5.1.5 Haugformet breelvavsetning (Mørk oransje).....	19
5.1.6 Torv og myr (Lilla).....	19
5.1.7 Bart fjell/fjell med usammenhengende eller tynt løsmassedekke (Rosa)	19
5.2 Lokalteter	20
5.2.1 Lokalitet 1 (Terrasseformer)	20
5.2.2 Lokalitet 2 (Veoviften)	23
5.2.3 Lokalitet 3 (Rygg, V-form).....	26
5.2.4 Lokalitet 4 (Renner på tvers av dalen)	30
5.2.5 Lokalitet 5 (Stor haug på elveslette)	33
5.2.6 Lokalitet 6 (Enslig ryggform på elveslette).....	36
5.2.7 Lokalitet 7 (Forgrenet ryggsystem).....	37

6. Diskusjon	40
6.1 Lokalteter	40
6.1.1 Lokaltet 1 (Terrasseformer).....	40
6.1.2 Lokaltet 2 (Veoviften).....	41
6.1.3 Lokaltet 3 (Rygg, V-form).....	43
6.1.4 Lokaltet 4 (Renner på tvers av dalen).....	44
6.1.5 Lokaltet 5 (Stor haug på elveslette).....	45
6.1.6 Lokaltet 6 (Enslig ryggform på elveslette).....	46
6.1.7 Lokaltet 7 (Forgrenet ryggssystem).....	47
6.2 Avsmeltningshistorien i Sjudalen	49
7. Konklusjon	52
8. Referanseliste	53
Vedleggsoversikt	55

Figurliste

Figur 1. Hvit linje viser maksimal isutbredelse under Weichsel, modifisert etter Svendsen et al., 2004.	1
Figur 2. Oversiktsbilde over Sjudalens plassering i Jotunheimen øst.....	3
Figur 3. Utbredelse av Innlandsisen under Yngre Dryas og tidlig Preboreal (Sollid & Sørbel, 1981).....	6
Figur 4. Oversikt over hovedretningene til isbevegelsen under de fire iskulminasjonsfasene (Hole & Bergersen, 1988).	7
Figur 5. Skissen viser hvordan sedimenter avsettes rundt biter av isen, og gjennom sprekker og moulins under avsmeltingen, for så, i nedre del, å gi en pekepinn på hvordan landskapet ser ut etter at isen er borte (Hall, 2014).	15
Figur 6. Bildet til venstre er tatt fra elven og mot vest. Bildet til høyre er tatt fra den minste viften i området og mot nord. Begge bildene viser slettelandskapet.	17
Figur 7. Oversikt over lokalitet 1. Viser minst tre terrasseformer i den vestlige dalsiden (A, B og C). Avsats C går antageligvis igjen på begge sider av dagens elveløp.	20
Figur 8. Terrasseformasjon B, bilde er tatt mot sør. Skråningen som starter til venstre i bildet er betegnet som en terrassekant. Terrasseflaten er noe mer ujevn enn terrasseform A og C som er mer flat og massiv.	21
Figur 9. Bildet er tatt mot nordøst fra plataet mellom Veoelvens tidligere - og nåværende elveløp (Midterste C på Figur 7). Rød strek markerer starten på terrasseformen langs Veoviften.	22
Figur 10. Oversikt over lokalitet 2. A er viftens rotpunkt, B er grustaket og C er stedet hvor det ble laget et snitt gjennom deler av viftens stratigrafi.	23
Figur 11. Viser Veoelven ved rotpunktet til Veoviften med nordlig side til venstre og sørlig til høyre (Naaburs, W., 2014).	24
Figur 12. Snitt ved grustak (sørlig side) på bildet til venstre (Figur 10 B). Snitt på nordlig side på bildet til høyre (Figur 10 C).	25
Figur 13. Oversikt over lokalitet 3 med to formasjoner omtalt som A og B.	26

Figur 14. Viser et bilde av rygg B fra Figur 13, tatt mot nordøst. Ryggen er orientert noenlunde parallelt med dalen.	27
Figur 15. Bilde av rygg A (Figur 13) tatt mot vest.....	28
Figur 16. Bildet er tatt østover. Samme ryggform som Figur 15, tatt i motsatt retning. Bildet viser en tydelig symmetrisk ryggform.	29
Figur 17. Oversikt over lokalitet 4. Lokaliteten er delt opp i punkt A og B.	30
Figur 18. Bildet er tatt langs en av sidene til innsynkningen. De røde strekene viser "toppen" av innsynkningen.	31
Figur 19. Tatt oppover rennen. Strekene illustrerer rennenes rygger.	32
Figur 20. Viser rennene lenger nede. Mye bredere enn oppe i dalsiden. Rød strek viser andre siden av innsynkning ved punkt B (Figur 17).	32
Figur 21. Oversikt over lokalitet 5 og 6 der A er lokalitet 5, og B er lokalitet 6.	33
Figur 22. Viser haugens form skissert med rød strek. Bildet er tatt fra nordvest mot sørøst. Området foran er tolket som elveslette.	34
Figur 23. Viser størrelsen på blokkene som ble observert på og rundt haugen.	34
Figur 24. Tatt fra toppen av haugen og viser de rotete trappeformene som heller nedover mot sør. Orientering på terrasser er vest-øst.	35
Figur 25. Viser ca. 40 centimeter sand etter prøve tatt med stikkestang på toppen av lokalitet 5.	35
Figur 26. Toppen av ryggen. Bildet er tatt mot nordøst.	36
Figur 27. Viser snitt tatt på toppen av ryggen.	36
Figur 28. Oversikt over lokalitet 7. Forklarte områder er markert med bokstaver (A, B, C, D og E).	37
Figur 29. Bildet til venstre viser snittet i punkt A (Figur 28). Bildet til høyre viser snittet i punkt E (Figur 28).	38
Figur 30. Tatt rett sør for der hvor den største ryggen starter. Punkt C (Figur 28) ses på toppen av haugen.	38
Figur 31. Massiv grop (D), ca. 15 meter dyp. Toppen til "Hovedryggen" E kan ses i bakgrunnen. Bildet er tatt mot vest-nordvest.	39
Figur 32. Bilde som viser terrenget mellom Veoelven og rennene.	44
Figur 33. Dannelsen av kames og dødisgroper beskrevet i tre trinn (GEOCACHING, 2007).	47
Figur 34. Gropdannelsesteori: Viser subglasiale smeltevannskanaler. Når isen smelter vekk vil områdene mellom løpene fremstå som dødisgroper.	49

Tabelliste

Tabell 1. Oversikt over de aktuelle stasjonene referert til i tabell 2 og 3.

Tabell 2. Gjennomsnittlig nedbør i millimeter på månedlig basis fra 1968-1900 (Meterologisk institutt, 2008).

Tabell 3. Gjennomsnittstemperatur på månedlig basis fra 1968-1990 (Meterologisk institutt, 2008).

Tabell 4. Kornstørrelsesskala etter Udden-Wensworth klassifikasjonen (NGU, 2016).

1. Innledning

1.1 Bakgrunn for oppgaven

I Norge, og verden for øvrig, er man i dag omgitt av store og små landskapsformer på alle kanter. For denne oppgaven er glasielle landskapsformer viktige, formasjoner dannet av isbreer. Dette kan være store fjellkjeder, digre sandurer, bratte daler eller store sletter, men også mindre avsetninger, forsenkninger eller uregelmessigheter i landskapet. Felles for alle er at de er dannet over tusenvis til millioner av år.

I løpet av de siste 2,6 millioner år har klimaet blitt gradvis kaldere (Vorren & Mangerud, 2013). I denne perioden har jorden gjennomgått en rekke istider, styrt av jordaksens helning og form, samt presesjon – en langsom endring av jordaksens retning. Den siste store istid i Norge var Weichsel, som fant sted for 117000 – 11703 BP (Anderson et al., 2013).



Figur 1. Hvit linje viser maksimal isutbredelse under Weichsel, modifisert etter Svendsen et al., 2004.

Weichsel hadde sin største utbredelse (last glacial maksimum - LGM) over en 2000 årsperiode fra 20000 BP til 18000 BP, illustrert i Figur 1 (Svendsen et al., 2004). I den påfølgende sen regionale fasen frem mot istidens slutt ble majoriteten av de landformene man i dag beskuer dannet og avsatt. Dette gjelder også for Sjødalen, og er av relativt stor betydning for denne oppgaven.

Sjødalen ble kartlagt av førstestatsgeolog Per Holmsen i 1984. Dette er en storskala kartlegging med fokus på isavsmeltingshistorien og jordartene innenfor

området. I tillegg tar Holmsen for seg dannelsen av Ridderspranget, et elvegjel litt nord for studieområdet. Det er ikke foretatt noen kartlegging av landskapsformene nede i selve Sjudalen mellom Hindseter og Veoviften (Vedlegg 4). På bakgrunn av dette, og begrensede muligheter til å foreta grundigere undersøkelser er det valgt å vinkle oppgaven mot disse landskapsformene og deres dannelsesmåte.

1.2 Målsetting

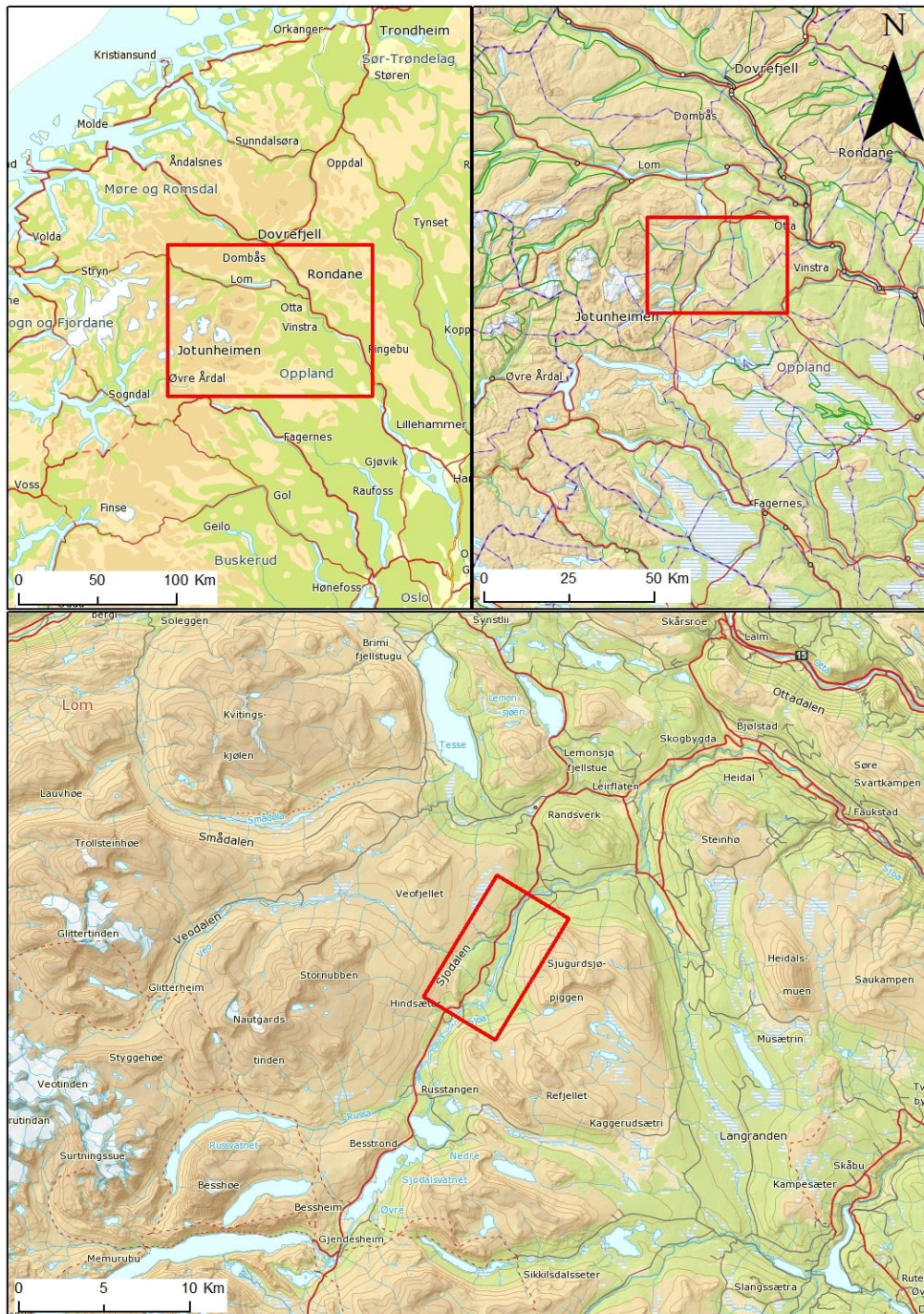
I denne oppgaven er det gjennomført en kvartærgeologisk kartlegging av et område på ca. 4 kvadratkilometer i Sjudalen. Formålet med oppgaven har vært å kartlegge og avdekke landskapsformer innenfor dette området, og knytte disse opp mot isavsmeltingshistorien for Jotunheimen øst. Det er utarbeidet et detaljert kvartærgeologisk kart (Vedlegg 1) med målestokk 1:12500 og ekvidistanse 5 meter for å vise eventuelle funn.

Bakgrunnen for valg av kvartærgeologisk kartlegging i Sjudalen er observasjoner av interessante glasielle landskapsformer som til nå er ubeskrevet. I tillegg er området tidligere kun kartlagt i storskala målestokk (1:50000). Den endelige områdeavgrensningen ble bestemt ut fra studering av LiDAR-data og en feltbefaring med veiledere høsten 2015.

For å strukturere oppgaven på en grei og oversiktlig måte blir det først gitt en skildring av feltområdet med fokus på topografi og klima. I resultatkapittelet gis en presentasjon av objektive feltobservasjoner. Interessante observasjoner er delt inn i syv lokaliteter, med et formål om å skape et oversiktlig bilde av sentrale landskapsformer innenfor området. Tolkninger av resultatkapitlet vil bidra til å knytte landskapsformene opp mot den regionale isavsmeltingshistorien, hvor hovedtrekkene vil bli samlet i en avsluttende konklusjon.

2. Studieområdet

2.1 Generelt om Sjødalen



Figur 2. Oversiktsbilde over Sjødalens plassering i Jotunheimen øst.

Av Figur 2 kommer det tydelig frem hvor Sjødalen (183043, 6848878) ligger, plassert mellom Jotunheimen i vest og Ottadalen i øst. Sjødalen er orientert nord-nordøst, med en samlet høydeforskjell på ca. 170 meter (800 moh. -> 970 moh.) fra innsjøen Gjende til elvegjelet Ridderspranget. Etter dette skjærer elven østover, hvor dalføret etterhvert

skifter navn til Heidal, og følger denne ned til tettstedet Sjoa i Gudbrandsdalen. Sjudalen er en U-dal, med et typisk østnorsk lavrelieff landskap uten de dypt nedskårne dalene karakteristisk for Vest-Norge.

Mot Heidal har Sjoa erodert seg ned i dype juv, mens lenger oppe i Sjudalen finnes ikke denne type juvdannelse annet enn i området rundt Ridderspranget (Vedlegg 3). Ridderspranget er et gjel hvor elven har erodert seg ned i berggrunnen, bestående av fyllitt og glimmerskifer (NGU, 1996), og er en kjent severdighet i Sjudalen. I tillegg til turisme er dalen tradisjonelt nyttet til seterdrift, og området har i dag en egen tamreinstamme (Vågå fjellstyre, 2014).

Nede i dalen finner man vegetasjon hovedsakelig bestående av furu, mens oppe i dalsidene skifter vegetasjonen til bjørkeskog. Løsmassene i dalen er karakteristiske for norske breeroderte daler med breelvavsetninger (glasifluviale) og elveavsetninger (fluviale).

Sjudalen har et typisk innlandsklima, beliggende i nedbørsskygge bak fjellene i vest. Tabellene under illustrerer temperatur- og nedbørsgjennomsnitt for målestasjonene Skåbu – Storslåen, Hindseter – Sjudalen og Sognefjellshytta. Målestasjonen på Hindseter var kun driftig i tre år, derfor vil målingene herfra være noe snevre, og må således ikke vektlegges like sterkt som de andre to, hvor målingene strekker seg over en lengre periode. Målestasjonen Skåbu – Storslåen befinner seg i et dalføre gående parallelt (Vedlegg 3) med Sjudalen, på ca. samme høyde. Det vil derfor være naturlig at klimaet her er tilsvarende klimaet i Sjudalen. Dette reflekteres også om man sammenligner Storslåen med Hindseter i Sjudalen, selv om Hindsetermålingene som nevnt er snevre.

Tabell 1. Oversikt over de aktuelle stasjonene referert til i tabell 2 og 3.

Stasjoner						
Stnr	Navn	I drift fra	I drift til	Hoh	Breddegrad	Lengdegrad
13670	SKÅBU - STORSLÅEN	okt 1968	mar 2010	890	61,5152	9,3823
14260	HINDSETER	jan 1970	mar 1973	896	61,6167	8,9667
55290	SOGNEFJELLHYTTA	des 1978		1413	61,5647	7,9978

Tabell 2. Gjennomsnittlig nedbør i millimeter på månedlig basis fra 1968-1990 (Meterologisk institutt, 2008).

Månedsnormaler 1961 - 1990 for RR, Nedbør													
Stnr	jan	feb	mar	apr	mai	jun	jul	aug	sep	okt	nov	des	år
55290	76	48	63	30	40	60	78	85	109	108	82	81	860
13670	34	21	27	23	44	62	74	70	54	53	45	33	540
14260	35	22	25	18	34	54	67	55	48	52	42	38	490

Tabell 3. Gjennomsnittstemperatur på månedlig basis fra 1968-1990 (Meterologisk institutt, 2008).

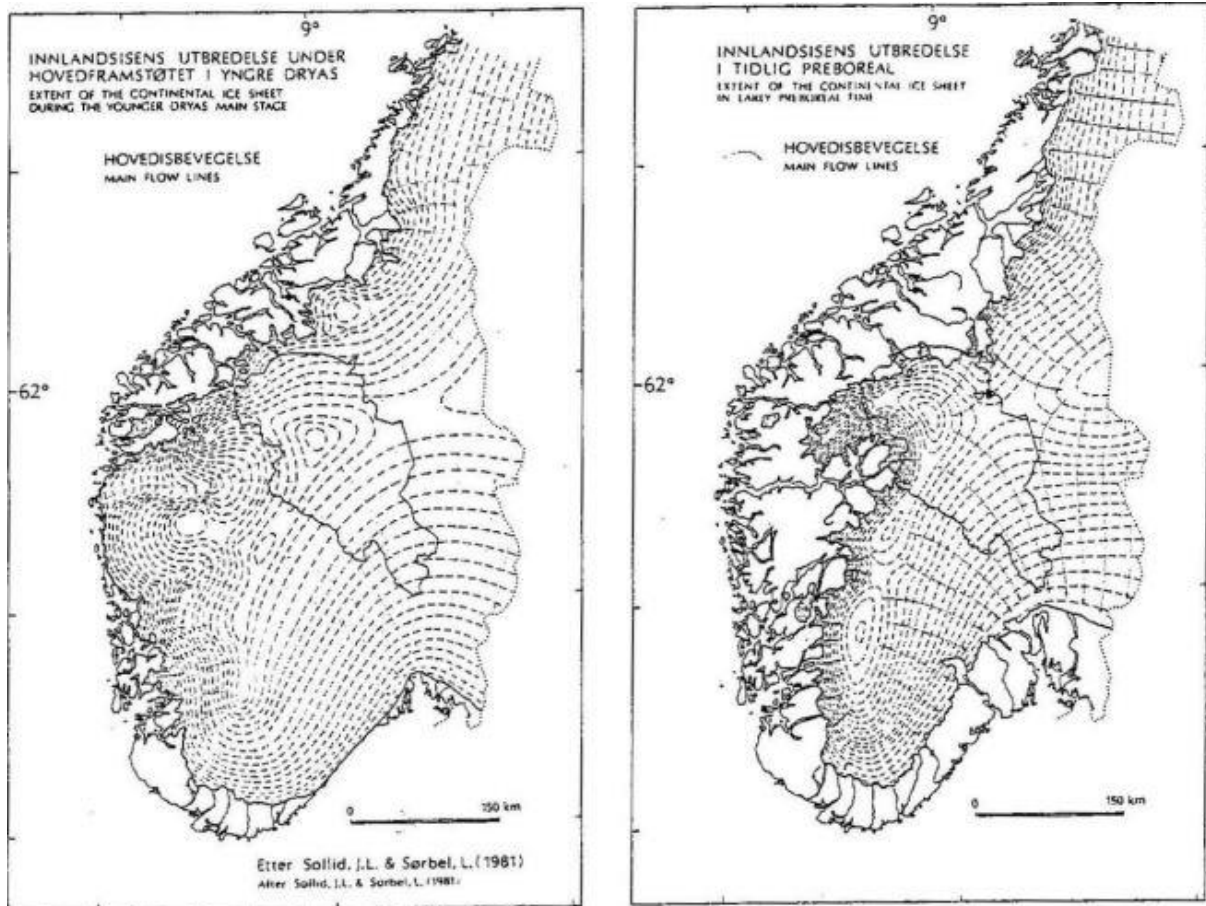
Månedsnormaler 1961 - 1990 for TAM, Middeltemperatur													
Stnr	jan	feb	mar	apr	mai	jun	jul	aug	sep	okt	nov	des	år
55290	-10,7	-10,2	-9,4	-5,8	-0,2	4,2	5,7	5,4	1,2	-2,1	-6,9	-8,8	-3,1
13670	-9,0	-8,2	-5,4	-1,2	5,0	9,8	11,0	9,9	5,2	1,0	-4,9	-7,4	0,5
14260	-10,7	-9,8	-6,3	-1,9	4,7	9,4	10,8	9,6	5,4	0,8	-5,2	-9,2	-0,2

Tabellene over viser henholdsvis gjennomsnittsnedbør og gjennomsnittlig temperatur fra målestasjonene ble opprettet frem til 1990. Tabellene er ment å gi et noenlunde riktig bilde på klimaforholdene i Sjødalen i nyere tid, og er ikke ment til å vise noen nyere klimatrend.

2.1.1 Iskulminasjon

Av Figur 3 kan man se at innlandsisen hadde to kulminasjonsområder under isavsmeltingen. Ett stasjonert over Jotunheimen, som berørte Sjødalen og ett lenger øst over de østlige fjellområdene i Norge.

Topografiske forhold gjør at iskulminasjonsområdet over Jotunheimen lå høyt, med et stort akkumulasjonsområde. Dominerende brestrømmer i Sjødalsområdet hadde sitt utspring fra Jotunheimen, og markerer de siste bevegelsene for området (Sollid & Sørbel, 1981). Under hele siste istid utgjorde Jotunheimen et eget glasiasjonscenter. Dette bygger på studie av glisialmorfologiske former og isskuring (Skjerven, 1978). Vorren (1973) antar at det fantes iskulminasjoner både over Jostedalplatået og Jotunheimen.



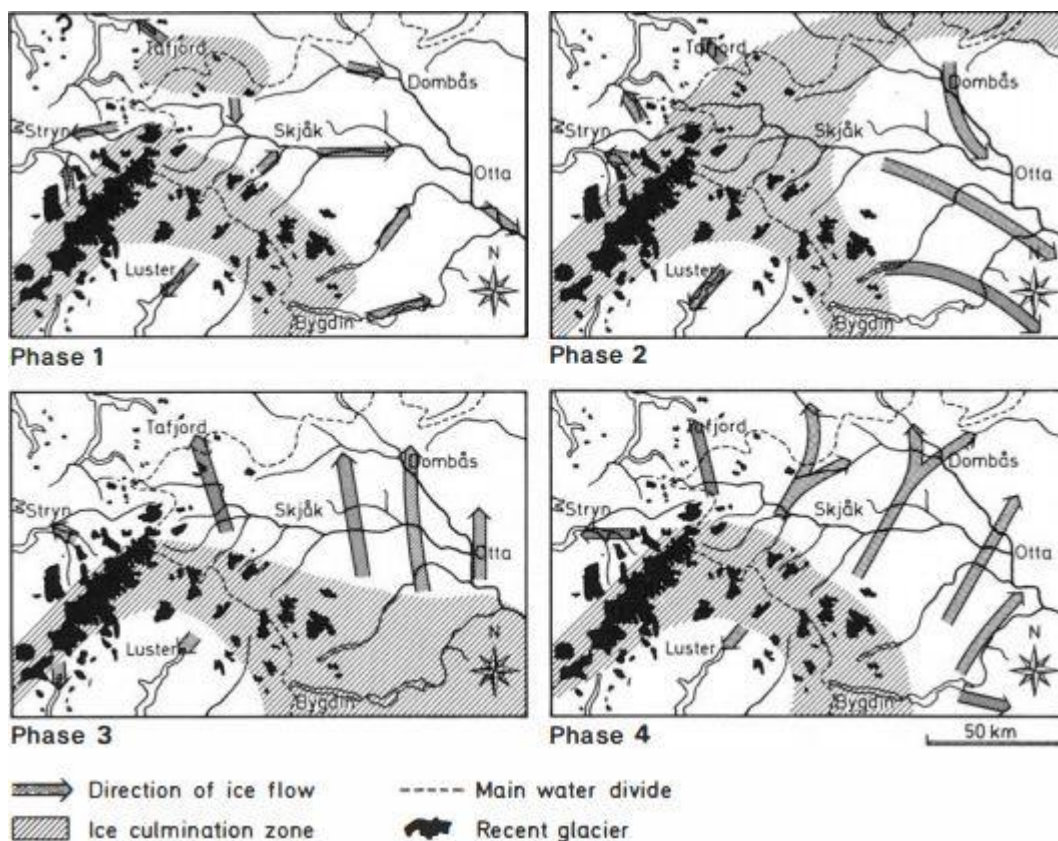
Figur 3. Utbredelse av Innlandsisen under Yngre Dryas og tidlig Preboreal (Sollid & Sørbel, 1981).

2.1.2 Isbevegelse

Rekonstruksjoner av isbevegelse for området Jotunheimen/Ottadalen/Gudbrandsdalen er hovedsakelig basert på skuringsstriper. Observasjoner av mange skuringsstriper fra forskjellige faser innenfor et område har gjort tolkningen vanskeligere (Skjerven, 1978), men de eldste bevegelsene later til å være styrt av topografiske forhold.

Smeltevannsløp i vestre dalside av Sjødalen indikerer at isoverflatens helning var inn mot fjellene i Jotunheimen (Holmsen, 1984). Holmsen beskriver også laterale smeltevannsløp langs østsiden av Sjødalen, som indikerer at isen i øvre Sjødalen på dette tidspunktet var en død ismasse, der fjellene i øst lå isfrie.

Glasiasjonsfasen er rekonstruert i fire faser etter arbeid tidligere gjennomført i Gudbrandsdalen og Jotunheimen øst (Bergersen & Garnes, 1972; Garnes, 1972; Lie, 1974; Hole & Bergersen, 1980).



Figur 4. Oversikt over hovedretningene til isbevegelsen under de fire iskulminasjonsfasene (Hole & Bergersen, 1988).

Figur 4 viser en oversikt over isbevegelsesretningen i Ottadalen under de fire iskulminasjonsfasene nevnt i tidligere avsnitt. Som det tydelig kommer frem av figuren migrerte iskulminasjonssonen og isstrømmene østover.

Fase 1: Glasiasjonsfasen

Glasiasjon med start i høyereliggende områder langs hovedvannskillet i vest. Skuringsstriper ved Kjølensfjellene indikerer en østlig bevegelse (Tollan, 1963). Dette sammenfaller med rundsva og skuringsstriper i dalbunnen ved et nedisningsområde vest for Vågå (Skjerven, 1978).

Fase 2: Regionalfasen

Denne fasen er ikke like godt dokumentert i Sjødalsområdet, men dokumentasjon fra Gudbrandsdalen (Garnes, 1972) indikerer brebevegelse mot øst og sørøst. Karakteristisk for denne fasen er store iskulminasjonssoner ved hovedvannskillet, som lå plassert nord for Skjåk.

Fase 3: Innlandsisfasen

Hovedisskillet har i fase 3 beveget seg sørøst for Skjåk, med en isbevegelse mot nord-nordvest. Skuringsstriper mot nordvest fra denne fasen kan settes i sammenheng med

en isbevegelse på tvers av Ottadalen (Skjerven, 1978), og kan lett blandes med sørøstlig skuring fra fase 2.

Fase 4: Sen regional fase

Skuringsbilder fra denne fasen viser isstrømmer mot nord-nordøst over Ottadalen (Skjerven, 1978). Disse strømmene var rettet fra kulminasjonssentre i Jotunheimen vest og Bygdin. Siste del av fase 4 omfatter alt fra aktiv eller stagnerende til død is, med et antatt isskille over Skåbutraktene, øst for Sjudalen (Garnes, 1972). Flere studier (Mangerud, 1962; Holmsen, 1984) tyder på at dødis var utbredt i områdene Sjudalen - Gudbrandsdalen. Dette betyr i praksis en vertikal avsmelting, uten ny næringstilførsel til breene. De høyeste toppene smeltet frem først, før resten av landskapet smeltet frem suksessivt nedover. I Gudbrandsdalsområdet er det ikke funnet noen tegn på levende breer etter at fjellområdene smeltet frem fra innlandsisen (Mangerud, 1962).

3. Metode

3.1 Digital kartlegging

Som bakgrunnsmateriale for feltarbeidet er det benyttet digital kartlegging med ArcGIS. ArcGIS er et geografisk informasjonssystem (GIS) med utallige funksjoner for utarbeiding, analysering og visualisering av geologiske data.

I denne oppgaven er det benyttet LiDAR-data, tatt av NGU i 2008. LiDAR-dataene er tatt fra luften, og resultatet av disse dataene er overflatebilder hvor alt av vegetasjon er tatt bort, noe som medfører bilder som kun viser formasjoner i fast berggrunn og løsmasser. Dette er nyttig for å kunne kartlegge landformer dannet tilbake i tid, som nå vil være delvis eller helt dekket av overflatevegetasjon. Ved å benytte LiDAR-data kan det på forhånd dannes et bilde av hvordan geografien er i gitte områder, og man kan, med bakgrunn i nevnte data velge ut interessante objekter for videre kartlegging i felt.

Ved utarbeidelse av det kvartærgeologiske kartet er ArcGIS benyttet. Topografisk Norgeskart er brukt som basiskart. Videre rammes hver enkelt avsetningstype inn i polygoner knyttet opp mot NGUs fargekoder for kvartærgeologiske kart. Breekvavsetning vil for eksempel bli gitt en oransje farge, med fargekode 020. Dersom avsetningstypen er for liten, eller ikke mektig nok til at polygoner er brukt, vil den markeres på kartet med en bokstav, eksempelvis M for morene, og F for forvittringsmateriale.

Aktuelle overflateformer som eskere, spylerenner, dødisgroper osv. markeres med linjer. Hver enkelt landskapsform er også gitt symbol etter NGUs symbolliste for kvartærgeologiske landskapsformer. Den digitale kartleggingen er ferdigstilt når hver enkelt bildepiksel er tilknyttet en avsetningstype.

Med begrenset tid til rådighet, er detaljert feltarbeid ikke utført for alle kartlagte områder. Derfor er det ikke utenkelig at små avsetninger og elementer ikke er tilstrekkelig kartlagt. Videre kan dette medføre et visst slingringsmonn mellom avgrensingsområdene på det digitale kartet, og hva som vil være tilfellet i virkeligheten.

3.2 Feltarbeid

Feltarbeidet i Sjødalen ble utført høsten 2015, over dagene 11.-13. september. Med utgangspunkt i LiDAR-data over området ble interessante objekter valgt ut for videre kartlegging. Etter endt kartlegging står det igjen drøyt 40 lokaliteter, som siden er samlet

til syv hovedlokaliteter for videre arbeid. De syv er i hovedsak terrengformasjoner som skiller seg ut fra omkringliggende terreng på LiDAR-dataene. Med kun tre dager til rådighet, er ikke alle deler av området like grundig kartlagt. Dette gjenspeiles av at noen områder har stor tetthet av lokaliteter, mens andre større områder ikke har noen lokaliteter overhodet.

Viktige hjelpemidler brukt under feltarbeidet er GPS, fotokamera, spade, utskrevet kart, ArcGIS-karttjeneste for smarttelefoner og stikkestang. Hver lokalitet ble merket med GPS-koordinater, skrevet inn i excel, og siden overført til ArcGIS og det digitale kartet. Siden feltarbeidet foregikk i oppstartsfasen av oppgaven, er kartet basert på feltarbeidet, og ikke motsatt – noe som nok ville vært mer ideelt. Snøforholdene i området er ugunstige for feltarbeid på ettervinteren, derfor ble dette lagt i oppstartsfasen.

Der det lot seg gjøre ble spade og stikkestang brukt til å danne snitt i løsmassene for å se på materialsammensetningen. Her ble viktige detaljer for stadfesting av sedimentstratigrafi innsamlet. Sortering, kornstørrelse og rundingsgrad ble notert og tatt bilde av. I tolkningsarbeidet ble Udden-Wensworth klassifisering for kornstørrelse benyttet (Tabell 4).

Tabell 4. Kornstørrelsesskala etter Udden-Wensworth klassifiseringen (NGU, 2016).

Navn (norsk)	Diameter (mm)
Leir	<0,002
Silt	0,002 - 0,063
Sand	0,063 - 2,0
Grus	2,0 - 64
Stein	64 - 256
Blokk	>256

4. Landskapsformer i Sjødalen

I dette kapittelet har mulig observerte landskapsformer i Sjødalen blitt forklart ut fra kunnskap hentet fra faglige bøker og forskningsartikler.

4.1 Eskere

Eskere (stammer fra det Irske ordet “eiscir”, som betyr “rygg”) er avlange, meandrerende rygger av glasifluvial sand og grus (Warren & Ashley, 1994). Disse postglasiale landformene kan bli mer enn 50 meter høye, flere kilometer brede og mange hundre kilometer lange (Shilts et al., 1987). Eskere er sediment avsatt i kanaler sub- eller englasialt, og reflekterer sedimenttransporten til dreneringsnettverket supra-, sub- og englasialt.

En generell klassifiseringsordning som ble foreslått av Warren og Ashley (1994) og senere bearbeidet av Brennand (2000), erkjenner et utvalg mulige avsetningsmetoder for fire grunnleggende esker-typer:

- 1: Tunnel fylling: dannet i englasiale og subglasiale kanaler, avdekket av is ablasjon.
- 2: Is-kanal fylling: avsatt i subaeriale (supraglasiale) iskanaler
- 3: Segmentert tunnel fylling: dannes ved pulserende tilbaketrekning av breen.
- 4: “Beaded Eskers”, består av undersjøiske vifter som dannes under en pulserende tilbaketrekning av en brefront som ligger i vann.

Smeltevann trekker gjennom isbreer på mange måter og dette kan resultere i at stratifiserte sedimenter blir avsatt i kanaler på forskjellige nivåer i isen. En esker som dannes i en tunnel under en smeltende bre, kan over tid bryte opp gjennom isen. Da vil eskeren ha endret seg fra et subglasialt til et supraglasialt system. Derfor resulterer endringer i breens dreneringnettverk i at eskere dannes av en mer kompleks prosess enn én enkelt av de fire overnevnte (Benn & Evans, 2010, s.477-480).

Tidligere subglasiale kanaler hvor man finner avsetninger eller eskere viser hvor vannet langs bunnen av breen vil forekomme når det er under høyt trykk, i såkalte trykkslanger. Derfor kan eskere dannet under disse forholdene ha en opp-og-ned profil, hvor enkelte deler av avsetningen kryper over topografiske hindringer (Shreve, 1972, 1985; Syverson et al., 1994). Hvis kanalen er under atmosfærisk trykk, vil vannstrømmen følge terrenget nedover. Eskere avsatt under atmosfæriske forhold vil følge terrenghelningen og forekommer typisk ved tynne bremarginer hvor tunnel lukkeraten er lav (Johansson, 1994; Syverson et al., 1994). Normalt er disse rettere og

kortere enn vanlige eskere og ofte assosiert med kame terrasser eller laterale dreneringsløp ved sin øvre ende, samt kame og dødisgrop topografi ved bunnen (Sugden & John, 1976).

Overflateformen for eskere er veldig ulik og kan være representert ved en enkel sammenhengende rygg med ensartet tverrsnittprofil, en enkelt rygg av variabel høyde og bredde, eller komplekse flettede systemer hvor ryggene flyter inn og ut fra hverandre (f.eks. Warren & Ashley, 1994; Delaney, 2002). Flesteparten av eskere ligger sub-parallellt med breens tidligere bevegelsesretning, som gjenspeiler smeltevannets løp mot bremarginen.

4.2 Kame terrasser

Kame terrasser er svakt hellende avsetningsterrasser langs dalsider. De er avsatt av rennende smeltevann mellom dalsiden og breen. Flyktige eller innfelte sekvenser av kame terrasser kan forekomme langs dalsider, og er en dokumentasjon på reduksjonen av breens overflate under dannelsen av terrassen.

Under nedsmeltingen, er iskontaktflatene av kame terrasser veldig ustabile og derfor utsatt for kollaps ved flomskred og skred. Begravd is inne i kame terrassene vil også smelte bort og vil ofte forårsake en gropete overflate. Mange kame terrasser beholder terrasseformen kun i tidlige perioder av deres eksistens, før iskjernene smelter bort (Benn & Evans, 2010, s. 527-531). Selv om de i hovedsak består av fluvial sand og grus, kan kame terrasser også inneholde lakustrine sedimenter som samler seg i flyktige dammer, og dårlig sortert flomskredmateriale (større klaster i en matriks av finere sediment) som stammer direkte fra breens overflate (f.eks. Levson & Rutter, 1989b). Kame terrasser kan forveksles med tidligere kontinuerlige sanduroverflater som har blitt redusert til dalsideterrasser av postglasial erosjon. Sandurterrasse rester på hver side av dalen bør i midlertidig ha samme gradering og høyde, mens kame terrasser kan ha ulike graderinger, som reflekterer forskjeller i is-margin morfologien (Gray, 1975).

En rekke formasjoner som er identifisert som gamle kame terrasser kan vise seg å være skredavsetninger som har samlet seg mellom laterale morener og dalsiden. Disse kan på en annen side enkelt skiller fra ekte kame terrasser dersom eksponeringer er tilgjengelig.

4.3 Alluviale vifter

Alluviale vifter er en landform som ofte oppstår der vann fra høyereliggende områder møter flatere daler (Blair & McPherson, 2009). Viften blir dannet av sedimenter som avsettes i en kjegleform ut på dalflaten. Rotpunktet er viftens høyeste punkt, der sedimentene først vil avsettes. Ytterpunktet kalles gjerne viftetåen, og vil være formet som en slags halvsirkel, hvor det forekommer en markant helningsforskjell mellom dalflaten og viften. En alluvial vifte kan variere i størrelser, fra 1 - 100 kilometer, mens det mest vanlige er mindre vifter mellom 0.5 - 10 kilometer (Anstey, 1965, 1966). Helningen til alluviale vifter er sjelden mer enn 10-15° ved rotpunktet og ofte mindre enn 5° ved viftetåen.

Dannelsen av en alluvial vifte kommer av migrering (Field, 1994). I elveløp på viften vil det under små flomhendelser inntreffe aggradasjon, hvor elvebunnen gradvis bygges opp gjennom transport og avsetning av større materialer enn det som blir fraktet ved normal vannføring. Dette vil resultere i en lavere høydeforskjell til elvebanken, noe som gjør at elven har lettere for å danne nye elveløp og migrere under større flommer (Field, 1994).

Ved en alluvial vifte er sedimentene ofte dårlig sortert og lite rundet grunnet kort sedimenttransport, flomhendelser og den brå endringen i vannets hastighet som følge av endringen i relieff (Blair & McPherson, 2009).

4.4 Spylerenner og slukrenner

Spylerenner er renner parallelt med isen, hvor smeltevann har erodert og avsatt materiale. De opptrer ofte i flere, parallelle renner (Sollie & Sørbel, 1994). Om den ene siden av en spylerenne er iskanten vil man få en ensidig spylerenne. En tosidig spylerenne vil ha løsmasser på begge sidene, og dermed ikke være i kontakt med iskanten.

Slukrenner er smeltevann som har gått ned under isen, og erodert/avsatt materiale under isoverflaten (Gjessing, 1955). Spylerenner er ofte orientert parallelt med dalen, mens slukrenner gjerne skjærer seg ned på tvers mot dalbunnen.

4.5 Glasifluviale avsetninger

Materialet avsatt av en breelv foran, under eller langs kanten av breen. Materialets rundingsgrad, sortering og stratigrafi viser at avsetningen er vanntransportert, med en relativt tydelig lagdeling basert på sesongvariasjoner (Prestvik & Trømborg, 1999). Kornstørrelsen varierer vanligvis fra fin sand til stein og blokk, og ulikheter i kornstørrelse gjenspeiler ofte vannføringen. En breelv vil ha store variasjoner i vannføring, også døgnvariasjoner, med størst vannmengde ut på ettermiddagen når temperaturen er høyest.

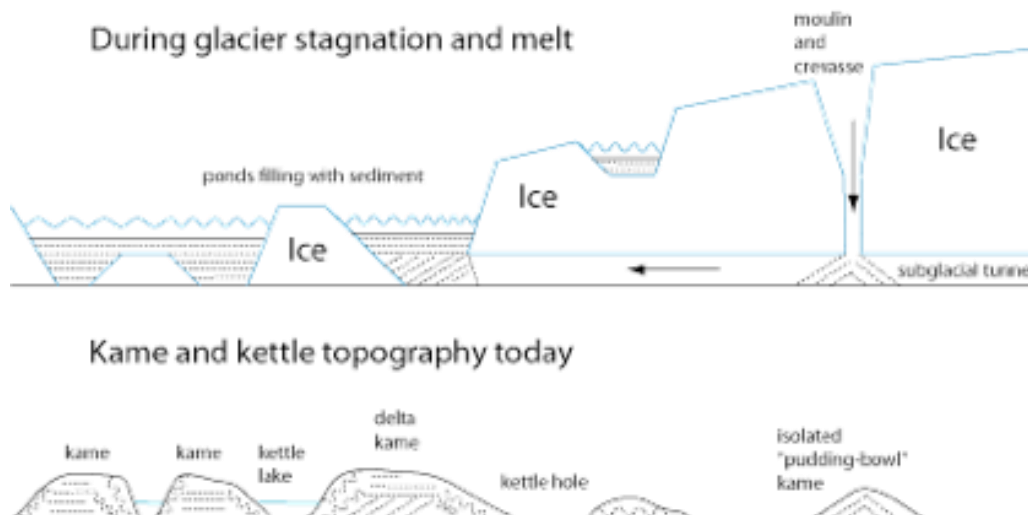
Vanntransportert materiale blir gradvis mer rundet, derfor vil rundingsgraden til avsetningen reflektere transportlengden (Thoresen, 1991; Nesje, 1995). Dette skiller glasifluviale avsetninger fra fluviale avsetninger, som ofte har en lenger transportlengde – og dermed vil være bedre sortert og rundet (Thoresen, 1991).

4.6 Kames og dødisgroper

Kames er hauger av varierende form, hovedsakelig bestående av sand og grus, dannet av glasifluvial deponering supraglasialt eller ved is-kontaktflater (Figur 5). Begrepet omfatter opprinnelig også eskere. Grunnet deres nære genetiske sammenheng kan det være vanskelig å skille dem, og det eksisterer en rekke overgangsformer (Benn & Evans, 2010, s. 526-527).

Kame- og dødisgrop topografien består av hauger og rygger med mellomliggende fordypninger. Av Figur 5 kan en se at gropene dannes ved smelting av nedgravd is og er representert ved innsynkninger i terrenget, som kan være fylt med vann. De forekommer også på ellers sammenhengende sandurflater, kjent som en gropete sandur.

Forskjellen mellom kame og dødisgrop topografi og gropete sandur viser viktigheten av glasifluvial avsetning, og utsmeltingen av begravd is for å kunne forklare den landformen som bevitnes i dag. Kame og dødisgrop topografi kan virke meget kaotisk, men en viss grad av lineasjon eller mønster er ikke uvanlig. Lineære mønster er bevis på en kontrollert avsetning, som reflekterer tidligere englasiale og supraglasiale løsmassekonsentrasjoner, sprekke-mønstre, eller dreneringssystemer (Thomas et al., 1985). I slutfasen av en svinnende isbre dannes kames og dødisgroper der hvor store mengder løsmasser blir omarbeidet av supraglasiale og englasiale dreneringssystemer (Clayton, 1964).



Figur 5. Skissen viser hvordan sedimenter avsettes rundt biter av isen, og gjennom sprekker og moulins under avsmeltingen, for så, i nedre del, å gi en pekepinn på hvordan landskapet ser ut etter at isen er borte (Hall, 2014).

4.7 Morenemateriale (randmorener, ablasjonsmorener og bunnmorener)

Materiale som er direkte avsatt av isbreer kalles morenemateriale. Morenematerialet dannes ved nedknusing av bergarter og vil hovedsakelig bestå av fragmenter fra lokale bergarter, men grunnet transport vil materialet normalt ha en variasjon avhengig av hvor det har blitt plukket opp og avsatt. Kantete og kantrundet velgradert materiale er et kjennetegn på morener. Ulike avsetningsmetoder og hvor på breen materialet har blitt fraktet skiller de forskjellige morenetyperne. Dersom materialet avsettes langs brekanten regnes det for å være en rand-, ende- eller sidemorene. Materiale som transporteres englasialt eller supraglasialt avsettes som ablasjonsmorene, mens bunnmorene er materiale transportert subglasialt (Thoresen, 1991).

4.7.1 Randmorener

En randmorene er materiale som avsettes ved breens sider. Hvor randmorenen er avsatt i forhold til breen avgjør hvilken type som dannes. En sidemorene er avsatt langs siden av breen og ligger som en rygg i dalsiden. Endemorener avsettes når materiale blir skjøvet av brefronten under fremrykk for så å bli avsatt når isen trakk seg tilbake eller stagnerte. Dersom materiale avsettes mellom to breer, er dette en midtmorene (Thoresen, 1991).

4.7.2 Ablasjonsmorene

Utsmeltingsmorener eller ablasjonsmorener er vanlig å finne over bunnmorenene, og består av materiale som har blitt transportert englasialt og supraglasialt for så å bli avsatt når isen har smeltet. Materialet er, grunnet transportmåten, ikke like nedknust som det i bunnmorener og inneholder derfor mindre mengder finkornet materiale.

Ablasjonsmorener avsettes når isen smelter, vanninnholdet er dermed høyt og finstoffet blir vasket ut, dette bidrar til det lave finstoffinnholdet. Materiale som ligger inne i, eller oppå breen, transporteres ofte over lengre avstand enn materialet som transporteres under breen, dette fører gjerne til større variasjon i mineralsammensetning (Thoresen, 1991).

4.7.3 Bunnmorene

Bunnmorener består av materiale som har blitt transportert i breens såle og finnes ofte i forsenkninger i terrenget eller i dalbunner. Under transport har materialet blitt knust mellom bresålen og berggrunnen, derfor kan bunnmorener inneholde en god del finstoff. Bunnmorener vil også ofte være overkonsolidert pga. trykket isen utøver mot materialet. Dette gjør at bunnmorener er lite gjennomtrengelig for vann (Thoresen, 1991).

5. Resultater

I dette kapitlet blir alle fargene til det kvartærgeologiske kartet forklart sammen med kartet. Begge kartene ligger som vedlegg (Vedlegg 1 og 2) slik at det er lettere å få oversikt over området når oppgaven leses. I underkapittel 5.2 er det lagt til LiDAR-bilder for å tydeliggjøre lokalitetene grunnet mye vegetasjon.

5.1 Det kvartærgeologiske kartet

Det kvartærgeologiske kartet er laget i ArcGIS. Grunnlaget stammer fra LiDAR-data og feltobservasjoner som tidligere har blitt nevnt i metodekapitlet. Kartet har en målestokk på 1:12500 med ekvidistanse 5 meter. Avgrensingen er i hovedsak basert på LiDAR-data der dette området virket mest interessant. Kartet er tegnet ut fra hvilke løsmasser og formasjoner som ble observert. Disse er gjengitt i fargekoder og linjer fra NGUs kodeliste.

5.1.1 Fluviale avsetninger (Gul)

Dette er avsetninger som stammer fra gamle bekke- og elveløp. I området finnes denne type avsetning langs hovedelven Sjoa og Skobekken. Langs hovedelven Sjoa finnes det store områder med flatt slettelandskap (Figur 6). Her har det blitt konkludert med at Sjoa tidligere har hatt sitt elveløp, men har avsatt slettelandskapet og migrert østover med tiden. Skobekken er det siste området det har blitt konkludert med elveavsetninger. Her er det et aktivt elveløp som ender ut i et delta ovenfor slettelandskapet.



Figur 6. Bildet til venstre er tatt fra elven og mot vest. Bildet til høyre er tatt fra den minste viften i området og mot nord. Begge bildene viser slettelandskapet.

5.1.2 Sammenhengende morenedekke, stedvis stor mektighet (Lysegrønn)

Det sammenhengende morenedekket stammer fra isavsmeltingen. Dette kan være i form av bunnmorene, ablasjonsmorene eller en blanding av disse to. Ut fra observasjoner forekommer denne typen løsmassedekke på vestsiden av dalen der det er en viss helning i terrenget. Det er et stort område som strekker seg nesten fra Veogjelet i nord og helt ned til eskerformasjonene i sør, med unntak av der Skobekken kutter løsmassedekket. Tykkelsen på morenedekket varierer. Noen få steder er det observert bart fjell, mens ved lokalitet 4 er det observert dype innsynkninger på rundt 3-4 meter. Det indikerer at morenedekket er noe tykkere i dette området.

5.1.3 Glasifluviale avsetninger (Oransje)

Materialet transportert og avsatt av breelver. Hele viften ved Veoelvens utløp er tolket til å være breelvavsetninger. Antageligvis er deler av deltaet oppbygd i senere tid, da noen av isbreene rundt Glittertinden og Veotinden den dag i dag har sitt utløpsområde ned gjennom Veodalen og ut på Veoviften. På begge sider av dagens elveløp ble en særegen, mørk avsetning i sandfraksjonen observert. En observasjon ble gjort i grustaket og en annen ikke langt fra dagens elveløp. Avsetningen hadde samme mektighet og lå ca. på samme høydenivå på begge sider av dagens elveløp, noe som indikerer at viften består av samme type avsetning, og at elven tidligere har migrert aktivt.

Et område lenger sør er også tolket til å være breelvavsetning. Disse avsetningene er antageligvis avsatt av en bre som lå i Sjudalen, og er således noe eldre enn avsetningene nevnt i avsnittet over. Avsetningene strekker seg fra lokalitet 7 nedover mot lokalitet 5 og 6, hvor de blir erstattet av fluviale avsetninger nevnt i kap. 5.1.1 (Figur 6).

5.1.4 Ryggformet eskeravsetning (Mørk oransje)

Sørvest på kartet er et større område tolket til å være eskeravsetninger. Lange smale rygger, enkelte steder flere parallellgående, hvor de fleste har orientering i dalens lengderetning. På bakgrunn av dette er disse tolket til at de mest sannsynlig er eskere.

Lenger nord er og to ryggformer tolket som eskere. Materialsammensetningen på toppen av disse indikerer at ryggene er avsatt i vann. Dette, sammen med en orientering mer eller mindre parallelt med dalen argumenterer for mulige eskeravsetninger, derfor er

disse tolket som dette – selv om topografisk orientering tyder på at dette ikke nødvendigvis medfører riktighet.

5.1.5 Haugformet breelvavsetning (Mørk oransje)

Helt nord i området, hovedsakelig nord for Veogjelet finnes terrasselignende former. Disse går parallelt med hovedveien, med flere trinn oppover lia. Flere av terrassene bærer tydelig preg av vanntransport mellom terrassekanten og neste terrassevegg, i form av små forsenkninger parallelt med kanten. Høydeforskjellen fra en terrasse til den overliggende varierer fra 5 meter helt opp til 10-12 meter, noe som indikerer stasjonær is over lengre tidsperioder. Fordi kameterrasser er karakteristisk for områder med eskerdannelse er det valgt å tolke disse som dette, ettersom det er det mest sannsynlige.

5.1.6 Torv og myr (Lilla)

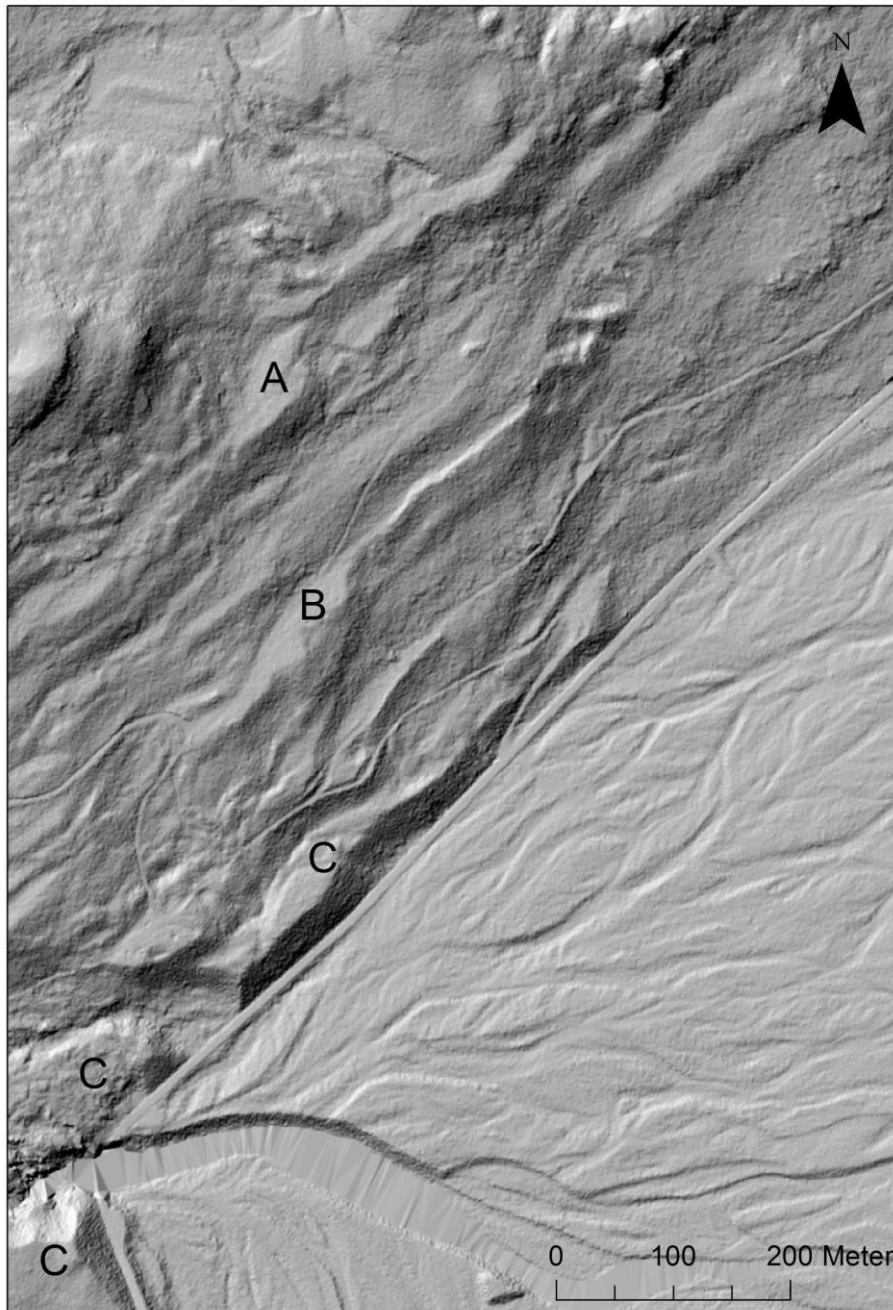
Helt vest i området der dalsidene begynner å flate ut og det er en gradvis overgang til viddelandskap, finnes små områder med torv og myrdekke.

5.1.7 Bart fjell/fjell med usammenhengende eller tynt løsmassedekke (Rosa)

Områder med mer enn 50% bergblotning. I området er det observert noen bergblotninger i den øvre del av den vestlige fjellsiden, ikke langt fra lokalitet 4.

5.2 Lokalteter

5.2.1 Lokalitet 1 (Terrasseformer)



Figur 7. Oversikt over lokalitet 1. Viser minst tre terrasseformer i den vestlige dalsiden (A, B og C). Avsats C går antageligvis igjen på begge sider av dagens elveløp.

Nord på kartet er det observert flere parallelle terrasseformer langs dalen (Figur 7 A, B og C). Terrassene ligger i den vestlige dalsiden og varierer i størrelse. I hovedsak er det observert tre ulike nivåer med orientering mot nordøst. Nivå (A) er på ca. 940 moh. og er

massivt med en stor flate på toppen og lange skråninger ned mot øst. Lengden på terrassen er rundt 500 meter. Det neste nivået (B) ligger på rundt 890 moh. og strekker seg rundt 550 meter langs dalsiden. Denne hyllen er mindre flat på toppen og noe mer ujevn sammenlignet med nivå A (Figur 8).



Figur 8. Terrasseformasjon B, bilde er tatt mot sør. Skråningen som starter til venstre i bildet er betegnet som en terrassekant. Terrasseflaten er noe mer ujevn enn terrasseform A og C som er mer flat og massiv.

Helt nederst i dalsiden er det et siste nivå (Figur 7 C) med terrassestrukturer observert på rundt 860 moh. Denne strekker seg fra den sørlige siden av Veogjelet og langs store deler av Veoviften. Helt sør, ved enden av terrassestrukturen, ser det ut til at Veovelven har kuttet terrassen på to steder (Figur 7 midterste C). Det ene kuttet er i dagens løp, mens det andre er i det som ser ut til å være et av Veovelvens tidligere elveløp. Mellom elveløpene er det et platå som har samme høyde som terrassen på den nordlige siden av dette eldre elveløpet (Figur 9).



Figur 9. Bildet er tatt mot nordøst fra platået mellom Veolvens tidligere - og nåværende elveløp (Midterste C på Figur 7). Rød strek markerer starten på terrasseformen langs Veoviften.

Det har ikke vært mulig å komme gjennom bakken med stikkegang på noen av nivåene. Ved GPS-måling på sørlig og nordlig side av terrassene kommer det frem at samtlige har en svak helning fra sørvest mot nordøst. Ved den nederste terrassestrukturen er det registrert en gjennomsnittlig helning på ca. 5 % over et strekk på rundt 500 meter.

Flere steder på hyllene er det observert innsynkninger i terrenget. Disse varierte fra bare noen titalls centimeter til 5-6 meter. Det var ikke noe bestemt system for når disse opptrådte, plasseringene virket å være tilfeldige.

5.2.2 Lokalitet 2 (Veoviften)



Figur 10. Oversikt over lokalitet 2. A er viftens rotpunkt, B er grustaket og C er stedet hvor det ble laget et snitt gjennom deler av viftens stratigrafi.

Veoviften er en vifteform som deles i to av Veoelven, med en nordlig og en sørlig side. Viften er rundt 1800 meter på det bredeste og ca. 15 meter ved rotpunktet (Figur 10 A). Figur 11 er tatt fra viftens rotpunkt, og viser Veoelvens nåværende løp gjennom

Veoviften. På viften er det observert mange innsynkninger med varierende bredde. Det kommer tydelig frem på Figur 10 og kan minne om tidligere elveløp.

Ved den nordlige siden ble det gravd ned i deltaet for å undersøke stratigrafien under jordsmonnet (Figur 10 C). Dette for å sammenligne stratigrafien med den sørlige siden. På den nordlige siden varierer kornstørrelsen fra blokker til stein omgitt av en matriks bestående av fin grus-grus. Sorteringen virker å være dårlig og matriksen fyller porerommene mellom blokker og stein.



Figur 11. Viser Veovelven ved rotpunktet til Veoviften med nordlig side til venstre og sørlig til høyre (Naaburs, W., 2014).

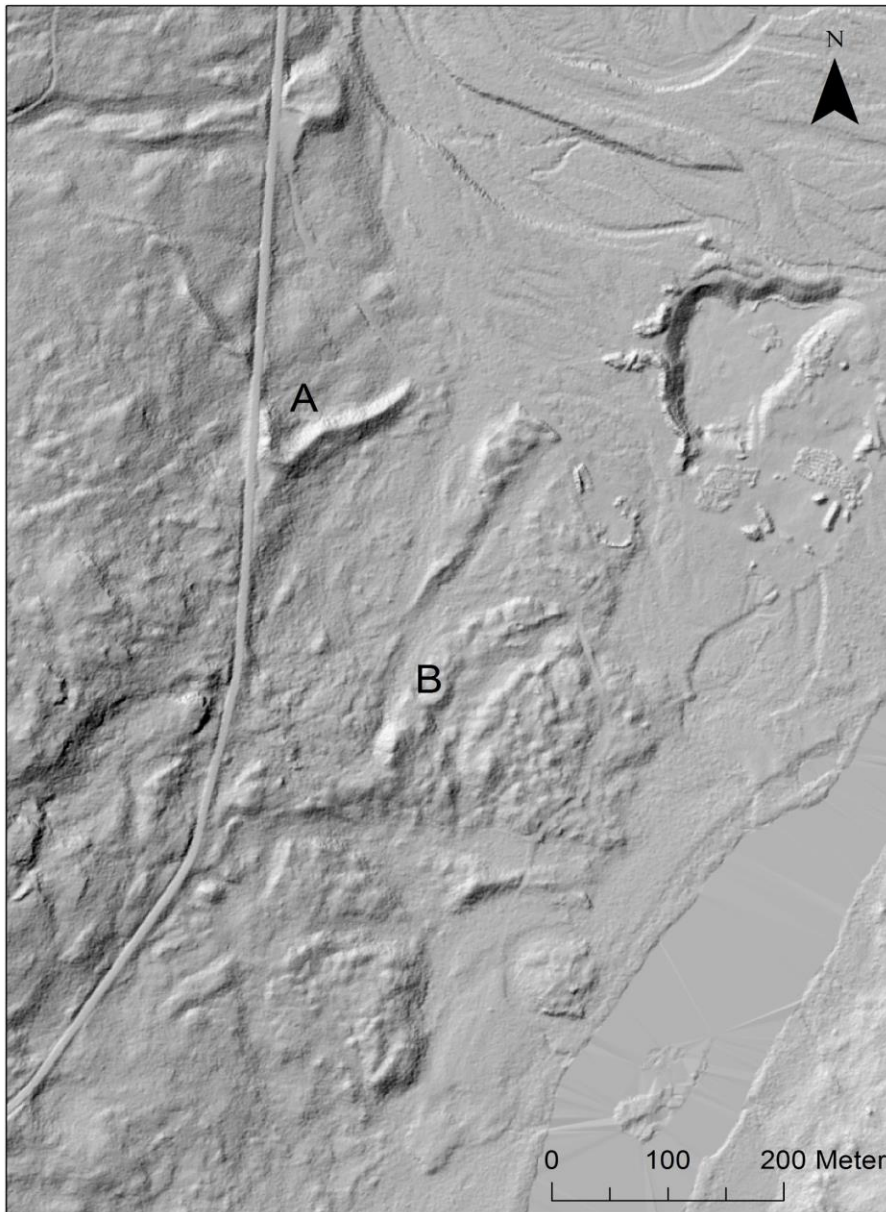
Ved grustaket på den sørlige siden av deltaet ble et godt snitt undersøkt (Figur 10 C). Snittet er rundt fire meter på det høyeste. Dette viser mye av det samme som på nordsiden. Her er det store klaster fra grus til blokk med dårlig sortering, men med noe finere matriks enn på nordsiden. Ved begge snitt er rundingsgraden god.



Figur 12. Snitt ved grustak (sørlig side) på bildet til venstre (Figur 10 B). Snitt på nordlig side på bildet til høyre (Figur 10 C).

Figur 12 viser et fint bilde av begge snittene. Selv om det er stor forskjell i eksponering mellom nordlig og sørlig side, gir det nordlige snittet en viss anelse om hvordan stratigrafien er under jordsmonnet.

5.2.3 Lokalitet 3 (Rygg, V-form)



Figur 13. Oversikt over lokalitet 3 med to formasjoner omtalt som A og B.

Noen hundre meter sør for rotpunktet til Veoviften er det observert en ryggform (Figur 13 A) med en lengde på 100-150 meter formet som en V. Litt øst for denne går en annen rygg parallelt med dalen (Figur 13 B). I dette delkapittelet vil de to ryggene videre bli omtalt som A og B.



Figur 14. Viser et bilde av rygg B fra Figur 13, tatt mot nordøst. Ryggen er orientert noenlunde parallelt med dalen.

Rygg B er ca. 300 meter lang og ligger 3-5 meter høyere enn terrenget rundt (Figur 14). Det er ikke funnet noen forlengelse av denne ryggen hverken sør eller nord for ryggavsetningen, noe som gjør den interessant. Overflaten er bølgete, med tydelige innsynkninger. Det øverste jordlaget består av grove materialer i stein-blokk fraksjonen, gjorde det vanskelig å komme gjennom med stikkegang. De stedene det likevel var mulighet for gjennomtrengning, ble materialer i fin grus-grov sandfraksjonen avduket ned til et dyp på ca. 0.5 meter.



Figur 15. Bilde av rygg A (Figur 13) tatt mot vest.

V-ryggformens orientering (rygg A) er sørvest-nordøst og noe mer på tvers av dalen. Ryggformens helning er slak mot øst. På den sørvestlige siden kan det se ut til at ryggen svinger mot nordvest. Midten av Figur 15 viser knekkpunktet på V'en, hvor ryggen enten deler seg, eller gjør en 180° sving mot nordøst. Rett bak samme figur kommer hovedveien og kutter ryggen, noe som gjør videre tolkning vanskelig.

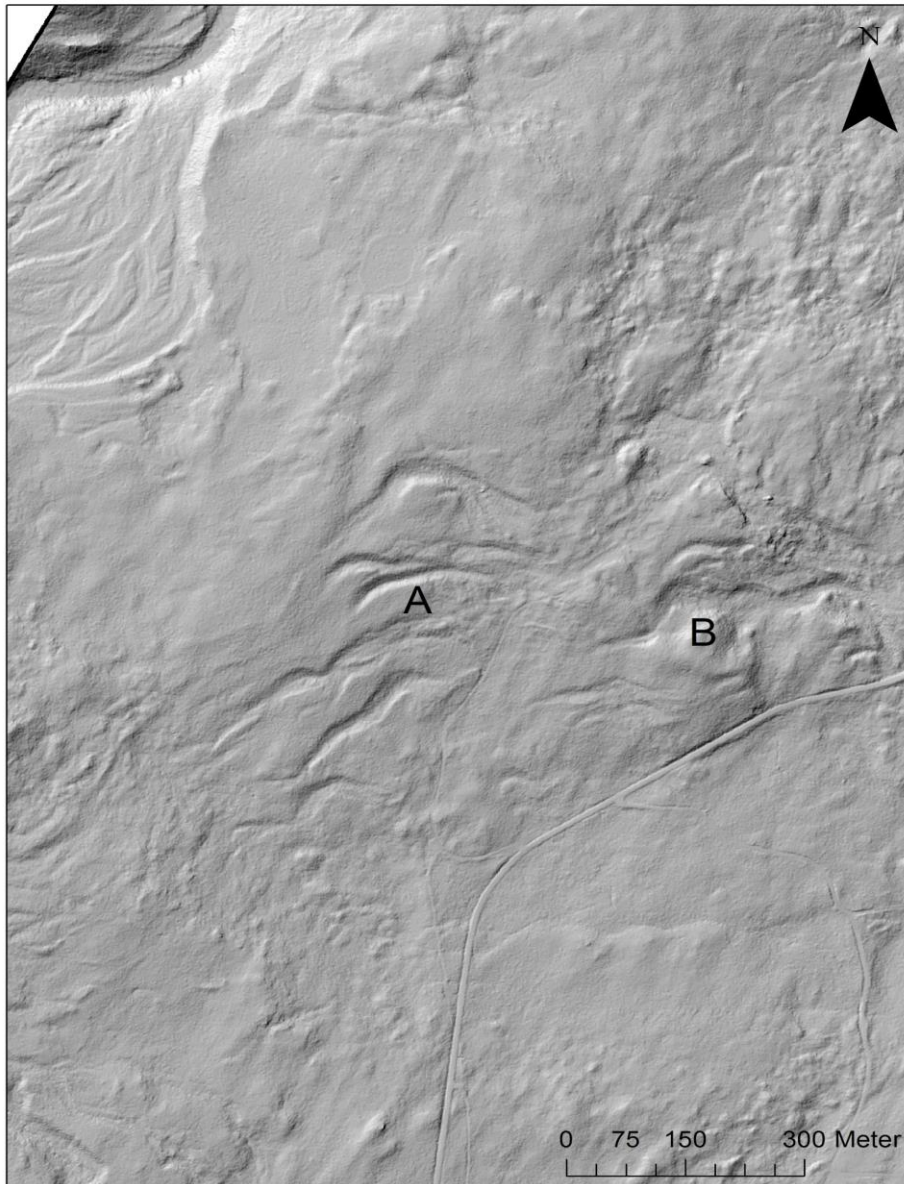
På andre siden av veien er det en rygg som har nordvestlig orientering, og kan se ut som en slags forlengelse av ryggen på Figur 15. Alt dette kommer tydelig frem av LiDAR-bildet (Figur 13).



Figur 16. Bildet er tatt østover. Samme ryggform som Figur 15, tatt i motsatt retning. Bildet viser en tydelig symmetrisk ryggform.

På stien sett i Figur 16 er det utført en prøve med stikke tang. Denne avduket at ryggen er dypt gjennomtrengelig og det ble funnet sand fra toppen av ryggen og 0.4-0.5 meter nedover.

5.2.4 Lokalitet 4 (Renner på tvers av dalen)



Figur 17. Oversikt over lokalitet 4. Lokaliteten er delt opp i punkt A og B.

Figur 17 viser flere parallelle renner gående på tvers av dalen. Disse rennene opptrer først på punkt A, før de igjen dukker opp ved punkt B. Rennene ved punkt A (Figur 18) har samme dybde og orientering, med varierende lengde fra 100-300 meter.



Figur 18. Bildet er tatt langs en av sidene til innsynkningen. De røde strekene viser "toppen" av innsynkningen.

Om man bruker personen på Figur 18 som målestokk får man et godt innblikk i rennens dybde. Figur 19 er tatt fra bunnen av samme renne, og viser store blokker både i rennen og langs sidene. Blokkene hadde liten grad av runding, og bar ikke preg av noe særlig transport. Ryggene var i stor grad symmetriske.



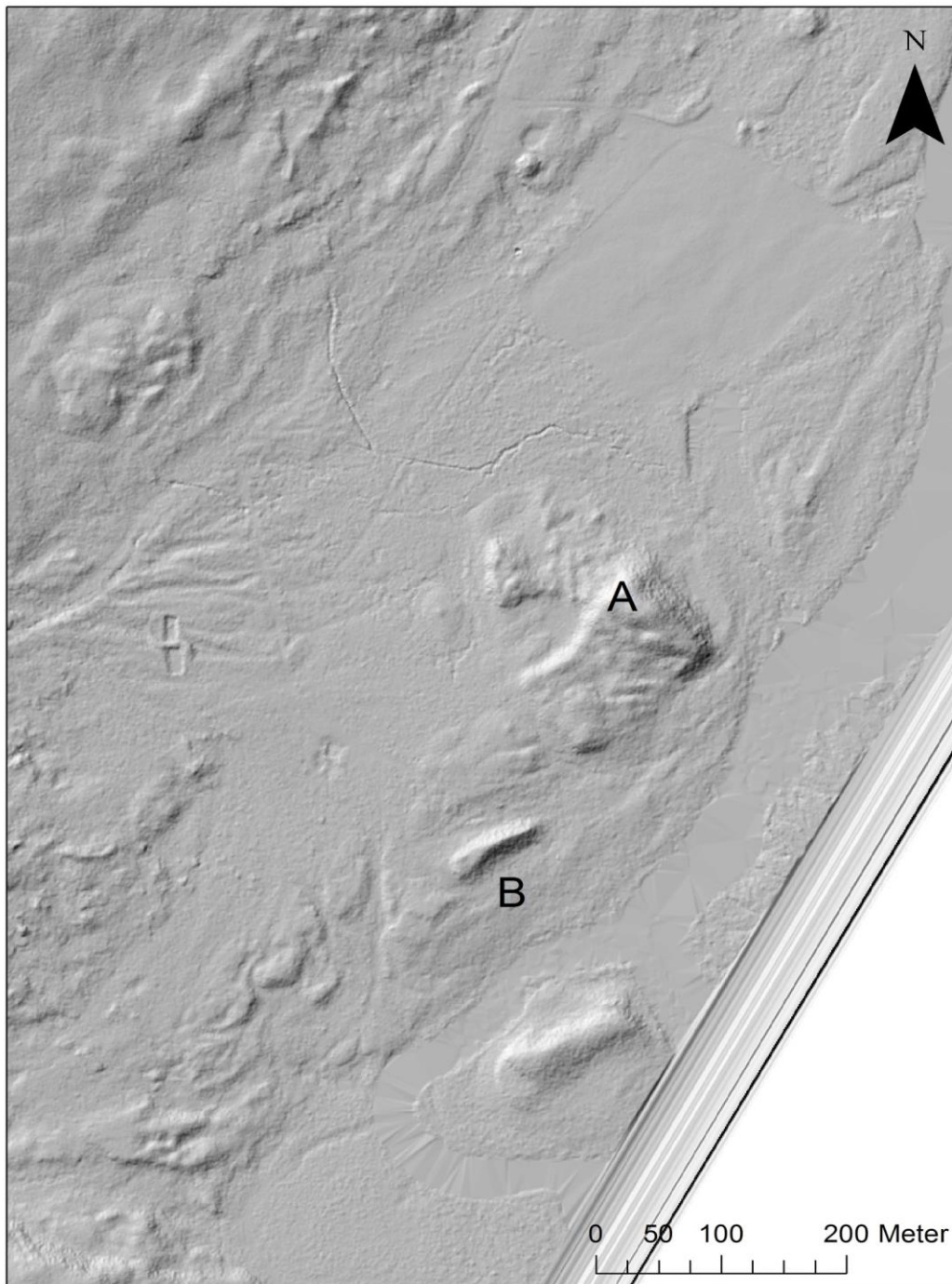
Figur 19. Tatt oppover rennen. Strekene illustrerer rennenes rygger.

Ved punkt B (Figur 17) endret rennene seg fra å være relativt smale, til å bli bredere. Lengden mellom ryggene og høydeforskjellen var betydelig større (Figur 20) enn tidligere. Samtidig er det her observert færre renner, med samme orienteringen som tidligere.



Figur 20. Viser rennene lenger nede. Mye bredere enn oppe i dalsiden. Rød strek viser andre siden av innsynkning ved punkt B (Figur 17).

5.2.5 Lokalitet 5 (Stor haug på elveslette)



Figur 21. Oversikt over lokalitet 5 og 6 der A er lokalitet 5, og B er lokalitet 6.



Figur 22. Viser haugens form skissert med rød strek. Bildet er tatt fra nordvest mot sørøst. Området foran er tolket som elveslette.

Ved elveslettene (Figur 22) langs hovedelven Sjoa er det observert en 15 meter høy forhøyning i terrenget med asymmetrisk sørside. På haugen ligger store blokker spredt utover (Figur 23).



Figur 23. Viser størrelsen på blokkene som ble observert på og rundt haugen.

Toppen til haugen er flat og avlang med orientering øst-vest. Terrenghelningen på den nordlige siden er noe steilere. Nedover på den sørlige siden av haugen er denne noe slakere med trappeformasjoner (Figur 24). Ved bruk av stikkestangen ble det tatt opp rundt 40 centimeter med sand fra toppen av haugen (Figur 25).



Figur 24. Tatt fra toppen av haugen og viser de rotete trappeformene som heller nedover mot sør. Orientering på terrasser er vest-øst.



Figur 25. Viser ca. 40 centimeter sand etter prøve tatt med stikkegang på toppen av lokalitet 5.

5.2.6 Lokalitet 6 (Enslig ryggform på elveslette)

Rundt 50-100 meter sør for lokalitet 5 er det observert en langstrakt ryggform med orientering nordøst (Figur 21 B). Ryggen er 3-4 meter høy og 40 meter lang (Figur 26). I området rundt ryggen er det observert blokker. Ved bruk av stikkestang ble det funnet sand i øverste 0.3 meter av ryggformasjonen (Figur 27).

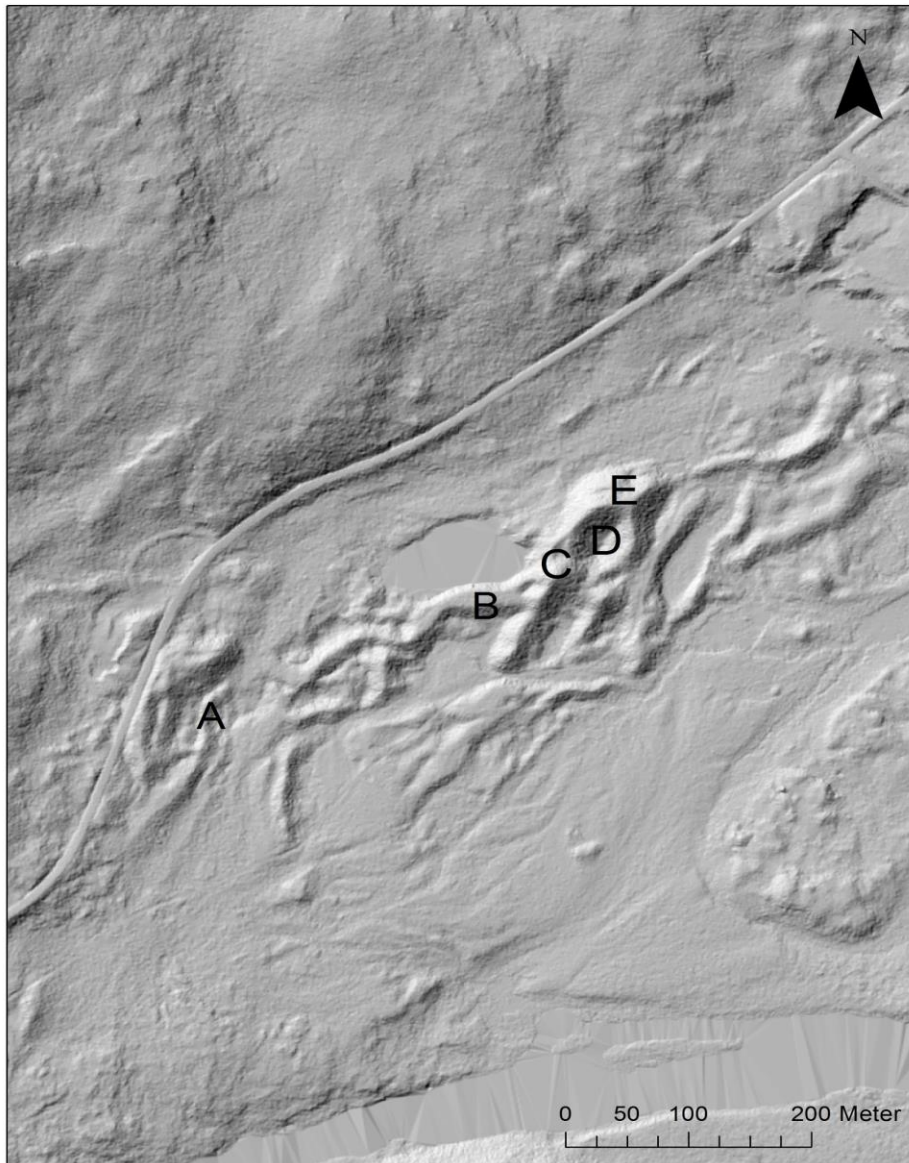


Figur 26. Toppen av ryggen. Bildet er tatt mot nordøst.



Figur 27. Viser snitt tatt på toppen av ryggen.

5.2.7 Lokalitet 7 (Forgrenet ryggsystem)



Figur 28. Oversikt over lokalitet 7. Forklarte områder er markert med bokstaver (A, B, C, D og E).

Sørvest på kartet er det observert en forgrenet ryggsystem. Denne strekker seg ca. 400 meter i nordøstlig retning med en mengde rygger, hauger, groper og mindre innsjøer. Helt sørvest i formasjonen (Figur 28 A) er det en enslig rygg med orientering nord-sør, her ble det funnet ca. 1 meter med fin sand-sand ved hjelp av stikke tang (Figur 29).



Figur 29. Bildet til venstre viser snittet i punkt A (Figur 28). Bildet til høyre viser snittet i punkt E (Figur 28).

Videre nordøst er det et lite flatt område, før det dukker opp flere små rygger som går sammen i en stor og bred rygg (Figur 28 B). Ved det flate partiet er bredden rundt 20 meter og det var ikke mulig å trenge gjennom med stikke tang. Her kan et mindre tjern observeres mot nord, dette ligger et par meter ned i det omkringliggende terrenget.



Figur 30. Tatt rett sør for der hvor den største ryggen starter. Punkt C (Figur 28) ses på toppen av haugen.

Videre mot øst (Figur 28 C) stiger ryggformasjonen brått fra 838 moh. til 854 moh. (Figur 30). Formasjonen går her over til å bli en massiv rygg med bratte skråninger hvor stikkegangen enkelt trengte gjennom et 1 meters lag med grov sand-fin grus. Denne ryggen brer seg, sammen med en mer lavtliggende rygg litt lenger øst, rundt en 15 meter dyp grop (Figur 28 D). Figur 31 viser gropens mektighet, personen på bildet er ca. 1.8 meter høy. På ryggen nord for gropen (Figur 28 E) ble det gravd et 0.5 meter dypt snitt hvor mineralsammensetningen viste fin grus-sand, mye likt det som ble funnet ved det første snittet (Figur 29).

Nordøstover er det flere mindre rygger med samme orientering som de tidligere nevnte. På den nordøstligste ryggen ble en mindre utgravning gjennomført og viste et rent lag med grov sand-sand ned mot 0.3-0.4 meter.



Figur 31. Massiv grop (D), ca. 15 meter dyp. Toppen til "Hovedryggen" E kan ses i bakgrunnen. Bildet er tatt mot vest-nordvest.

6. Diskusjon

I dette kapitlet skal lokalitetene fra resultatkapitlet diskuteres ut fra kunnskapen presentert i kapittel 4. Først er hver lokalitet diskutert for seg selv, deretter følger en tolkning av avsmeltingshistorien til Sjodalen.

6.1 Lokalteter

6.1.1 Lokalitet 1 (Terrasseformer)

I Sjodalen finnes flere landformer og formasjoner som gjenspeiler hvordan forholdene har vært i dalen både under og etter siste istid. Ut fra LiDAR-data og feltundersøkelser har disse blitt kartlagt og delvis undersøkt nærmere. Dalen inneholder ryggformer, delta, terrasseformer og flere formasjoner som kan trekkes i sammenheng med glacial bevegelse og isavsmelting.

Terrasseformene langs den vestlige dalsiden ligger med nivåforskjell på 5-12 meter med flate laterale topper. Langs terrassene finnes det gjentatte steder innsynkninger i variert størrelse, og kan se ut som lokale kollapser i formasjonen. Mineralsammensetningen har ikke blitt undersøkt nærmere enn at stikkegangen straks stoppes av mindre blokker-steiner like under vegetasjonslaget, eksponeringer ble ikke funnet. Den østlige dalsiden har ikke blitt nærmere undersøkt, men lengre sør i dalen er det observert laterale smeltevannsløp (Holmsen, 1984).

Terrassene kan forbindes med to forskjellige glasielle landskapsformer, kame terrasser og randmorener. Randmorener dannes rundt breens front og sider i ablasjonsområde når breen gjør et fremrykk for så å trekke seg tilbake. Materialet er hovedsakelig skredmateriale fra de omkringliggende dalsidene. Sidemorener dannes på begge sider av breen, mens en endemorene dannes i front.

Langs den nordvestlige dalsiden i Sjodalen består terrassene av tre nivåer med nokså stor høydeforskjell, dermed vil det være naturlig å anta, dersom disse terrassene er sidemorener, at det burde eksistere tre tilsvarende endemorener i dalbunnen. De tre nivåene markerer reduksjonen i breens overflate, mens eventuelle endemorener vil markere breens siste maksimale fremstøt. Terrasseformer langs den østlige dalsiden er ikke blitt observert og det er heller ikke noe spor etter endemorener langs dalbunnen. Eventuelle endemorener kan ha blitt erodert bort av Sjoa, men noen tydelige spor ville mest sannsynlig vært bevart.

Kame terrasser dannes i laterale vannløp mellom breen og dalsiden. Sedimenter avsettes fra vannet i den laterale kanalen, og når breens overflate reduseres dannes terrasseformen. Denne formen for terrasser kan forekomme som innfelte sekvenser i dalsider, og dokumenterer reduksjonen i breens overflate. Mineralsammensetningen er ikke undersøkt nærmere i felt grunnet mangel på tid og utstyr, så sammenligning av avsetningsmateriale er det ikke tilrettelagt for.

Feltundersøkelsene og studering av LiDAR-data, satt i sammenheng med isavsmeltingshistorien for området tilsier at kame terrasser er den mest logiske og sannsynlige landskapsformen. Kame terrasser forekommer ofte i sammenheng med eskere, i landskap dannet av en bre uten særlig bevegelse. Det avsatte materialet i de laterale vannkanalene vil sannsynligvis komme med smeltevann fra Veodalen. Breen har demmet opp Veoelven og ledet vannet lateralt mellom bre og dalside. I og med at Veoelven er en breelv vil avsetningene trolig være av finere materiale som fin sand og grus.

Langs ryggene er det flere innsynkninger i terrenget, i varierende størrelser. Ut fra feltobservasjoner og senere tilegnet kunnskap, viste innsynkningene tydelige spor av vann. Kame terrasser inneholder ofte større interne klumper av is som smelter bort når is-kontaktflaten forsvinner ved reduksjon av breen, dette forårsaker en gropete topografi. Flomskred fra breen kan også forårsake slike groper i kame terrasser, i tillegg til å påvirke mineralsammensetningen. En eventuell sidemorene kan ha blitt påvirket av gjennomtrengende vann, som har ført til en lokal kollaps etter at vannet har tatt med seg finere sedimenter som sand og grus.

6.1.2 Lokaltet 2 (Veoviften)

Veoviften har helt klart blitt dannet og formet av avsetninger fra tidligere elveløp, og er mest sannsynlig en alluvial vifte. Etter at isen smeltet bort nede i Sjudalen har vann kunnet renne fritt ned fra Veoelven til det flate dalføret. Her har vannet hatt høy hastighet. I det elven treffer det flate dalføret vil hastigheten på vannet raskt avta. Dette gjør at sedimenter i suspensjon, rulling eller hopping ved kontakt med dalføret, ikke lenger har nok bevegelsesenergi og dermed blir avsatt. Etterhvert har det blitt dannet en hovedelv ut fra Veogjelet. Denne elven har med tiden migrert på grunn av aggradasjon. Dette gjør at elven har avsatt sedimenter til et område, før den begynner å migrere til et annet område der samme prosess vil gjentas. Over tid vil det bygge seg opp en

vifteform. Vifteformen er blitt påvirket av hovedelven Sjoa som med tiden har erodert inn i viftetåen.

Nedbørsfeltet til Veoelven er stort og strekker seg flere mil opp i Veodalen, helt opp mot Veotindene. Langs Veodalen er det mange små breer som har sitt smeltevannsløp ut i Veoelven. Dette gjør at vannstanden i Veoelven er mye påvirket av smeltevann fra breene, samt at store nedbørsperioder gir høyere vannstand. En del av vannføringen blir overført til Smådalen og Tesse gjennom en tunnel, og nyttes til kraftproduksjon (NVE, 2015). Dette gjør at Veoelven er noe mindre aktiv nå i forhold til før overføringen ble laget. Veoelven vil da heller ikke føre breelvsedimenter nedenfor overføringstunnellen.

Spørsmålet er om viften er bygget opp av breelvsedimenter eller om det er vanlige elveavsetninger. Dette avhenger i hovedsak av om hvor lenge og hvor ofte det har vært isaktivitet i Veodalen, og hvor stor utbredelse isen har hatt.

Norge var isfritt for rundt 7900 år siden og frem til 5300 år siden (Matthews et al., 2000). Det vil si at det er noen tusen år der Veoelven ikke har blitt påvirket av isbreer, men bare påvirket av nedbør og eventuell vårsmelting. Utenom den varme perioden har Veoelven i hovedsak blitt påvirket av smeltevann fra breer, store nedbørsmengder og eventuelt smeltevann fra snø om våren. Dette tilsier at etter siste istid har sedimenttilførselen til viften for det meste kommet fra isbreene som ligger rundt Veodalen.

På viften har det blitt observert et fint snitt i et grustak på sørlig side, mens det ble gravd et lite snitt på den nordlige siden. Det er en stor grad av likhet mellom begge sider der begge snitt hadde klaster på samme størrelse av grov grus, stein og blokk (NGU, 2016). Det som skilte seg ut var matriksen. Matriksen var noe finere ved grustaket enn den var i snittet på den nordlige siden.

Det er mye som heller mot at viften i hovedsak består av breelvsavsetninger. Den rotete stratigrafien med klaster fra grus til blokk gir grunn til å tro at det har vært store døgn- og sesongvariasjoner i vannføring. Hvis det hadde vært elveavsetninger ville det vært en mer jevn sortering og noe mer rundete klaster. Det kan være tilfellet at det er elveavsetninger i øverste sjikt noen steder. Dette må da ha blitt avsatt i nyere tid.

6.1.3 Lokalitet 3 (Rygg, V-form)

Hovedteorien for alt av ryggssystemer under lokalitet 3 er at det er en del av et felles eskersystem. Av det kvartærgeologiske kartet fremkommer ryggenes orientering, hvor en rygg er orientert parallelt med dalen – sannsynligvis langs isens tidligere bevegelsesretning. Ryggformasjonen rett vest for denne har en mer kompleks orientering, hvor også fylkesvei 51 skjærer rett gjennom ryggen.

På Figur 14 ser man tydelig hvordan denne ryggen stikker seg ut i landskapet. Hvorvidt dette er en esker eller ikke er vanskelig å fastslå med sikkerhet. Ryggen har ikke like markante sider som man gjerne finner på eskere, og toppen er usymmetrisk og hullete.

Området sør for formasjonen har ingen tydelige former som kan underbygge eskerteorien. Ned mot elven dominerer elveavsetninger, men sett bort fra dette er majoriteten av området tykt morenedekke uten noen karakteristiske landskapsformer. Hvis disse ryggene er eskerrygger er det merkelig å ikke finne noen spor av vann i området sør for formasjonene.

Ryggen på Figur 15 og 16 er orientert annerledes enn den vist på Figur 14, og beskrevet i forrige avsnitt. Mens rygg A (Figur 13) går nokså parallelt med dalens orientering, er denne formet som en V (Vedlegg 1). Området sør for denne ryggen (lenger opp i dalen) er likt det beskrevet for rygg A, med tykt morenedekke som dominerende avsetningstype. På grunn av mange store klaster i blokkfraksjonen, dvs større enn 25,6 centimeter i diameter (Tabell 4), var det vanskelig å komme gjennom med stikkestang for å sjekke sedimenttype ned til en meter under bakkenivå. Der det lyktes å få stangen ned til tilfredsstillende dybde (0.4-0.6 meter) ble det på begge rygger avdekket grov sand–sand som dominerende avsetning, noe som kan stemme bra med en teori om eskeravsetning.

Det er likevel mange indisier mot esker for rygg B (Figur 13), da spesielt med tanke på denne V-formen. En mulig forklaring kan være at ryggen deler seg i V'en, og blir til to uavhengige rygger. Dette er merkelig da de går i to forskjellige retninger, med en 70-80 graders vinkel mellom seg. En eskeravsetning vil gjerne gå langs isens strømningsretning.

Skulle dette ikke være en esker avsatt fra isen i Sjødalen, kan det tenkes å komme fra Veovelven og Veodalen. Disse to ryggene kan godt tenkes å være en randmorene fra et breutløp herfra. Finner det unaturlig at det skal være moreneavsetninger fra hoveddalen, da det ikke finnes spor etter tilsvarende morene i

den andre dalsiden – og som nevnt tidligere, er det ikke observert endemorene noe annet sted.

En annen plausibel mulighet er å knytte denne V-ryggen til rennene beskrevet i lokalitet 4. Siden toppdekket ble bestemt til å ligge i grov sand-sand fraksjonen er det naturlig å tenke på glasifluvialt/fluvialt avsatte materialer. Terrengets helning er i en sånn grad at man under rette omstendigheter her kan få avsatt nevnte materialer i en elvekanal under breen.

6.1.4 Lokalitet 4 (Renner på tvers av dalen)

Som nevnt i lokalitetskapittelet stikker rennen seg tydelig ut fra det omkringliggende landskapet. Ved første øyekast ligner ryggene på levèr avsatt av flomskred. I nedre del av rennene hvor terrenghelningen avtar og omgivelsene flater ut, finnes ingen spor av lober eller avsetningsvifter – det er heller ingen tilstedeværelse av vann i rennene i dag, dermed er mulighetene for at flomskred er opphavet til rennene relativt liten. Dette underbygges videre av lite materiale på toppen av veggene, hvor man ved flomskredbaner som regel finner levèr i nedre del, hvor hastigheten på massene har avtatt og materiale på sidene er blitt avsatt (Hyndman & Hyndman, 2014).



Figur 32. Bilde som viser terrenget mellom Veovelven og rennene.

På Figur 32 ser man tydelige spor av rennende vann i områdene ved elven. Derfor kan det tenkes at elven har tatt veien over myrene tidligere, eller i perioder med særlig stor vannføring, og på den måten dannet rennene man ser øst på Figur 32. Problemet er at det ikke går noe sammenhengende spor fra Veoelven direkte til rennene, noe som gjør det vanskelig å forklare rennene opp mot et mulig overløp av Veoelven.

Tidligere studier (Mangerud, 1962; Holmsen, 1984) har avdekket at isbreene under siste deglasiasjon var tilnærmet dynamisk død. Derfor kan det tenkes at rennene er slukrenner, dannet av vann som har rent langs brekanten, før de har funnet en vei ned under breen. Dette kan også forklare de store blokkene som er kommet som avsmeltingsmorene i etterkant.

Om rennene kan forklares som slukrenner kan også V-eskeren omtalt i lokalitet 3 muligens forklares ut i fra dette, da mulige slukrenner i dalsiden ovenfor kan ha sikret sedimenttransport og vanntilførsel til en mulig eskeravsetning lenger nede i dalsiden.

Her er rennene bredere og slakere, med større høydeforskjell fra bunn til topp enn hva tilfellet var 40 meter høyere oppe i terrenget. Om rennene skal være et resultat av jord – og flomskred er dette merkverdig. Siden terrenget har flatet ut skulle en tro man ville få en avsetning av sedimenter i en lobe, i stedet for fortsatt erosjon av terrenget (Blikra & Nemeč, 1989).

Siden gradienten på terrenghelningen her er lavere, men kanalene fortsatt eksisterer – antas det at denne rennen har en direkte sammenheng med rennene høyere i terrenget. Finner det derfor ikke utenkelig at disse har blitt erodert under en isbre, hvor trykket har vært katalysatoren for vannhastigheten – og således eroderingen av terrenget. At rennene her er større enn lengre oppe kan forklares med at vannet har samlet seg i færre avrenningsløp, fått økt kraft, og dermed erodert i større grad.

6.1.5 Lokalitet 5 (Stor haug på elveslette)

Ut fra resultatet fra stikkegangen ble det observert rundt 40 centimeter med fin sand-sand på toppen av haugen. Dette tyder på at det må ha vært vann tilstede. Haugen skiller seg ut fra de andre lokalitetene der det er funnet sand, grunnet haugens rektangulære form og flate topp. Området rundt haugen er preget av et helt flatt slettelandskap på den vestlige siden og hovedelven Sjoa i øst. Spørsmålet er da hvordan fin sand-sand har blitt avsatt 12 meter over der elven renner i dag.

Mye tyder på at haugen har blitt dannet under isavsmeltingen. Den ene muligheten er at det kan være en slags eskerformasjon som er dannet på en spesiell

måte som gjør at den er veldig bred på toppen. Dette kan forekomme av at det har blitt dannet et bredere hulrom under isen der smeltevannet har hatt lavere hastighet og her avsatt en haug med en blanding av sedimenter. Det kan også tenkes at haugen har vært del av en større esker, men at Sjoa har erodert bort større deler med tiden, noe som forklarer den uvanlige formen.

En annen mulig forklaring på sedimenter i øverste sjikt kan være at området bærer preg av et dødislandskap der dødis har dannet et rotete og haugete område. Dødislandskapet må ha blitt erodert en del siden istiden, men dette kan kanskje forklare den trappelignende strukturen nedover mot sør. Her ble det observert ujevne terrasser med rotete plassering.

De store blokkene observert på nordlig side og på toppen av haugen gir et forklaringsproblem med tanke på dødisteorien. Ved et dødislandskap ville disse blitt delvis eller helt tildekket av sedimenter. I dette tilfellet ser det ut til at blokkene har blitt plassert oppå avsetningene. Dette tyder på at blokkene må ha blitt avsatt der etter at haugen har blitt dannet. Eskerteorien blir da forsterket i og med at eskere dannes under isen og at blokkene i dette tilfellet kan være ablasjonsmorene som har blitt avsatt under isavsmeltingen.

En annen mulighet er at det har blitt avsatt sedimenter inne i breen, for eksempel i en tilnærmet vertikal smeltevannskanal. Når isen da smelter bort vil disse sedimentene danne en haugformasjon, en såkalt kame.

Ut i fra observasjonene som har blitt gjort er det noe usikkert akkurat hva type formasjon denne lokaliteten er, men den må være avsatt som en glasifluvial avsetning. På det kvartærgeologiske kartet har da dette området blitt tegnet opp som en breelvavsetning uten noe mer spesifikk inndeling.

6.1.6 Lokalitet 6 (Enslig ryggform på elveslette)

Ved denne lokaliteten ble det funnet 0.4 meter sand i øverste lag på ryggen. Ut fra dette er det mye som tilsier at det må være en glasifluvial avsetning (esker). Spørsmålet er om det er esker eller ikke. Ryggens størrelse er noe mindre enn de andre ryggformene i dalen. Dette kan være fordi ryggen ligger på en elveslette som gjør at Sjoa kan ha avsatt sedimenter rundt ryggen over tid. Ryggen er da antageligvis større enn inntrykket fra feltobservasjoner.

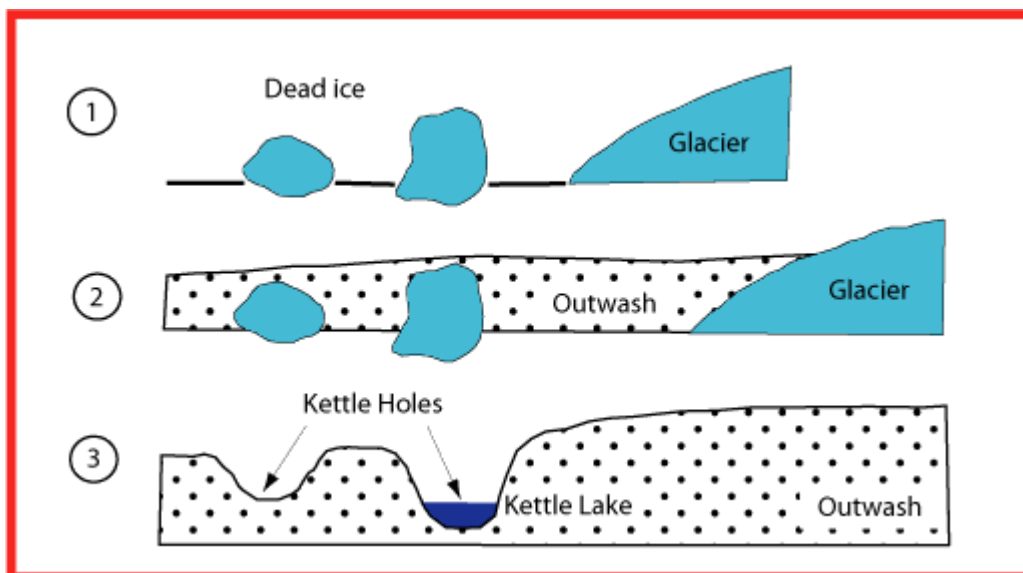
Det kan tenkes at ryggen er en del av et større glasifluvialt system som henger sammen med lokalitet 5, der mye av systemet har blitt erodert bort av Sjoa over tid.

Rundt ryggformen er det også observert blokker som ligger tilfeldig plassert. Dette kan være ablasjonstill som har blitt avsatt etter dannelsen av ryggformen. Disse blokkene kan også indikere en mulig morenesammensetning, men ut fra beliggenhet, orientering, mineralsammensetning og avsmeltingshistorie er det lite som tyder på dette.

6.1.7 Lokalitet 7 (Forgrenet ryggsystem)

Fra sørvest i området strekker det seg et kupert område over ca. 400 meter mot nordøst. Lokaliteten er preget av gjentatte ryggformasjoner, flettet i hverandre, med varierende høyde og utstrekning. Mellom ryggene er det flere steder groper i terrenget. Mineralsammensetningen i ryggformasjonen er ikke nærmere undersøkt enn at stikkestangen gikk gjennom og viste ca. 1 meter med sand på samtlige prøvestikk. Ingen eksponeringer ble funnet i felt.

Dersom ryggene i hovedsak består av sand vil det være naturlig å tenke at dette er eskere. Eskere er representert med et avsetningsscenario hvor flere rygger er satt sammen i et større flettet system. Dette scenarioet forekommer ofte i forbindelse med en lite bevegelig isbre. En slik ujevn, gropete og klumpete overflate kan også bestå av kame og dødisgrop topografi (Figur 33). Figur 33 viser hvordan kames og dødisgroper dannes i tre trinn, 1: Blokker med dødis løsner fra breen. 2: De avbrukne bitene blir dekket i glasifluviale avsetninger fra breen. 3: Isbitene smelter bort og det dannes innsynkninger i terrenget.



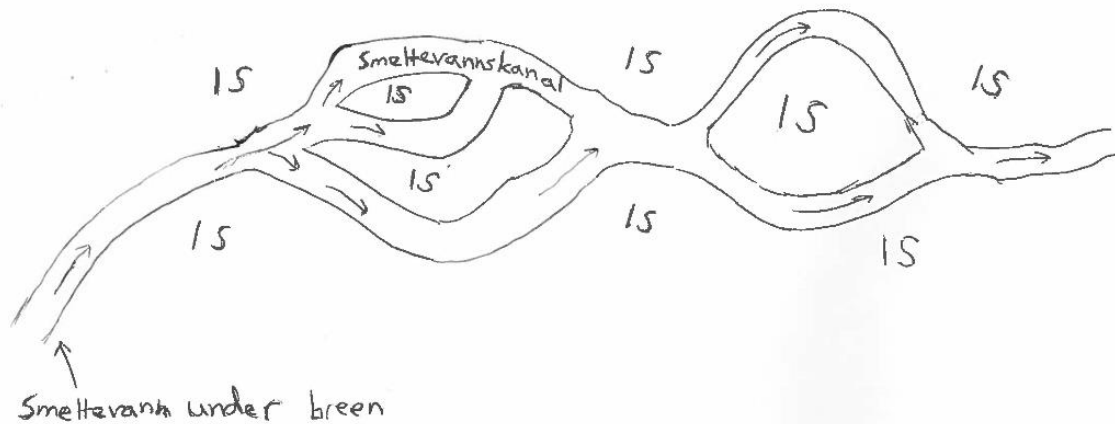
Figur 33. Dannelsen av kames og dødisgroper beskrevet i tre trinn (GEOCACHING, 2007).

Begge disse landskapsformene krever en lite bevegelig isbre, slik at breen ikke eroderer bort strukturene. Ryggformene kan forveksles med morener, men den sub-parallele plasseringen i forhold til breens tidligere bevegelser og mengden fine sedimenter motsier dette.

En mulig teori er at da isbreen smeltet bort og eskerne brøt ut i dagen, ble mindre biter av isen liggende igjen dekket i et lag med ablasjonsmateriale. Dette avsmeltingsmaterialet vil ha en isolerende effekt på isen og resulterer i redusert tining. Isbitene ville så til slutt smelte bort og etterlate seg en gropete topografi med forhøyninger (kames og dødisgroper i tillegg til ryggformasjoner). Forhøyningene ville i dette tilfellet være vanskelige å skille ut ettersom de vil ligge i kontakt med de omkringliggende eskerne.

Under dannelsen av eskere kan det subglasiale elveløpet oppføre seg som et forgrenet elveløp, som fører til at avsetningene forekommer i et flettet system. Når elven forgrener seg slik vil hvert enkelt subglasiale elveløp være adskilt av mellomliggende is. I elveløpene vil det bli avsatt sedimenter, noe som over tid medfører at man vil få en gropdannelse der hvor isen lå under dannelsen av eskeren (Figur 34). Når isen så smelter vekk vil disse fremstå som groper. Dermed kan ryggformasjonenes høyde og tette beliggenhet føre til at flere lavere nivåer kan virke som groper, men gjerne bare steder hvor isen har ligget mellom forgreningene i det tidligere subglasiale elveløpet.

Gropdannelsesteori:



Figur 34. Gropdannelsesteori: Viser subglasiale smeltevatnskanaler. Når isen smelter vekk vil områdene mellom løpene fremstå som dødisgroper.

Det er også en mulighet at en eller flere større biter med is har havnet i kanalene under dannelsen av eskerne for så å bli dekket i sediment. Da bitene med is så smeltet bort mangfoldige år senere, har det resultert i en dødisgrop, i eller ved eskerformasjonen. Dette kan være en forklaring på de mindre tjernene og de antatte gropene i terrenget ved lokalitet 7.

6.2 Avsmeltningshistorien i Sjudalen

Fra siste istids maksimum frem til slutten av siste istid, smeltet mest sannsynlig de høyest liggende fjelltoppene først frem som nunatakker (Mangerud, 1962). Deretter smeltet isen suksessivt nedover til den ble mer oppdelt, og topografiske forhold spilte en større rolle for isoverflaten enn hva tilfellet var tidligere da det kun eksisterte en stor iskappe. Når hele isen lå under firngrensen (Mangerud, 1962) var den i realiteten dynamisk død, da den ikke kunne hente ny næring til videre ekspansjon. Noe av det samme kan kanskje også gjelde for Veodalen, selv om breen her kan tenkes å ha vært noe mer dynamisk grunnet de høytliggende fjellområdene rundt Glitterheimen og Veotindene.

Ettersom isen i Sjudalen smeltet vertikalt er det naturlig å ta for seg de høytliggende lokalitetene først, og deretter følge lokalitetene nedover dalen. Ved lokalitet 1 og 4 ble det observert laterale renner i form av terrasselignende strukturer og smeltevannsløp.

Da det ble dannet et isfritt område mellom Sjudalen og Veodalen (Veomyrene Vedlegg 4) har det, på grunn av terrengets helning, muligens kommet smeltevann fra Veodalen og nedover mot Sjudalen. Isen kan her ha ligget opp mot høyden til lokalitet 1 og 4, der smeltevann fra Veodalen har påvirket disse.

Ved lokalitet 1 kan smeltevann ha truffet iskanten på vestlig side av dalen, for så å finne letteste vei lateralt med breen. Over tid vil det bygges opp smeltevannsavsetninger langs brekanten, og terrasseformene har blitt dannet suksessivt nedover etterhvert som isen har smeltet ned. Smeltevannsløpene ved lokalitet 4 lenger sør kan ha blitt dannet i samme tidsrom da lokalitetene ligger like høyt oppe i dalsiden.

For lokalitet 4 kan det ha kommet smeltevann over Veomyrene (Vedlegg 4) og truffet isen i Sjudalen (vestlig side). Her kan det tenkes at smeltevannet har gått lateralt langs breen for så å bli drenert inn under breen i form av flere slukrenner. Lokalitet 4 kan også ha blitt dannet ved en annen anledning når isen var noe mindre eller helt borte. Det kan være mulig at disse smeltevannsløpene er flomskredshendelser eller flomhendelser som har oppstått ved forskjellige anledninger der vann fra Veoelven har fosset over Veomyrene.

Når isen gradvis har smeltet bort og blitt mindre har det på lokalitet 1 blitt dannet nye terrasseformer av smeltevann fra Veodalen. Det er observert opp mot tre-fire terrassenivåer nedover den vestlige dalsiden. Dette kan indikere tre hovedtrinn i isens tilbaketrekking.

Under avsmeltingen har breen sannsynligvis vært tilnærmet dynamisk død, hvis ikke ville terrassestrukturene mest sannsynlig blitt borte eller veldig deformerte. Det kan tenkes at mye subglasialt smeltevann har blitt presset gjennom det trange trauet ved Hindsæter. Den dynamisk døde isen kan ha gitt mulighet for dannelse av store subglasiale smeltevannskanaler i området etter nevnte trau, hvor terrenget har bredt seg ut, vannhastigheten har avtatt og sedimentasjon er blitt mulig. Dette kan ha gitt grunnlaget for lokalitet 7, i tillegg til å sannsynligvis være tilfellet for de andre ryggformene i området (lokalitet 3, 5 og 6). Ryggformene kan vanskelig forklares som noe annet enn eskere. Det ble funnet sand ved bruk av stikkegang på samtlige rygger, og ryggenes orientering følger i all hovedsak dalens retning. Uregelmessighetene kan

forklares ved lokale topografiske variasjoner, og erodering gjort av vær, vind og Sjøa etter at isen var smeltet helt ned.

Da isen smeltet helt bort gav det rom for dannelsen av Veoviften. Etter siste istid har det mest sannsynlig vært perioder i Veodalen og tilsluttende fjell hvor tilstedeværelsen av is har vært større enn hva tilfellet er i dag. Dette har gitt stor sedimenttilførsel fra Veodalen ned mot Sjødalen.

Sedimenttilførselen har i stor grad vært preget av breelvsedimenter fra høyere liggende områder i Veodalen. I perioder kan elveavsetninger ha dominert, mens dagens elveløp i større grad er preget av vårsmelting og store nedbørsperioder etter at Veo ble overført til nabodalen. Dette medfører at Veoviften i hovedsak består av breelvsedimenter, med noen nyere elveløp hvor overliggende elvesedimenter er avsatt.

7. Konklusjon

Formålet med oppgaven var å utføre en kvartærgeologisk kartlegging med fokus på glasiale landformer for så å knytte disse opp mot isavsmeltingshistorien i Jotunheimen øst. Samtlige av de observerte landformene er dannet av smeltevannsprosser og ikke brebevegelse, derfor konkluderes det med at breen må ha vært tilnærmet dynamisk død. Hvis breen hadde vært aktiv ville landformene sannsynligvis være erodert bort, og erstattet av morenerygger avsatt i de forskjellige stadiene av isens tilbaketrekning.

Breen i Sjudalen har trolig vært adskilt fra resterende breer i området av topografiske grunner, med liten mulighet for istilstrømning fra tilsluttende kildeområder. Dette betyr en vertikal nedsmelting, som mest sannsynlig har funnet sted over tre hovedperioder ut fra funn av tre terrassenivåer ved lokalitet 1 (Vedlegg 2). I samme tidsrom har smeltevann avsatt eskerformasjoner subglasialt eller englasialt i breen.

Etter at Sjudalen ble isfri har breelvsedimenter fra Veodalen blitt avsatt, og dannet Veoviften. Hovedelven Sjoa har medvirket til dannelsen av Veoviften i form av sedimenttransport og erosjon. Elven har med tiden migrert i dalføret, og dannet store elvesletter i området nord for Veoviften. Rundt lokalitet 5 og 6 er det også naturlig å tenke at elven har bidratt til å erodere vekk deler av avsetningene, og dermed gjort tolkningsarbeidet ekstra vanskelig.

Videre undersøkelser for å understøtte konklusjonene kunne vært datering av avsetningene, slik ville man fått mer kunnskap om avsmeltingshistorien og dannelsen av formasjonene. Bruk av ^{14}C dateringer i eksponeringer ville fortalt når isdekket smeltet bort. Ved å benytte sedimentologiske undersøkelser kunne man med sikkerhet ha avgjort om terrassene ved lokalitet 1 er kame terrasser, eller morenemateriale. Dette kunne også vært gjort på de mange ryggene som er tolket til å være eskeravsetninger.

Anvendelse av Georadar- eller resistivitetsmålinger kunne gitt et innblikk i mektigheten til morenedekket i den vestlige dalsiden, samt tykkelsen på elvesletten. Denne metoden kunne også avslørt dybden til fast fjell i tillegg til tydelige skiller i lagdelingen.

En utvidet kvartærgeologisk undersøkelse av dalen nord- og sørover vil gi et bedre bilde av isens avsmelting. Ved å undersøke Veodalen kan en prøve å finne ut om denne dalen har hatt en noe mer dynamisk isbre enn Sjudalen. Her kan det kanskje finnes spor etter randmorener ettersom dette finnes i nabodalen Smådalen. Dette vil gi et bedre innblikk i breens aktivitet under isavsmeltingen for Jotunheimen øst.

8. Referanseliste

- Anderson, D., Goudie, A., & Parker, A. (2013). Global Environments Through the Quaternary. I D. Andersin, A. Goudie, A. Parker, & D. Kaveney (Red.), *Global Environments Through the Quaternary exploring Environmental Change, second edition*. (s. 158-159). University of Oxford.
- Anstey, R. (1965). Physical characteristics of alluvial fans. *Army Natick Laboratory, Technical Report*.
- Anstey, R. (1966). A comparison of alluvial fans in west Pakistan and the United States. *Pakistan Geographical Review*, s. 14-20.
- Benn, D., & Evans, D. (2010). Sediment-Landform Association chapter. 11. I D. Benn, & D. Evans, *GLACIERS & GLACIATION, second edition* (s. 477-570). New York: Routledge.
- Bergersen, O., & Garnes, K. (1972). Ice movements and till stratigraphy in the Gudbrandsdal area. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, s. 1-16.
- Blair, T., & McPherson, J. (2009). Chapter 14. Alluvial fan processes and forms. I A. J. Parsons, & A. Abrahams, *Geomorphology of Desert Environments, second edition* (s. 354-402). New York: Springer International Publishing.
- Blikra, L., & Nemec, W. (1998). Postglacial colluvium in western Norway: depositional processes, facies and palaeoclimatic record. I N. Mountney, & T. Frank, *Sedimentology* (s. 909-959). Wiley-Blackwell.
- Brennand, T. (2000). Deglacial meltwater drainage and glaciodynamics, inferences from Laurentide eskers, Canada. *Geomorphology*(32), s. 263-293.
- Clayton, L. (1964). Karst topography on stagnant glaciers. *Journal of Glaciology* 5, s. 107-112.
- Delaney, C. (2002). Sedimentology of a glaciofluvial landsystem, Lough Ree area, central Ireland: implications for ice margin characteristics during Devensian glaciation. *Sedimentary Geology* 149, s. 111-126.
- Field, J. (1994). *Processes of Channell Migration on Fluvially Dominated Alluvial Fans in Arizona*. Tucson: Arizona Geological Survey.
- Garnes, K. (1972). *Siste istid I midtre Gudbrandsdalen. Isbevegelser, submorene sedimenter, morenestratigrafi og isavsmelting med jordartskart i målestokk 1:20 000 over området Kvam-Heidal. Hovedoppgave i kvartærgeologi og geomorfologi*. Bergen: Universitetet i Bergen.
- GEOCACHING. (2007). www.geocaching.com. Hentet fra GEOCACHING: <http://s255.photobucket.com/user/crouchcrew/media/kettle-hole.gif.html>
- Gjessing, J. (1955). Orientering om noen isavsmeltningsstudier som er i gang i Østlandets fjelltrakter. *Norsk geologiske forenings landsmøte 1955* (s. 187-197). Oslo: Norges geologiske forening.
- Gray, J. (1975). The Loch Lomond Readvance and contemporaneous sea-levels in Loch Etive and neighbouring areas of western Scotland. *Proceedings of the Geologists' Association* 86, s. 227-238.
- Hall, A. (2014, februar 20). <http://www.geo.mtu.edu/KeweenawGeoheritage/Glaciars/Moulin.html>. Hentet fra GEOLOGICAL AND MINING ENGINEERING AND SCIENCES: http://www.geo.mtu.edu/KeweenawGeoheritage/Glaciars/Moulin_files/kame.png
- Hole, J., & Bergersen, O. (1980). Weichselian till stratigraphy and ice movements in Ottadalen, central south Norway. *Norges Geologiske Tidsskrift* 61, s. 25-33.
- Hole, J., & Bergersen, O. (1988). Weichselian till stratigraphy and ice movements in Ottadalen, central south Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift* 101, s. 25-33.

- Holmsen, P. (1984). *Beskrivelse til det kvartærgeologiske kart Sjødalen 1618 II, M 1:50 000*. Norges geologiske undersøkelse, NGU.
- Hyndman, D., & Hyndman, D. (2014). I D. Hyndman, D. Hyndman, & M. E. Hansen (Red.), *Natural Hazards and Disasters 4th edition* (s. 350-51). Cengage Learning.
- Johansson, P. (1994). The subglacially engorged eskers in the Lutto river basin, northeastern Finnish Lapland. I W. Warren, & A. Croot, *Formation and Deformation of Glacial Deposits* (s. 89-94). Rotterdam: Balkema.
- Levson, V., & Rutter, N. (1989b). Late Quaternary stratigraphy, sedimentology, and history of the Jasper townsite area, Alberta, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* 26, s. 1325-1342.
- Lie, E. (1974). *Kvartærgeologiske undersøkelser i Ottaområdet. Unpubl. cand. real, thesis*. Bergen: Universitetet i Bergen.
- Mangerud, J. (1962). *Isavsmelting i og omkring midtre Gudbrandsdal*. Norges geologiske undersøkelse - NGU.
- Matthews, J., Dahl, S., Nesje, A., Berrisford, M., & Andersson, C. (2000). *Holocene glacier variations in central Jotunheimen, southern Norway based on distal glaciolacustrine sediment cores*. Bergen: NERC Research Grant & NFR.
- Meteorologisk institutt. (2008). *eKlima*. Hentet mai 2016 fra www.eklima.met.no
- Naaburs, W. (2010, April 9). www.google.com. Hentet Mai 2016 fra <http://mw2.google.com/mw-panoramio/photos/medium/34182132.jpg>
- Nesje, A. (1995). *Brelære*. Kristiansand: Høyskoleforlaget.
- NGU. (1996). *Berggrunn - Nasjonal berggrunnsdatabase*. Hentet april 2016 fra Norges geologiske undersøkelse: <http://geo.ngu.no/kart/berggrunn/?Box=167865:6841727:195897:6859489>
- NGU. (2016). <http://www.ngu.no>. Hentet fra Norges Geologiske Undersøkelse: <http://www.ngu.no/Mareano/Kornstorrelse.html>
- NVE. (2015). <http://webfileservice.nve.no/API/PublishedFiles/Download/201202206/1600695>. Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat.
- Prestvik, O., & Trømborg, D. (1999). <http://www-bib.hive.no/tekster/>. Hentet fra Undervisning i geofaglige emner: <http://www-bib.hive.no/tekster/hveskrift/rapport/1999-03/rapp199903-03.html>
- Shilts, W., Aylsworth, J., Kaszycki, C., & Klassen, R. (1987). Canadian Shield. In Graf, W.L. (ed.) *Geomorphic Systems of North America. Geological Society of America, Centennial Special Volume 2*, s. 433-449.
- Shreve, R. (1972). Movement of water in glaciers. *Journal of Glaciology*(11), s. 205-214.
- Shreve, R. (1985). Esker characteristics in terms of glacier physics, Kathadin esker system, Maine. *Geological society of America Bulletin*(96), s. 639-646.
- Skjerven, J. (1978). *Kvartærgeologiske undersøkelser i Vågå området. Hovedoppgave i kvartærgeologi og geomorfologi*. Bergen: Universitetet i Bergen.
- Sollid, J., & Sorbel, L. (1994). *Distribution of Glacial Landforms in Southern Norway in Relation to the Thermal Regime of the Last Continental Ice Sheet*. Wiley-Blackwell.
- Sollid, J., & Sørbel, L. (1981). *Kvartærgeologiske verneverdige områder i Midt-Norge*. Trondheim: Miljøverndepartementet, avd. for miljøvern og friluftsliv.
- Sugden, D., & John, B. (1976). *Glaciers and Landscape*. London: Arnold.
- Svendsen, J., Alexanderson, H., Astakhov, V., Demidov, I., Dowdeswell, J., Funder, S., . . . Lunkka, J. (2004). Late Quarternary ice sheet history of northern Eurasia. *Quaternary Science Reviews*(23), s. 1229-1271.

- Syverson, K., Gaffield, S., & Mickelson, D. (1994). Comparison of esker morphology and sedimentology with former ice-surface topography, Burroughs Glacier, Alaska. *Geological society of America Bulletin*(106), s. 1130-1142.
- Thomas, G., Connaughton, M., & Dackombe, R. (1985). Facies variation in a late Pleistocene supraglacial outwash sandur from the Isle of Man. *Geological Journal* 20, s. 193-213.
- Thoresen, M. (1991). Kvartærgeologiske kart over Norge. Tema: Jordarter, Trondheim. I *Kvartærgeologiske kart over Norge* (s. 33-40). Trondheim: Norges Geologiske Undersøkelse.
- Tollan, A. (1963). Trekk av isbevegelsen og isavsmeltingen I nordre Gudbrandsdalens fjelltrakter. *Norges geologiske undersøkelse* 233, s. 328-345.
- Vorren, T. (1973). *Glacial geology of the area between Jostedalbreen and Jotunheimen, south Norway*. Trondheim: Norges Geologiske Undersøkelse.
- Vorren, T., & Mangerud, J. (2013). Istider kommer og går. Kapittel 15. I E. Jensen, *Landet blir til – Norges geologi 2. utgave* (s. 494-499). Trondheim: Norsk geologisk forening.
- Vågå fjellstyre. (2014). <http://www.vaga-fjellstyre.no>. Hentet mai 2016 fra <http://www.vaga-fjellstyre.no/index.php/friluftsliv-1/seterdrift-tamreindrift>
- Warren, W., & Ashley, G. (1994). Origins of the ice-contact stratified ridges (eskers) of Ireland. *Journal of Sedimentary Research*, s. 433-449.

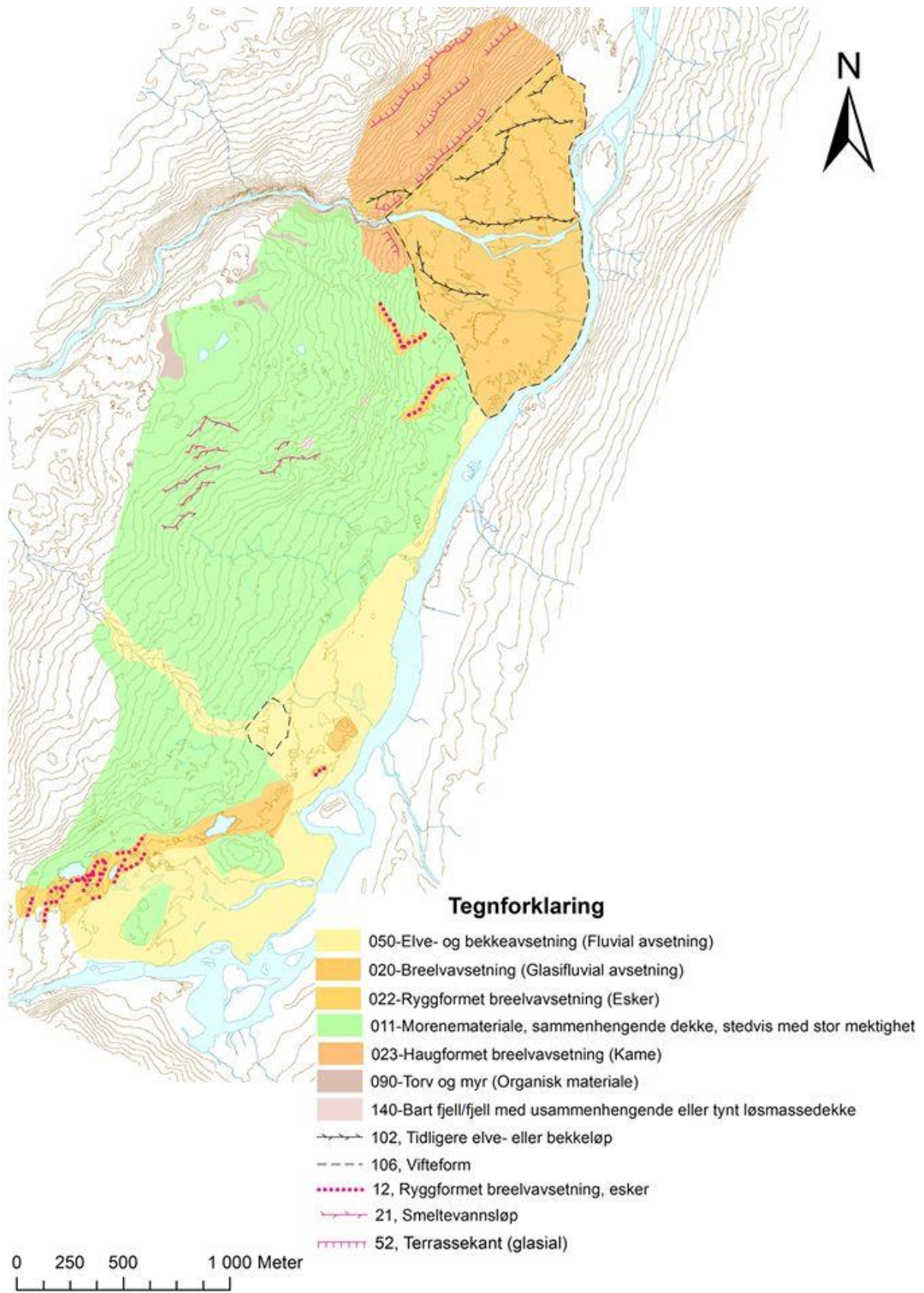
Vedleggsoversikt

Vedlegg 1 – Kvartærgeologisk kart over studieområdet i Sjødalen.

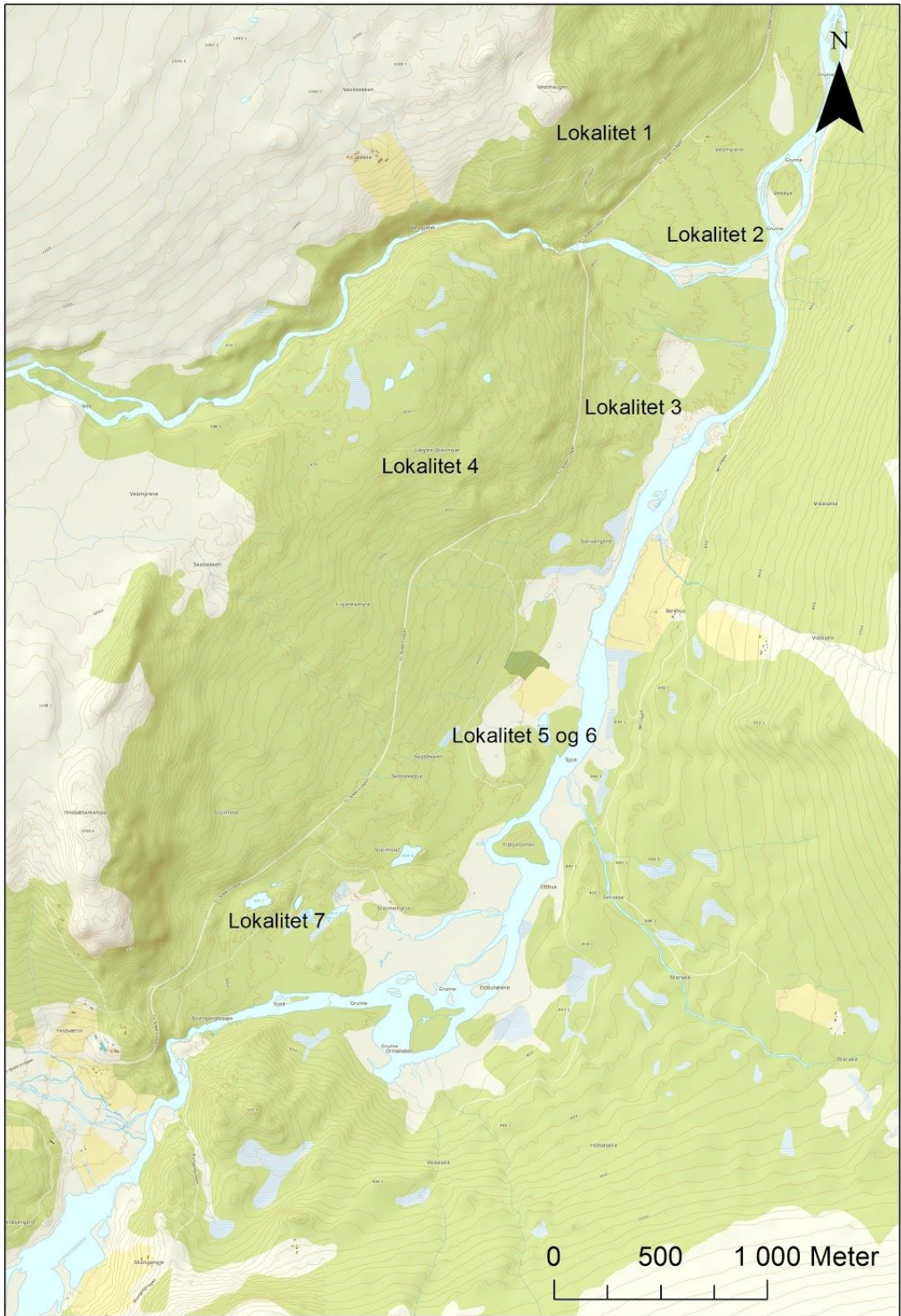
Vedlegg 2 - Oversikt over de forskjellige lokalitetene nevnt i oppgaven, og hvor disse ligger innenfor studieområdet.

Vedlegg 3 - Oversikt over noen stedsnavn det blir referert til i oppgaven. I tillegg er navn som Bygdin, Vågå og Gjende tatt med for å illustrere hvor Sjødalen ligger i Jotunheimen øst.

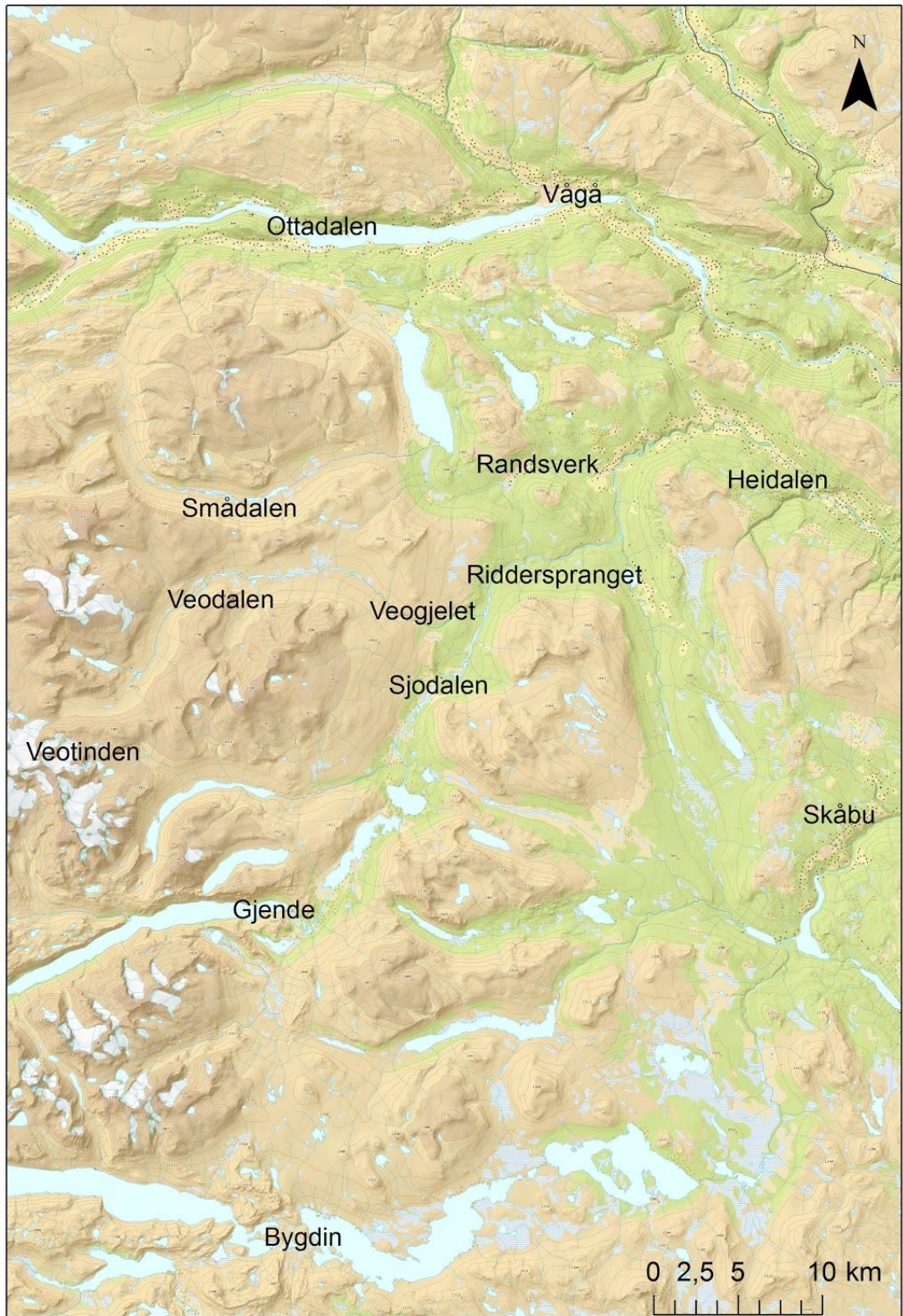
Vedlegg 4 - Oversikt over noen stedsnavn innenfor studieområdet som det refereres til i oppgaven.



Vedlegg 1.



Vedlegg 2.



Vedlegg 3.



Vedlegg 4.