



Vertikal utbredelse av glasialt transportert materiale på Gaustatoppen

Matias Gjøstein Sundal

Masteroppgave i geovitenskap
Kvartærgeologi og paleoklima



Institutt for geovitenskap
Universitetet i Bergen

September 2015

«Tingene forandrer sig med øinene som ser, både i videnskapen og i dagliglivet. Den Gaustatind, som nu skal gjøres tilgjengelig, er en anden end den som blir tilgjengelig.»

Peter Wessel Zapffe, 1969

Forord

Jeg vil først og fremst takke med hovedveileder Henriette Linge (Institutt for geovitenskap, UiB) for hjelp og assistanse under arbeid med oppgaven. Jeg vil også takke min medveileder Sven Dahlgren (Regiongeologen i Buskerud, Telemark og Vestfold) for gjennomlesning og assistanse med feltarbeid.

Jeg vil også takke Gaustabanen A/S for god hjelp med transport til toppen av fjellet og for å ha vist interesse for oppgaven.

En stor takk til gode studiekamerater, Andreas G. Kongsgården, Arve Svean, Bjarte Lønøy, Christine T. Andersen, Eirik S. Vårdal, Felix Kluge, Knut W. Jørgensen, Morten N. Hovland og Tine Sørbye, for en morsom og kjekk studietid med mange fine minner og godt faglig samarbeid gjennom 5 fantastiske år.

En spesiell takk til mamma og pappa for støtte og oppmuntring til å starte og gjennomføre utdannelsen. Jeg vil også takke min kjæreste, Sigrun Melve Aarrestad, for god hjelp og motivasjon til å gjennomføre oppgaven, og for gjennomlesing av oppgaven.

Bergen, september 2015

Matias Gjøstein Sundal

Matias Gjøstein Sundal

Sammendrag

Gaustatoppen (1883 m o.h.) er en ikonisk fjelltopp i Sør-Norge, der det tidligere er gjort få kvartærgeologiske undersøkelser. På bakgrunn av blokkhavet som dekker fjellmassivet og toppens høyde i forhold til omkringliggende terreng, er det antatt at Gaustatoppen var isfri under siste istid. Hensikten med dette studiet er å teste teorien om at Gaustatoppen er en paleonunatak og lage en glasieringshistorie for fjellmassivet. Innsamling av bergartsprøver fra hele Gaustamassivet har lagt grunnlaget for en provenansanalyse og estimat av istykkelsen. I tillegg ble det også funnet andre indikatorer på glacial tilstedeværelse, som skuringsstriper og stablinger. Det ble også benyttet LIDAR-bilder for å undersøke dannelsesforløpet av moreneryggen som strekker seg mot sørøst fra Gaustaknærne.

Resultatet av dette studiet tyder på at det ble transportert materiale fra Hardangerviddaområdet til Gaustamassivet, noe som betyr at hovedtransportretningen må ha vært mot sørøst. Den vertikale utbredelsen av fremmedmateriale indikerer at 1620 m o.h. var minimumshøyden til et tidligere isdekke. Basert på funn av skuringsstriper opp til 1443 m o.h., antas det at isdekket var delt med en horisontal isoterm ved denne høyden. Dette tillater erosjon i de nedre, varmbaserte delene av isdekket, men samtidig bevarer blokkhavet under de øvre, kaldbaserte delene. På grunn av den horisontale isoterme oppstod det en skjærsone i isen som transporterte materiale oppover i isdekket. Siden den horisontale isoterme trolig lå ved omtrent 1450 m o.h., antas det i dette studiet at isoverflaten lå rundt 2200 m o.h. Dette betyr at hele Gaustamassivet var dekket av is.

På bakgrunn av korrelasjon med resultater fra et tidligere dateringsstudium fra Møsvatn, omtrent 10 km fra Gaustatoppen, antas det at disse hendelsene skjedde under siste istids maksimum for om lag 20 000 år siden. Tolkning av LIDAR-bilder gir indikasjoner på at moreneryggen er en sidemorene dannet under en deglasiationsfase etter siste istid, da Gaustatoppen splittet isdekket og tvang det ut på hver sin langside av fjellmassivet. Resultatet fra denne masteroppgaven tilfører ytterligere bevis for at Gaustamassivet var dekket av is i etterkant av blokkhavsdannelsen i tidlig kvartær, og at Gaustamassivet trolig ikke var en nunatak under siste istid.

Abstract

Mt. Gausta (1883 m a.s.l.) is an iconic mountain located in southern Norway. Because of the block field that covers the mountain and due to its extent in relation to its surroundings, it is assumed that Mt. Gausta remained ice free during the last ice age. The purpose of this study is to test the paleonunatak theory of Mt. Gausta and create a glacial history for the mountain. A collection of rock samples from the entire massif has formed the basis for a provenance-analysis and estimation of the ice thickness. In addition, several other glacial indicators were observed, such as glacial striation and stacking. LIDAR-images were used to examine the forming of the moraine ridge extending towards southeast from the Gaustaknærne.

The results of this study suggest that erratics were transported from the Hardangervidda-area to Mt. Gausta, which means that the main transport direction was towards southeast. The vertical extent of erratics indicates that the altitude of the ice sheet must at least have been at 1620 m a.s.l. Because of glacial striation findings up to 1443 m a.s.l., it is assumed that the ice sheet was divided with a horizontal isotherm at the same altitude. This allows erosion in the lower, warm based parts of the ice sheet, in addition to preservation of the block field below the upper, cold based parts. Due to the horizontal isotherm an englacial shear zone occurred, allowing material to be transported upwards inside the ice sheet. Because of the altitude of the horizontal isotherm, the altitude of the ice sheet surface is estimated to be approximately 2200 m a.s.l. According to these observations and assumptions, Mt. Gausta must have been covered by ice at some time.

Based on correlation with results from an earlier dating study from Møsvatn, about 10 km from Mt. Gausta, it is assumed that these events happened during the last glacial maximum, approximately 20 000 years ago. Interpretations of LIDAR-images indicate that the moraine ridge is a lateral moraine, formed during a deglaciation phase following the last ice age. During this phase, Mt. Gausta split the ice sheet and forced it to slide along the sides of the massif. The results of this master thesis bring additional evidence that Mt. Gausta was covered by ice after the formation of the block field in the early parts of Quaternary, and that Mt. Gausta most likely was not a nunatak during the last glaciation.

Innholdsfortegnelse

Forord.....	V
Sammendrag.....	VII
Abstract.....	VIII
1 Introduksjon	1
1.1 Begrunnelse for oppgaven	1
1.2 Problemstilling.....	2
1.3 Områdebeskrivelse	3
1.3.1 Geografi og topografi	3
1.3.2 Geomorfologi og løsmasser	6
1.3.3 Klima og permafrost.....	8
1.3.4 Gaustatoppens historiske og kulturelle betydning	9
1.4 Tidligere arbeid i området	11
2 Bakgrunn	13
2.1 Geologisk historie.....	13
2.2 Weichsel	17
2.3 Glasial aktivitet i Gaustatoppen-området under sen-weichsel.....	23
2.4 Temperaturfordelingen i isdekkene under sen-weichsel	24
2.5 Blokkhav og paleonunataker	27
3 Metode.....	31
3.1 Feltforberedende arbeid	31
3.2 Feltarbeid på Gaustamassivet	32
3.2.1 Utstyr, programvare og kart	32
3.2.2 Prøveinnsamling	32
3.2.3 Bergartsprøver fra tidligere undersøkelser	34
3.2.4 Kartlegging av glasiale spor	34
3.2.5 Kritisk vurdering av feltarbeidet	34
3.3 Bearbeiding av prøvemateriale	36
3.3.1 Bergartsidentifikasjon	36
3.3.2 Provenansanalyse	36
3.3.3 Fotografering av prøver.....	36
3.3.4 Kritisk vurdering av bearbeiding av prøvemateriale.....	36
3.4 Tolkning av LIDAR-bilder	37
4 Resultat.....	39

4.1	Bergartsprøver	39
4.1.1	Bergartsidentifikasjon	40
4.1.2	Prosentvis fordeling og vertikal utbredelse	43
4.2	Provenansanalyse.....	45
4.3	Indikasjoner for glasial tilstedeværelse og andre geologiske observasjoner	49
4.3.1	Stablinger	49
4.3.2	Skuringsstriper	50
4.4	LIDAR-data	51
5	Diskusjon.....	53
5.1	Diskusjon av resultater	53
5.1.1	Bergartsprøver og provenansanalyse	53
5.1.2	Prosentvis fordeling og vertikal utbredelse	53
5.1.3	Glasiale indikasjoner og andre geologiske observasjoner.....	55
5.1.4	Tolkning av LIDAR-bilder.....	56
5.2	Intern glasial transport og temperaturregimer	57
5.3	Glasial historie for Gaustamassivet	62
5.4	Nunatak eller dekket av is?.....	65
5.5	Videre arbeid	66
6	Konklusjon	67
7	Referanseliste	69
	Vedlegg A	
	Vedlegg B	
	Vedlegg C	

1 Introduksjon

1.1 Begrunnelse for oppgaven

Gaustatoppen (1883 m o.h.) er det høyeste fjellet i Telemark fylke. Fjellmassivet er et kjent landemerke og en populær turistattraksjon. Bare et fåtall geologiske undersøkelser har blitt utført på Gaustatoppen, og mye av det man vet om den kvartærgeologiske historien til dette fjellmassivet, er basert på antatte korrelasjoner til lignende undersøkelser andre steder i Norge. Denne oppgaven vil derfor være en viktig bit i kartleggingen av glasieringshistorien til Norge, og kan bidra med ny informasjon fra denne regionen. Denne studien kan være nyttig for både forskere og turister som er interessert i fjelltoppens geologiske glasieringshistorie.

Kartlegging av tidligere glasieringer i Norge er et emne det er forsket mye på, men historien er likevel ikke komplett. Det gjøres stadig ny forskning som avslører at glasieringene har vært svært komplekse. Det har flere ganger blitt antydnet at årsaken til at noen topper er dekket av blokkhav er fordi isdekket ikke var så tykt som først antatt og at flere nunataker trolig stakk opp av isdekket (f.eks Nesje et al., 1987; Nesje & Dahl, 1990; Dahl et al., 1997; Goehring et al., 2008; Dahl et al., 2010). I ettertid har det blitt funnet glisialt fremmedmateriale på flere av disse blokkhavene. I tillegg samsvarer ikke nunatakteorien samsvarer likevel ikke med flere av glasieringsmodellene for siste istid (Mangerud et al., 2011). Dette har ført til at det fremdeles er usikker om blokkhav kan indikere at disse områdene har vært isfri eller dekket av is.

Det har lenge vært allment antatt at Gaustatoppen stakk opp gjennom isdekket under siste istid som en nunatak, men det er også funnet bevis på at fjellmassivet har vært dekket av is etter at blokkhavet som dekker Gaustatoppen, ble dannet (Sellier, 1995). Dette skaper en usikkerhet angående hvorvidt fjellmassivet var isfritt eller ikke. Denne problemstillingen vil derfor være en sentral del av denne oppgaven.

Under arbeidet med denne oppgaven ble den vertikale utbredelsen av glisialt transportert materiale undersøkt i forsøk på å estimere istykkelsen i området rundt Gaustatoppen. Ved å identifisere fremmedmateriale og finne kildeområdet kan man få nyttig informasjon om isbevegelsesretningen. Å få være med på å bidra med nyttig kunnskap om glasieringshistorien til Norge har gjort det spennende å jobbe med denne masteroppgaven.

1.2 Problemstilling

Oppgavens problemstilling har vært å rekonstruere paleoisbevegelsen og isdekkets egenskaper ved Gaustatoppen (1883 m o.h.) ved hjelp av provenansanalyse av flyttblokker samlet fra Gaustamassivet.

Delmål

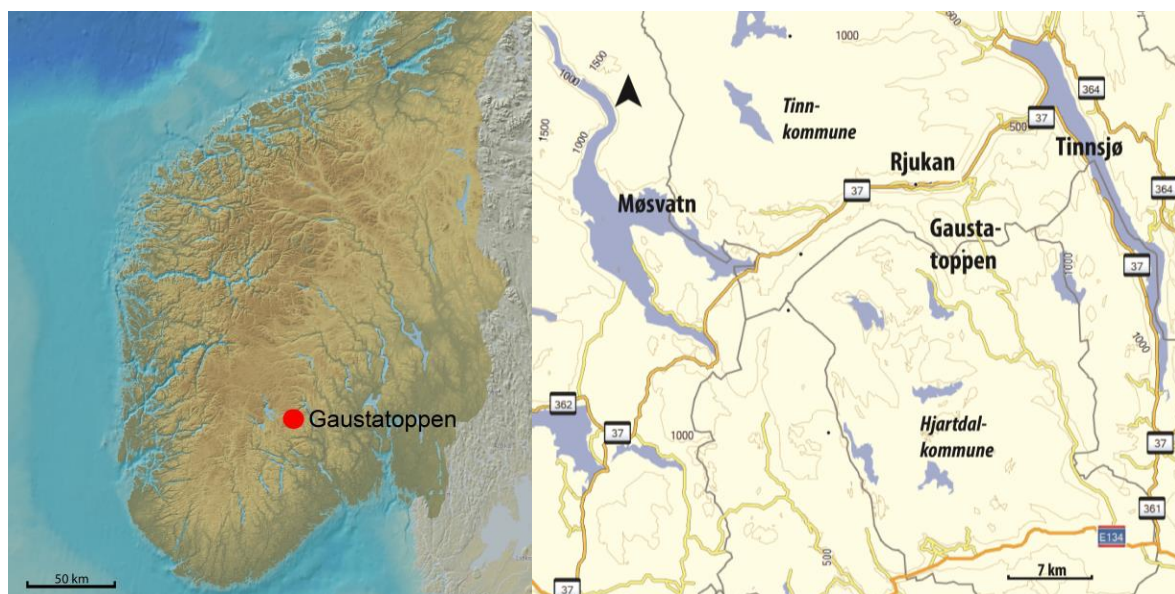
1. Bergartsbestemmelse av flyttblokker på Gaustatoppen, samt identifisere mulige kildeområder.
2. Undersøke om flyttblokkene og deres kildeområde kan benyttes til å rekonstruere paleoisbevegelse.
3. Forklare temperaturregimene til isdekket i forhold til avsetning av flyttblokkene og bevarelse av blokkhavet.
4. Estimere istykkelsen til isdekket basert på hvor høyt opp det er funnet flyttblokker og andre glasiale spor, som deretter kan gi svar på om Gaustatoppen var en nunatak under siste istid.
5. Undersøke dannelsesforløpet til moreneryggen på Råen ved hjelp av LIDAR-data.

1.3 Områdebeskrivelse

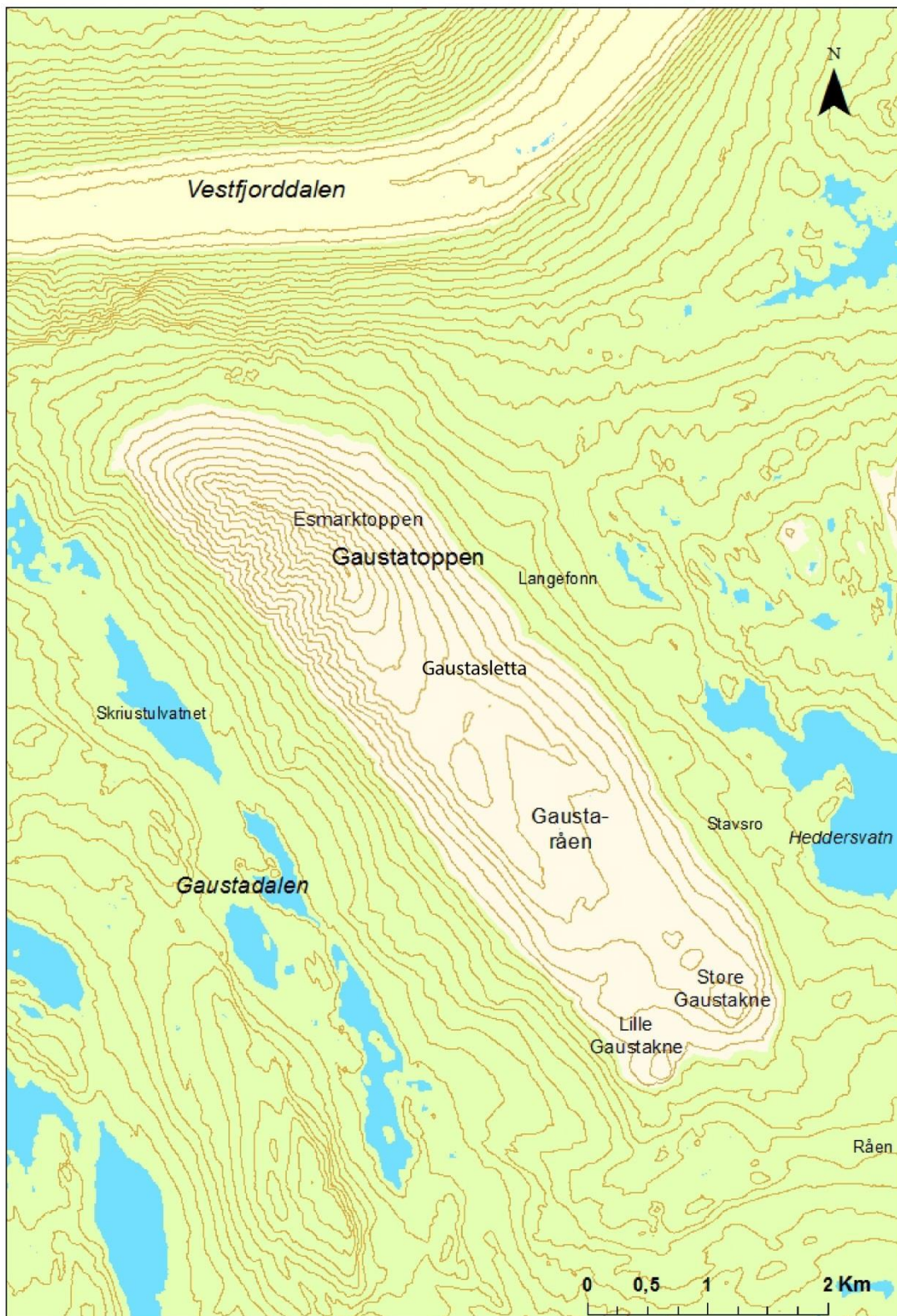
1.3.1 Geografi og topografi

Fjelltoppen Gaustatoppen (1883 m o.h.) ligger på grensen mellom Tinn og Hjartdal kommune i Telemark fylke (figur 1.1). Like nord for fjellet ligger den øst-vest orienterte dalen Vestfjorddalen og i bunnen av denne ligger industribyen Rjukan. Fjellet har en primærfaktor på hele 959 m, men ruver nesten 1600 m over Rjukan. Siden navnet Gaustatoppen er brukt for punktet der turistforeningshytten og radiomasten er lokalisert, benyttes derfor Gaustamassivet til å beskrive hele fjellmassivet.

Området rundt Gaustamassivet har et relativt lavt relieff, noe som gjør at fjellet står i stor kontrast til omgivelsene med sin avlange og spisse form. Til tross for de flate omgivelsene rundt Gaustamassivet, er det store daler i området som tyder på at området ble utsatt for mye erosjon under istidene. Den oppdemte innsjøen Tinnsjø ligger omtrent 10 km øst for Gaustamassivet og ligger omtrent 190 m o.h. Største dyp i innsjøen er på 460 m, som gjør dette til en av Norges få overfordypninger som er mye dypere enn dagens havnivå. Erosjonen i dette området må derfor ha vært svært stor.



Figur 1.1 – Til venstre lokalisering av Gaustatoppen i Norge (59°51'15"N 8°38'57"Ø). Til høyre oversiktskart over området rundt Gaustatoppen. Kartene er hentet fra (Kartverket, 2015).

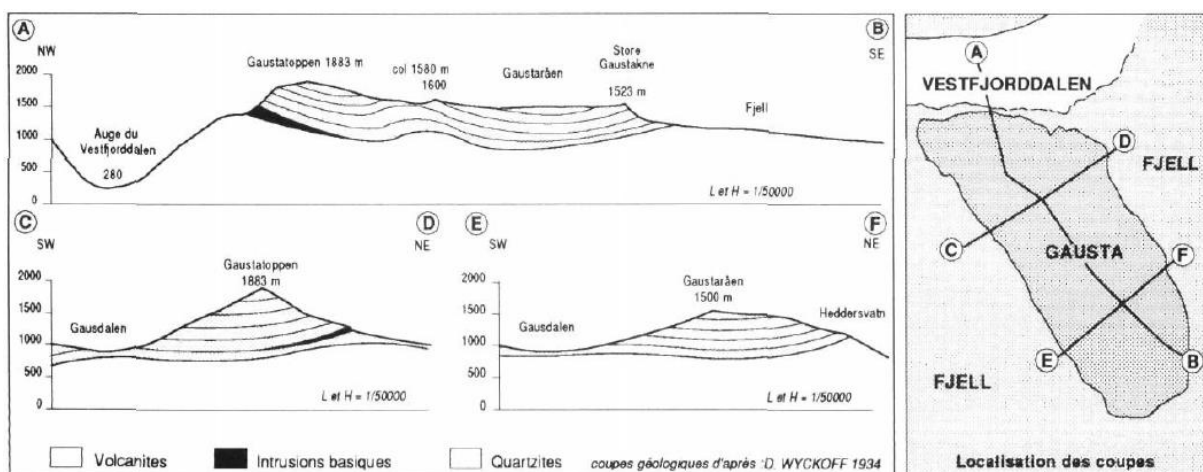


Figur 1.2 - Topografisk kart over Gaustamassivet med stedsnavn (Kartverket, 2014). Grunnet høyt relieff ble ekvidistanse satt til 50 m. Esmarktoppen og Gaustasletta er uformelle navn foreslått av Sven Dahlgren i 2010 ved 200-årsjubileet for Esmarks bestigning og høydemåling av Gaustatoppen i 1810.

Den nordligste delen av Gaustamassivet er også den høyeste og består av en bratt nordvest-sørøst orientert egg, bare noen få meter bred (figur 1.2). Selve toppunktet, 1883 m o.h., er det foreslått at skal kalles for Esmarktoppen av Sven Dahlgren. Sørøst for eggen blir fjellet gradvis bredere før det flater ut på en slette omringet av toppen i nordvest og en rygg i vest. Denne store flaten er det foreslått at skal kalles for Gaustasletta. Ryggen i vest krysser over fjellet og lager skillet mellom Gaustasletta og Gaustaråen. Gaustaråen er en stor flate med helning mot sørvest. I den sørøstlige delen av Gaustaråen ligger de to mindre fjelltoppene kalt for Gaustaknærne. Den laveste kalles for Lille Gaustakne (1443 m o.h.) og høyeste for Store Gaustakne (1523 m o.h.).

Fjellplatået som Gaustamassivet ruver over har en omtrentlig høyde på 1200 m o.h. Blokkhavet som dekker fjellmassivet strekker seg helt fra toppen ned til fjellplatået. På østsiden av Gaustamassivet ligger Store Stavsrnuten (1298 m o.h.) som ikke er dekket av blokkhav, noe som kan tyde på at nedre grense til blokkhavet er omtrent 1300 m o.h. Svært få områder på Gaustamassivet som er dekket av vegetasjon, og vegetasjonsgrensen strekker seg opp til rundt 1300 m o.h.

I forbindelse med sitt arbeid med blokkhavet på Gaustatoppen, modifiserte Sellier (1995) tverrsnittene og lengdesnittene (figur 1.3) som opprinnelig ble laget av Wyckoff (1933). I tillegg til å vise høydeforskjellene til Gaustamassivet, viser også disse den antatte lagdelingen til berggrunnen i fjellet.

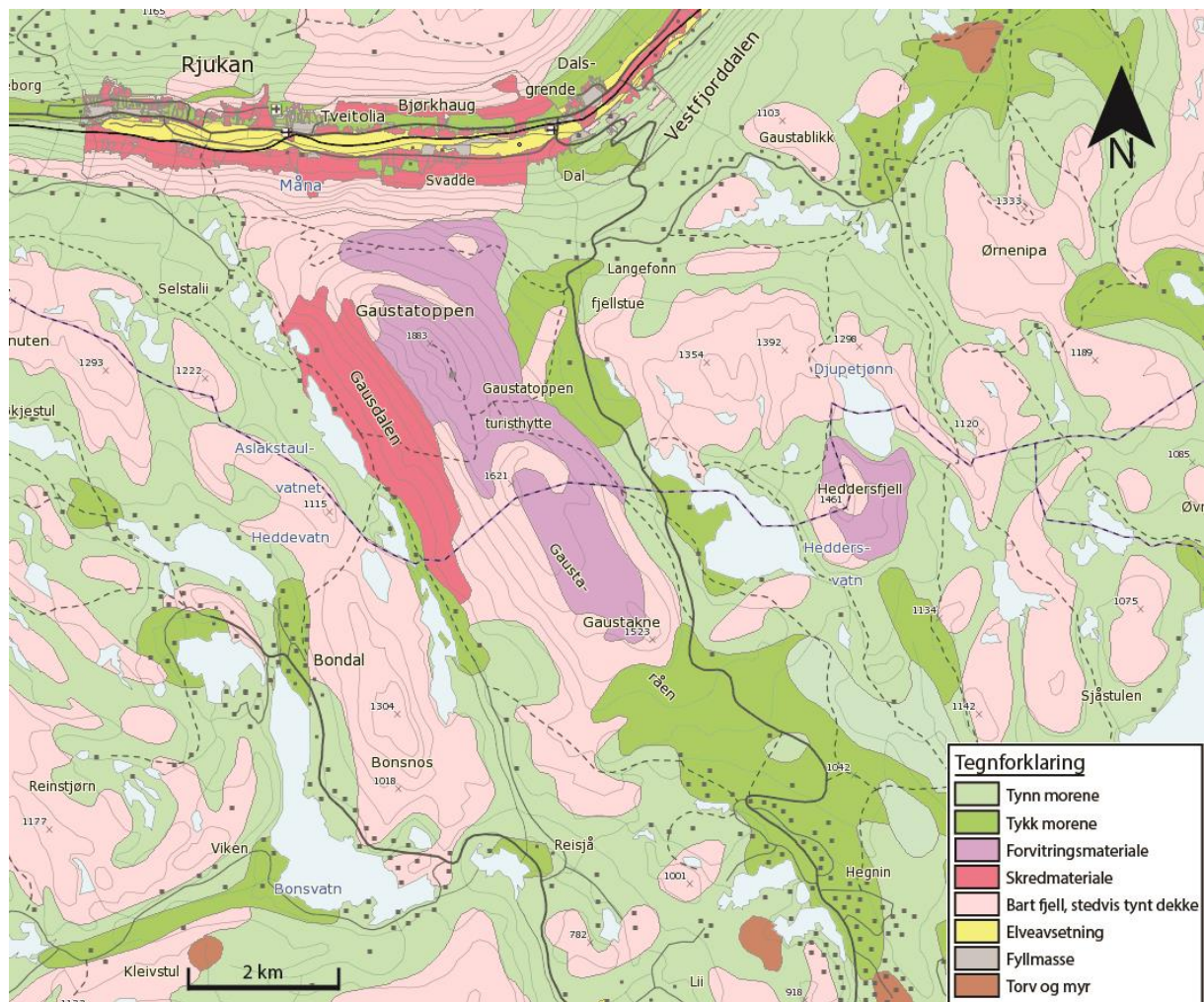


Figur 1.3 – Tverrsnitt (C-D OG E-F) og lengdesnitt (A-B) av berggrunnen til Gaustamassivet (Sellier, 1995).

1.3.2 Geomorfologi og løsmasser

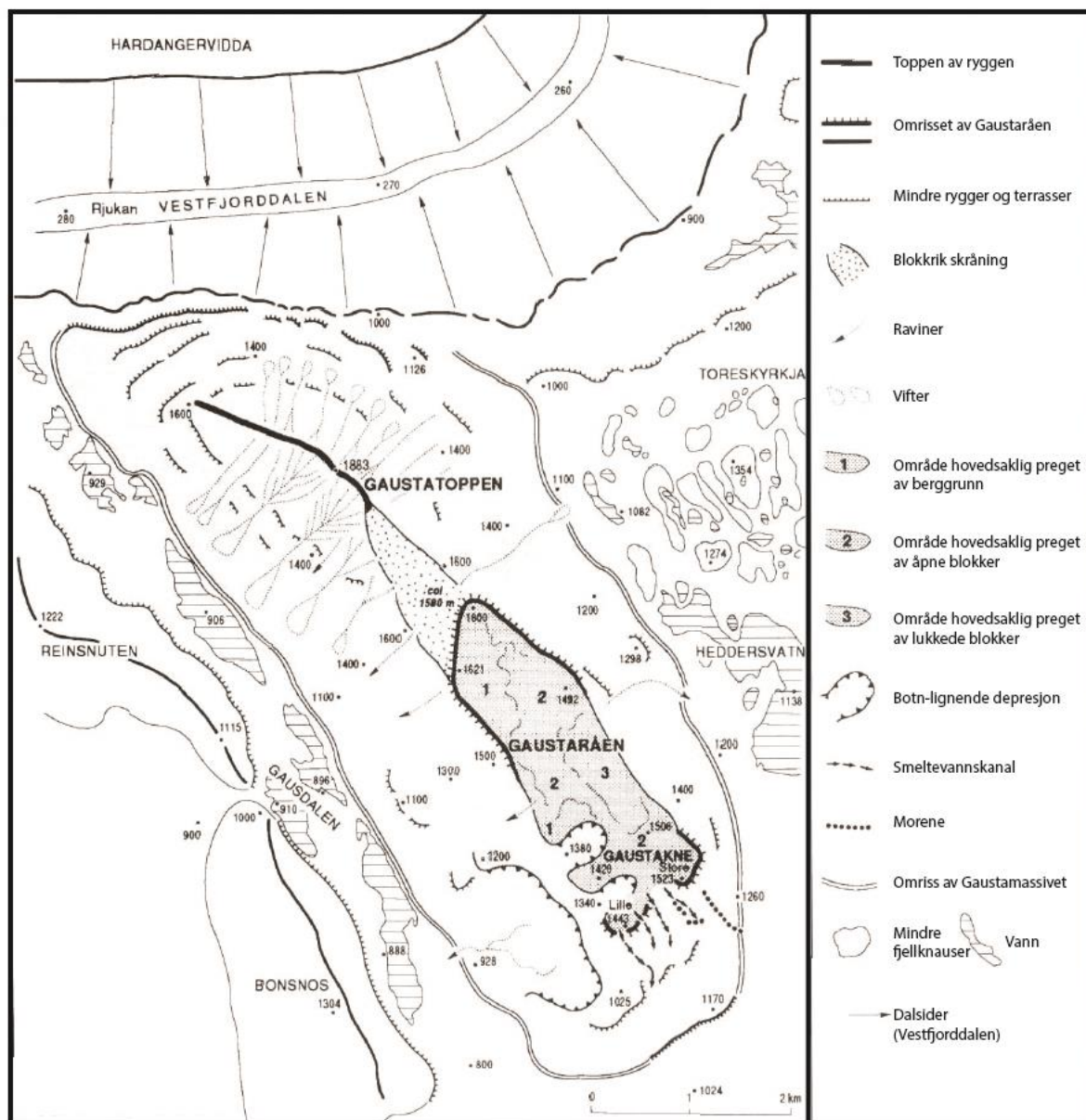
På det kvartærgeologiske kartet (figur 1.4) til NGU (2015) blir store deler av Gaustamassivet klassifisert som forvittringsmateriale. I tillegg blir en stor del av fjellet klassifisert som bart fjell, med stedvis tynt morenedekke. På den østlige siden av fjellet er det svært bratt og området er derfor dekket av skredmateriale. Området rundt fjellet er stort sett dekket av morenemateriale av ulik tykkelse. Like sørøst for Gaustaknærne går en stor morenerygg i samme retning. Denne kan følges flere hundre meter bort fra fjellet.

Det kvartærgeologiske kartet er konstruert fra flyfoto ettersom det er ikke foretatt noen offisielle kvartærgeologiske feltundersøkelser på fjellet. Derfor fungerer inndelingen av kartet bare som en veiledning for hvilke løsmasser som kan forventes å finne på fjellmassivet.



Figur 1.4 - Løsmassekart over Gaustamassivet og de omliggende områdene. Kartet er modifisert fra (NGU, 2015).

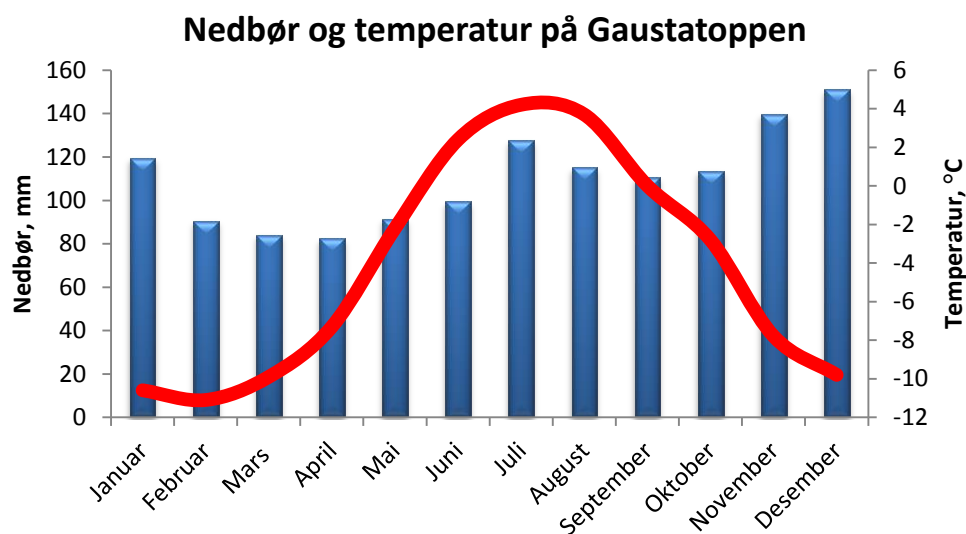
Sellier (1995) utarbeidet et kart (figur 1.5) over Gaustamassivet som beskriver geomorfologien noe mer detaljert. På dette kartet er også forvitningsmaterialet på Gaustaråen klassifisert basert på hvor oppsprukket og bearbeidet materialet er. Videre er også skredvifter, smeltevannskanaler, raviner, morener og skrenter tegnet inn. Det er også tegnet inn det Sellier (1995) mener er depresjoner med form som kan minne om botner.



Figur 1.5 - Geomorfologisk kart over Gaustatoppen. Forvitningsmaterialet er klassifisert ut i fra hvor oppsprukket området er og er delt inn i kategoriene 1) hovedsakelig berggrunn, 2) hovedsakelig åpne blokker og 3) hovedsakelig lukkede blokker. Oversatt utgave fra Sellier (1995).

1.3.3 Klima og permafrost

Like nedenfor radiomasten på Gaustatoppen er det plassert en værstasjon (1828 m o.h.), og årsmiddeltemperaturen målt ved Gaustatoppen er $-4,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ (eklima.no, 2015). Februar er den kaldeste måneden og har en gjennomsnittstemperatur på ca. $-11,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ (figur 1.6), mens juli er den varmeste måneden med en gjennomsnittstemperatur på ca. $4,2\text{ }^{\circ}\text{C}$. Gjennomsnittlig årsnedbør er på ca. 1325 mm (eklima.no, 2015), hvor det meste av nedbøren kommer sent på høsten og om vinteren. Siden temperaturen i disse månedene ofte er lav, fører dette til at det akkumuleres mye snø, som også blir liggende igjen i mindre snøfonner gjennom sommeren.



Figur 1.6 - Grafisk oversikt over månedlig gjennomsnittsnedbør og -temperatur registrert ved værstasjonen på Gaustatoppen. De blå søylene indikerer nedbør, mens den røde linjen viser temperaturendringene. Nedbørsdataene er samlet i perioden 1957-1974, mens temperaturdataene er samlet i perioden 1961-1990 (eklima.no, 2015).

Målinger gjort mellom 1961 og 1990 viser at de høyeste delene av fjellet er dekket av snø ca. 250 dager i året (senorge.no, 2015), og at snøen omgjort til vannekvivalenter i disse områdene tilsvarer 500-2000 mm/m².

Under byggingen av kabelbanen inne i Gaustamassivet fant man permanent frosset berggrunn (Etzelmüller et al., 2003). Permafrost i tunnelen ble funnet ned til omtrent 1600 m o.h., mens det på utsiden av fjellmassivet ble det funnet sporadisk permafrost ned til omtrent 1500 m o.h.

1.3.4 Gaustatoppens historiske og kulturelle betydning

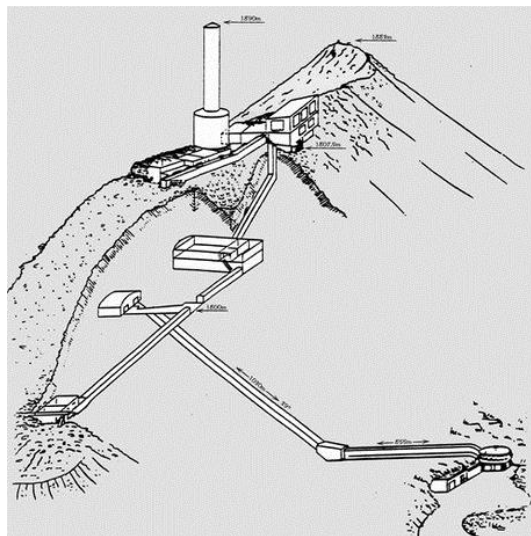
Gaustatoppen er et kjent landemerke i Norge og mer enn 30 000 personer besøker fjellet hvert år. Det var lenge spekulert i om Gaustatoppen kunne være Norges høyeste fjell, men dette ble avkreftet i 1810 av geolog Jens Esmark under det som er regnet som førstebestigningen av Gaustatoppen. Fjellet er mest kjent for sin utsikt, som er regnet som landets største, og i godt vær kan man fra toppen se ca. $\frac{1}{6}$ av Norge. I forbindelse med 200-års markeringen av førstebestigningen, ble hver av de 119 kommunene man kan se fra toppen bedt om å sende et eksemplar av kommunesteinen som ble brukt til å bygge en varde (figur 1.7).



Figur 1.7 - Varde oppført i forbindelse med 200-års markering av førstebestigningen av Gaustatoppen. Varden er satt sammen av kommunesteiner fra alle kommunene som er synlig fra toppen (Foto: Matias Gjøstein Sundal).

Rjukan, som ligger ved foten av Gaustatoppen, hadde stor betydning for Norge under 2. verdenskrig. En av de mest omtalte sabotasjeaksjonene ble gjennomført på Norsk Hydros fabrikk på Vemork. Fabrikken ble brukt til å produsere tungtvann som tyskerne brukte i sitt atomforskningsprogram. Militæraksjonen ble gjennomført av medlemmer fra Kompani Linge den 28. februar 1943 og er regnet som en svært viktig sabotasjeaksjon for den norske motstandsbevegelsen. Fabrikken ble raskt bygget opp igjen og den 16. november 1943 ble fabrikkanlegget bombet av amerikanske bombefly. 20. februar 1944 ble D/F Hydro senket i Tinnsjø. Denne fergen fraktet tungtvann som skulle til Tyskland, og etter denne hendelsen ble all produksjon av tungtvann flyttet til Tyskland.

Gaustabanen er en kabelbane (figur 1.8) som går inne i fjellet fra Langefonn til nær toppen av Gaustatoppen. Hensikten med banen var å frakte militært personell og utstyr til toppen i forbindelse med Forsvarets utbygging og vedlikehold av radiolinjer på Gaustatoppen, men også for å frakte turister til toppen. Siden Norge grenset til det daværende Sovjetunionen var utbyggingen av radiolinjer i Norge, og da et radiotårn på Gaustatoppen, av stor interesse for NATO i forbindelse med etterretning. Gaustabanen ble derfor finansiert av NATO. Banen stod ferdig bygget i 1959, men på grunn av Den kalde krigen ble ikke banen åpnet for turisme før i 2010.



Figur 1.8 - Illustrasjon av Gaustabanen. Banen består av en trikk, hvor man blir fraktet 850 m inn i fjellet. Man går deretter over i en kabelbane på 1030 m og med 39° stigning, hvor man fraktes til toppen (Gaustabanen.no, 2015).

1.4 Tidligere arbeid i området

Gaustamassivet vakte tidlig vitenskapelig interesse, og allerede i 1810 foretok Jens Esmark offisielle høydemålinger av toppunktet. Tidlig på 1900-tallet ble det gjort grundig geologisk arbeid på Gaustamassivet hvor Wyckoff (1933) publiserte en litostratigrafisk oversikt over bergartene på Gaustamassivet, noe som i grove trekk anses som korrekt i dag.

Ved Møsvatn ble det gjort undersøkelser av Vorren og Roaldset (1977). De benyttet seg av pollenanalyser og konkluderte med at de eldste avsetningene trolig var fra interglasiale perioden eem. Vorren (1977) rekonstruerte også isbevegelsen og lokaliseringen av isskillet på Hardangervidda, noe som er en viktig del av doktorgradsavhandlingen hans fra 1979. Under arbeidet beskriver han avsetninger fra området rundt Møsvatn og Mårvatn. Haug (2005) undersøkte disse sandavsetningene som er stratigrafisk lokalisert under et lag med diamikton, og foretok optisk stimulert luminescens-datering (OSL-datering). Dateringsresultatene ble brukt til å kartlegge utbredelsen til isdekket under sen-weichsel.

Sellier (1995) undersøkte Gaustamassivets geomorfologi og studerte blokkhavet. Han konkluderte med at blokkhavet var underliggende glasialt avsatte klaster, og at Gaustamassivet trolig har vært dekket av bre på et ubestemt tidspunkt.

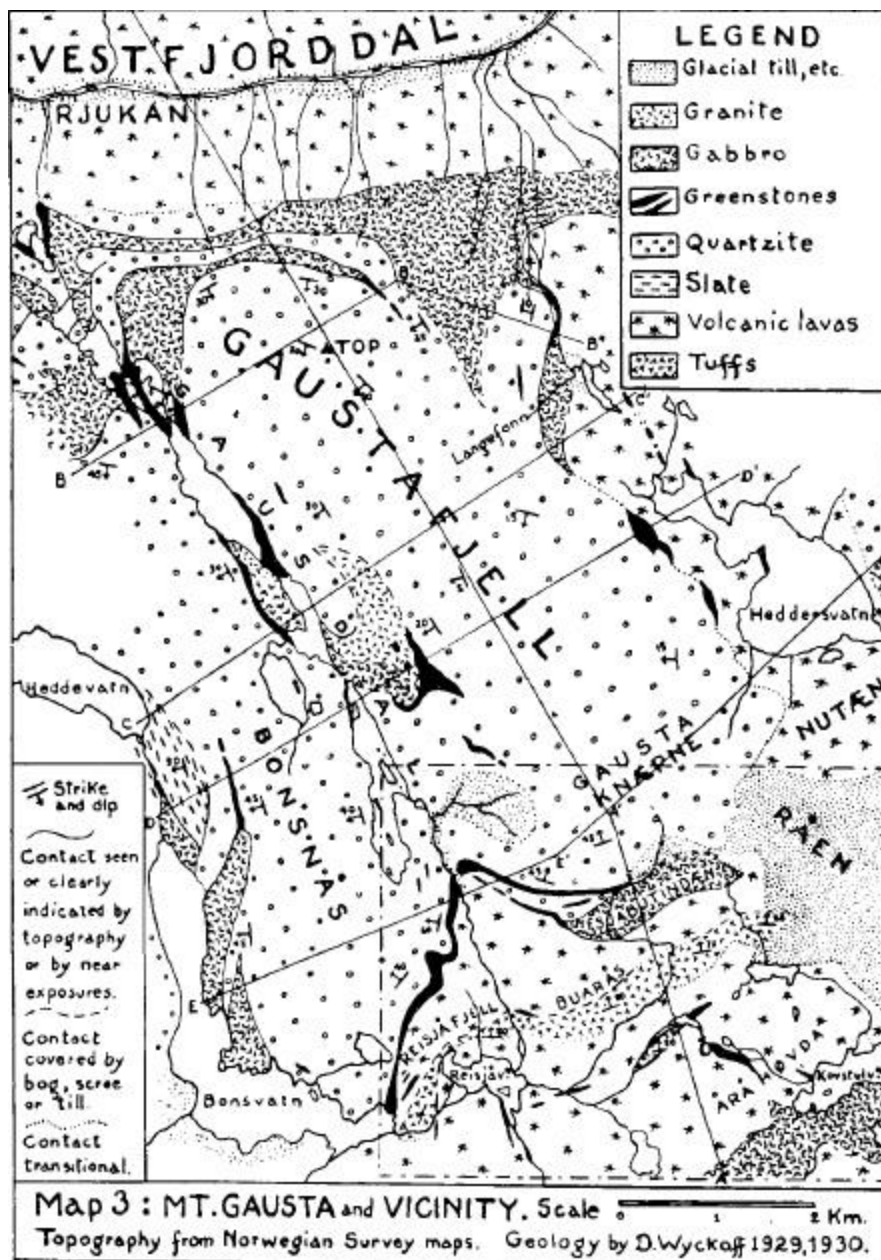
Det har også vært forsøkt å datere Gaustamassivet ved hjelp av ^{10}Be eksponeringsdatering (Linge et al., 2006). Steinflater på 9 ulike høyder mellom 1200 og 1883 m o.h. ble datert. Resultatene fra dateringen gir aldre på 11 ± 1 og 13 ± 1 ^{10}Be ka på toppen, mens 21 ± 1 og 29 ± 2 ^{10}Be ka 5 m nedenfor toppen. Ved 1715 m o.h. ble 80 ± 5 og 90 ± 5 ^{10}Be ka funnet. Konklusjonen på arbeidet er at det er to mulige scenarier som kan forklare hvordan aldre. Enten kan fjellmassivet vært omringet av et tynt isdekket under LGM, slik at Gaustamassivet stakk opp av isen, eller så har fjellmassivet vært dekket av flere tykke, ikke erosive isdekker.

I nyere tid er det foretatt detaljstudier av Gaustamassivets metasedimentære bergarter av Laajoki og Corfu (2007) og Lamminen og Köykkä (2010). Sistnevnte har også foretatt en proveniansanalyse av kvartskornene som utgjør kvartsitten på Gaustatoppen og konkluderte med at denne stammer fra det som i dag utgjør nordøstlige Laurentia, sørlige Grønland og Rockallplataet utenfor kysten av Scotland.

2 Bakgrunn

2.1 Geologisk historie

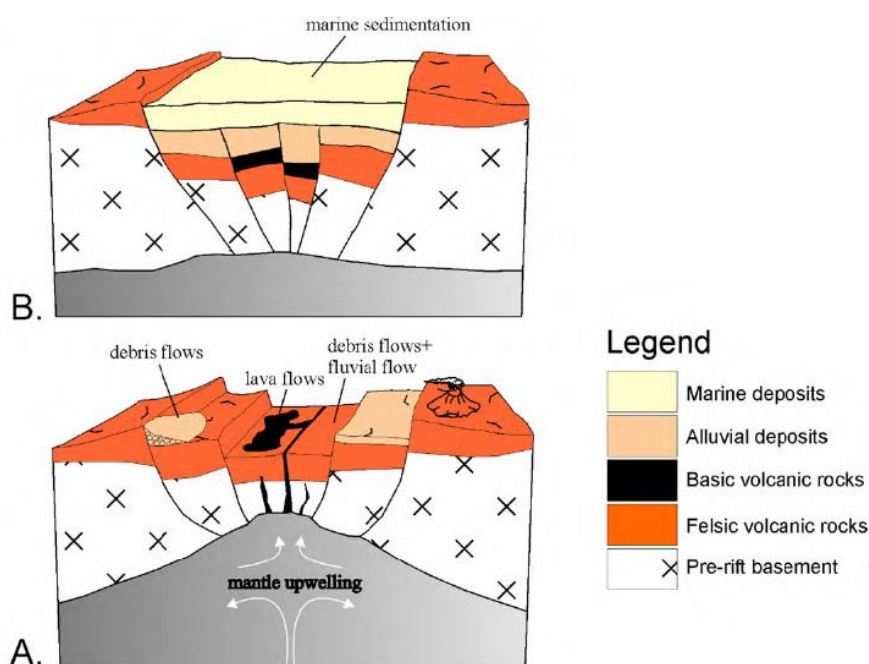
Wyckoff (1933) publiserte et omfattende arbeid om Gausta-området geologi, og kartla blant annet de ulike bergartene på Gaustamassivet og det omkringliggende området (figur 2.1). Til tross for at dette arbeidet ble utført for nesten 100 år siden, er berggrunnskartet hun tegnet tilnærmet korrekt, og kan fortsatt brukes som en pålitelig kilde.



Figur 2.1 - Berggrunnskart over Gaustamassivet. Figuren er modifisert fra Wyckoff (1933).

Den geologiske historien til Gaustatoppen er preget av tektonisk aktivitet, begravning og erosjon. For 1,5 milliarder år siden var Det baltiske skjoldet lokalisert ved ekvator (Buchan et al., 2000). Lamminen og Köykkä (2010) har foretatt detaljerte undersøkelser i Rjukanområdet. De undersøkte blant annet utviklingen til riftbassenget «Rjukanbassenget», og foretok også en proveniansanalyse for å finne kildeområdet til sedimentene. For omtrent 1,5 milliarder år siden dannet Det laurentiske og Det baltiske skjoldet et superkontinent, og nær kysten av dette superkontinentet oppstod det en rift. Før riften ble dannet, var det høy vulkansk aktivitet i området, noe som resulterte i dannelsen av Tuddalformasjonen, som består av felsiske metavulkanitter (Laajoki & Corfu, 2007).

Ekstensjonsstress i jordskorpen førte til dannelsen av en graben, som var starten på Rjukanbassenget. Dimensjonene på Rjukanbassenget er omtrent de samme som Osloriften (Sigmond, 1997) som ble dannet i perm, noe som tilsvarer omtrent 60 km bred og 200 km lang. På grunn av ekstensjonsregimet begynte mantelen å trenge seg opp gjennom jordskorpen og avsatte Vemorkformasjonen. Vemorkformasjonen består av metabasalter med innslag av vulkanske massestrømmer og fluviale sedimenter, og er en omtrent 2 km tykk sekvens (Laajoki & Corfu, 2007).



Figur 2.2 - Illustrasjon av utviklingen til Rjukanbassenget. De felsiske vulkanske bergartene er Vemorkformasjonen, alluviale avsetningene er Heddersvatnformasjonen, og marine avsetningene er Gaustaformasjonen. Figuren er en modifisert utgave fra (Lamminen & Köykkä, 2010).

Både Tuddalformasjonen og Vemorkformasjonen hører til Rjukangruppen, som ligger under Vindegg-gruppen. Figur 2.2 viser hvordan utviklingen til Rjukanbassenget med sedimentinnfylling foregikk. Den nederste formasjonen i denne gruppen er Heddersvatnformasjonen. Den 400 m tykke formasjonen består av massestrømvsetninger litifisert til konglomerater, og alluviale vifter som er litifisert til arkose (Lamminen & Köykkä, 2010). Rjukanbassenget ble etter hvert fylt av havvann og et tykt sanddekke ble avsatt. Dette sedimentdekket ble utsatt for mye bølgeaktivitet, noe som førte til at man i dag kan observere kryssjikt og bølgerifler (figur 2.3). Dette utgjør den 1,2 milliarder år gamle Gaustaformasjonen som består av en 98 % ren kvartsitt, og det er denne som utgjør de høyere delene av Gaustatoppen og Gaustaråen i dag. Sedimentasjonen i Rjukanbassenget fortsatte og det ble avsatt til sammen 7 km med fluviale og marine sedimenter. Sedimentene antas å ha sitt opphav fra nordøstlige Laurentia, sørlige Grønland og Rockallplatået (Lamminen & Köykkä, 2010).



Figur 2.3 - Bølgerifler i kvartsitt på Store Gaustakne (Foto: Matias Gjøstein Sundal).

Omtrent 1100 Ma kolliderte et ukjent kraton inn i Baltika fra sør, noe som resulterte i en orogenese (Bingen et al., 2005). Denne orogenesen resulterte i Den svekonorvegiske fjellkjeden. Kollisjonen mellom kratonene førte til at deler av berggrunnen sørøst for området der Rjukanbassenget lå, ble skjøvet over bassenget, og dermed begravde Rjukanbassenget og dets sedimenter. Sedimentene og bergartene i Rjukanbassenget ble på dette tidspunktet utsatt for lavgradsmetamorfose, noe som blant annet førte til at kvartsitten ble dannet.

Etter dannelsen og nedtæring av Den svekonorvegiske fjellkjeden fulgte en relativt stabil tektonisk periode hvor Laurentia og Baltika drev fra hverandre (Gee et al., 2008), og begge

brøt seg løs fra superkontinentet Rodinia. Innen slutten av proterozoikum var Den svekonorvegiske fjellkjeden erodert ned, og det antas at Det baltiske skjoldet var denudert til et peneplan (Högbom, 1910). Spredningen mellom Laurentia og Baltika førte til en kontinentrotasjon og åpningen av Iapetushavet mellom kontinentene (Torsvik et al., 1996).

Omtrent 425 Ma kolliderte Laurentia og Baltika på nytt og førte til at Den kaledonske fjellkjeden ble dannet (Torsvik et al., 1996). Denne fjellkjeden ble dannet ved at Iapetushavet og Baltika ble presset inn under Laurentia. Det antas at Den kaledonske fjellkjeden var omtrent 9000 meter høy (Gabrielsen et al., 2010), noe som har utsatt de underliggende bergartene for ytterligere metamorfose. Fjellkjedens levetid var relativt kortvarig, og innen slutten av perm var fjellkjeden erodert bort. Beregninger viser at det tok omtrent 70 millioner år fra den var på sitt høyeste til den var erodert ned (Gabrielsen et al., 2010). Det er lite som tyder på at bergartene i Gaustaområdet gjennomgikk noe særlig deformasjon eller metamorfose under Den kaledonske fjellkjeden.

Tiden som fulgte var tektonisk rolig og en havarm trengte seg inn mellom Baltika og Laurentia som da var en del av superkontinentet Pangea. Dette førte til at klimaet endret seg fra tørt til fuktig, noe som medførte økt forvitring (Ramberg et al., 2007) og resulterte i utviklingen av Den paleiske flaten i Sør-Norge (Gjessing, 1967). Det er antatt at flere av de høyeste fjellene som man finner i Norge i dag, slik som Jotunheimen, Lyngsalpene og Gaustatoppen, stakk opp over Den paleiske flaten. Dette fordi disse fjellområdene består av bergarter som er motstandsdyktige mot forvitring i et varmt og fuktig klima. For omtrent 65 Ma siden begynte Baltika og Laurentia drive fra hverandre igjen, og dagens Atlanterhavet ble dannet.

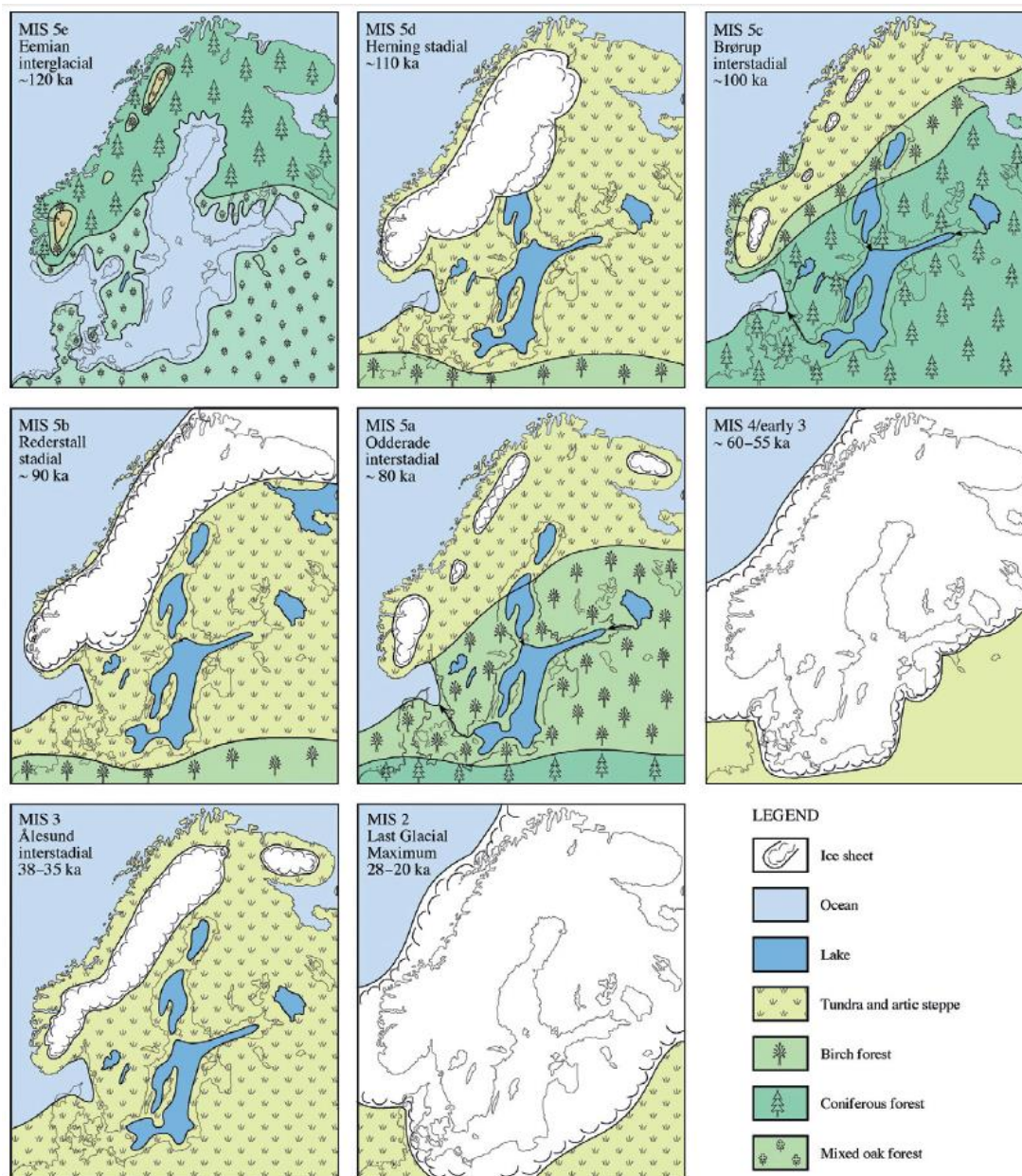
De siste årene har det også blitt utarbeidet en annen teori for hvordan landskapet i Norge ble utviklet i tiden etter Den kaledonske fjellkjeden. Denne modellen kalles for ICE-modellen, som står for isostasi, klima og erosjon (Nielsen et al., 2009). ICE-modellen stiller spørsmål ved hvorvidt Den paleiske flaten eksisterte, og hvordan det kan ha foregått en tektonisk heving av peneplanet uten at noen platetektonisk bevegelse var involvert. ICE-modellen mener derfor at dagens høyfjellsområder i Norge er rester etter Den kaledonske fjellkjeden (Nielsen et al., 2009), og at forvitring etterfulgt av glacial erosjon har skåret ut det landskapet vi kjenner i dag. Denne teorien forklarer dannelsen av plataområdene ved glacial aktivitet som har jevnet ut flatene, etterfulgt av periglasielle prosesser, noe som kalles for «the glacial

buzzsaw» eller den glasiale sirkelsagen (Mitchell & Montgomery, 2006). Dette er en omdiskutert modell og Lidmar-Bergström et al. (2013) mener at denne modellen ikke fungerer for Den skandinaviske fjellkjeden ettersom man på østsiden finner flater med ulike erosjonsbasis. Pedersen og Egholm (2013) mener at den glasiale sirkelsagen har foregått i forbindelse med de små og kortlevde breene i begynnelsen av kvartær, men etter at isdekkene ble større for om lag 0,9 Ma ble disse flatene dekket av kaldbasert is, noe som har bevart dem.

For 2,58 millioner år siden begynte perioden kvartær som var en tid karakterisert av et varierende klima. Marine oksygenisotoper og funn av isdroppet materiale er viktig for å identifisere eldre istider, da det siste isdekket fraktet nesten alle tidligere avsetninger ut på kontinentalsokkelen (Olsen et al., 2013). På kontinentalsokkelen er det funnet isdroppet materiale som er eldre enn kvartær, noe som kan bety at den første breerosjonen i Norge var allerede for 11 millioner år siden (Mangerud et al., 1996). Hvor mange istider det har vært i Norge gjennom kvartærperioden er usikkert, men marine oksygenisotoper indikerer at det har vært flere titalls glasieringer (Mangerud, 2004). Isdekkene som la seg over Skandinavia har først blitt dannet i Den skandinaviske fjellkjeden og ekspandert utover. Glasieringenene har hatt stor påvirkning på hvordan Norge ser ut i dag, og estimater viser at berggrunnen i Midt-Norge ble senket med omtrent 520 m som følge av erosjon fra isdekkene (Dowdeswell et al., 2010).

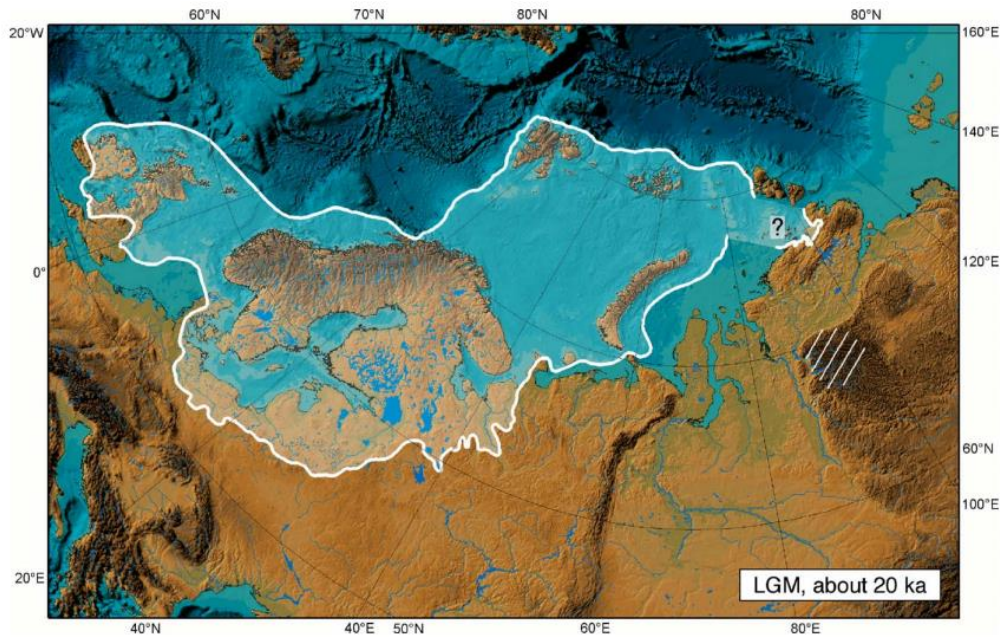
2.2 Weichsel

Siden det er mangel på kunnskap om hvor mange og hvilke egenskaper som isdekkene i området rundt Gaustamassivet hadde, er det viktig med kjennskap til hvordan isdekkene oppførte seg i andre deler av landet for å forstå isdynamikken rundt Gaustamassivet. Weichsel er det nordeuropeiske navnet på den siste glasiale perioden som omfatter marine isotop stadiene (MIS) 5d til og med 2, med andre ord fra omtrent 115 000 år siden til 11 700 år siden (Mangerud et al., 2011). Den glasiale perioden weichsel er karakterisert av flere stadialer hvor isdekket strakk seg helt frem til kontinentalsokkelen utenfor norskekysten, og interstadialer der isdekket var begrenset til høyfjellsområdene i Den skandinaviske fjellkjeden (figur 2.4). Innlandsisen i sen-weichsel var mest sannsynlig bare litt mindre enn de største som har vært i Norge (Mangerud, 2004), og den var på sitt største for omtrent 20 000 år siden (figur 2.5).



Figur 2.4 - Illustrasjon som viser utbredelsen til Det skandinaviske isdekket og vegetasjonen i området rundt gjennom ulike marin isotop stadier (Mangerud et al., 2011). Vegetasjonen kan gi god informasjon om temperaturforholdene i områdene rundt isdekket.

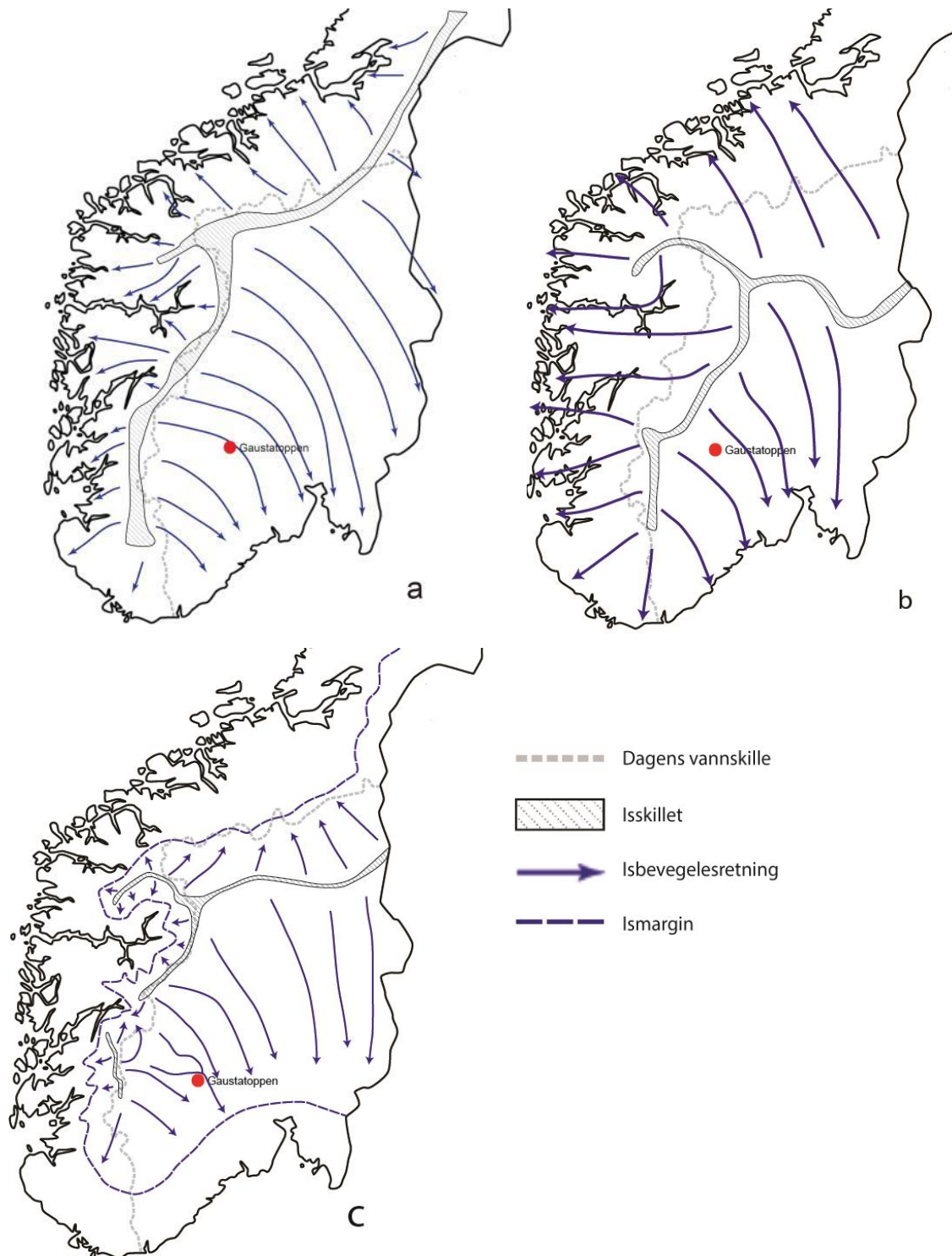
I følge Helmens et al. (2007) skal isdekket under MIS 3 ha vært relativt lite, og trolig bare dekket Den skandinaviske fjellkjeden. Under interstadialene brørup (MIS 5c) og odderade (MIS 5a) var isdekkene enda mindre og mer oppsprukket (Mangerud et al., 2011).



Figur 2.5 - Oversiktskart over den største utbredelsen til isdekket under weichsel. Dette skjedde for omtrent 20 000 år siden og blir omtalt som «siste glasiiale maksimum» (LGM). Den maksimale utbredelsen skjedde på noe ulik tid på ulike steder rundt isdekket (Svendsen et al., 2004).

I følge Vorren (1977) kan weichsel deles inn i fire faser basert på isbevegelsesmønstre. Fase I (tidlig weichsel) og fase II (midt weichsel frem til omtrent 27-25 000 år siden) hadde mer eller mindre like isbevegelsesmønstre, hvor isskillet lå på den vestlige delen av Hardangervidda, 10-15 km vest for vannskillet (figur 2.6a). Under fase III (27-25 000 år siden til 15-13 000 år siden) migrerte isskillet og la seg omtrent 50 km sørøst for isskillet under fase II (figur 2.6b).

I fase IV (preboreal) var isdekket i ferd med å smelte bort og isbevegelsesmønsteret er derfor mye mer komplekst enn i de tidligere fasene (figur 2.6c). Som figur 2.6 viser, kan endringene i isskillet's posisjon og isbevegelsesmønsteret hatt en betydning for glasieringshistorien til Gaustatoppen. Under fase I og II hadde isdekket en sørøstlig retning i området rundt Gaustamassivet, mens under fase III hadde isdekket en noe mer sørlig retning.

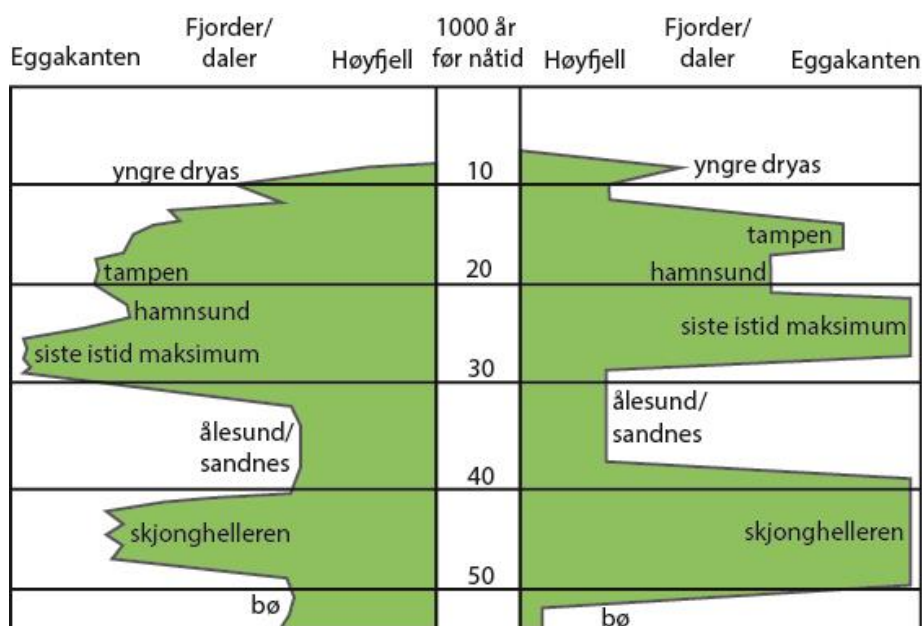


Figur 2.6 - Paleo-isbevegelsesmønstre i de ulike fasene a) pre-LGM, b) LGM og c) sennglasialt. Figurene er modifisert fra Vorren (1977).

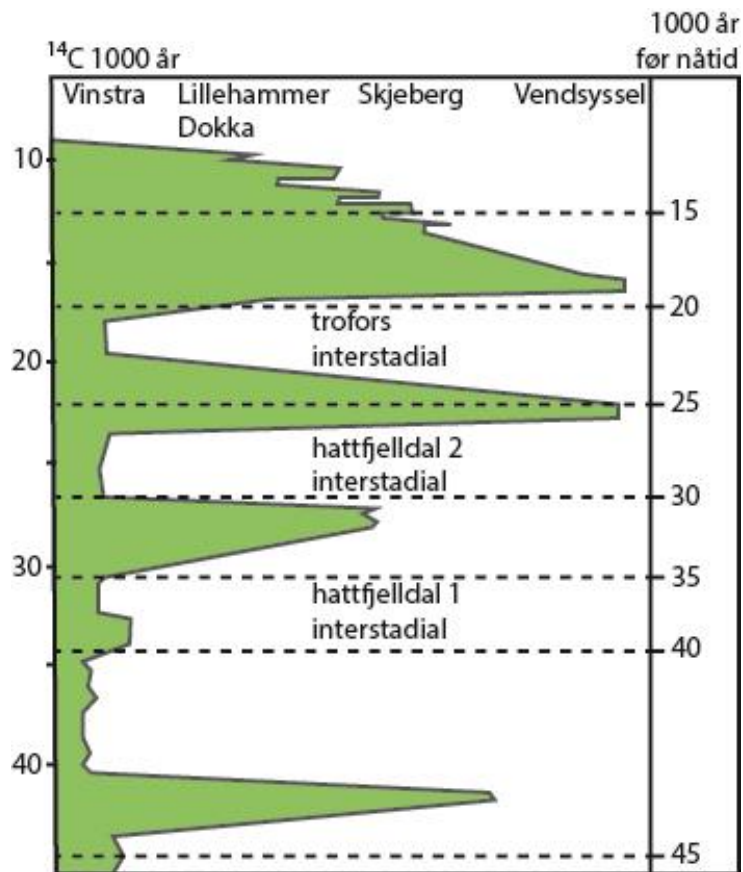
De siste årene har det vært diskusjon rundt hvorvidt isdekket under sen-weichsel kan ses på som ett stort isdekke, eller om isdekket var mye mer komplekst. Dahl et al. (1997) mener at det i denne perioden var flere botnbreer i Rondane og konkluderer med at isdekket under

ynge dryas (11 000 – 10 300 ka) ikke kan ha vært så stort som først antatt. Dette strider imot teorien om ett stort isdekke der isoverflaten trolig lå på omkring 2000–2500 m o.h., noe som også støttes av flere andre modeller (Näslund et al., 2003; Forsström & Greve, 2004; Mangerud, 2004; Siegert & Dowdeswell, 2004; Lambeck et al., 2010; Mangerud et al., 2011). Det er også flere eksempler der eksponeringsaldre tyder på at isen ikke var så tykk og at flere topper stakk opp av isen som nunataker (Nesje & Dahl, 1992; Goehring et al., 2008; Dahl et al., 2010).

Det forekommer tre godt etablerte modeller for utbredelsen av det skandinaviske isdekket under siste del av weichsel (Sejrup et al., 2000; Olsen et al., 2001; Mangerud, 2004). Sejrup et al. (2000) og Mangerud (2004) sine modeller (figur 2.7) tar for seg utbredelsen av is på Vestlandet, og ulikhetene her er stort sett tidsmessige forskjeller, der isdekket er antatt å ha trukket seg tilbake mot isskillet. Olsen et al. (2001) har gjennomført en rekke ^{14}C -dateringer fra store deler av landet for å rekonstruere isutbredelsen, og er en av få som har rekonstruert isfluktuasjoner på Østlandet. Det som skiller modellen til Olsen et al. (2001) fra de to andre modellene er at han har korrelert fluktasjonene med tre interstadialer fra Nord-Norge; hattfjelldal 1, 2 og trofors. Olsen et al. (2001) har laget en glasiasjonskurve for Oslofjordområdet og innover til Vinstra (figur 2.8) som kan gi indikasjoner på fluktasjonene til isdekket på sør- og østsiden av isskillet under sen-weichsel. Felles for alle modellene er at under fluktasjonene i isdekket har isfronten trukket seg tilbake mot isskillet.



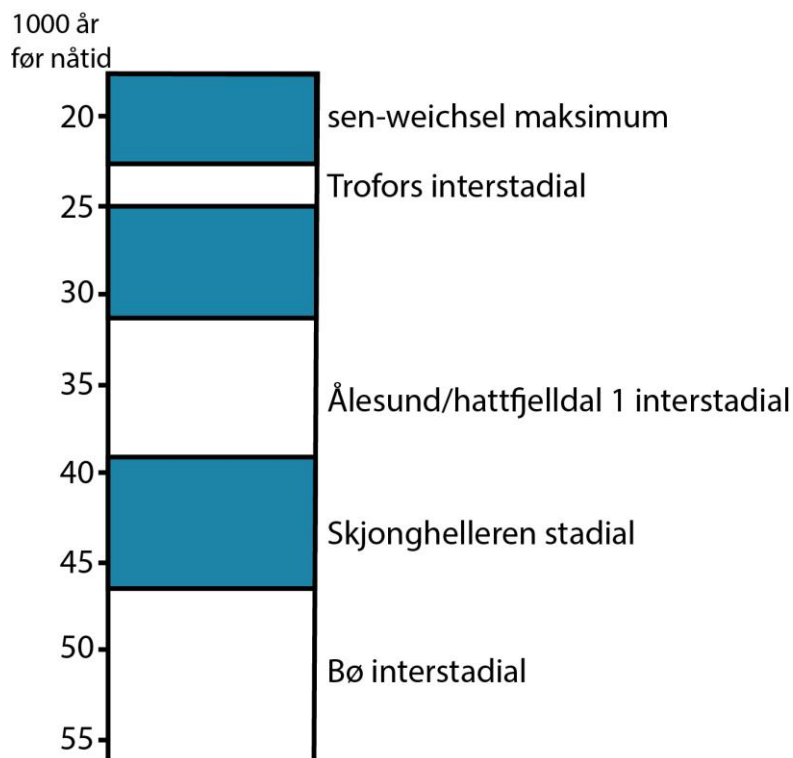
Figur 2.7 - Glasiasjonskurve fra Mangerud (2004) (t.v.) og Sejrup et al. (2000) (t.h.) for Vestlandet de siste 50 000 årene. Merk at de ulike stadialene og interstadialene er noe forskjøvet i forhold til hverandre.



Figur 2.8 - Glasiationskurve for Indre Østlandet og sørover til Danmark fra Olsen et al. (2001). Omgjøring av aldre fra ^{14}C til kalenderår er gjort av Hughen et al. (2004). Om man sammenligner denne glasiationskurven med Sejrup et al. (2000) og Mangerud (2004) mener disse at det har vært et svært isdekke mellom 25 000 og 20 000 år siden hvor Olsen et al. (2001) mener at trofors interstadial har funnet sted.

2.3 Glasial aktivitet i Gaustatoppen-området under sen-weichsel

Vorren (1979) beskrev flere lokaliteter i området rundt Møsvatn og Mårvatn hvor det var avsatt diamikton over godt sorterte sandlag. Mellom diamiktonet og sandlagene er det en erosjonsflate. Diamiktonet ble tolket til å være bunnmorene og antatt å ha blitt avsatt av et tykt isdekke under LGM. Haug (2005) brukte OSL til å datere disse sandavsetningene for å undersøke hvordan isutbredelsen hadde vært på sørøstre del av Hardangervidda. Basert på resultatene fra dateringene ble det utarbeidet en glasieringskurve for dette området (figur 2.9). Glasieringskurven viser at det har vært svært hurtige fluktasjoner i isdekket under sen-weichsel, noe som også antydes som en mulighet av Linge et al. (2006). Konklusjonen til Haug (2005) er at området var dekket av kald og ikke-erosiv is flere ganger mellom Bø interstadial og LGM, i tillegg til at området har vært isfritt. Under LGM har istykkelsen økt så mye at trykksmeltepunktet i bresålen ble nådd og dermed ble morenen avsatt. Den tempererte isen kan bare ha eksistert i en kort periode, ellers ville trolig mer av sandlagene blitt erodert bort.



Figur 2.9 – Figur som viser når de sørøstlige delene av Hardangervidda var dekket av is (blå) og når området er antatt å ha vært isfritt (hvit). De ulike stadialene og interstadialene er antatte korrelasjoner med glasieringskurver fra andre deler av landet (Haug, 2005). Figuren er modifisert fra Haug (2005).

2.4 Temperaturfordelingen i isdekkene under sen-weichsel

Temperaturfordelingen inne i breer varierer, der noen deler av breen kan være under frysepunktet, mens andre deler er på trykksmeltepunktet. Trykksmeltepunktet til breis minker med $0,072 \text{ }^\circ\text{C}/\text{MPa}$ (Benn & Evans, 2010), noe som betyr at desto tykkere breen er, desto lavere er trykksmeltepunktet. Cuffey og Paterson (2010) har målt temperaturgradienten nedover i breer og funnet ut at temperaturen i gjennomsnitt synker med omtrent $1,8 \text{ }^\circ\text{C}/100\text{m}$.

Hvis breen er på trykksmeltepunktet blir den betraktet som en temperert bre, og er da varmbasert (Dahl et al., 1997). Hvis breen er under trykksmeltepunktet blir den betraktet som en polar bre og er da kaldbasert og frosset fast i underlaget. Til tross for dette kan det foregå abrasjon under en kaldbasert bre, da klastene som er frosset fast i bresålen vil bli utsatt for drivkrefter som følge av intern deformasjon i breen (Drewry, 1986). En temperert bre har mye høyere erosjonsevne enn en polar bre, da stadige smelte- og fryseprosesser i bresålen fører til en mer effektiv plukking av sedimenter som fryser fast i bresålen, som igjen kan være med på å slipe underlaget. I tillegg vil vannet i bresålen smøre underlaget slik at breen glir lettere over underlaget.

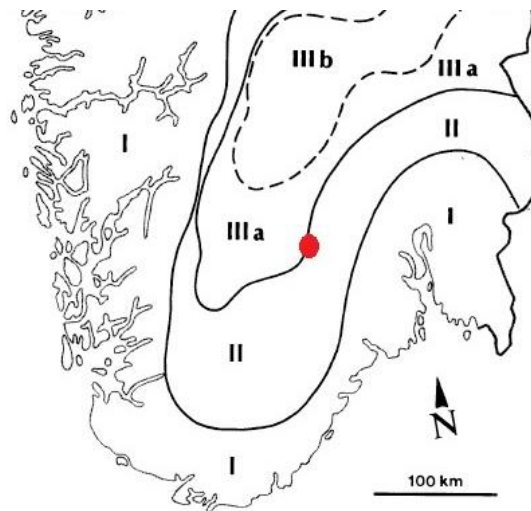
I følge Dahl et al. (1997) er det flere faktorer som kan ha en betydning for en endring av temperaturforhold i bresålen:

- Lufttemperatur under akkumulasjon av snø
- Friksjonsvarme dannet som følge av intern deformasjon
- Endringer i geotermiske påvirkning fra berggrunnen
- Den vertikale hastigheten til lufttemperaturen gjennom isen
- Den tiden det tar å bygge opp et isdekke

I tillegg til dette mener Sollid og Sørbel (1994) at også tykkelsen på isdekket er en viktig faktor, siden temperaturen stiger konstant nedover.

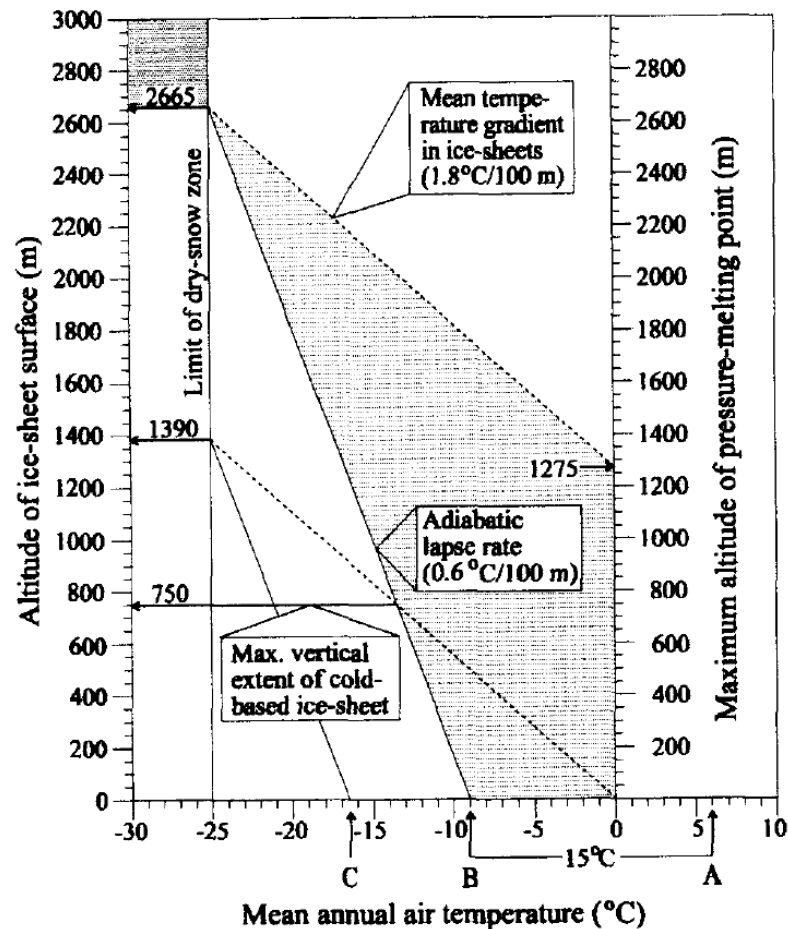
Til tross for at uenigheten rundt tykkelsen på isdekket er stor, er det allmenn akseptert at Det skandinaviske isdekket både var varm- og kaldbasert (Sugden, 1977; Sollid & Sørbel, 1982, 1984, 1988; Kleman & Borgström, 1990; Sollid & Sørbel, 1994; Kleman & Hättestrand, 1999; André, 2002; Kleman et al., 2008). Sollid og Sørbel (1994) har kartlagt glasiale landformer rundt om i Sør-Norge og, basert på disse, delt Norge inn i tre ulike soner (figur 2.10). Inndelingen indikerer hvilke temperaturforhold isdekket har hatt under avsetningen av de ulike glasiale landformene. Sone I er tolket til å være preget av en varmbasert bre, mens

sone III er tolket til å være varmbasert i lave høyder, og kaldbasert høyere oppe i isdekket. Sone II er en overgangssone og er preget av en kontinuerlig tilbaketrekning av isfronten, trolig under sen-weichsel, og flere eskere kan tyde på subglasial drenering. I følge Kleman og Hättstrand (1999) var store deler av Skandinavia dekket av kald og stabil is.



Figur 2.10 - Inndeling av Sør-Norge basert på utbredelsen av glisiale landformer. Sone I er dominert av endemorener. Sone II har nesten ingen endemorener, men er dominert av drumliner. Det er også funnet flere laterale smeltevannskanaler i høytliggende områder. Sone III er dominert av rogenmorener, men det er også funnet en del drumliner. Gaustamassivet (rød prikk) ligger på grensen mellom sone II og III. Figuren er modifisert fra Sollid & Sørbel (1994)

Studier viser at temperaturen i Nord-Danmark var omtrent 15 °C lavere enn dagens gjennomsnittstemperatur under sen-weichsel (Frenzel et al., 1992). Denne temperaturen er likevel ikke lav nok til at Det skandinaviske isdekket skulle vært kaldbasert helt ned til kysten (Dahl et al., 1997). Dette ville krevd en gjennomsnittlig årstemperatur på om lag -16 °C. Forholdet mellom den adiabatisk temperaturendringen og den gjennomsnittlige temperaturgradienten i isdekker viser at et kaldt isdekke maksimalt kan være 750 m tykt før det når trykksmeltepunktet (figur 2.11). Basert på beregningene til Dahl et al. (1997) vil den maksimale høyden på tørr-snøsonen være 2665 m o.h., da det er antatt at gjennomsnittstemperaturen må være -25 °C eller kaldere om det ikke skal foregå noe smelting i løpet av sommersesongen (Cuffey & Paterson, 2010).

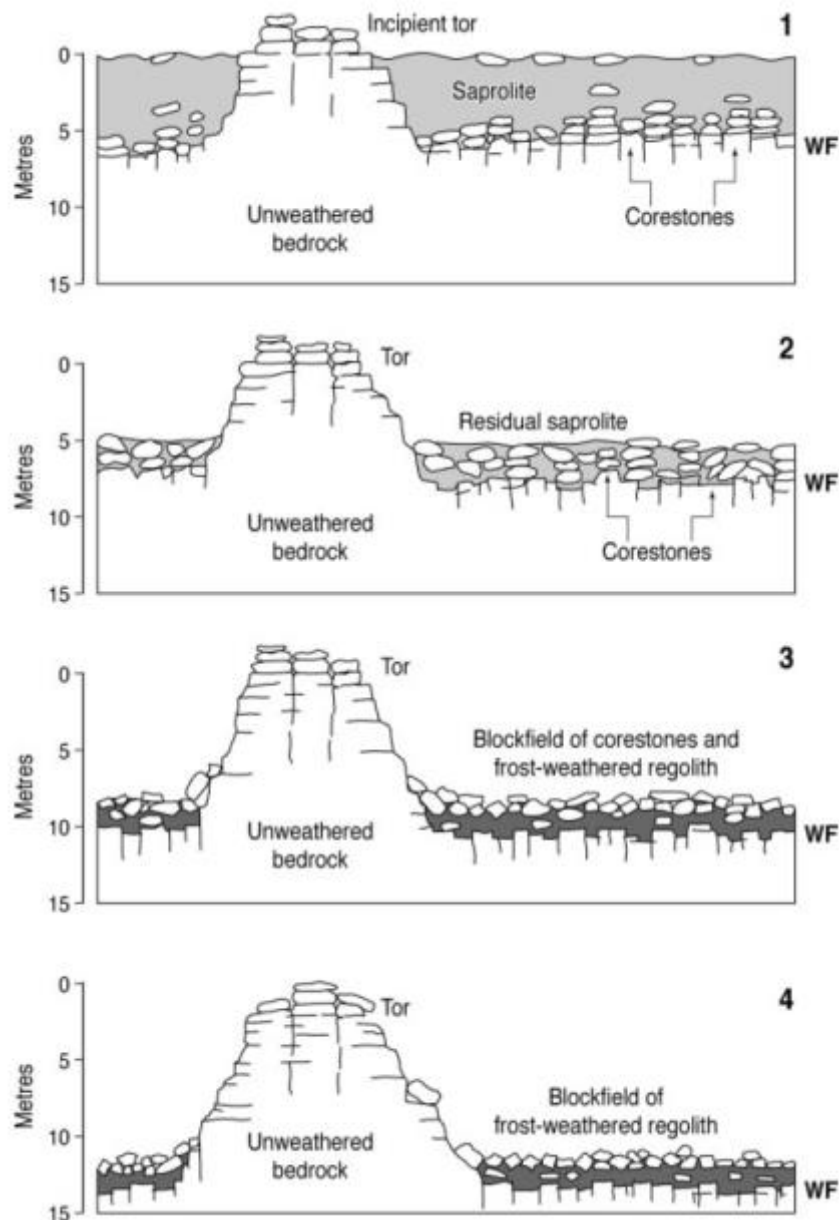


Figur 2.11 – Grafisk fremstilling av forholdet mellom den adiabatisk temperaturendringen og den gjennomsnittlige temperaturgradienten i isdekker. A indikerer dagens årsmiddeltemperatur i kystbyene Bergen, Oslo og Trondheim, mens B indikerer en temperatursenkning på 15 °C, som er den antatte årsmiddeltemperaturen ved norskekysten under sen-weichsel. C indikerer temperaturen som kreves for at Det skandinaviske isdekket skulle ha vært kaldbasert helt ned til kysten (Dahl et al., 1997).

2.5 Blokkhav og paleonunataker

Med blokkhav menes ofte et sammenhengende dekke av blokker uten mye finmateriale (Ballantyne & Harris, 1994). Et autoktont blokkhav er et blokkhav som består av stedegent materiale, mens et alloktont blokkhav er blokkhav som består av ikke-stedegent materiale (Ballantyne, 2010). Det har vært mye forskning på blokkhav for å finne ut hvordan og når de ble dannet, og hvordan man kan bruke disse til å rekonstruere glasiasjonshistorien til et område (Nesje et al., 1987; Nesje & Dahl, 1992; Juliussen & Humlum, 2007; Kleman & Glasser, 2007; Ballantyne, 2010; Fabel et al., 2012). Det er enighet om at blokkhav kan ha vært dekket av is, og det er funnet flere bevis på at både blokkhav og andre ukonsoliderte sedimenter kan overleve under et isdekke (Lagerbäck & Robertsson, 1988; Fabel et al., 2002; Briner et al., 2003; Juliussen & Humlum, 2007). For at dette skal være mulig må isdekket være kaldbasert og frosset fast i underlaget slik at erosjonen er minimal (Kleman & Glasser, 2007). Varanger-halvøya er dekket av blokkhav med flyttblokker oppå og laterale smeltevannskanaler har skåret seg ned i blokkhavet (Fjellanger et al., 2006). Her har det blant annet blitt funnet flere flyttblokker oppå blokkhavet, samt flere smeltevannskanaler, noe som tyder på at blokkhavet har vært dekket av is. Flyttblokker kan man også finne oppå blokkhavet på Gaustamassivet (Sellier, 1995).

Det finnes minst to modeller for dannelsen av blokkhav (Ballantyne, 2010), den neogene modellen og den periglasiale modellen. Den neogene modellen mener at blokkhavsområdene ble utsatt for dyp kjemisk forvitring under neogen, sprukket opp og overlevd under isdekkene gjennom kvartær. Den periglasiale modellen mener at blokkhavene ble dannet på grunn av forvitring og frostsprengning i kalde miljøer under kvartær. Ulike undersøkelser av alderen til torer og deres tilknytning til blokkhav har vist at det har foregått en overflatesenkning i løpet av kvartær (Small et al., 1997; Small et al., 1999; Phillips et al., 2006). Ballantyne (2010) har laget en generell modell som forklarer hvordan utviklingen av blokkhav har foregått, hvor det er tatt hensyn til forekomsten av neogent materiale i enkelte blokkhav, overflatesenkning og glasial og periglasial aktivitet (figur 2.12). Modellen forklarer også utviklingen til torer. Før pleistocen (stadium 1) ble overflatedekket utsatt for mye kjemisk forvitring, som førte til dannelse av saprolitt, svært kjemisk forvitret berggrunn. Store deler av dette ble erodert bort under et kaldere klima (stadium 2), noe som førte til at konsentrasjonen av større klaster ved overflaten økte. Det kalde klimaet førte også til frostforvitring, og dette materialet blandet seg med kjernesteiner (stadium 3). Over lengre tid økte mengden av frostforvitret materiale og slik ble det utviklet et blokkhav (stadium 4).



Figur 2.12 - Illustrasjon av utviklingen til autoktone blokkhav og torer (Ballantyne, 2010). Stadige 1 er før pleistocen alder, stadige 2 er tidlig pleistocen, stadige 3 er midt pleistocen og stadige 4 er sen pleistocen og tiden like etter. WF (forvitringsfront) indikerer grensen mellom forvitret regolitt og berggrunn. Med regolitt menes løsmasselag og svært oppsprukket berggrunn.

Denne modellen baserer seg på to antagelser (Ballantyne, 2010). Den ene er at det var permafrost under blokkhavet under utviklingen. Dette førte til at vann ikke ble drenert fra bunnen av blokkhavet, noe som igjen førte til at blokkhavsdannelsen ble begrenset til det aktive laget og dermed ikke kunne bli dypere. Den andre forutsetningen er at frostsprengning var hovedårsaken for løsrivningen av blokkene som til slutt utgjorde blokkhavet. Man kan på bakgrunn av dette trolig anta at blokkhav generelt sett begynte å bli dannet tidlig i pleistocen, men modnet ved hjelp av frostprosesser gjennom hele pleistocen.

I et blokkhav vil hulrommet skape en kjølede effekt som bidrar med å bevare permafrosten i området (Juliussen & Humlum, 2007). Dette vil også ha en effekt på snødekke som ligger oppå isdekket. Den kjølede effekten fra blokkhavet vil føre til at temperaturen i snødekket senkes og det vil dermed ta lengre tid for snøen å smelte. Den samme effekten vil også kunne påvirke et eventuelt isdekke som ligger oppå blokkhavet, og trolig føre til en nedkjøling av isdekket. Dette kan igjen føre til at isdekket blir kaldbasert og dermed øke sannsynligheten for at blokkhavet blir bevart.

En paleonunatak er en fjelltopp som stakk opp av isen under siste istid. Hvorvidt det stakk nunataker opp av innlandsisen er en diskusjon som har foregått siden 1800-tallet (Blytt, 1876; Sernander, 1896), da botanikere mente at fjelltopper kunne ha fungert som refugier for arter man trodde hadde overlevd istiden (Nordhagen, 1936; Dahl, 1955; Gjærevoll, 1963; Gjærevoll & Ryvarden, 1977; Dahl, 1992). Dette omtales som overvintringsteorien og står i motsetning til «tabula rasa»-hypotesen, som går ut på at isdekkets utbredelse førte til at alt liv ble utryddet. Basert på molekylærgenetikk og fossile data konkluderte Brochmann et al. (2003) med at paleonunataker ikke var en forutsetning for dagens botaniske utbredelse av fjellflora.

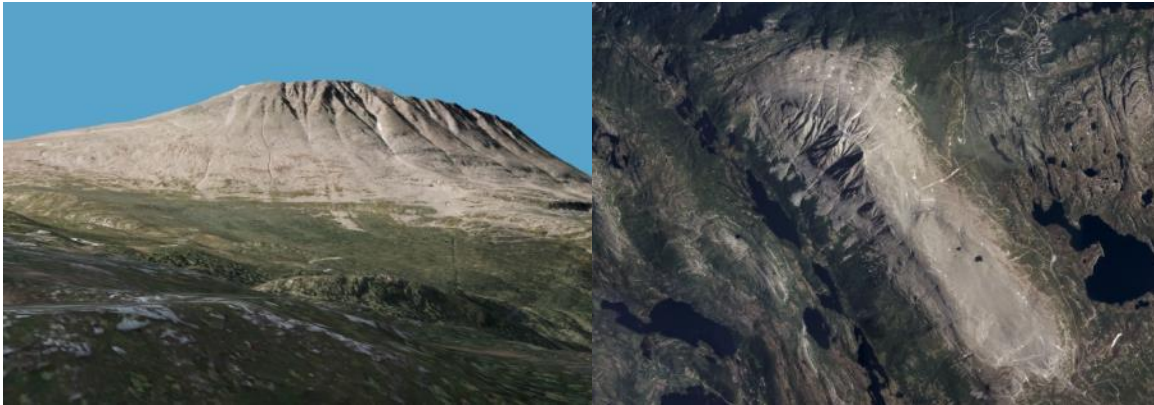
Det har lenge vært antatt at svært forvitrede fjelltopper trolig er en indikasjon på at disse var isfrie da landområdene rundt var dekket av de store isdekkene. I Gudbrandsdalen og Østerdalen derimot, kan man finne blokkhav som strekker seg så langt ned i terrenget at det blir satt spørsmål ved om det er realistisk at isdekket kan ha vært så tynt (Ramberg et al., 2007). I følge Ballantyne (1998) er en periglacial trimlinje den maksimale høyde hvor en bre har fjernet løsmasser, og kjennetegnes ved at berggrunnen og løsmassene ovenfor trimlinjen er utsatt for forvitring over lengre tid enn berggrunnen og løsmassene nedenfor. Selv om trimlinjer gjenspeiler den øvre grensen for glacial erosjon, men dette er ikke nødvendigvis synonymt med isdekkets tykkelse. Forutsetningen for at isdekket skal ha dekket området over trimlinjen er at isdekket var kaldbasert og dermed frosset fast i underlaget slik at minimalt med erosjon har foregått her (Kleman & Glasser, 2007). Dette stemmer ikke overens med Nesje et al. (1987) sin studie, hvor trimlinjer, blokkhav og glacial landformer på 65 topper mellom Sunnmøre og Jotunheimen. Studiet viste at trimlinjen falt med 7 m/km mot kysten, og det ble derfor konkludert at flere av toppene i disse områdene trolig ikke var dekket av is under sen-weichsel. Fjelltoppen Skåla (1848 m o.h.) ligger i dette området og er dekket av blokkhav som strekker seg fra toppen og ned til 1660 m o.h. (Brook et al., 1996). Brook et al.

(1996) brukte ^{10}Be og ^{26}Al eksponeringsdatering av blokkhavet på Skåla og kom frem til aldre høyere enn 55 ka. Dette er trolig total varighet av eksponering, noe som gjør at det er vanskelig å fastslå om toppen var isfri før LGM. Dette betyr at det er viktig med flere bevis for glasial tilstedeværelse for å kunne bekrefte om et blokkhav har vært dekket av is eller ikke. Flere steder på Gaustamassivet er det funnet spor etter glasiøle avsetninger oppå blokkhavet (Sellier, 1995), noe som tyder på at fjellet har vært delvis eller helt dekket av isen. Hvorvidt Gaustamassivet har vært en nunatak eller ikke, er noe som vil bli diskutert senere i oppgaven.

3 Metode

3.1 Feltforberedende arbeid

Under forberedelsene til feltarbeidet ble det benyttet flere digitale verktøy for å bli kjent med Gaustamassivet og de omkringliggende områdene. Kartdatabasen norgebilder.no ble brukt til å undersøke flyfoto over området (figur 3.1). 3D - plattformen «Norge i 3D» ble benyttet for å få en oversikt over topografien til fjellmassivet og til å kjenne igjen forskjellige terrengformer og geomorfologiske enheter.



Figur 3.1 - Skjermdump av Gaustatoppen fra 3D-plattformen Norge i 3D (venstre) og flyfotodatabasen norgebilder.no (høyre).

Digitale løsmassekart (NGU, 2015) ble også benyttet til å undersøke kvartærgeologiske- og geomorfologiske elementer, men siden toppen ikke er kartlagt detaljert var dette mindre nyttig. Det samme gjaldt digitale berggrunnskart (NGU, 2014), siden disse heller ikke er spesielt detaljerte.

I forbindelse med et feltkurs til Finseområdet i august 2014 ble det samlet inn bergartsprøver fra de ulike bergartene fra området. Finse og Hardangerviddaområdet ble ansett som et potensielt kildeområde for flyttblokker til Gaustamassivet basert på rekonstruksjonen av isbevegelsesmønsteret til Vorren (1977). Hensikten med innsamling av bergartsprøver var å sammenligne disse prøvene med bergartsprøvene som ble samlet inn på Gaustamassivet.

3.2 Feltarbeid på Gaustamassivet

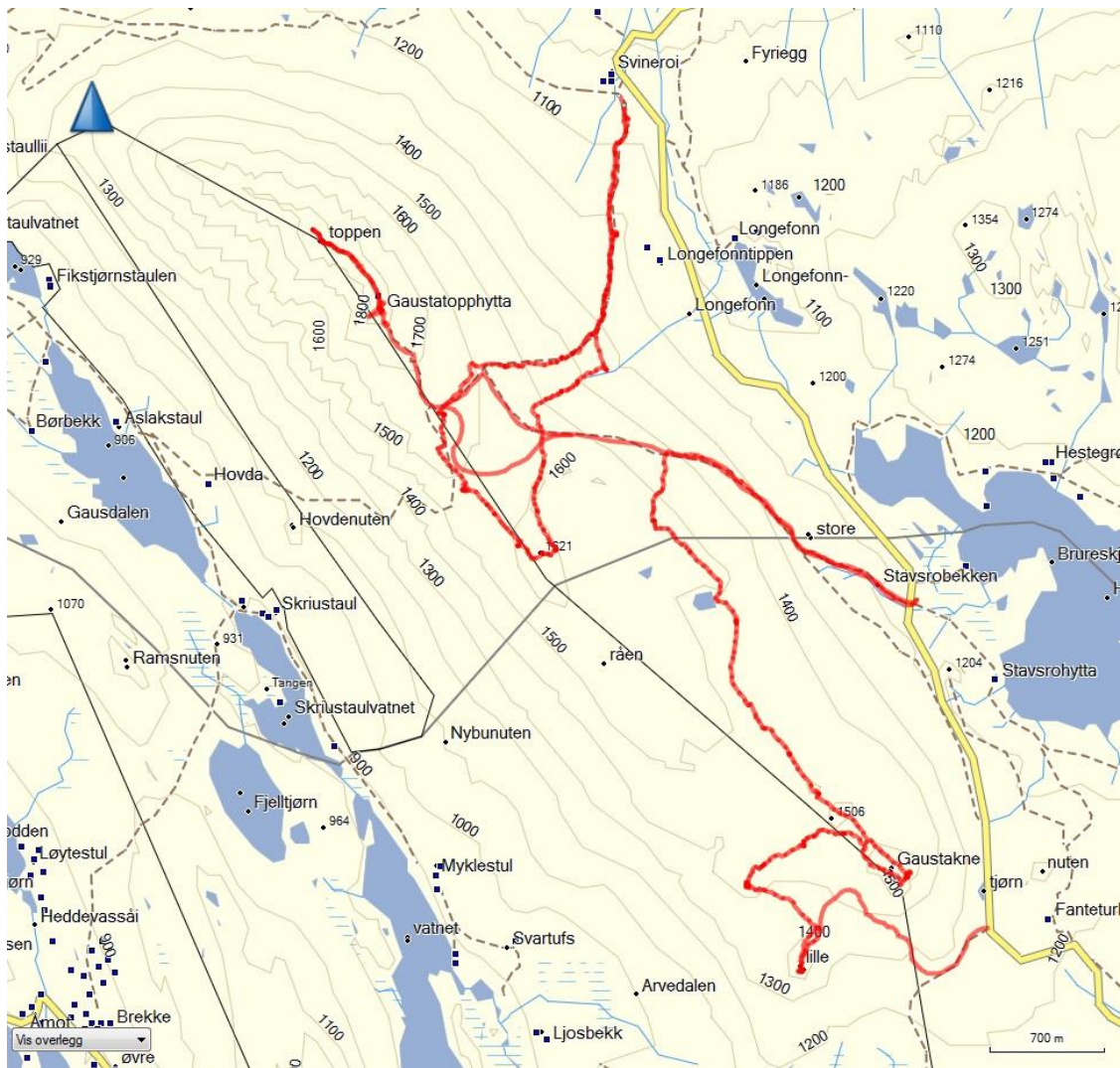
Feltarbeidet ble gjennomført i løpet av fem dager i begynnelsen av september 2014. Under hele feltarbeidet deltok Henriette Linge (UiB, Institutt for geovitenskap), mens Sven Dahlgren (Regiongeologen i Buskerud, Telemark og Vestfold) deltok én dag hvor han delte sin kunnskap om berggrunnen på Gaustamassivet.

3.2.1 Utstyr, programvare og kart

Under feltarbeidet ble det benyttet hammer og meisel for å slå løs prøver der dette var nødvendig. Prøvene ble enten samlet i tøyposer eller surret inn i sølvfarget vevtape, før de ble merket. Det ble også benyttet to GPS-mottakere for å lagre veipunkter, finne nøyaktig posisjon og høyde, samt logge bevegelsene rundt på fjellet under feltarbeidet. GPS-mottakerne som ble benyttet var en Garmin Fenix og en Garmin Montana 600. For etterbehandling av GPS-dataene i topografiske kart ble programmene Garmin Basecamp og Garmin Mapsource benyttet sammen med Garmins digitale kart i målestokk 1:50 000. Det ble også brukt papirkart til orientering på fjellet. Papirkartet var turkart fra Ugland IT Group over Gaustatoppen i målestokk 1:25000. Bildene tatt under feltarbeidet ble tatt med kompaktkameraet Panasonic Lumix DMC-FT5 og speilreflekskameraet Canon EOS 550D. Etter feltarbeidet ble ESRI ArcGIS brukt for å produsere egne kart.

3.2.2 Prøveinnsamling

Under feltarbeidet ble det samlet inn bergartsprøver av antatt ikke-stedegent materiale fra ulike deler av Gaustamassivet. Flere steder langs massivets skråninger er det derimot for bratt og for farlig å bevege seg til fots, og disse områdene ble derfor utelukket. De undersøkte områdene var i hovedsak langs stiene, samt topper og flater som var lett tilgjengelig. Figur 3.2 viser sporloggen fra GPS-enheten og dermed de områdene som ble dekket under feltarbeidet. Totalt 43 bergartsprøver ble samlet inn. På forhånd var det kjent hvilke bergarter Gaustamassivet bestod av og hovedfokuset var derfor å finne fremmedmateriale, som forhåpentligvis kunne gi informasjon om kildeområde og istransportretning.



Figur 3.2 - Kart som viser GPS-sporloggen fra feltarbeidet utført mellom 1. og 5. september 2014.

En stor andel av bergartsflatene i blokkhavet på Gaustamassivet er dekket av kartlav (*Rhizocarpon geographicum*) (figur 3.3). Dette gjorde feltarbeidet mer utfordrende da det ble vanskeligere å identifisere fremmedmateriale.

Kvartsitt er en veldig hard bergart, noe som gjør at den ikke har den karakteristiske forvitringsoverflaten til for eksempel granitt, hvor kvartskornene fremdeles er intakt, mens glimmer- og feltspatmineralene ofte er forvitret. Siden mye av blokkhavet består av kvartsitt, ble fremmedmateriale ofte gjenkjent ved forskjellige forvitningsformer. Også rundingsgrad ga indikasjoner på hvorvidt de forskjellige klastene var transportert eller ikke.



Figur 3.3 - Kartlav dekker store deler av blokkflatene på Gaustamassivet og gir det den gulgrønne fargen. Området uten kartlav har trolig vært dekket av en snøfonn inntil nyere tid. Kartlav overlever vanligvis ikke mer enn noen få år under snødekke. Bildet er tatt i forsenkningen mellom Gaustaknærne. Foto: Matias Gjøstein Sundal

3.2.3 Bergartsprøver fra tidligere undersøkelser

Gaustamassivet har ved tidligere anledninger blitt besøkt av Henriette Linge, der hun har samlet inn bergartsprøver. Disse er delt inn i to grupper; den ene gruppen er samlet inn langs hovedstien mellom 1400 m o.h. og 1550 m o.h. (gruppe 1), mens den andre gruppen er samlet inn fra moreneryggen sørøst for Gaustamassivet (gruppe 2). Disse bergartsprøvene ble samlet inn i forbindelse med innsamling av prøver til eksponeringsdateringer.

3.2.4 Kartlegging av glisiale spor

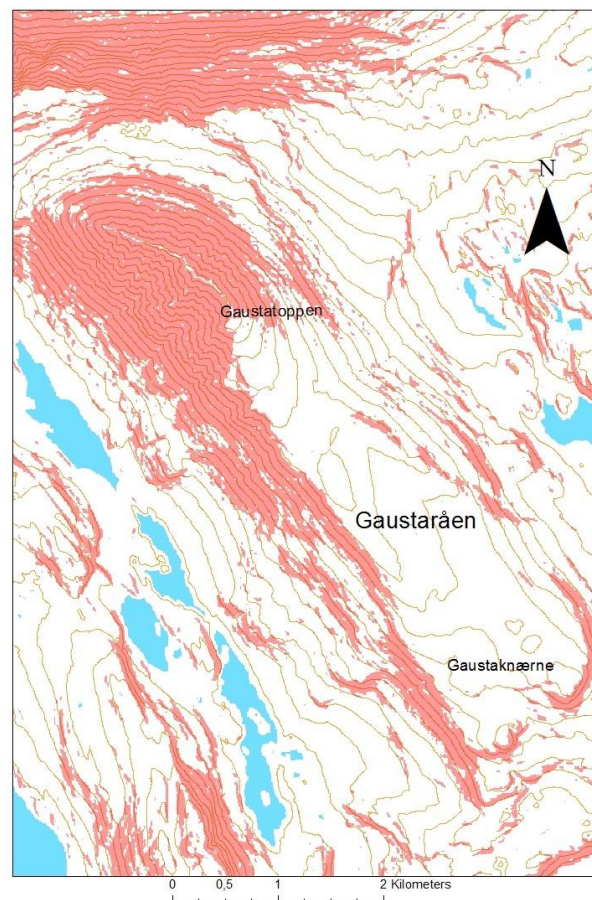
I tillegg til å samle inn prøver fra mulig fremmedmateriale, ble det også foretatt kartlegging av andre glisiale spor i felt. For utenom glasialt transportert materiale, kan også skuring, plukking og stabling være indikasjoner på tidligere glisial tilstedeværelse.

3.2.5 Kritisk vurdering av feltarbeidet

Gaustamassivet er et stort fjellområde hvor flere områder var for bratt og terreng for løst til å kunne bevege seg trygt i (figur 3.4). Det vil derfor være deler av Gaustamassivet det ikke er mulig å hente ut prøver fra. Det har også gått ras flere steder i disse områdene, noe som gjør at

eventuelle flyttblokker som tidligere lå her nå kan være transportert bort fra deres opprinnelige plassering.

Å forflytte seg rundt i blokkhavet på Gaustamassivet er tidkrevende. På grunn av størrelsen på fjellmassivet ville en systematisk gjennomgang av blokkhavet ta for lang tid og være urealistisk å gjennomføre. Utvalg og funn av fremmedmateriale var derfor preget av lysforhold og tilfeldigheten av å være på rett sted. En annen viktig faktor, er at deler av Gaustamassivet ikke ble dekket under feltarbeidet. Dette kan ha ført til at andre typer fremmedmateriale kan ha blitt oversett, noe som kan ha en påvirkning på resultatet. Prøvesamling langs stiene kan også gi usikkerhet i form av at bergartsprøver kan ha blitt flyttet under utbedring av stien eller flyttet av turister eller steinsamlere. Til tross for de nevnte usikkerhetsmomentene, kan man anta at utbredelsen av innsamlingen vil gi et godt nok overblikk over forekomsten av fremmedmateriale på Gaustamassivet. Dermed kan resultatene fra innsamlingen gi en god indikator på hendelsesforløpet fra tiden da Gaustamassivet var dekket av Det skandinaviske isdekket.



Figur 3.4 - Kart som viser områdene som er for bratte til å bevege seg rundt i. De røde områdene indikerer skråninger over 30°.

3.3 Bearbeiding av prøvemateriale

3.3.1 Bergartsidentifikasjon

Alle prøvene som ble samlet inn under feltarbeidet ble delt i to ved hjelp av en steinsag i kjelleren på Realfagsbygget ved Universitetet i Bergen. Prøvene ble kuttet for å forenkle identifisering av bergartene ved å observere mineralene og teksturen til bergartene på en uforvitret flate.

Visuell identifisering ble benyttet for å identifisere bergartsprøvene. Sven Dahlgren er godt kjent med de lokale bergartene i området rundt Gaustamassivet og kunne derfor være behjelpelig på dette området. Også bergartsprøvene som ble samlet inn ved tidligere feltarbeid, ble identifisert.

3.3.2 Provenansanalyse

For å kunne gjennomføre en provenansanalyse må man vite hvor bergartene kommer fra. Til å bestemme hvor de ulike prøvene opprinnelig hørte til, ble ulike berggrunnskart, både lokale og regionale, studert nøye (Wyckoff, 1933; Dons & Jorde, 1978; Solli & Nordgulen, 2007). I tillegg bidro Sven Dahlgren med bestemmelse av de ulike bergartene, samt med kunnskap om berggrunnsgeologien i området.

3.3.3 Fotografering av prøver

Alle prøvene som ble samlet inn under feltarbeidet ble fotografert. Bildene ble tatt med Canon EOS 550D speilreflekskamera montert på et stativ. Det ble benyttet et polariseringsfilter for å fjerne refleksjon og tre skrivebordslamper for å sikre godt lys. Prøvene ble plassert på plastelina og de kuttete overflatene ble fuktet for å gjøre teksturen mer synlig. Det ble benyttet to ulike brennvidder basert på størrelsen på bergartsprøvene. Alle bildene ble tatt med målestokk.

3.3.4 Kritisk vurdering av bearbeiding av prøvemateriale

Visuell identifisering er en metode som er subjektiv og gir usikkerheter rundt resultatet. En annen faktor som kan ha innvirkning på resultatet er at bergartsprøvene i mange tilfeller ikke ble direkte sammenlignet med bergartsprøver fra de antatte kildeområdene, og at denne korrelasjonen er basert på berggrunnskartet og lokalkunnskap. Til tross for dette tyder alle

prøvene fra provenansanalysen på den samme isbevegelsesretningen, noe som øker troverdigheten til korrelasjonen.

3.4 Tolkning av LIDAR-bilder

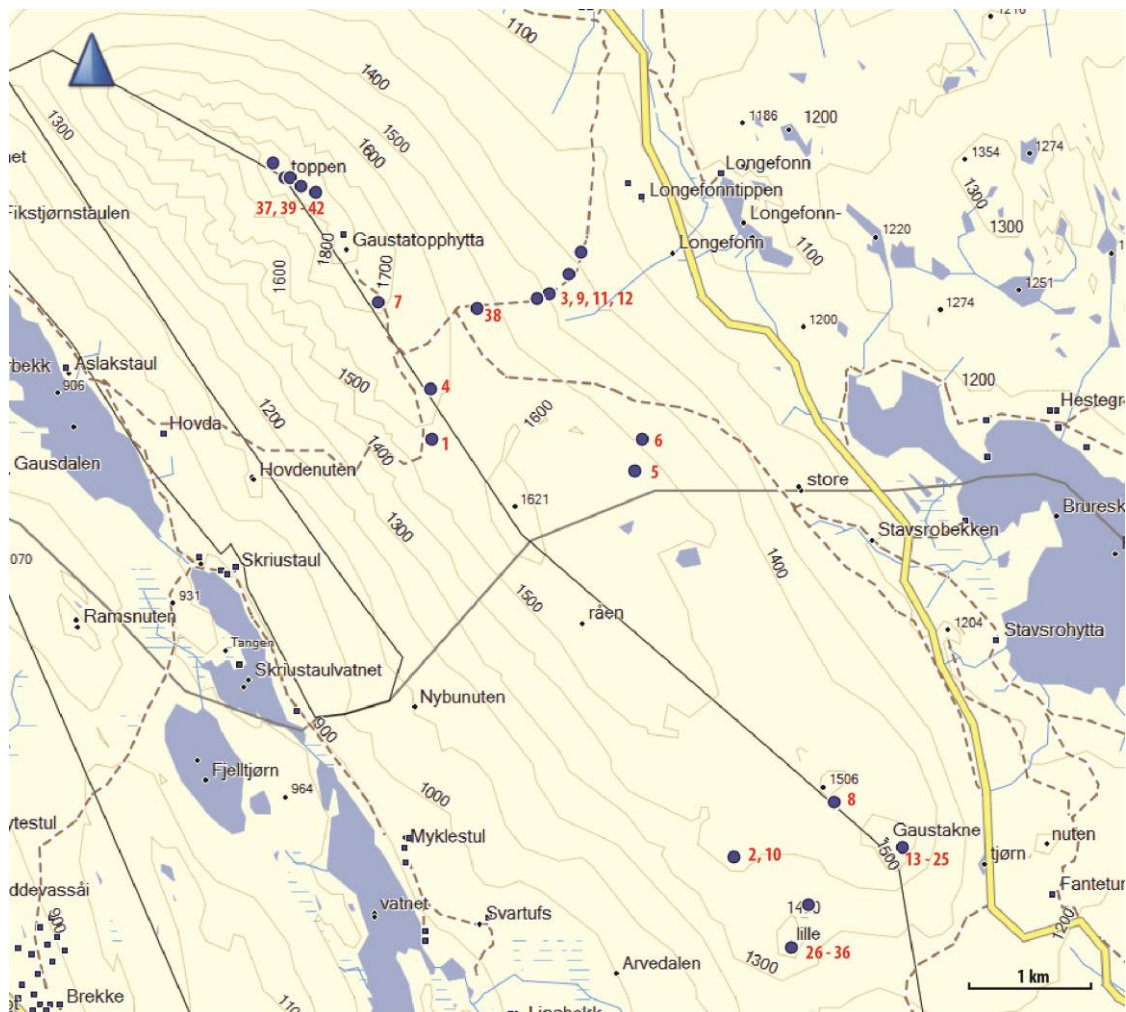
Det er foretatt LIDAR-skanning (Light detection and ranging) av hele Hjørdal kommune, noe som gjør at Gaustaknærne og moreneryggen like sørøst for disse er dekket av denne skanningen. LIDAR-bildene er blitt analysert for å forsøke å forklare isbevegelsen i området, samt å forklare dannelsesforløpet til moreneryggen. Til analysen av LIDAR-bildene ble det benyttet ArcGIS til behandling av data og utarbeiding av tverrprofil.

LIDAR er en optisk fjernmålingsmetode som kan bidra med nyttig informasjon til geologiske undersøkelser. Denne foretar ekstremt nøyaktige og effektive målinger, med flere hundretusener av målepunkt per sekund (Bellian et al., 2005). Ved å bruke LIDAR montert på fly kan man dekke store områder svært effektivt. En annen svært nyttig funksjon med LIDAR er muligheten til fjerne vegetasjon, bygninger og kjøretøy (Zhang et al., 2003), noe som gjør at man kan få geomorfologiske kart som viser detaljer som ikke vil være synlige fra vanlig flyfoto eller ved feltundersøkelser. Slike detaljer kan for eksempel være glisiale lineasjoner.

4 Resultat

4.1 Bergartsprøver

Under feltarbeidet på Gaustamassivet, ble det samlet inn totalt 43 bergartsprøver fra ulike lokaliteter (figur 4.1). Antall bergartsprøver som ble samlet inn ved de ulike lokalitetene varierte, som for eksempel ved Store- og Lille Gaustakne, hvor det ble funnet flere bergartsprøver. De fleste bergartsprøvene var i størrelser fra stein til liten blokk, men det ble også funnet større blokker hvor man måtte hugge løs bergartsprøver.



Figur 4.1 - Kart som viser lokaliteter (blå punkter) der det ble samlet bergartsprøver på Gaustamassivet. Ved noen av lokalitetene ble det tatt flere prøver. Nummereringen samsvarer med de ulike bergartsprøvene fra tabell 4.1.

Store deler av blokkhavet på Gaustamassivet er autoktont, det vil si har samme litologi som berggrunnen. Dette gjør at flere av de innsamlede bergartsprøvene også har stedenen litologi. Disse kan likevel gi nyttig informasjon om hvordan isen har beveget seg i området rundt og over Gaustamassivet.

4.1.1 Bergartsidentifikasjon

Alle bergartsprøvene som ble samlet inn fra Gaustamassivet ble identifisert. En oversikt over alle de innsamlede prøvene finnes i tabell 4.1. Bilder av alle bergartene finnes i vedlegg A. Under er en kort, generell beskrivelse av de ulike bergartstypene som utgjorde majoriteten av bergartsprøvene:

Arkose

Sandstein som består av kvart og feltspat. Skilles fra kvartsitt ved en mer rødlig farge og ofte noe mer grovkornet.

Granitt

Grovkornet dypbergart som i hovedsak består av kvarts, kalifeltspat, plagioklas og biotitt.

Kvartsitt

Metamorf bergart som består i hovedsak av ren kvartssand. Fargen er i hovedsak hvit, men den forekommer også med et oransjelig- og blålig skjær.

Metagabbro

Mørk dypbergart som i hovedsak består av pyroksen og plagioklas. En ofittisk struktur forekommer ofte i denne bergarten.

Monzonitt

Grovkornet dypbergart som i hovedsak består av kalifeltspat og plagioklas, men kan også inneholde små mengder med kvarts. Har ofte en hvit farge.

Pegmatitt

Svært grovkornet størkningsbergart som består av lyse mineraler som kvarts og feltspat.

Ultramafisk prekambrisk gangbergart

Mørk, finkornet bergart med et grønnlig skjær. Inneholder mafiske mineraler som pyroksen og olivin.

Tabell 4.1 - Oversikt over de ulike bergartsprøvene som ble samlet inn under feltarbeidet på Gaustamassivet september 2014. Lokaliseringen er oppgitt i UTM og hører til sone 32V MM. Funnstedet er koblet til figur 1.2 for enklere å vise hvor de ulike bergartsprøvene ble funnet og er en omrentlig plassering i forhold til nærmeste stedsnavn. Store Gaustakne er forkortet til Store, mens Lille Gaustakne er forkortet til Lille.

Prøve nr.	Litologi	Lokalisering	Høyde (m o.h.)	Funnsted
1	Granittisk gneis	812 337	1594	Gaustasletta
2	Granitt	829 313	1426	Gaustaråen
3	Granitt	820 347	1291	Langefonn
4	Monzonitt	812 340	1620	Gaustasletta
5	Granitt	823 335	1549	Gaustaråen
6	Granitt m/pegmatitt	824 337	1488	Gaustaråen
7	Ultramafisk prekambrisk gangbergart	809 345	1711	Gaustatoppen
8	Ukjent sedimentær bergart	835 316	1492	Gaustaråen
9	Granitt	819 345	1391	Langefonn
10	Ukjent sedimentær bergart	829 313	1426	Gaustaråen
11	Pegmatitt	818 345	1431	Langefonn
12	Metagabbro	820 346	1337	Langefonn
13	Kvartsitt	839 313	1523	Store
14	Metagabbro	839 313	1523	Store
15	Ultramafisk prekambrisk gangbergart	839 313	1523	Store
16	Ukjent sedimentær bergart	839 313	1523	Store
17	Arkose	839 313	1523	Store
18	Kvartsitt	839 313	1523	Store
19	Gabbro	839 313	1523	Store
20	Kvartsitt	839 313	1523	Store
21	Arkose	839 313	1523	Store
22	Metagabbro	839 313	1523	Store
23	Metagabbro	839 313	1523	Store
24	Metagabbro	839 313	1523	Store
25	Granitt m/pegmatitt	839 313	1523	Store
26	Metagabbro	832 308	1443	Lille
27	Granitt	832 308	1443	Lille
28	Metavulkanitt	832 308	1443	Lille
29	Kvartsitt	832 308	1443	Lille
30	Metagabbro	832 308	1443	Lille
31	Glimmer- og hematitt kvartsitt	832 308	1443	Lille
32	Arkose	832 308	1443	Lille
33	Granitt	832 308	1443	Lille
34	Ultramafisk prekambrisk gangbergart	832 308	1443	Lille
35	Arkose	832 308	1443	Lille
36	Ultramafisk prekambrisk gangbergart	832 308	1443	Lille
37	Kvartsitt	803 352	1878	Esmarktoppen
38	Metagabbro	814 344	1537	Gaustasletta
39	Kvartsitt	802 353	1867	Esmarktoppen
40	Kvartsitt	803 352	1883	Esmarktoppen
41	Kvartsitt	805 351	1874	Esmarktoppen
42	Kvartsitt	804 352	1879	Esmarktoppen
43	Granitt	UTM mangler	~1200	Råen

Gruppe 1, som er samlet inn langs hovedstien mellom 1400-1550 m o.h., er beskrevet i tabell 4.2 og i vedlegg B. Siden alle disse bergartsprøvene mangler nøyaktig lokalisering er de kategorisert basert på litologi. Gruppe 2, som er samlet inn fra moreneryggen mellom 1166 og 1169 m o.h. like sørøst for Gaustamassivet, er beskrevet i tabell 4.3 og i vedlegg C.

Tabell 4.2 - Oversikt over bergartsprøver i gruppe 1, som ble samlet inn mellom 1400-1550 m o.h. UTM for prøvene i denne gruppen var ikke tilgjengelig.

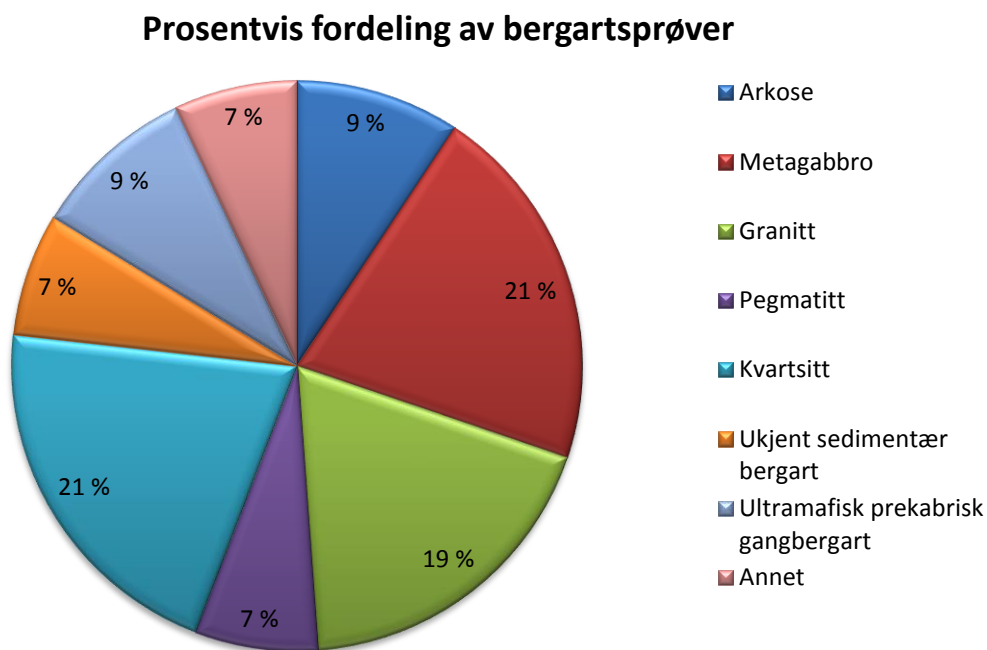
Nummer	Litologi	Antall prøver
Gr1.1	Mafiske metavulkanitter	8
Gr1.2	Granittisk gneis	1
Gr1.3	Granitt	2
Gr1.4	Kvartsitt	2
Gr1.5	Arkose	3
Gr1.6	Metarhyolitt	3
Gr1.7	Gabbro	4

Tabell 4.3 - Oversikt over bergartsprøver fra gruppe 2, som ble samlet inn fra moreneryggen SØ for Gaustamassivet. UTM for prøvene i denne gruppen var ikke tilgjengelig.

Nummer	Litologi
Gr2.1	Arkose m/epidot
Gr2.2	Granitt
Gr2.3	Metagabbro
Gr2.4	Metagabbro
Gr2.5	Metarhyolitt
Gr2.6	Granitt
Gr2.7	Metabasalt
Gr2.8	Granitt
Gr2.9	Gabbro
Gr2.10	Granitt/kvartsmonzonitt
Gr2.11	Omvandlet metarhyolitt
Gr2.12	Granitt
Gr2.13	Kvartsitt m/feltspat
Gr2.14	Granittisk gneis
Gr2.15	Kvartsitt
Gr2.16	Metagabbro
Gr2.17	Hydrotermal kvarts
Gr2.18	Kvartsitt m/hematitt
Gr2.19	Metarhyolitt
Gr2.20	Hydrotermal kvarts
Gr2.21	Hydrotermal omvandlet metarhyolitt sillifisert
Gr2.22	Kvartsitt
Gr2.23	Sillifisert metarhyolitt

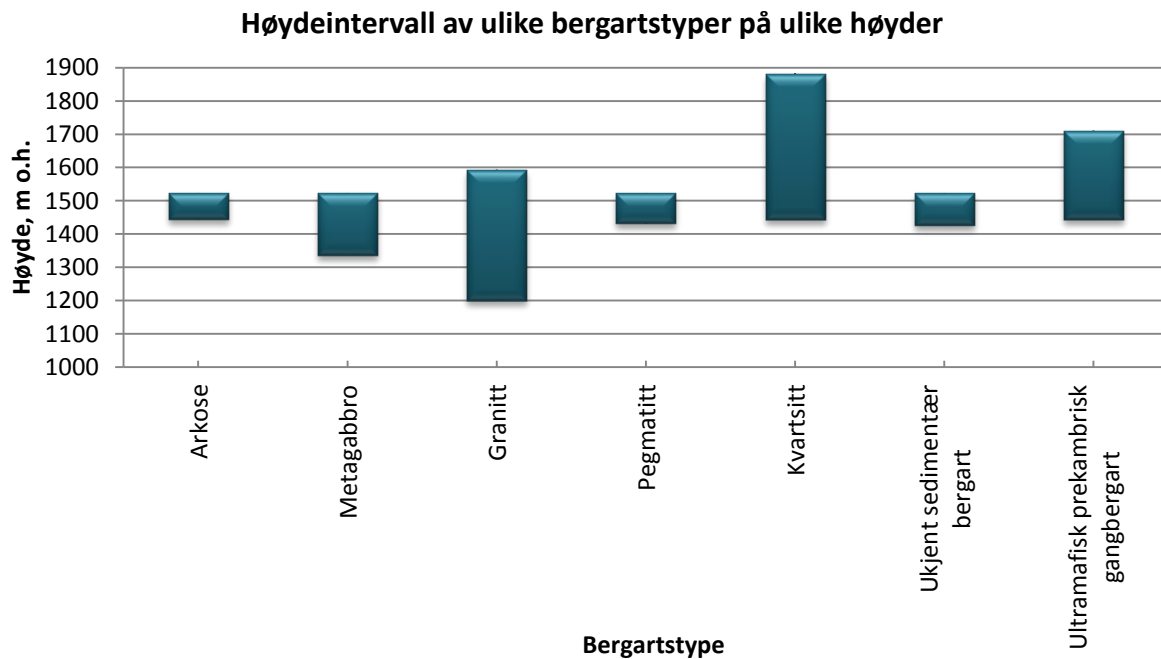
4.1.2 Prosentvis fordeling og vertikal utbredelse

De innsamlede bergartsprøvene fra feltarbeidet ble gruppert basert på litologi. Forekomsten av de ulike bergartsprøvene er vist i figur 4.2. De tre hovedtypene bergarter som Gaustamassivet består av er kvartsitt, arkose og metagabbro, hvilket betyr at det er forventet at flere av bergartsprøvene har disse litologiene. Videre kan man se at forekomsten av granitt blant bergartsprøvene er ganske høy.



Figur 4.2 - Prosentvis fordeling av bergartsprøver samlet under feltarbeidet på Gaustamassivet september 2014.

For å kunne avgjøre hvorvidt Gaustamassivet var en nunatak eller ikke under siste istid var det viktig å kartlegge den vertikale utbredelsen av istransporterte klaster av ikke-stedegen bergart. Dette er illustrert i figur 4.3. Vegetasjonsgrensen på Gaustamassivet strekker seg opp til rundt 1300 m o.h., noe som gjør at det er få prøver som er funnet på denne høyden eller lavere, da disse er dekket av vegetasjon.

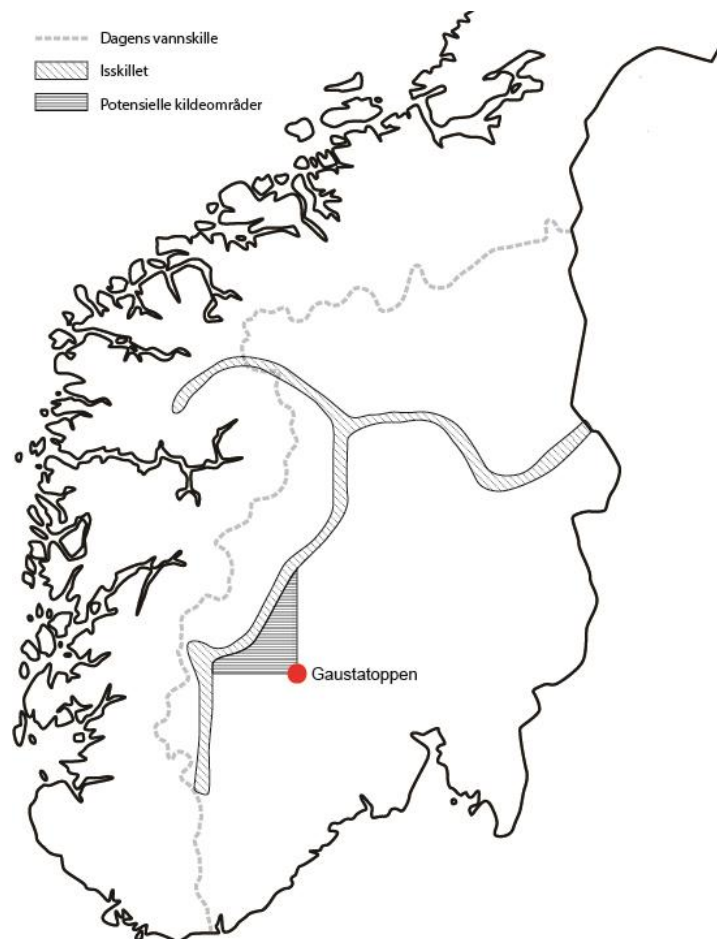


Figur 4.3 – Den vertikale utbredelsen av innsamlede bergartsprøver på Gaustamassivet. Merk at de ulike gruppene ikke inneholder samme antall prøver.

Under feltarbeidet var det prioritert å undersøke de høyereliggende områdene på Gaustamassivet, da funn av fremmedmateriale her ville vært gode indikasjoner på glacial tilstedeværelse og kunne brukes til å estimere minimums tykkelse på isdekket. Siden berggrunnen på de høyeste delene av Gaustamassivet består av kvartsitt (figur 2.1), var det forventet at bergartsprøvene samlet inn i de høyereliggende delene av fjellmassivet har den samme litologien. Det samme gjelder for de ultramafiske prekambriske gangbergartene. Like sør for radiomasten ble det observert to intrusjoner av denne bergarten. Den høyeste befinner seg på 1711 m o.h., noe som forklarer hvorfor den høyeste prøven av denne bergarten også ble funnet på denne høyden.

4.2 Provenansanalyse

På grunn av den geologiske historien, finnes det veldig mange ulike bergarter i området rundt Gaustamassivet (figur 2.1), og de fleste bergartene er svært metamorfisert. Arbeidet til Vorren (1977) gir gode indikasjoner på hvilke retninger fremmedmateriale kan ha blitt transportert. Kildeområdet er områdene som ligger nord til nordvest for Gaustamassivet (figur 4.4). Det potensielle kildeområdet er veldig stort og innsamling av detaljert kunnskap om bergartene i disse områdene er derfor svært omfattende. Likevel kan berggrunnskartet over Norge (Solli & Nordgulen, 2007) gi gode indikasjoner på hvilke bergarter som befinner seg her. Dette området er i hovedsak preget av prekambrisk granittisk grunnfjell, metasedimenter og rester etter skyvedekket.

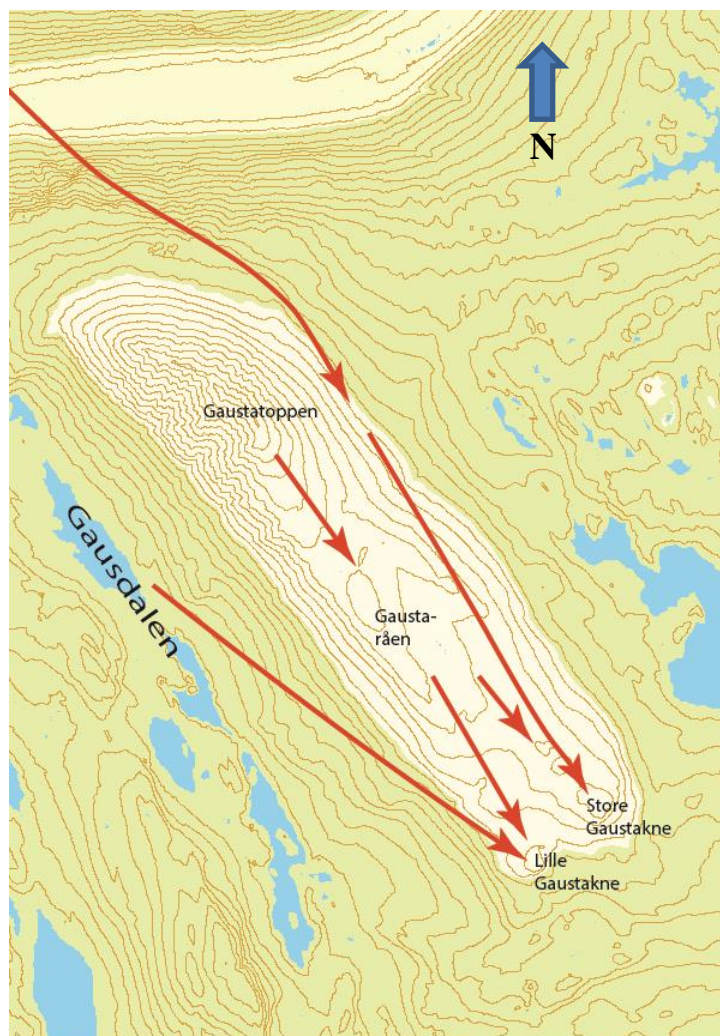


Figur 4.4 - Kart som viser det potensielle kildeområdet for istransportert materiale funnet på Gaustamassivet.

De ulike bergartsprøvene ble vurdert opp mot berggrunnskartene og et potensielt kildeområde ble valgt for de ulike bergartene. Resultatet fra provenansanalysen finnes i tabell 4.4 og de antatte trendene i transportretninger er tegnet inn på kartet i figur 4.5. Det ble også gjennomført en provenansanalyse for gruppe 2 (tabell 4.5).

Tabell 4.4 - Oversikt over det antatte opphavsstedet til de ulike bergartsprøvene som ble samlet inn under feltarbeidet. "Lokal" betyr at bergarten består av den samme bergartstypen som berggrunnen rundt lokaliteten består av.

Nummer	Litologi	Antatt opphavssted
1	Granittisk gneis	Gausdalen
2	Granitt	Gausdalen
3	Granitt	Ubestemt sted på Hardangervidda
4	Monzonitt	Ubestemt sted på Hardangervidda
5	Granitt	Ubestemt sted på Hardangervidda
6	Granitt m/pegmatitt	Ubestemt sted på Hardangervidda
7	Ultramafisk prekambrisk gangbergart	Lokal
8	Ukjent sedimentær bergart	Lokal
9	Granitt	Ubestemt sted på Hardangervidda
10	Ukjent sedimentær bergart	Gausdalen
11	Pegmatitt	Ubestemt sted på Hardangervidda
12	Metagabbro	Lokal
13	Kvartsitt	Lokal
14	Metagabbro	Lokal
15	Ultramafisk prekambrisk gangbergart	Lokal
16	Ukjent sedimentær bergart	Lokal
17	Arkose	Lokal
18	Kvartsitt	Lokal
19	Gabbro	Lokal
20	Kvartsitt	Lokal
21	Arkose	Østlig del av Gaustamassivet
22	Metagabbro	Lokal
23	Metagabbro	Lokal
24	Metagabbro	Lokal
25	Granitt m/pegmatitt	Ubestemt
26	Metagabbro	Lokal
27	Granitt	Gausdalen
28	Metavulkanitt	Relativt lokal
29	Kvartsitt	Lokal
30	Metagabbro	Gausdalen
31	Glimmer- og hematitt kvartsitt	Gausdalen
32	Arkose	Gausdalen
33	Granitt	Gausdalen
34	Ultramafisk prekambrisk gangbergart	Gausdalen
35	Arkose	Gausdalen
36	Ultramafisk prekambrisk gangbergart	Lokal
37	Kvartsitt	Lokal
38	Metagabbro	Lokal
39	Kvartsitt	Lokal
40	Kvartsitt	Lokal
41	Kvartsitt	Lokal
42	Kvartsitt	Lokal
43	Granitt	Ubestemt sted på Hardangervidda



Figur 4.5 – Kart som viser den antatte glisiale transporten av bergartsprøvene. Kartdata er hentet fra Kartverket (2014)

Tabell 4.5 - Oversikt over det antatte opphavsstedet for bergartsprøvene i gruppe 2, som ble samlet inn fra moreneryggen SØ for Gaustamassivet. "Lokal" betyr at bergarten består av den samme bergartstypen som berggrunnen rundt lokaliteten. UTM for prøvene i denne gruppen var ikke tilgjengelig.

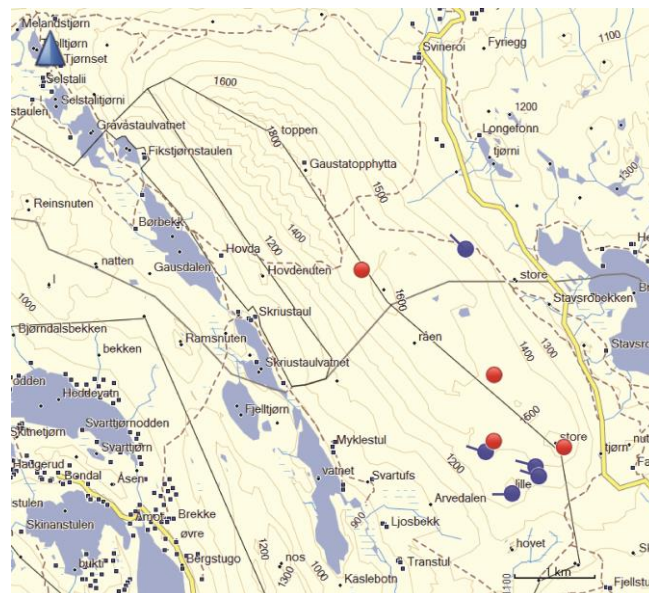
Nummer	Litologi	Mulig kildeområde
Gr2.1	Arkose m/epidot	Lokal
Gr2.2	Granitt	Ubestemt sted på Hardangervidda
Gr2.3	Metagabbro	Lokal
Gr2.4	Metagabbro	Lokal
Gr2.5	Metarhyolitt	Nordlig del av Heddersvatn
Gr2.6	Granitt	Ubestemt sted på Hardangervidda
Gr2.7	Metabasalt	Nordøst for Gaustamassivet
Gr2.8	Granitt	Ubestemt sted på Hardangervidda
Gr2.9	Gabbro	Lokal
Gr2.10	Granitt/kvartsmonzonitt	Ubestemt sted på Hardangervidda
Gr2.11	Omvandlet metarhyolitt	Gausdalen
Gr2.12	Granitt	Ubestemt sted på Hardangervidda
Gr2.13	Kvartsitt m/feltpat	Lokal
Gr2.14	Granittisk gneis	Ubestemt sted på Hardangervidda
Gr2.15	Kvartsitt	Gaustatoppen
Gr2.16	Metagabbro	Lokal
Gr2.17	Hydrotermal kvarts	Lokal
Gr2.18	Kvartsitt m/hematitt	Lokal
Gr2.19	Metarhyolitt	Nordlig del av Heddersvatn
Gr2.20	Hydrotermal kvarts	Lokal
Gr2.21	Hydrotermal omvandlet metarhyolitt sillifisert	Ubestemt
Gr2.22	Kvartsitt	Lokal
Gr2.23	Sillifisert metarhyolitt	Ubestemt

4.3 Indikasjoner for glacial tilstedeværelse og andre geologiske observasjoner

I tillegg til istransportert fremmedmateriale ble det også sett etter andre glisiale indikasjoner for å kunne få bedre forståelse for det glisiale hendelsesforløpet på Gaustamassivet. Alle observasjonene som ble gjort i felt er plottet på kart (figur 4.6) og beskrevet under.

4.3.1 Stablinger

Flere steder i blokkhavet kan man observere stablinger. Stablinger er når blokker er blitt transportert og avsatt oppå steiner eller mindre blokker på grunn av glacial aktivitet (figur 4.7). De fleste stablingene som ble kartlagt under feltarbeidet er lokalisert mellom 1450 og 1600 m o.h. I høyder lavere enn 1450 m o.h. ble det ikke observert stablinger, men det kan ikke utelukkes at de også kan forekomme her.



Figur 4.6 - Kart som viser lokaliseringen til de ulike skuringsstriperne og stablingene. De røde prikkene er observert stablinger, mens de blå er skuringsstiper der streken viser retningen isen har beveget (tabell 4.6).



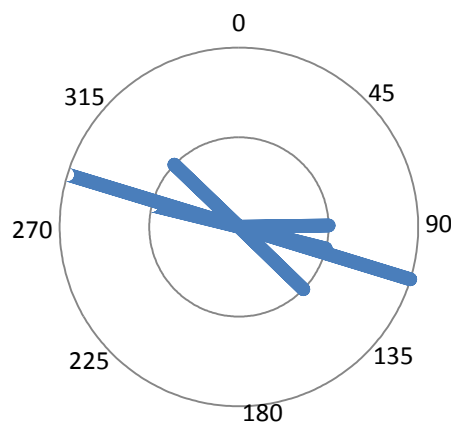
Figur 4.7 - Eksempel på stabling fra Gaustamassivet. Blokken er funnet ved 32V MM 830 322, 1495 m o.h. (Foto: Matias Gjøstein Sundal)

4.3.2 Skuringsstriper

Ved flere lokaliteter ble det observert og målt orienteringen til skuringsstriper. Skuringsstriper er en god indikator på et dynamisk aktivt isdekke over området og kan også gi god informasjon om isbevegelsesretningen. De ulike lokalitetene er plottet på kart (figur 4.6) og listet opp i tabell 4.6. Skuringsstripene ble observert mellom 1344 og 1443 m o.h. Skuringsstripene er funnet på små høyder i terrenget, hvor den ene siden av høyden bærer preg av plukking, noe som kan indikere at disse er rundsva. Trenden til skuringsstripene (figur 4.8) viser en vest, nordvestlig og øst, sørøstlig retning, noe som kan bety at isdekket kan ha beveget seg begge veier. Basert på den generelle isbevegelsesretningen fra Vorren (1977), er trolig en øst, sørøstlig retning mest sannsynlig.

Tabell 4.6 - Oversikt over de ulike skuringsstriperetningene som ble observert på Gaustamassivet. Basert på at den regionale isbevegelsesretningen ved Gaustamassivet var mot sør (Vorren, 1977), er den uthevede retningen trolig mest korrekt. Lokaliseringen er oppgitt i UTM og hører til sone 32V MM.

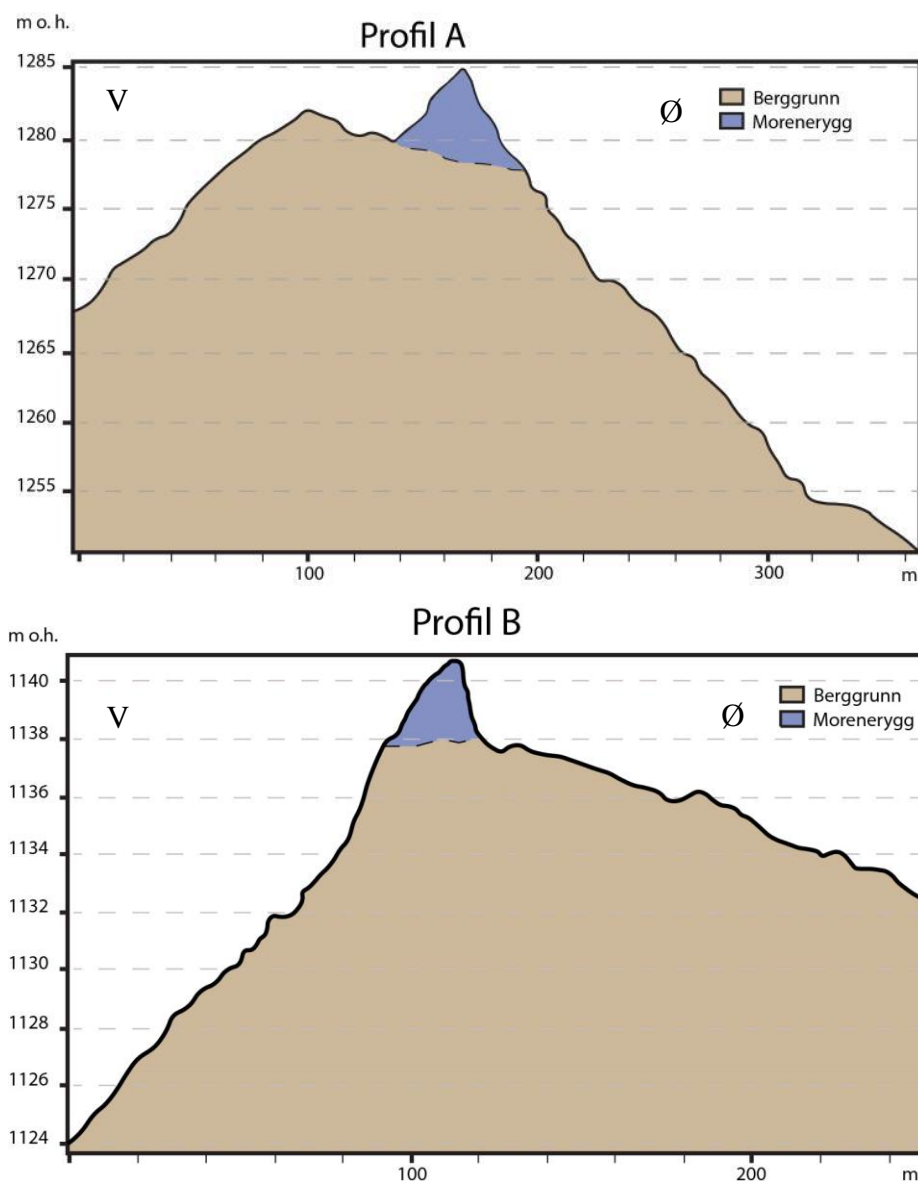
Nummer	Høyde	Retning	Lokalisering
S1	1344	135°/315°	827 388
S2	1389	105°/285°	836 313
S3	1397	108°/288°	836 311
S4	1443	90°/270°	832 308
S5	1425	108°/288°	829 313



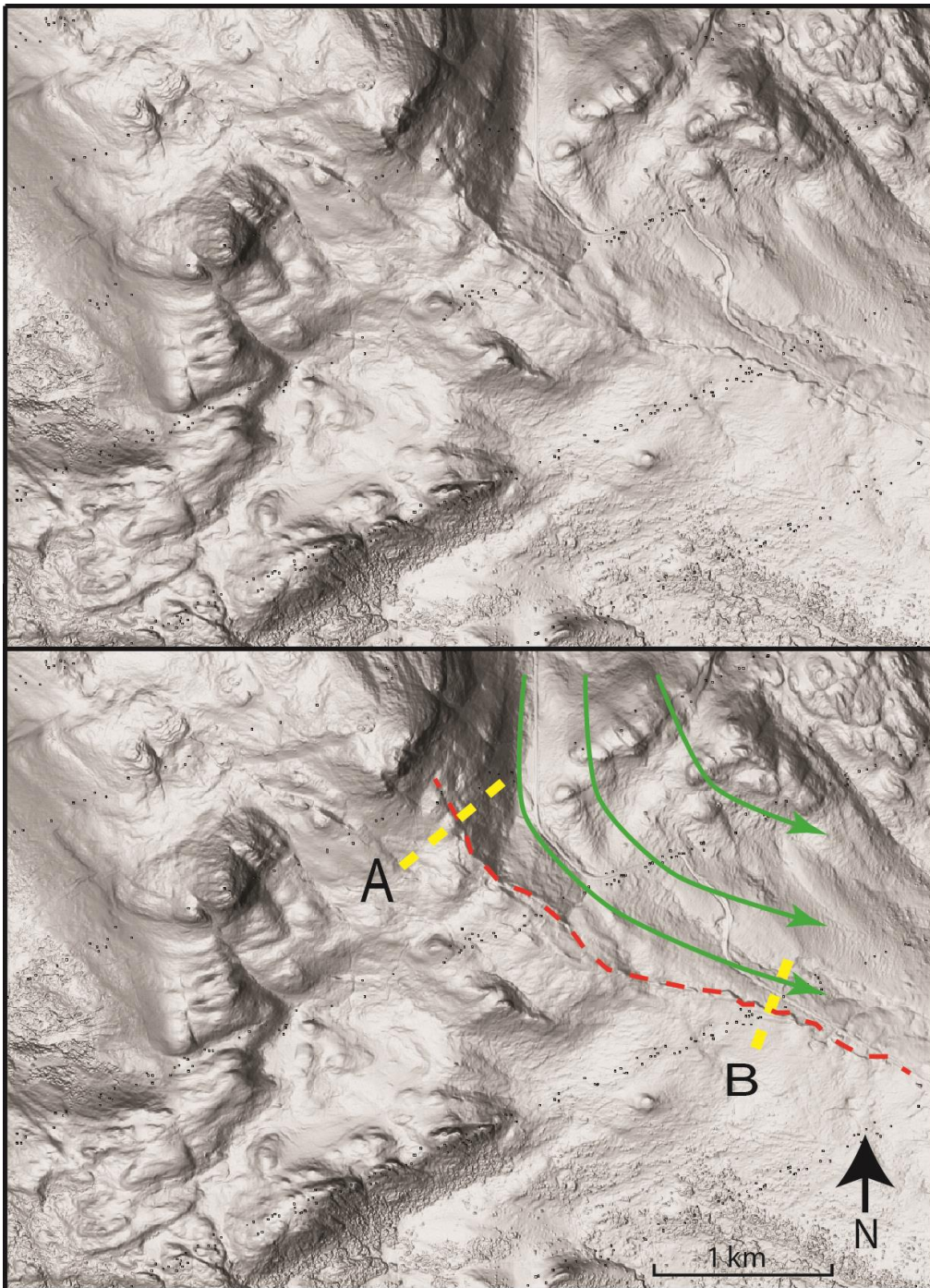
Figur 4.8 - Orienteringen til de ulike skuringsstripene målt ved ulike lokaliteter på Gaustamassivet. Sirklene indikerer antallet skuringsstriper med samme orientering.

4.4 LIDAR-data

Basert på LIDAR-data fra Gaustaknærne og moreneryggen sørøst for dem, ble det foretatt en visuell tolkning for å avklare dannelsesforløpet til moreneryggen på sørøstsiden av Gaustaknærne. Det ble utarbeidet tverrsnitt av moreneryggen som viser at ryggen har en brattere gradient på den østlige siden enn på den vestlige (figur 4.9). Basert på tolkningen av LIDAR-bildene (figur 4.10) starter moreneryggen like sør for Store Gaustakne og strekker seg mot sørøst før den til slutt forsvinner. I området rundt er det flere knauser som stikker opp, og alle disse ser ut til å være skurt på den nordvestlige siden, mens de er bratte på den sørøstlige siden.



Figur 4.9- Tverrsnitt av moreneryggen på Råen. Merk at moreneryggen har noe brattere gradient på østlig side enn vestlig. Moreneryggen ser også ut til å følge en topografisk høyde.



Figur 4.10 - LIDAR-bildene fra Gaustaknærne og Råen. Øverste bilde er uten tolkninger, mens nederste er med. Den røde linjen er moreneryggen, mens de grønne linjene er den antatte isbevegelsesretningen for dannelsen av moreneryggen. Profilene A og B er vist i figur 4.9. Merk at de svarte prikkene er feil i datasettet.

5 Diskusjon

5.1 Diskusjon av resultater

5.1.1 Bergartsprøver og provenansanalyse

Gaustamassivet har blokkhav som også inneholder klaster av ikke-stedegent materiale. Tilstedeværelsen av dette glasialt transporterte fremmedmateriale er et tydelig bevis på at Gaustamassivet på et tidspunkt har vært dekket av is, etter dannelsen av blokkhavet i løpet av pleistocen, noe som også støttes av Sellier (1995).

Av de 43 bergartsprøvene som ble samlet inn under feltarbeidet har flere av dem samme litologi som berggrunnen på Gaustamassivet. Med andre ord har disse bare blitt flyttet en relativt kort avstand, og de gir dermed ikke tilstrekkelig informasjon om bevegelsesretningen til isdekkene som har dekket Gaustamassivet. Bare noen få bergartsprøver er antatt å være transportert over en lengre distanse. Ved å sammenligne de antatte kildeområdene med hvor de ulike bergartsprøvene ble funnet kan man likevel se en sammenheng. Som beskrevet i kapittel 4.2, er bergartsprøvene funnet på Gaustatoppen og Gaustaråen av lokalt opphav, mens bergartsprøvene fra Lille Gaustakne trolig er fraktet opp fra Gausdalen. På østsiden av Gaustamassivet er det funnet bergartsprøver som trolig har sitt opphav på Hardangervidda, mens på Store Gaustakne er det både funnet lokalt materiale og bergartsprøver fra området nord for Heddersvatn. Den generelle trenden er dermed at bergartsprøvene er transportert i en sørøstlig retning, noe som stemmer overens med den regionale isbevegelsesretningen for LGM (figur 2.6b) (Vorren, 1977).

5.1.2 Prosentvis fordeling og vertikal utbredelse

Som beskrevet i kapittel 4.1.2 er flesteparten av de ikke-stedegne klastene granitter. I Gausdalen, på vestsiden av Gaustamassivet, er det et lite felt som består av granitt (figur 2.1). Alle bergartsprøvene av granitt er antatt å ha kommet enten fra dette feltet eller fra Hardangervidda-området, noe som betyr at funn av granitt er en god indikasjon på glasial transport.

Under feltarbeidet på Gaustamassivet ble områdene fra omtrent 1200 m o.h. opp til høyeste punkt på 1883 m o.h. undersøkt, og det ble samlet inn bergartsprøver fra hele høydespekteret (figur 4.3), men høyeste klast av ikke-stedegen litologi ble funnet ved 1620 m o.h. Denne kan derfor være en indikasjon på at isen som lå over Gaustamassivet under LGM må ha vært minst så tykk at den dekket denne høyden. Funn av fremmedmateriale i blokkhavet kan derfor brukes til å forklare den vertikale utbredelsen til isdekket ved Gaustamassivet.

Høyeste klast av fremmed litologi som ble funnet på Gaustamassivet, er en monzonitt som lå på 1620 m o.h. (32V MM 812 340). Monzonitten ble transportert hit fra Hardangervidda-området, og er omtrent 0,3 m³ stor. Dette gjør at denne kan klassifiseres som en flyttblokk. Sør for Gaustamassivet er det ingen topper som er høyere enn flyttblokken, men et fåtall av topper er over 1600 m o.h. På den vestlige delen av Hardangervidda er det noen få topper som strekker seg over 1620 m o.h., men det er ikke registrert funn av fremmedmateriale på disse toppene som er avsatt høyere enn det som ble funnet på Gaustamassivet. Dette er riktignok basert på et søk i litteraturen, og ikke på personlige observasjoner.

Siden det ikke finnes topper som er høyere enn 1620 m o.h. sør for Gaustamassivet, kan det derfor fastslås at dette er det ikke finnes flyttblokker som er ligger høyere enn monzonitten sør for Gaustamassivet. Nord for Gaustamassivet er Hardangerjøkulen (1863 m o.h.), og flere av de omkringliggende toppene, høyere enn flyttblokken på Gaustamassivet. Det forekommer derfor en mulighet for at monzonitten kan være den høyeste flyttblokken i Norge sør for Hardangerjøkulen, men dette kreves ytterligere undersøkelser for å verifisere dette.

5.1.3 Glasiale indikasjoner og andre geologiske observasjoner

I tillegg til funn av fremmedmateriale i blokkhavet, er det også andre indikasjoner som kan verifisere hvorvidt Gaustamassivet har vært dekket av is, som for eksempel skuringsstriper og stablinger.

Selv om en varmbasert bre vil ha mye høyere erosjonsevne enn en kaldbasert bre, vil man ikke kunne utelukke at en kaldbasert bre kan ha forårsaket skuringsstripene. Siden flere av skuringsstripene antas å være funnet på støtsiden til rundsua, vil det ha foregått plukking på lesiden. Plukking er som regel en indikator på et varmbasert isdekke, men om underlaget består av frosne sedimenter eller godt oppsprukket berggrunn vil også et kaldbasert isdekke være i stand til å plukke (Benn & Evans, 2010). Siden Gaustamassivet i dag er dekket av et blokkhav som trolig ble dannet i løpet av pleistocen, er det mulig at berggrunnen har vært tilstrekkelig oppsprukket slik at et kaldbasert isdekke kan ha plukket her.

Orienteringen til skuringsstripene sammenfaller med den antatte isbevegelsesretningen som er beskrevet av Vorren (1977) med en NV- til SØ-retning for sen-weichsel. Siden skuringsstripene er lokalisert på høyder i terrenget, har trolig breen skurt på underlaget når den møtte motstand i form av disse høydene, hvor den har skurt på støtsiden og plukket materiale på lesiden, uavhengig av om breen var kald- eller varmbasert.

Flere steder på Gaustamassivet er det funnet stablinger som indikerer at fjellmassivet har vært dekket av is. Stablinger i seg selv sier ikke noe om hvorvidt isdekket var varmbasert eller kaldbasert, men siden stablingene ligger oppå blokkhavet kan man tolke dette til at stablingene er yngre enn blokkhavet, basert på prinsippet om superposisjon. Stablingene må derfor være avsatt av et kaldbasert isdekke, da blokkhavet antageligvis ellers ville blitt erodert bort av isen.

5.1.4 Tolkning av LIDAR-bilder

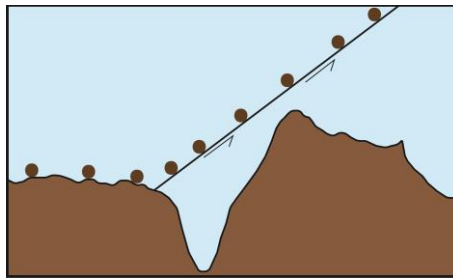
Det ble benyttet LIDAR-bilder over den sørøstlige delen av Gaustamassivet og moreneryggen, som strekker seg mot SØ fra Gaustaknærne, for å undersøke hvordan denne moreneryggen ble dannet. Tverrsnittet (figur 4.9) av moreneryggen viser at ryggen har en brattere gradient på den østlige siden enn på den vestlige. Denne gradienten kan man se flere steder, noe som kan tyde på at moreneryggen trolig er en randmorene.

Denne randmorenen ble trolig dannet under en deglasiasjonsfase etter siste glasielle maksimum, da isen kan ha blitt tvunget til å bevege seg rundt Gaustamassivet. Når isen på østsiden rundet Store Gaustakne ble det presset ut en sidemorene (figur 4.10). På vestsiden av Gaustamassivet gikk trolig isen i Gausdalen, men på grunn av en høydeforskjell på omtrent 400 m mellom Gausdalen og de nordøstlige delene av Råen, er det lite sannsynlig at de to breene møttes igjen før et godt stykke sør for Gaustaknærne.

Knausene som er skurt på den ene siden, men som er bratte på motsatt side, er trolig rundsva. Dette kan gi indikasjoner på isbevegelsesretningen. Basert på LIDAR-bildene ser det ut som denne retningen sammenfaller med den regionale isbevegelsen for sen-weichsel (Vorren, 1977) (figur 2.6b), noe som gjør at det er vanskelig å vurdere om rundsvaene ble dannet under det store regionale isdekket eller den mindre breen som dannet sidemorenen.

5.2 Intern glasial transport og temperaturregimer

Resultatet fra provenansanalysen indikerer at flere av bergartsprøvene ble transportert relativt bratt oppover og befinner seg flere hundre meter høyere enn kildeområdene. Dette betyr at det kan ha vært en isheis internt i breen som dekket fjellmassivet, som har transportert materiale oppover i isen. Trolig er denne isheisen et resultat av en skjærsoner i breen som illustrert på figur 5.1.



Figur 5.1 - Prinsippskisse av isheisen og skjærsonen i breen som lå rundt Gaustamassivet. Figuren er ment som en illustrasjon, noe som betyr at målene på figuren ikke vil være realistiske.

Gradienten kan beregnes ved hjelp av enkle geometriske beregninger. Bergartsprøve nummer 27 (tabell 4.1) er en granitt funnet på Lille Gaustakne som er antatt å komme fra granittområdet i Gausdalen (kapittel 4.1.1 og 4.2). Basert på målinger fra kart er denne transportert 3,5 km horisontalt og har blitt løftet omtrent 550 m vertikalt. Beregningene under viser at isheisen hadde en gradient på minst 9° . Det er naturligvis flere faktorer som kan påvirke denne gradienten, mellom annet kan prøven ha blitt transportert i flere omganger.

$$\text{transportavstand}^2 = \text{horisontal avstand}^2 + \text{vertikal avstand}^2$$

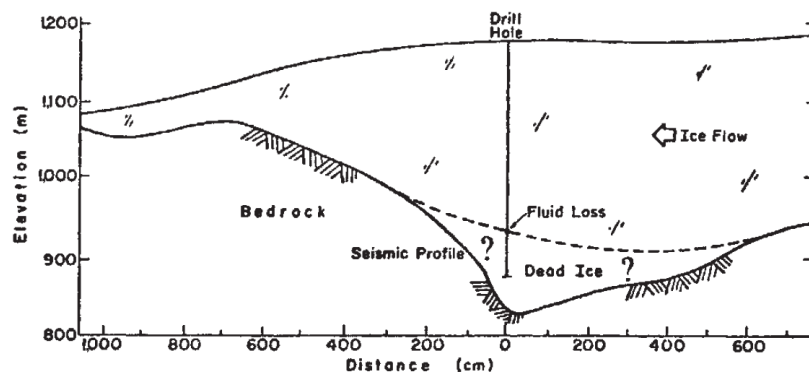
$$\text{transportavstand} = \sqrt{3,50^2 \text{ km}^2 + 0,55^2 \text{ km}^2}$$

$$\text{transportavstand} \approx 3,54 \text{ km}$$

$$\text{Gradient på isheis} = \cos^{-1} \frac{\text{horisontal avstand}}{\text{transportavstand}} = \cos^{-1} \frac{3,50 \text{ km}}{3,54 \text{ km}} \approx 9^\circ$$

Det finnes flere eksempler på at det kan oppstå skjærsoner i breer (Colbeck et al., 1978; Benn & Evans, 2010; Cuffey & Paterson, 2010; Eidsvåg, 2013; Tvedt, 2013), men det diskuteres fremdeles hva som er mekanismene rundt dette. I følge Cuffey og Paterson (2010) kan det oppstå skjærsoner mellom dynamisk aktiv og inaktiv is. Ved Isua på Grønland ble det gjennomført borer i en kaldbasert bre, men da de hadde boret 240 m dypt forsvant borevannet, noe som ble tolket til at de hadde truffet på en skjærsoner (Colbeck et al., 1978).

Figur 5.2 viser et profil over borehullet og viser hvordan en skjærsoner kan oppstå mellom den dynamisk aktive isen fra den dynamisk inaktive isen.



Figur 5.2 - Profil av breen ved Isua, Grønland og borehullet (Colbeck et al., 1978). Den stiplede linjen indikerer den antatte skjærsonen som skiller den dynamiske aktive isen fra den dynamiske inaktive isen.

Det er tidligere også foretatt undersøkelser av mulige skjærsoner i Det skandinaviske isdekket (Eidsvåg, 2013; Tvedt, 2013), der en rekke mulige hypoteser ble lagt frem. Både Eidsvåg (2013) og Tvedt (2013) mener at skjærsoner kan oppstå hvor det er et skille mellom varm og kald is både vertikalt og horisontalt. I tillegg mener Eidsvåg (2013) at skjærsonen kan oppstå i overgangen mellom kald og varm is der kald is omringer fjellmassivet, mens resten av isen er varmbasert. Dette kan skje dersom isen rundt fjellmassivet blir påvirket av blokkhavet. I følge Juliussen og Humlum (2007) vil den økte dybden til permafrosten i området med blokkhav øke sannsynligheten for oppbygging av kaldbasert is.

I følge Mangerud et al. (2011) kan det også være vertikal transport av materiale i et svært tykt isdekke, men dette forutsetter at isdekket har vært varmbasert. Til tross for at Juliussen og Humlum (2007) mener at blokkhav kan bevares under et varmbasert isdekke i en veldig kort periode, er dette mindre sannsynlig for blokkhavet på Gaustamassivet. Blokkhavet på Gaustamassivet strekker seg fra omtrent 1300 til 1883 m o.h., og skulle det vært varmbasert isdekke på toppen av fjellmassivet, ville trolig mer av blokkhavet blitt erodert bort ved lavere høyder grunnet et høyere trykk her. Man kan likevel ikke utelukke at de nedre delene av blokkhavet på Gaustamssivet kan ha overlevd en kort periode under varmbasert is.

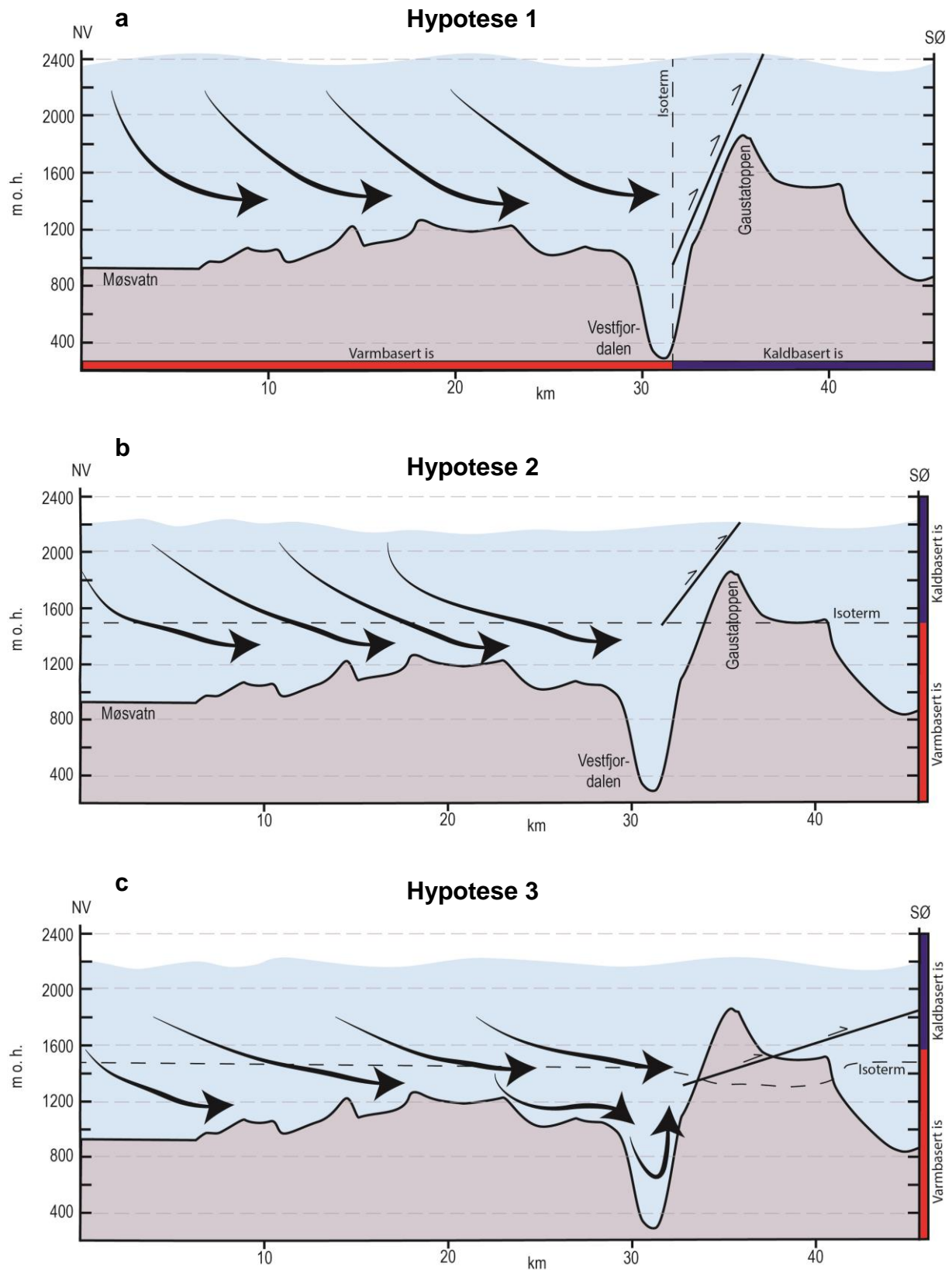
Isdekket som dekket Gaustamassivet må ha hatt egenskaper som bevarte blokkhavet, samt dannet skuringsstripene. I tillegg må det ha vært grunnlag for dannelsen av isheisen. Det er derfor påfølgende forklart de tre ulike hypotesene som er mest sannsynlig at kan ha foregått;

1. En vertikal isoterm, 2. En horisontal isoterm der isdekket er varmbasert i dalen og kaldbasert høyere oppe, 3. Gaustamassivet er kaldbasert, mens omkringliggende is er varmbasert. Ingen av disse hypotesene motsier at Det skandinaviske isdekket kan ha vært polytermalt, noe flere studier tyder på (Sugden, 1977; Sollid & Sørbel, 1982, 1984, 1988; Kleman & Borgström, 1990; Sollid & Sørbel, 1994; Kleman & Hättestrand, 1999; André, 2002; Kleman et al., 2008). Basert på observasjonen fra Møsvatn var deler av isdekket varmbasert i en kortere periode (Haug, 2005).

Ved en vertikal isoterm (Hypotese 1) (figur 5.3a) vil likevektslinjen utgjøre isotermeren. I akkumulasjonssonen vil det være varmbasert is, som er lokalisert nordvest for Gaustamassivet. Ablasjonssonen vil være lokalisert rundt Gaustamassivet, hvor isen er kaldbasert. På grunn av den høyere strømningshastigheten til varmbasert is vil det oppstå en skjærsone når denne møter motstanden til den langt mindre aktive kaldbaserte isen, og vil derfor forsøke å presse seg opp og over denne ismassen (Sugden, 1977).

Det har vært antydnet at Det skandinaviske isdekket antageligvis var horisontalt delt, der de øvre delene av isdekket var kaldbasert, mens nede i dalene var isen varmbasert (Sollid & Sørbel, 1994; Dahl et al., 1997). Dette har også blitt brukt som forklaring på de relativt horisontale trimlinjene, som ofte markerer blokkhavets nedre grense (Ballantyne, 1998). Som vist på figur 5.3b (Hypotese 2) vil skjærsone oppstå når den varmbaserte isen møter en hindring og blir presset opp i det kaldbaserte isdekket.

Som tidligere nevnt, kan områder med blokkhav i følge Juliussen og Humlum (2007), være med på å fremtvinge oppbygging av kaldbasert is på grunn av dybden til permafrosten. Når man i tillegg trekker inn kunnskapen om at det under LGM var varmbasert is ved Møsvatn (Haug, 2005), kan man se for seg en hypotese (Hypotese 3) hvor isdekket hadde en horisontal isoterm (Sollid & Sørbel, 1994), men der blokkhavet trolig har ført til at isen rundt Gaustamassivet ble nedkjølt, og dermed senket isotermeren rundt fjellmassivet (figur 5.3c). Når den varmbaserte isen i de lavereliggende delene av isdekket møter den kaldbaserte isen som omringer Gaustamassivet, vil det oppstå en skjærsone mellom de ulike temperaturregimene.



Figur 5.3 - Prinsippkisser som viser de ulike hypotesene a) en vertikal isoterm (Hypotese 1) og hvordan skjærsone ble dannet. b) en horisontal isoterm (Hypotese 2) og hvordan skjærsone ble dannet. Høyden på isotermer er korrelert med den maksimale høyden på skuringsstripene. c) en horisontal isoterm påvirket av den termale effekten til blokkhavet (Hypotese 3). Pilene viser intern isbevegelse og den stiplede linjen indikerer isotermer. Helningen på isheisen viser en forenklet modell, og kan derfor avvike fra realistisk helning.

I følge Mangerud (2004) lå isoverflaten under LGM trolig mellom 2000 og 2500 m o.h. Mest sannsynlig var de øverste 750 m av isdekket kaldbasert (Dahl et al., 1997), noe som betyr at den horisontale isoterme trolig lå mellom 1250 og 1750 m o.h. Hvis man sammenligner dette med hypotese 3 (figur 5.3c) der blokkhavet fører til en senkning av isoterme, samsvarer denne høyden omtrentlig med den maksimale høyden på fremmedmateriale (1620 m o.h.), stablinger (~1600 m o.h.) og skuringsstriper (1443 m o.h.). Det er vanskelig å bestemme nøyaktig hvilken høyde isoterme hadde på dette tidspunktet, men den må ha ligget over 900 m o.h., som er høyden på Møsvatn (Haug, 2005). Tatt i betraktning at det er funnet skuringsstriper opp til 1443 m o.h., kan dette muligens bety at dette også har vært høyden på den horisontale isoterme, da sannsynligheten for at skuringsstripene er laget av varm is er større enn at de er laget av kald is.

Når den varmbaserte isen ble presset opp over den kaldbaserte isen i skjærsonen vil det oppstå en økt mengde is her. Dette førte da til at isoverflaten steg som følge av økt tilførsel av is, eller at isdekket ga etter og fordelte den tilførte isen utover isoverflaten.

Størrelsen på skjærsonen er også ukjent, og hvorvidt den strakk seg helt opp til isoverflaten eller stoppet opp inne i isdekket er vanskelig å bedømme. Basert på resultatene fra feltarbeidet, der høyeste ikke-stedegne klast ble funnet på 1620 m o.h., kan muligens skjærsonen ha nådd opp til minst denne høyden. Likevel kan det ikke sees bort i fra at det har vært fremmedmateriale høyere oppe, men at dette materiale har rast ned langs de bratte sidene på fjellmassivet.

Det må også tas i betraktning at Gaustamassivet ligger sør for Vestfjorddalen. Til tross for at den regionale isbevegelsesretningen var mot sørøst, har trolig dimensjonene til Vestfjorddalen ført til at det har vært en effektiv drenering av is i dalen med strømrøtning mot øst. Når isen krysset Vestfjorddalen, vil trolig dreneringen mot øst nede i dalen ført til at isen som fortsatte videre mot Gaustamassivet mest sannsynlig hadde redusert kraft. Det må likevel ha vært nok kraft i isdekke til at skjærsonen kunne oppstå, og dermed transportert fremmedmateriale opp på Gaustamassivet.

5.3 Glasial historie for Gaustamassivet

Den glasiale historien for Gaustamassivet er basert på den antatte glasieringshistorien for regionen (figur 2.9), samt funn fra feltarbeidet på Gaustamassivet. I følge Haug (2005) har det vært flere fluktuasjoner i isdekket over de sørøstlige delene av Hardangervidda i løpet av sen-weichsel, og trolig har alle fluktuasjonene vært kaldbaserte. Unntaket er isdekket som lå over området under LGM. Dette isdekket har i en kortere periode vært varmbasert (kapittel 2.3), noe som har ført til dannelsen av morenedekke i området rundt Møsvatn som er lokalisert omtrent 10 km VNV for Gaustamassivet.

Basert på litteraturen om blokkhav, er trolig blokkhavet utviklet tidlig i pleistocen (Ballantyne, 2010), og er ved hjelp av fryse- og tineprosesser videreutviklet frem til i dag. En forutsetning for at blokkhavet på Gaustamassivet skulle ha blitt bevart er at isen som har dekket fjellmassivet var kaldbasert is, men det er likevel også mulig at blokkhavet kan ha overlevd korte perioder under et varmbasert isdekke (Juliussen & Humlum, 2007). På grunn av Gaustamassivets form, er det tvilsomt at det har blitt dannet is her, og isen har mest sannsynlig strømmet hit fra Hardangervidda-området.

Det har under hele kvartærperioden vært hyppige svingninger i klima, noe som har ført til gjentatte kalde stadialer med brevekst og varme interstadialer hvor isen smeltet både helt og delvis tilbake. Dette har trolig ført til at Gaustamassivet var isfritt under interstadialer og helt eller delvis dekket av is under stadialer under hele pleistocen. Isdekkene som lå over Gaustamassivet var mest sannsynlig kaldbaserte, noe som har ført til at blokkhavet har blitt bevart. Basert på konklusjonene til Haug (2005) var isdekket under LGM så tykt i området at bunnen nådde trykksmeltepunktet og begynte å erodere. Som diskutert i kapittel 5.2 hadde trolig isdekket i denne perioden en horisontal isoterm, noe som betyr at det var varmbasert i de nedre delene av breene og i dalene, mens de øverste delene bestod av kald is. Dersom denne isotermen lå rundt 1450 m o.h., betyr det at den varmbaserte nedre delen av isdekket har forårsaket skuringsstripene som ble observert. Forutsatt at de øverste 750 m var kaldbasert (Dahl et al., 1997), lå trolig isoverflaten på rundt 2200 m o.h. På grunn av de ulike termale regimene i isdekket oppstod det en isheis i form av en skjærsone rundt Gaustamassivet som transporterte materiale oppover. Basert på denne tolkningen var Gaustamassivet ikke en nunatak under siste istid, som er den generelle oppfatningen i litteraturen. Den kan likevel ha blitt isfri ganske raskt etter at isdekket i sen-weichsel begynte å smelte og bli tynnere. På grunn av at den øverste delen av isdekket var kaldbasert, forgikk mest sannsynlig

deglasiasjonen i form av vertikal nedsmelting, noe som førte til at blokkene inne i breen ble plassert på ulike steder av fjellmassivet. Basert på tolkningen av LIDAR-bildene, som beskrevet i kapittel 5.1.4, ble trolig moreneryggen på sørøstsiden av Gaustaknærne dannet som en sidemorene under deglasiasjonen. Dette tyder på at Gaustamassivet fungerte som en kil og delte isdekket, slik at det strømmet langs sidene på fjellmassivet.

Til tross for at glasiashistorien som er beskrevet over kan forklare dannelsen av alle de ulike observasjonene på Gaustamassivet, er det også muligheter for at dette kan være feil, da dette er basert på observasjoner og korrelasjoner. Blokkhavet som trolig ble dannet under tidlig pleistocen og videre utviklet frem til i dag, har mest sannsynlig blitt bevart under kaldbaserte isdekker, noe som gjør at det er begrenset hvor store endringer i glasiashistorien det kan være. Det er likevel en mulighet for at skuringsstripene ikke ble dannet av LGM-isdekket, men i stedet ble dannet under en av de flere kaldbaserte glasiashistoriene som har dekket Gaustamassivet. Den estimerte istykkelsen under LGM er basert på at isdekket var varmbasert ved omtrent 900 m o.h., samt funnet av glasialt transportert materiale på 1620 m o.h. Sistnevnte kan ha blitt avsatt under en tidligere glasiashistorie, noe som kan bety en svekkelse av teorien om hvorvidt Gaustamassivet var helt dekket av is.

Det har tidligere vært forsøkt å datere steinflater på Gaustamassivet (Linge et al., 2006) ved hjelp av eksponeringsdatering. Dette er et nyttig hjelpemiddel når man skal undersøke når en bre smeltet bort, og baserer seg på måling av konsentrasjonen av nuklider som er produsert i en eksponert bergart som er utsatt for kosmisk stråling fra verdensrommet. I kvarts blir for eksempel de sjeldne isotopene ^{10}Be (beryllium), ^{26}Al (aluminium) og ^{14}C (karbon) produsert, som kan brukes til å beregne tidspunkt for når steinflatene ble eksponert (Dahl & Linge, 2006). En forutsetning for at denne metoden skal fungere er at breen har erodert bort 1-2 meter med berggrunn og dermed blottlegger berggrunn som ikke er påvirket av tidligere kosmisk stråling.

Siden Gaustamassivet er dekket av blokkhav ga eksponeringsdatering av flater i blokkhavet trolig ikke en korrekt alder for når fjellmassivet ble isfritt. Basert på funn av fremmedmateriale på Gaustamassivet må fjellmassivet ha vært dekket av is, men for at blokkhavet skulle bli bevart må isen ha vært kaldbasert, noe som gjør at total erosjon trolig derfor har vært mindre enn 2 m. Derimot ville eksponeringsdatering av skurte flater og fremmedmateriale funnet i blokkhavet sannsynligvis gi deglasiasjonsalder til

Gaustamassivet. For å fastslå aldre for når Gaustamassivet ble isfritt kunne man ha analysert in situ ^{14}C , da disse er mindre utsatt for påvirkning fra eldre eksponering (Schimmelpfennig et al., 2012). ^{14}C har en halveringstid på 5730 år, noe som gjør at ^{14}C eldre enn 25 000 år, vil være borte. Dette vil være en nyttig metode å benytte på Gaustamassivet, siden de øvre delene av Gaustamassivet består av kvartsitt er svært nyttig for denne analysen.

5.4 Nunatak eller dekket av is?

Det har lenge vært spekulert i at fjelltopper dekket av blokkhav stakk opp som nunataker under siste istid (f.eks. Blytt, 1876; Sernander, 1896; Nesje et al., 1987; Nesje & Dahl, 1990; Dahl et al., 1997; Goehring et al., 2008; Dahl et al., 2010), men man vet også at blokkhav, og andre avsetninger, kan bevares under kaldbaserte isdekker (Lagerbäck & Robertsson, 1988). Det er allment antatt at Gaustamassivet var isfritt under siste istid, men det er også funnet spor som tyder på at blokkhavet på et tidspunkt har vært dekket av is (Sellier, 1995). Basert på litteraturen ble trolig blokkhavet dannet i løpet av tidlig i pleistocen (Ballantyne, 2010), men har gjennom periglasiale prosesser blitt videreutviklet frem til i dag. Denne masteroppgaven har tilført ytterligere bevis for at Gaustamassivet har vært dekket av is etter dannelsen av blokkhavet, basert på innsamlingene av istransportert materiale og observasjoner av stablinger.

Under feltarbeidet ble det funnet fremmedmateriale så høyt opp som 1620 m o.h., noe som gir et sikkert bevis på at minst én gang etter dannelsen av blokkhavet har Gaustamassivet vært dekket av is som minst har vært så tykk at den under nedsmelting la igjen en flyttblokk på denne høyden. Dette er riktignok mer enn 260 meter under høyeste punktet på Gaustamassivet, men de aller høyeste områdene er svært bratte (figur 3.4), noe som kan føre til at eventuelt fremmedmateriale herfra kan ha rast ned.

Basert på konklusjonene fra kapittel 5.2 og 5.3 kan mye tyde på at området under LGM var dekket av et svært tykt isdekke. Sannsynligvis var Gaustamassivet dekket av et isdekke med overflate på omtrent 2200 m o.h., hvor de øverste 750 m var kaldbasert is. Dette har ført til at blokkhavet ble bevart under isdekket. Denne estimerte tykkelsen stemmer overens med flere av glasiasjonsmodellene som er laget for Det skandinaviske isdekket (Mangerud et al., 2011). Mye tyder derfor på at dette kan være et realistisk scenario for Gaustamassivet og at teorien om at fjellmassivet stakk opp av isen under siste istid ikke stemmer.

5.5 Videre arbeid

Det er en rekke muligheter for hvordan man kan arbeide videre med dette prosjektet for å finne ytterligere informasjon rundt glasiasjonshistorien og utviklingen til Gaustamassivet.

Sommeren 2015 var det planlagt en ny runde med feltarbeid, men grunnet sen snøsmelting på Gaustatoppen måtte feltarbeidet avlyses. Planen for dette feltarbeidet var å fortsette registrering av fremmedmateriale i områdene som ikke ble dekket under første runde med feltarbeid, blant annet nordsiden av Gaustamassivet og den vestlige langsiden, ned mot Gausdalen. Det var i tillegg ønskelig å sammenligne ulike seksjoner av blokkhavet over og under den antatte isoterme i isdekket, for å undersøke om det er realistisk at blokkhavet nedenfor kan ha vært dekket av et varmbasert isdekket i løpet av en kort periode eller ikke.

Moreneryggen på Råen som er blitt undersøkt ved bruk av LIDAR-bilder, er ikke detaljert undersøkt, foruten om innsamling av klaster funnet på overflaten. Disse tyder på at moreneryggen består av både lokale og langveis transporterte klaster. En detaljert undersøkelse av denne for å teste teorien om at dette er en sidemorene hadde vært ønskelig.

Som diskutert i kapittel 5.3 kan datering av flyttblokker kunne aldersbestemme når fjellmassivet ble isfritt. Ideelt sett ville datering av flyttblokker fra foten av fjellmassivet, ca. 1200 m o.h., opp til toppen på 1883 m o.h. gi det beste resultatet, men siden det ikke forekommer flyttblokker høyere enn 1620 m o.h. vil datering bli begrenset til denne høyden. Et transekt av eksponeringsaldre på langs av fjellmassivet kunne også gi nyttig informasjon for å finne ut om ulike deler av fjellmassivet ble isfritt på ulike tidspunkt. En analyse av *in situ* ^{14}C kunne også bidra med nyttig informasjon om når de ulike delene av Gaustamassivet ble isfritt.

6 Konklusjon

- Bergartsprøvene som ble samlet inn på Gaustamassivet i forbindelse med denne oppgaven har i hovedsak samme litologi som berggrunnen, med unntak av gangbergarter fra Hardangerviddaområdet.
- En provenansanalyse viser at materialet er transportert fra nordvest.
- Målinger av skuringsstriper fra Gaustamassivet samsvarer med den regionale isbevegelsesretningen for sen-weichsel lagt frem av Vorren (1977).
- Basert på LIDAR-bilder av området er det konkludert med at moreneryggen SØ for Gaustaknærne er en sidemorene dannet under en deglasiationsfase etter siste istid.
- Det finnes ingen flyttblokker sør for Gaustamassivet som er lokalisert høyere enn den høyeste bergartsprøven av ikke-stedegen litologi som ble funnet på Gaustamassivet.
- Under LGM lå Gaustamassivet trolig under et isdekke med isoverflate på rundt 2200 m o.h.
- Isdekket som lå over Gaustamassivet hadde en horisontal isoterm på omtrent 1450 m o.h., der det var varmbasert is under og kaldbasert is over.
- En skjærsone oppstod som følge av ulike temperaturregimer i isdekket, noe som gjorde at fremmedmateriale ble transportert oppover i isdekket og avsatt her.
- Basert på tolkningene av dataene fra denne oppgaven, kan det tyde på at Gaustamassivet ikke var en nunatak under LGM, men først i senglasial tid.
- Dersom denne masteroppgaven blir akseptert av det geologiske forskningsmiljøet, vil det være nødvendig å endre informasjonsskiltene som er plassert langs hovedstien på vei opp til Gaustatoppen, da disse beskriver teorien om at Gaustamassivet var isfritt under siste istid. Dette vil være viktig for å sikre at turister og turinteresserte får tilgang til den nyeste geologiske forskningen.

7 Referanseliste

- André, M. F. (2002) Geomorphic evidence for recurrent cold-based ice conditions in Nordic uplands during the Quaternary glaciations (Aurivaara Plateau, North Sweden). *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 56(2), 74-79.
- Ballantyne, C. K. (1998) Age and significance of mountain-top detritus. *Permafrost and Periglacial Processes*, 9(4), 327-345.
- Ballantyne, C. K. (2010) A general model of autochthonous blockfield evolution. *Permafrost and Periglacial Processes*, 21(4), 289-300.
- Ballantyne, C. K., & Harris, C. (1994) *The Periglaciation of Britain*. Cambridge: University Press.
- Bellian, J. A., Kerans, C., & Jennette, D. C. (2005) Digital outcrop models: applications of terrestrial scanning lidar technology in stratigraphic modeling. *Journal of Sedimentary Research*, 75(2), 166-176.
- Benn, D., & Evans, D. J. (2010) *Glaciers and glaciation* (2. utg.). London: Hodder Education.
- Bingen, B., Skår, Ø., Marker, M., Sigmond, E. M., Nordgulen, Ø., Ragnhildstveit, J., Mansfeld, J., Tucker, R. D., & Liégeois, J.-P. (2005) Timing of continental building in the Sveconorwegian orogen, SW Scandinavia. *Norwegian Journal of Geology*, 85(1-2), 87-116.
- Blytt, A. (1876) *Essay on the immigration of the Norwegian flora during alternating rainy and dry period*. Oslo: Cammermeyer.
- Briner, J., Miller, G., Davis, P. T., Bierman, P., & Caffee, M. (2003) Last Glacial Maximum ice sheet dynamics in Arctic Canada inferred from young erratics perched on ancient tors. *Quaternary Science Reviews*, 22(5), 437-444.
- Brochmann, C., Gabrielsen, T. M., Nordal, I., Landvik, J. Y., & Elven, R. (2003) Glacial survival or tabula rasa? The history of North Atlantic biota revisited. *Taxon*, 52(3), 417-450.
- Brook, E. J., Nesje, A., Lehman, S. J., Raisbeck, G. M., & Yiou, F. (1996) Cosmogenic nuclide exposure ages along a vertical transect in western Norway: implications for the height of the Fennoscandian ice sheet. *Geology*, 24(3), 207-210.
- Buchan, K. L., Mertanen, S., Park, R. G., Pesonen, L. J., Elming, S. Å., Abrahamsen, N., & Bylund, G. (2000) Comparing the drift of Laurentia and Baltica in the Proterozoic: the importance of key palaeomagnetic poles. *Tectonophysics*, 319(3), 167-198.
- Colbeck, S. C., St Lawrence, W., & Gow, A. J. (1978) Creep rupture at depth in a cold ice sheet. *Nature*, 275(5682), 733.
- Cuffey, K. M., & Paterson, W. S. B. (2010) *The physics of glaciers* (4. utg.). Amsterdam: Elsevier.
- Dahl, E. (1955) Biogeographic and geologic indications of unglaciated areas in Scandinavia during the glacial ages. *Geological Society of America Bulletin*, 66(12), 1499-1520.
- Dahl, E. (1992) Nunataktheori: IV. Hvor fantes isfrie områder og hva slags planter kunne leve på dem. *Blyttia*, 50(1), 23-35.
- Dahl, S. O., & Linge, H. (2006) Kald is, varm is og klima. *Cierone 4/2006*, 15(4), 28-30.
- Dahl, S. O., Linge, H. C., Fabel, D., & Murray, A. (2010) Extent and timing of the Scandinavian Ice Sheet during the Late Weichselian (MIS 3/2) glacier maximum in central southern Norway – link to the Norwegian Channel Ice Stream? *NGF abstracts and proceedings*, 37-38.
- Dahl, S. O., Nesje, A., & Øvstedal, J. (1997) Cirque glaciers as morphological evidence for a thin Younger Dryas ice sheet in east-central southern Norway. *Boreas*, 26(3), 161-180.

- Dons, J., & Jorde, K. (Kartograf). (1978). Geologisk kart over Norge, berggrunnskart Skien; 1: 250,000.
- Dowdeswell, J. A., Ottesen, D., & Rise, L. (2010) Rates of sediment delivery from the Fennoscandian Ice Sheet through an ice age. *Geology*, 38(1), 3-6.
- Drewry, D. J. (1986) *Glacial Geologic Processes*. London: Edward Arnold.
- Eidsvåg, J. S. (2013) *Glasiationshistorie og provenancestudier av flyttblokker frå Storsølnekletten, Alvdal, Hedmark*. (Mastergradsavhandling), Institutt for geovitenskap, Universitetet i Bergen, Bergen.
- eklima.no (2015) Værdata. Lastet ned 14.01, 2015, fra <http://www.eklima.no>
- Etzelmüller, B., Berthling, I., & Sollid, J. L. (2003) Aspects and concepts on the geomorphological significance of Holocene permafrost in southern Norway. *Geomorphology*, 52(1), 87-104.
- Fabel, D., Ballantyne, C. K., & Xu, S. (2012) Trimlines, blockfields, mountain-top erratics and the vertical dimensions of the last British–Irish Ice Sheet in NW Scotland. *Quaternary Science Reviews*, 55, 91-102.
- Fabel, D., Stroeven, A. P., Harbor, J., Kleman, J., Elmore, D., & Fink, D. (2002) Landscape preservation under Fennoscandian ice sheets determined from in situ produced ¹⁰Be and ²⁶Al. *Earth and Planetary Science Letters*, 201(2), 397-406.
- Fjellanger, J., Sørbel, L., Linge, H., Brook, E. J., Raisbeck, G. M., & Yiou, F. (2006) Glacial survival of blockfields on the Varanger Peninsula, northern Norway. *Geomorphology*, 82(3), 255-272.
- Forsström, P.-L., & Greve, R. (2004) Simulation of the Eurasian ice sheet dynamics during the last glaciation. *Global and Planetary Change*, 42(1), 59-81.
- Frenzel, B., Pécsi, M., & Velichko, A. A. (1992) *Atlas of paleoclimates and paleoenvironments of the Northern Hemisphere*. Budapest: Geographical Research Institute, Hungarian Academy of Sciences.
- Gabrielsen, R. H., Faleide, J. I., Pascal, C., Braathen, A., Nystuen, J. P., Etzelmüller, B., & O'Donnell, S. (2010) Latest Caledonian to Present tectonomorphological development of southern Norway. *Marine and Petroleum Geology*, 27(3), 709-723.
- Gaustabanen.no (2015) Gaustabanen. Lastet ned 10.01, 2015, fra <http://www.gaustabanen.no/gaustabanen>
- Gee, D. G., Fossen, H., Henriksen, N., & Higgins, A. K. (2008) From the early Paleozoic platforms of Baltica and Laurentia to the Caledonide Orogen of Scandinavia and Greenland. *Episodes*, 31(1), 44.
- Gjessing, J. (1967) Norway's paleic surface. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 21(2), 69-132.
- Gjærevoll, O. (1963) *Survival of plants on nunataks in Norway during the Pleistocene glaciation*. Oxford: Pergamon Press.
- Gjærevoll, O., & Ryvarden, L. (1977) *Botanical investigations on J.A.D. Jensens nunatakker in Greenland*. Trondheim: Universitetsforlaget.
- Goehring, B. M., Brook, E. J., Linge, H., Raisbeck, G. M., & Yiou, F. (2008) Beryllium-10 exposure ages of erratic boulders in southern Norway and implications for the history of the Fennoscandian Ice Sheet. *Quaternary Science Reviews*, 27(3), 320-336.
- Haug, E. (2005) *OSL-dateringer av Weichsel Sedimenter på Sørøstlige Hardangervidda, Sør-Norge*. (Mastergradsavhandling), Institutt for geovitenskap, Universitetet i Bergen, Bergen.
- Helmens, K., Bos, J., Engels, S., Van Meerbeeck, C., Bohncke, S., Renssen, H., Heiri, O., Brooks, S., Seppä, H., & Birks, H. (2007) Present-day temperatures in northern Scandinavia during the last glaciation. *Geology*, 35(11), 987-990.



- Hughen, K., Lehman, S., Southon, J., Overpeck, J., Marchal, O., Herring, C., & Turnbull, J. (2004) 14C activity and global carbon cycle changes over the past 50,000 years. *Science*, 303(5655), 202-207.
- Högbom, A. G. (1910) *Precambrian geology of Sweden* (10 utg.): Bulletin Geological Institute
- Juliussen, H., & Humlum, O. (2007) Preservation of block fields beneath Pleistocene ice sheets on Sølen and Elgåhogna, central-eastern Norway. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementary Issues*, 51(2), 113-138.
- Kartverket (2014) Gratis kartdata. Lastet ned 15.12, 2014, fra http://data.kartverket.no/download/?_ga=1.178899044.194771095.1426588350
- Kartverket (2015) Norgeskart.no. Lastet ned 2015, 01.09, fra <http://www.norgeskart.no>
- Kleman, J., & Borgström, I. (1990) The boulder fields of Mt. Fulufjället, west-central Sweden-Late Weichselian boulder blankets and interstadial periglacial phenomena. *Geografiska Annaler. Series A. Physical Geography*, 72(1), 63-78.
- Kleman, J., & Glasser, N. F. (2007) The subglacial thermal organisation (STO) of ice sheets. *Quaternary Science Reviews*, 26(5), 585-597.
- Kleman, J., & Hättestrand, C. (1999) Frozen-bed Fennoscandian and Laurentide ice sheets during the Last Glacial Maximum. *Nature*, 402(6757), 63-66.
- Kleman, J., Stroeven, A. P., & Lundqvist, J. (2008) Patterns of Quaternary ice sheet erosion and deposition in Fennoscandia and a theoretical framework for explanation. *Geomorphology*, 97(1), 73-90.
- Laajoki, K., & Corfu, F. (2007) Lithostratigraphy of the Mesoproterozoic Vemork formation, central Telemark, Norway. *Bulletin-Geological society of Finland*, 79(1), 41-67.
- Lagerbäck, R., & Robertsson, A. (1988) Kettle holes-stratigraphical archives for Weichselian geology and palaeoenvironment in northernmost Sweden. *Boreas*, 17(4), 439-468.
- Lambeck, K., Purcell, A., Zhao, J., & Svensson, N. O. (2010) The Scandinavian ice sheet: from MIS 4 to the end of the Last Glacial Maximum. *Boreas*, 39(2), 410-435.
- Lamminen, J., & Köykkä, J. (2010) The provenance and evolution of the Rjukan Rift Basin, Telemark, south Norway: The shift from a rift basin to an epicontinental sea along a Mesoproterozoic supercontinent. *Precambrian Research*, 181(1-4), 129-149.
- Lidmar-Bergström, K., Bonow, J. M., & Japsen, P. (2013) Stratigraphic Landscape Analysis and geomorphological paradigms: Scandinavia as an example of Phanerozoic uplift and subsidence. *Global and Planetary Change*, 100, 153-171.
- Linge, H., Brook, E. J., Nesje, A., Raisbeck, G. M., Yiou, F., & Clark, H. (2006) In situ ¹⁰Be exposure ages from southeastern Norway: implications for the geometry of the Weichselian Scandinavian ice sheet. *Quaternary Science Reviews*, 25(9), 1097-1109.
- Mangerud, J. (2004) Ice sheet limits in Norway and on the Norwegian continental shelf. *Developments in Quaternary Sciences*, 2, 271-294.
- Mangerud, J., Gyllencreutz, R., Lohne, Ö., & Svendsen, J. I. (2011) Glacial history of Norway. *Developments in Quaternary Sciences*, 15, 279-298.
- Mangerud, J., Jansen, E., & Landvik, J. Y. (1996) Late Cenozoic history of the Scandinavian and Barents Sea ice sheets. *Global and Planetary Change*, 12(1-4), 11-26.
- Mitchell, S. G., & Montgomery, D. R. (2006) Influence of a glacial buzzsaw on the height and morphology of the Cascade Range in central Washington State, USA. *Quaternary Research*, 65(1), 96-107.
- Nesje, A., Anda, E., Rye, N., Lien, R., Hole, P., & Blikra, L. H. (1987) The vertical extent of the Late Weichselian ice sheet in the Nordfjord-Møre area, western Norway. *Norsk geologisk tidsskrift*, 67(2), 125-141.




- Nesje, A., & Dahl, S. O. (1990) Autochthonous block fields in southern Norway: Implications for the geometry, thickness, and isostatic loading of the Late Weichselian Scandinavian ice sheet. *Journal of Quaternary Science*, 5(3), 225-234.
- Nesje, A., & Dahl, S. O. (1992) Geometry, thickness and isostatic loading of the Late Weichselian Scandinavian ice sheet. *Norsk geologisk tidsskrift*, 72(3), 271-273.
- NGU (2014) Kartdatabase - Berggrunnskart. Lastet ned 28.12, 2014, fra <http://geo.ngu.no/kart/berggrunn/>
- NGU (2015) Kartdatabase - Løsmasse. Lastet ned 20.01, 2015, fra <http://www.ngu.no/no/hm/Kart-og-data/Losmasser/>
- Nielsen, S. B., Gallagher, K., Leighton, C., Balling, N., Svenningsen, L., Jacobsen, B. H., Thomsen, E., Nielsen, O. B., Heilmann-Clausen, C., & Egholm, D. L. (2009) The evolution of western Scandinavian topography: a review of Neogene uplift versus the ICE (isostasy–climate–erosion) hypothesis. *Journal of Geodynamics*, 47(2), 72-95.
- Nordhagen, R. (1936) *Skandinavias fjellflora og dens relasjoner til den siste istid*. Helsinki: Finska Litteratursällskapet.
- Näslund, J., Rodhe, L., Fastook, J., & Holmlund, P. (2003) New ways of studying ice sheet flow directions and glacial erosion by computer modelling—examples from Fennoscandia. *Quaternary Science Reviews*, 22(2), 245-258.
- Olsen, L., Sveian, H., & Bergstrøm, B. (2001) Rapid adjustments of the western part of the Scandinavian lee Sheet during the Mid and late Weichselian. *Norsk geologisk tidsskrift*, 81, 93-118.
- Olsen, L., Sveian, H., Bergstrøm, B., Ottesen, D., & Rise, L. (2013). Quaternary glaciations and their variations in Norway and on the Norwegian continental shelf. I Fredin O. Olsen L., Olsen O. (Red.), *Quaternary Geology of Norway*, Geological Survey of Norway Special Publication (Vol. 13, s. 27-78).
- Pedersen, V. K., & Egholm, D. L. (2013) Glaciations in response to climate variations preconditioned by evolving topography. *Nature*, 493(7431), 206-210.
- Phillips, W. M., Hall, A. M., Mottram, R., Fifield, L. K., & Sugden, D. E. (2006) Cosmogenic ¹⁰Be and ²⁶Al exposure ages of tors and erratics, Cairngorm Mountains, Scotland: Timescales for the development of a classic landscape of selective linear glacial erosion. *Geomorphology*, 73(3-4), 222-245.
- Ramberg, I. B., Bryhni, I., & Nøttvedt, A. (Red.). (2007). *Landet blir til: Norges geologi* (2. utg.). Trondheim: Norsk geologisk forening.
- Schimmelpfennig, I., Schaefer, J. M., Goehring, B. M., Lifton, N., Putnam, A. E., & Barrell, D. J. A. (2012) Calibration of the in situ cosmogenic ¹⁴C production rate in New Zealand's Southern Alps. *Journal of Quaternary Science*, 27(7), 671-674. doi: 10.1002/jqs.2566
- Sejrup, H., Larsen, E., Landvik, J., King, E., Haflidason, H., & Nesje, A. (2000) Quaternary glaciations in southern Fennoscandia: evidence from southwestern Norway and the northern North Sea region. *Quaternary Science Reviews*, 19(7), 667-685.
- Sellier, D. (1995) Le felsenmeer du Mont Gausta (Telemark, Norvège): environnement, caractères morphologiques et significations paléogéographiques. *Géographie physique et Quaternaire*, 49(2), 185-205.
- senorge.no (2015) Snødekke i Norge. Lastet ned 14.01, 2015, fra <http://www.senorge.no/index.html?p=klima>
- Sernander, R. (1896) Några ord med anledning af Gunnar Andersson, Svenska Växtvärldens historia. *Botaniska notiser*, 1896, 114-128.
- Siegert, M. J., & Dowdeswell, J. A. (2004) Numerical reconstructions of the Eurasian Ice Sheet and climate during the Late Weichselian. *Quaternary Science Reviews*, 23(11), 1273-1283.




- Sigmond, E. M. O. G., S; Solli, A. (1997) The Rjukan Proterozoic rift basin, its basement and cover, volcanic and sedimentary infill, and associated intrusions. *Norges geologiske undersøkelse* 433, 6-7.
- Small, E. E., Anderson, R. S., & Hancock, G. S. (1999) Estimates of the rate of regolith production using ^{10}Be and ^{26}Al from an alpine hillslope. *Geomorphology*, 27(1–2), 131-150.
- Small, E. E., Anderson, R. S., Repka, J. L., & Finkel, R. (1997) Erosion rates of alpine bedrock summit surfaces deduced from in situ ^{10}Be and ^{26}Al . *Earth and Planetary Science Letters*, 150(3), 413-425.
- Solli, A., & Nordgulen, Ø. (Kartograf). (2007). Berggrunnskart over Norge og Kaledonidene i Sverige og Finland–M 1: 2000000.
- Sollid, J., & Sørbel, L. (1982) Kort beskrivelse til glacialgeologisk kart over Midt-Norge 1: 500 000. *Norwegian Journal of Geography*, 36, 225-232.
- Sollid, J., & Sørbel, L. (1984) Distribution and genesis of moraines in Central Norway. *Striae*, 20, 63-67.
- Sollid, J., & Sørbel, L. (1988) Influence of temperature conditions in formation of end moraines in Fennoscandia and Svalbard. *Boreas*, 17(4), 553-558.
- Sollid, J., & Sørbel, L. (1994) Distribution of glacial landforms in southern Norway in relation to the thermal regime of the last continental ice sheet. *Geografiska Annaler. Series A. Physical Geography*, 76(1-2), 25-35.
- Sugden, D. (1977) Reconstruction of the morphology, dynamics, and thermal characteristics of the Laurentide Ice Sheet at its maximum. *Arctic and Alpine Research*, 9(1), 21-47.
- Svendsen, J. I., Alexanderson, H., Astakhov, V. I., Demidov, I., Dowdeswell, J. A., Funder, S., Gataullin, V., Henriksen, M., Hjort, C., Houmark-Nielsen, M., Hubberten, H. W., Ingólfsson, Ó., Jakobsson, M., Kjær, K. H., Larsen, E., Lokrantz, H., Lunkka, J. P., Lyså, A., Mangerud, J., Matiouchkov, A., Murray, A., Möller, P., Niessen, F., Nikolskaya, O., Polyak, L., Saarnisto, M., Siegert, C., Siegert, M. J., Spielhagen, R. F., & Stein, R. (2004) Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia. *Quaternary Science Reviews*, 23(11–13), 1229-1271.
- Torsvik, T., Smethurst, M., Meert, J. G., Van der Voo, R., McKerrow, W., Brasier, M., Sturt, B., & Walderhaug, H. (1996) Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and Palaeozoic—a tale of Baltica and Laurentia. *Earth-Science Reviews*, 40(3), 229-258.
- Tvedt, M. M. (2013) *Rekonstruksjon av isbevegelsesretninger basert på flyttblokker, Heidalsmuen (1745 m oh), Sel i Oppland*. (Mastergradsavhandling), Institutt for geovitenskap, Universitetet i Bergen, Bergen.
- Vorren, T. (1979) *Weichselian Ice Movements, Sediments and Stratigraphy on Hardangervidda, South Norway; 350*. Trondheim: Universitetsforlaget.
- Vorren, T., & Roaldset, E. (1977) Stratigraphy and lithology of Late Pleistocene sediments at Møvatn, Hardangervidda, South Norway. *Boreas*, 6(1), 53-69.
- Vorren, T. O. (1977) Weichselian ice movement in South Norway and adjacent areas. *Boreas*, 6(3), 247-257.
- Wyckoff, D. (1933) Geology of the Mt. Gausta Region in Telemark, Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift* 13(1-4), 1-72.
- Zhang, K., Chen, S.-C., Whitman, D., Shyu, M.-L., Yan, J., & Zhang, C. (2003) A progressive morphological filter for removing nonground measurements from airborne LIDAR data. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 41(4), 872-882.


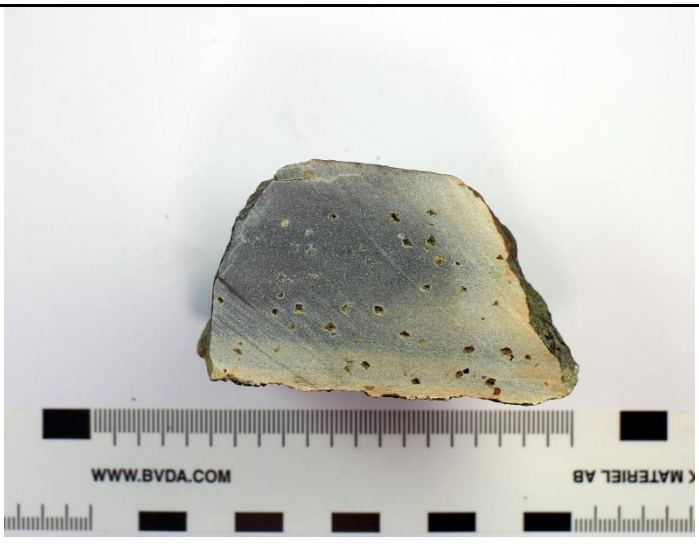
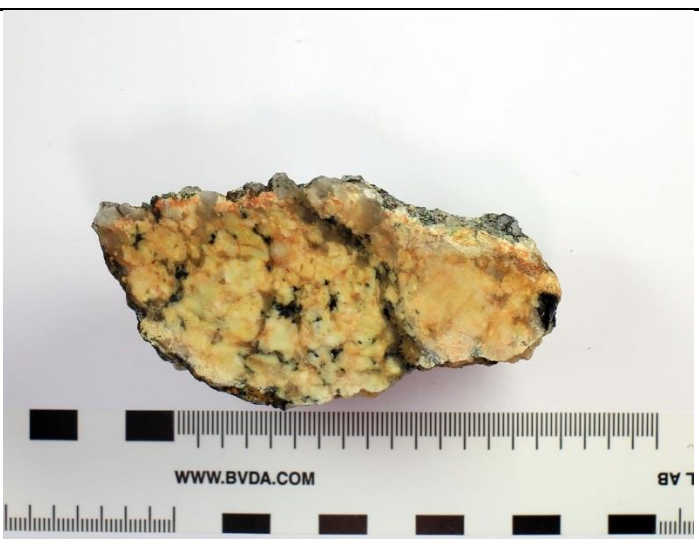
Vedlegg A




Bilde av alle bergartsprøvene som ble samlet inn under feltarbeidet på Gaustamassivet. Skalaen på bildene er cm.




Prøve nr.	Bergart	Bilde
1	Granittisk gneis	 A photograph of a rock sample, identified as 'Granittisk gneis'. The rock is a light tan color with a fine, granular texture and some darker, possibly mafic, inclusions. It is shown against a white background with a ruler below it for scale. The ruler has markings in centimeters and millimeters. Text on the ruler includes 'KTM', 'WWW.BVDA.COM', and 'AB'.
2	Granitt	 A photograph of a rock sample, identified as 'Granitt'. The rock is a light tan color with a coarse, crystalline texture. It is shown against a white background with a ruler below it for scale. The ruler has markings in centimeters and millimeters. Text on the ruler includes 'KTM-KRIM,TEKNISK MATERIEL AB', 'WWW.BVDA.COM', and 'KTM-KRIM,TEKNISK MATERIEL'.




3	Granitt	 A photograph of a granitic rock specimen, characterized by a coarse-grained texture with visible feldspar and quartz crystals. The rock is light brown to tan with dark mineral inclusions. A ruler is placed below the specimen for scale, showing a length of approximately 4 cm.
4	Monzonitt	 A photograph of a monzonitic rock specimen, showing a fine-grained texture with a mix of light-colored feldspar and dark-colored mafic minerals. A ruler is placed below the specimen for scale, showing a length of approximately 4 cm. The text "WWW.BVDA.COM" is visible on the ruler.
5	Granitt	 A photograph of a granitic rock specimen, showing a coarse-grained texture with visible feldspar and quartz crystals. The rock is light brown to tan with dark mineral inclusions. A ruler is placed below the specimen for scale, showing a length of approximately 4 cm. The text "WWW.BVDA.COM" is visible on the ruler.




6	Granitt m/pegmatitt	 A photograph of a rock sample, identified as Granitt m/pegmatitt. The rock is light-colored with a mottled appearance, showing some darker spots. It is irregularly shaped and has a rough, weathered surface. A ruler is placed below the rock for scale, showing markings in millimeters. The ruler has the text "WWW.BVDA.COM" and "ISK MATERIEL AB" printed on it.
7	Ultramafisk prekambrisk gangbergart	 A photograph of a dark, almost black rock sample, identified as Ultramafisk prekambrisk gangbergart. The rock is irregularly shaped and has a rough, weathered surface. A ruler is placed below the rock for scale, showing markings in millimeters. The ruler has the text "WWW.BVDA.COM" and "ISK MATERIEL AB" printed on it.
8	Ukjent sedimentær bergart	 A photograph of a rock sample, identified as Ukjent sedimentær bergart. The rock is light-colored with a mottled appearance, showing some darker spots. It is irregularly shaped and has a rough, weathered surface. A ruler is placed below the rock for scale, showing markings in millimeters. The ruler has the text "WWW.BVDA.COM" and "RIEL AB" printed on it.

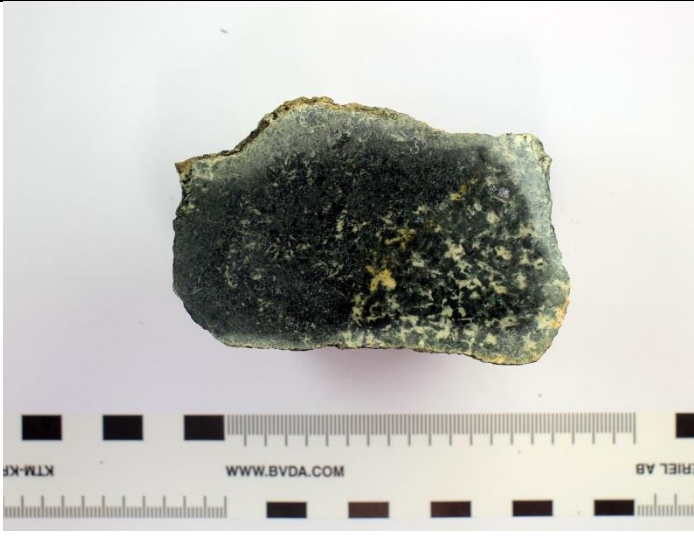

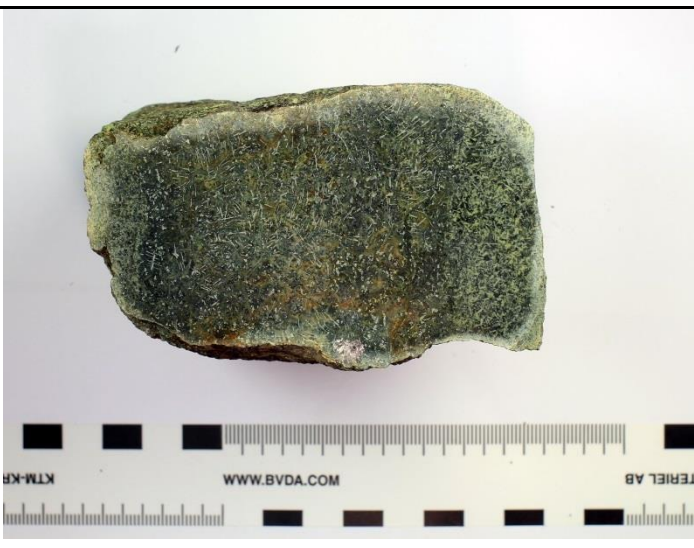
9	Granitt	
10	Ukjent sedimentær bergart	
11	Pegmatitt	


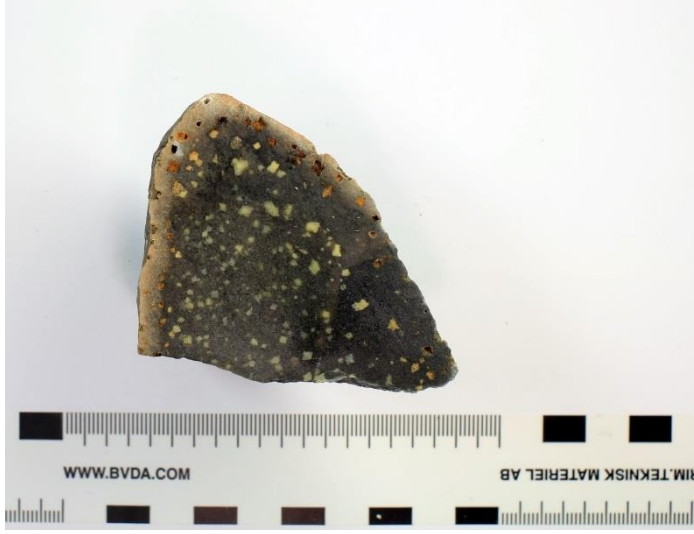

12	Metagabbro	
13	Kvartsitt	
14	Metagabbro	




15	Ultramafisk prekambrisk gangbergart	
16	Ukjent sedimentær bergart	
17	Arkose	

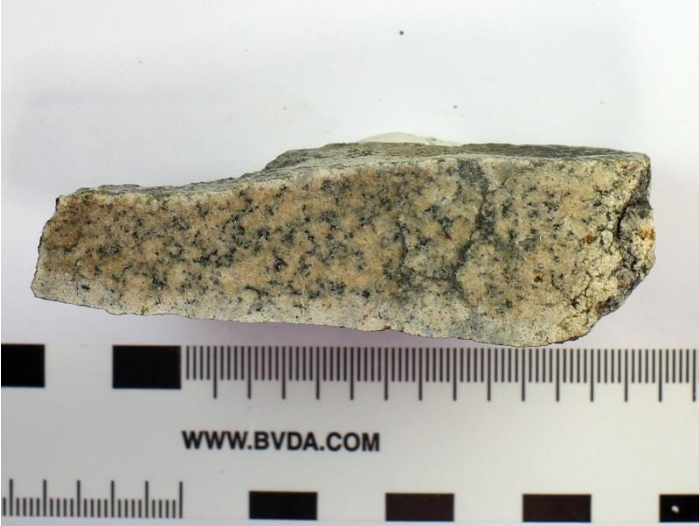


18	Kvartsitt	 A photograph of a small, irregular, greyish-brown rock fragment, identified as Kvartsitt. The fragment is roughly triangular with jagged edges. Below the fragment is a ruler with millimeter markings and a black square marker.
19	Gabbro	 A photograph of a dark, irregular rock fragment, identified as Gabbro. The fragment is roughly rectangular with jagged edges and a dark, speckled texture. Below the fragment is a ruler with millimeter markings, a black square marker, and the text "WWW.BVDA.COM".
20	Kvartsitt	 A photograph of a larger, irregular, greyish-brown rock fragment, identified as Kvartsitt. The fragment is roughly rectangular with jagged edges and a speckled texture. Below the fragment is a ruler with millimeter markings, a black square marker, the text "WWW.BVDA.COM", and "SK MATERIEL AB".




21	Arkose	 <p>A photograph of a light-colored, sandy rock fragment with numerous small, reddish-brown spots (iron oxide). The fragment is irregularly shaped and roughly triangular. Below the rock is a metric ruler with millimeter markings. The text "WWW.BVDA.COM" is printed on the ruler. There are also four black rectangular markers below the ruler.</p>
22	Metagabbro	 <p>A photograph of a dark, dark grey to black rock fragment with some lighter, yellowish-green spots. The fragment is irregularly shaped and roughly oval. Below the rock is a metric ruler with millimeter markings. The text "WWW.BVDA.COM" is printed on the ruler. There are also four black rectangular markers below the ruler.</p>
23	Metagabbro	 <p>A photograph of a dark, dark grey to black rock fragment with some lighter, yellowish-green spots. The fragment is irregularly shaped and roughly oval. Below the rock is a metric ruler with millimeter markings. The text "WWW.BVDA.COM" is printed on the ruler. There are also four black rectangular markers below the ruler.</p>

24	Metagabbro	 A photograph of a dark, crystalline rock sample, identified as Metagabbro. The rock is roughly rectangular with irregular edges and a dark, almost black, color with some lighter, yellowish-brown spots. Below the rock is a ruler with markings in millimeters and centimeters. The ruler has the text "WWW.BVDA.COM" and "RIEL AB" visible.
25	Granitt m/pegmatitt	 A photograph of a light-colored, crystalline rock sample, identified as Granitt m/pegmatitt. The rock is roughly rectangular with irregular edges and a light brown, tan, or beige color with some darker, greenish spots. Below the rock is a ruler with markings in millimeters and centimeters. The ruler has the text "WWW.BVDA.COM" and "ISK MATERIEL AB" visible.
26	Metagabbro	 A photograph of a dark, crystalline rock sample, identified as Metagabbro. The rock is roughly rectangular with irregular edges and a dark, almost black, color with some lighter, yellowish-brown spots. Below the rock is a ruler with markings in millimeters and centimeters. The ruler has the text "WWW.BVDA.COM" and "RIEL AB" visible.



27	Granitt	 A photograph of a granite specimen, which is a light-colored, crystalline rock with a speckled texture. It is shown next to a ruler for scale. The ruler has markings in millimeters and centimeters, and the text "WWW.BVDA.COM" is visible below it.
28	Metavulkanitt	 A photograph of a metavolcanite specimen, which is a dark, crystalline rock with a speckled texture. It is shown next to a ruler for scale. The ruler has markings in millimeters and centimeters, and the text "WWW.BVDA.COM" and "MM.TEKNISK MATERIEL AB" are visible below it.
29	Kvartsitt	 A photograph of a quartzite specimen, which is a light-colored, crystalline rock with a speckled texture. It is shown next to a ruler for scale. The ruler has markings in millimeters and centimeters, and the text "WWW.BVDA.COM" is visible below it.

30	Metagabbro	 <p>A photograph of a dark green, crystalline rock specimen, identified as Metagabbro. The rock has an irregular, roughly rectangular shape with some surface texture. Below the specimen is a metric ruler for scale, showing markings in millimeters. The ruler includes the text 'WWW.BVDA.COM' and '8A'.</p>
31	Glimmer- og hematitt kvartsitt	 <p>A photograph of a dark grey to black, layered rock specimen, identified as Glimmer- og hematitt kvartsitt. The rock is elongated and shows distinct layering or foliation. Below the specimen is a metric ruler for scale, showing markings in millimeters.</p>
32	Arkose	 <p>A photograph of a dark brown, angular rock specimen, identified as Arkose. The rock has a somewhat elongated, irregular shape. Below the specimen is a metric ruler for scale, showing markings in millimeters.</p>

33	Granitt	 A photograph of a rectangular rock sample with a speckled, granular texture, characteristic of granite. The sample is light-colored with dark mineral inclusions. Below the rock is a metric ruler with millimeter markings. The text "WWW.BVDA.COM" is printed on the ruler.
34	Ultramafisk prekambrisk gangbergart	 A photograph of a dark, elongated rock sample, likely ultramafic. The rock has a smooth, somewhat crystalline surface. Below the rock is a metric ruler with millimeter markings. The text "WWW.BVDA.COM" and "EL AB" are visible on the ruler.
35	Arkose	 A photograph of a light-colored, angular rock sample, likely arkose. The rock has a fine-grained, somewhat sandy texture. Below the rock is a metric ruler with millimeter markings.

36	Ultramafisk prekambrisk gangbergart	
37	Kvartsitt	
38	Metagabbro	

39	Kvartsitt	
40	Kvartsitt	
41	Kvartsitt	

42	Kvartsitt	 A photograph of a yellowish, elongated rock sample, identified as Kvartsitt. The sample is roughly rectangular with irregular edges and a slightly textured surface. Below the sample is a ruler with markings in millimeters and centimeters. The ruler has the text "WWW.BVDA.COM" and "ERIEL AB" printed on it.
43	Granitt	 A photograph of a dark, irregular rock sample, identified as Granitt. The sample is roughly triangular with jagged edges and a speckled, crystalline texture. Below the sample is a ruler with markings in millimeters and centimeters. The ruler has the text "WWW.BVDA.COM" and "ERIEL AB" printed on it.

Vedlegg B

Eksempler på bergarter i Gruppe 1, som ble samlet inn mellom 1400 og 1550 m o.h. på Gaustamassivet.



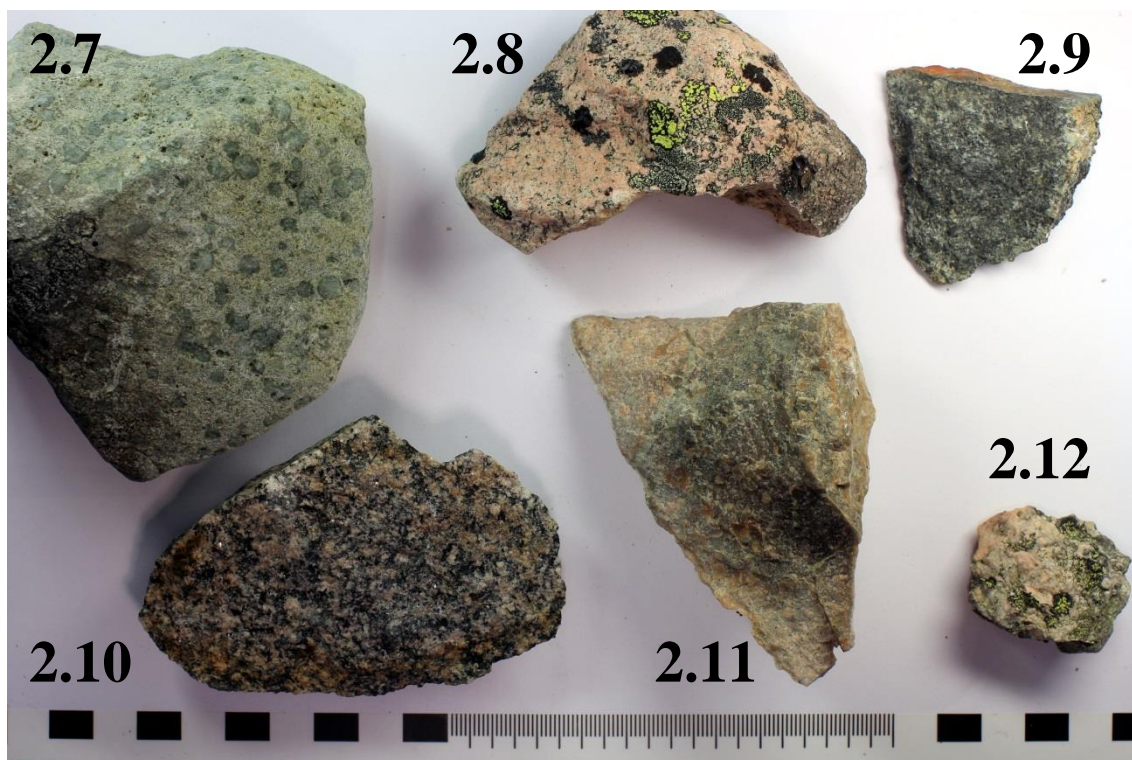
Gr1.3 - Granitt, Gr1.2 - Granittisk gneis, Gr1.5 - Arkose, Gr1.6 - Metarhyolitt, Gr1.1 - Mafiske metavulkanitter, Gr1.7 - Gabbro, Gr1.4 - Kvarsitt.

Vedlegg C

Bilde av alle bergartsprøvene fra gruppe 2, som ble samlet inn fra moreneryggen like sørøst for Gaustamassivet.



2.1 – Arkose m/epidot, 2.2 – Granitt, 2.3 – Metagabbro, 2.4 – Metagabbro, 2.5 – Metarhyolitt, 2.6 – Granitt



2.7 – Metabasalt, 2.8 – Granitt, 2.9 – Gabbro, 2.10 - Granitt/kvartsmonzonitt, 2.11 - Omvandlet metarhyolitt, 2.12 - Granitt



2.13 - Kvartsitt m/feltpat, 2.14 - Granittisk gneis, 2.15 – Kvartsitt, 2.16 – Metagabbro, 2.17 - Hydrotermal kvarts, 2.18 - Kvartsitt m/hematitt



2.19 – Metarhyolitt, 2.20 - Hydrotermal kvarts, 2.21 - Hydrotermal omvandlet metarhyolitt sillifisert, 2.22 – Kvartsitt, 2.23 - Sillifisert metarhyolitt