



# **GEOLOGI FOR SAMFUNNET**

SIDEN 1858



**NORGES  
GEOLOGISKE  
UNDERSØKELSE**  
· NGU ·



## NGU RAPPORT

2018.017

---

Beskrivelse til kvartærgeologisk kart  
Glomfjord 1928 I – M 1:50 000, Nordland



*Fjellskulptur som ligner på en sjøløve, laget av naturen selv, i kalkholdig berggrunn ved nedre Navarvatnet på Glomfjellet.*





Rapport nr.: 2018.017	ISSN: 0800-3416 (trykt) ISSN: 2387-3515 (online)	Gradering: Åpen	
<b>Tittel:</b> Beskrivelse til kvartærgeologisk kart Glomfjord 1928 I – M 1:50 000, Nordland			
<b>Forfatter:</b> Lars Olsen		<b>Oppdragsgiver:</b> NGU	
<b>Fylke:</b> Nordland		<b>Kommune:</b> Meløy	
<b>Kartblad (M=1:250.000)</b>		<b>Kartbladnr. og -navn (M=1:50.000)</b>	
<b>Forekomstens navn og koordinater:</b>		<b>Sidetall:</b> 38	<b>Pris:</b> 180,-
		<b>Kartbilag:</b> 1	
<b>Feltarbeid utført:</b> 1992-2014	<b>Rapportdato:</b> 19.11.2018	<b>Prosjektnr.:</b> 378700	<b>Ansvarlig:</b> Lars Olsen
<b>Sammendrag:</b> <p>Det kvartærgeologiske kartet Glomfjord 1928 I, M 1:50 000, bygger på kartlegging i 1992–2014, med største feltinnsats de første årene, 1992–1996. Kartet dekker et typisk kystlandskap i Nordland, med fjorder og fjelldaler, og med alpine fjellområder mot øst. I nordvest er indre deler av strandflaten representert. Dette er en landoverflate som ligger 50–100 m både over og under dagens havnivå, for eksempel i Grimstad–Mevika området.</p> <p>Innlandsisen som dekket landet for 11500 år siden og lenge før den tiden, eldre og yngre isbreer, havet, elvene og tyngdekraften (for eksempel i forbindelse med ras) har satt sine sterke og særegne preg på landskapet og løsmassene i området. Høyeste havnivå etter istiden nådde 120 moh i området. Morenemateriale og breelvavsetninger dekker ca. 17,5 % av arealet, mens hav-, fjord- og strandavsetninger dekker ca. 1,3 %. Elveavsetninger (sand og grus) fra hele etter-istiden dekker ca. 0,6 %, mens fjellgrunn, med eller uten tynt dekke av løsmasser eller organisk materiale (torv, humus), i tillegg til innsjøer dekker resten av arealet over havnivå (70 %).</p> <p>De største løsmasseformene er representert med randmorener avsatt ved iskanten i yngre dryas tid, ca. 12900– 11500 år siden. Innen dette kartet er det til nå, til forskjell fra nabokartet i vest (Meløy), ikke registrert løsavsetninger eldre enn 15000 år, bortsett fra forvitring som opptrer flere steder og kan i noen tilfeller være fra før istiden.</p> <p>På dette kartet er det også inkludert tre utvalgte geoarv lokaliteter med illustrasjon i kartrammen. Dette er spesielle lokaliteter som antas å ha større allmenn interesse enn det øvrige kartinnholdet, lokaliteter som bør fredes og vernes for fremtiden.</p>			
<b>Emneord:</b> Kartlegging	Kvartærgeologi	Landformer	
Brebevegelse	Morenemateriale	Breelvavsetning	
Ishavsmelting	Løsmasse	Marine sedimenter	





## **INNHOLD**

<b>Generell del</b>	s. 6
Kvartærgeologiske kart	s. 6
- Bruk av kvartærgeologiske kart	s. 7
<b>Spesiell del</b>	s. 10
Geologisk historie	s. 10
- Berggrunn og landskap	s. 10
- Kvartærtiden	s. 11
- Istid og isavsmelting	s. 11
- Landheving og strandforskyvning	s. 15
- Erosjon og skred	s. 21
Løsmasser og avsetningstyper	s. 22
- Skauvollområdet	s. 22
- Oterstranda og Laksådalsvatnet området	s. 26
- Storvik og Grimstad–Mevik området	s. 26
- Markavatnet området	s. 28
- Mosvolddalen	s. 31
- Spilderdalen, Neverdalen og Selstaddalen	s. 32
- Glomfjordområdet	s. 33
- Bjærangsdalen	s. 35
Etterord	s. 35
Referanser	s. 35
Lokaliteter fra Polarsirkelboka (Gjelle mfl. 1995) i kartområdet	s. 37
Ekstra bilde med eksempel på terrengmodell fra Svartvatnet området	s. 37

## **VEDLEGG**

- **Kvartærgeologisk kart Glomfjord 1928 I – M 1:50 000. Norges geologiske undersøkelse, 2017.**





# Generell del

## Kvartærgeologiske kart

Kvartærgeologiske kart viser *løsmassenes* utbredelse (areal), dannelsesmåte (avsetningsforhold), sammensetning (kornstørrelse og lagfølge), delvis også deres egenskaper, tykkelse og overflateformer, og kan dessuten ha tilleggsinformasjon om boringer, geofysiske målinger, dateringer og andre opplysninger om den geologiske historien. Kartene er nødvendige hjelpemidler for å oppnå fornuftig arealdisponering og en best mulig forvaltning av løsmasseressursene. Et kvartærgeologisk kart i målestokk 1:50 000 er et oversiktskart der et hvert områdes dominerende løsmasstype er vist.

LØSMASSETYPE	BESKRIVELSE
MORENE-MATERIALE	Løsmasser som er transportert av is og avsatt enten under en isbre (bunnmorene) eller i kontakt med en nedsmeltende bre (avsmeltingsmorene). Bunnmorenen er oftest dårlig sortert (blanding av alle kornstørrelser fra leir til blokk), hardpakket og tett. Avsmeltingsmorenen kan være preget av hauger og groper, samtidig som løsmassene kan være noe utvasket og mindre hardpakket.
RANDMORENE	Ryggformete avsetninger av variabel størrelse, dannet ved breranden under isframstøt eller kortvarige stopp i isavsmeltingen. Ryggene består vesentlig av morenemateriale, men innslag av vannsortert materiale er vanlig.
BREELV-MATERIALE	Løsmasser som er transportert og avsatt av breelver. De består oftest av lagdelt, sortert sand og grus. Tykkelsen kan stedvis være meget stor.
HAV- OG FJORD-AVSETNINGER	Finkornige løsmasser, hovedsakelig leire og silt som er avsatt på sjøbunnen i tidligere fjorder og havområder. Avsetningene inneholder fremdeles noe salt porevann etter at de er blitt tørt land. Tykkelsen kan mange steder være meget stor.
STRAND-AVSETNINGER	Strandavsetninger består av materiale utvasket ved bølge- og strømkraftighet i strandsonen. De ligger oftest som et dekke av begrenset tykkelse over andre løsavsetninger. Tykkelse, kornstørrelse og sortering kan variere meget.
ELVE- OG BEKKE-AVSETNINGER	Løsmasser dannet ved at rennende vann har gravd, transportert og avsatt materiale. Massene er ofte dominert av grus og sand, men kan variere fra blokk og stein til finsand. De ligger ofte som et overflatelag oppå andre løsmasstyper.
FORVITRINGS-MATERIALE	Materiale dannet ved mekanisk og kjemisk forvitring av berggrunnen. Kornstørrelse kan variere meget. Skifrige bergarter gir ofte en finkornig forvittringsjord, mens granittiske og gabbroide bergarter kan gi grusige masser.
SKRED-MATERIALE	Løsmasser avsatt av fjellskred, steinsprang, snøskred og ulike typer løsmasseskred i bratte dalsider. Leirskredmateriale er ikke skilt ut fra uforstyrret leire med egen farge, men kan i noen tilfeller være angitt med et symbol på leirfargen.
TORV OG MYR	En fellesbetegnelse for forekomster av torv, dy og gytje.
HUMUSDEKKE	Områder med tynt humus- eller torvdekke over fjell.

Løsmassene er inndelt etter dannelsesmåte og -miljø. Det er derfor de ulike geologiske

prosessene, som avspeiles gjennom fargebruken på kartet. Eksempelvis gis alle løsmasser som er transportert og avsatt av rennende vann gule og oransje farger, mens løsmasser som er transportert og avsatt av is gis grønne farger. Enkelte avsetningstyper, for eksempel morenemateriale og hav og fjordavsetninger er i tillegg gitt en underinndeling etter mektighet ved hjelp av mørk og lys fargetone.

Det er en nær sammenheng mellom løsmassenes dannelsesmåte og deres egenskaper for praktisk bruk. F.eks. finnes de beste forekomstene av byggeråstoff og grunnvann i avsetninger som ble dannet av strømmende vann (elveavsetninger og breelvavsetninger) fordi dette avsetningsmiljøet dannet porøse og naturlig sorterte sand- og grusavsetninger. Tabellen foran gir en kort beskrivelse av de viktigste løsmassetypenes dannelsesmåte og materialegenskaper.

Den vanlige høydeangivelsen m o.h. er i denne beskrivelsen forkortet til moh. Posisjon er noen steder anvist med UTM koordinater (6 siffer, de tre første Ø–V, de neste N–S).

## **Bruk av kvartærgeologiske kart**

### **Arealplanlegging**

En forsvarlig vurdering av arealbruk i planleggingssammenheng krever blant annet inngående kjennskap til løsmassene (d.v.s. alt av løst, sammenblandet eller sortert naturlig materiale, inkludert både nedknust og oppsmuldret berg og organisk materiale). Kvartærgeologiske kart og beskrivelser, samt eventuelle temakart utarbeidet på basis av disse, gir fundamentale opplysninger om grunnforhold, tilgangen på spesielle ressurser som sand og grus, skredfare m.m. Kartene bør anvendes allerede i en tidlig fase av planarbeidet. Dermed vil en i større grad kunne plassere utbyggingsområder, vegtraséer etc. slik at en sparer viktige ressurser, unngår dårlig byggegrunn og hindrer for store arealkonflikter.

### **Bygge- og anleggsarbeider**

Ved konkrete utbyggingsprosjekter vil kartene aldri erstatte detaljerte grunnundersøkelser, men de kan brukes på planstadiet til å avgrense områder hvor detaljundersøkelser er nødvendige, og til å lokalisere f. eks. byggeråstoff.

### **Byggeråstoff**

Et kvartærgeologisk kart gir bl.a. en oversikt over ulike byggeråstoffer. Sand- og grusressurser finner en i breelvavsetninger, elveavsetninger og strandavsetninger. I tillegg til forekomstenes utbredelse inneholder de fullstendige kartene også til en viss grad informasjon om tykkelse og kornstørrelse, men det gjelder mest for kart i større målestokk (for eksempel M 1:20 000). Ved NGU er det laget et eget *Grus- og Pukkregister* som gir en oversikt over ressursituasjonen i Nordland og inneholder opplysninger om de enkelte forekomster (Wolden 2000). Dataene er tilgjengelige ved Fylkeskartkontoret og NGU i form av tabeller og sand- og grusressurskart. Her er også de største avsetningene vurdert med hensyn på arealbruk, volum og kvalitet. Også andre steder som ikke er registrert i grusregisteret kan være aktuelle for mindre uttak, dette gjelder spesielt mindre elveavsetninger. Morenemateriale kan ofte benyttes som fyllmasse, og er morenen finkornig kan den benyttes som tetningskjerne i jordfyllingsdammer. Leire er et råstoff for teglindustrien og for produksjon av lett betongtilslag, og finnes mest i de finkornige hav- og fjordavsetningene.

## **Grunnvann i løsmasser**

Vurdering og planlegging av grunnvannsuttak i løsmasser krever inngående forståelse av løsmassenes fordeling og oppbygging. De kvartærgeologiske kartene er derfor et av de viktigste hjelpemidler i første fase av letingen etter grunnvann i løsmasser. Innenfor kartblad Glomfjord er det flere områder som peker seg ut som gunstige for grunnvannsuttak. Et av problemene kan likevel være at en langs fjordsidene har finkornige masser som ofte ligger under relativt tynne lag av strandsand og/eller elvesand. De finkornige massene har dårlig gjennomstrømning av grunnvann. Noen av breelvavsetningene ligger betydelig høyere enn nærmestliggende elv eller bekk, slik at de ikke kan forventes å inneholde store mengder grunnvann. De fleste elveavsetningene kan gi muligheter for grunnvannsuttak. Kunstig infiltrasjon, dvs. å lede en bekk inn på grus- og sandavsetningene, kan kanskje være en alternativ løsning for flere av de nevnte lokalitetstypene. Ellers kan borebrønner i fjell være et alternativ.

Noen steder vil det eventuelt være muligheter for uttak av salt grunnvann. Dette gjelder deler av strandsonen ved Storvika og ved Grimstad–Mevika, og muligens også den sanddominerte fastlandsforbindelsen på nabokartbladet i vest (Meløy) mellom Kunna og fastlandet.

Brerandavsetningen i samme område, ved Skogreina, kan også være interessant i slik sammenheng, men bruk av området som avfallsplass reduserer muligheten for annet bruk. En vurdering av grunnvannsforholdene i Meløy kommune er for øvrig gjort av G. Storø i 1986 (NGU rapport 86.061).

## **Avfallsdeponering**

I mange tilfeller er løsmassene godt egnet til deponering av flytende og fast avfall, der en ønsker å utnytte massenes naturlige evne til å rense sigevann. Kunnskap og kjennskap til løsmassenes oppbygging er derfor avgjørende ved slike vurderinger. En må kjenne massenes gjennomstrømningskapasitet, ionebyttingsevne, osv., og dessuten er dypet til grunnvannspeilet avgjørende.

## **Skredfare**

De kvartærgeologiske kartene inneholder informasjon om hvor en finner skredavsetninger, og vil dermed være til hjelp når en skal vurdere i hvilke områder en bør undersøke skredfare før utbygginger foretas. Skredmasser dannet av fjellskred eller ved steinsprang, snøskred og jordskred i bratte dalsider er gitt rød farge. Innenfor kartbladet er det store felt med skredmasser og spor etter skred langs mange av fjellsidene. En dominerende del av fjellskred og steinsprang antas å ha skjedd kort tid etter avsmeltingen av innlandsisen og kanskje rundt 7000–9000 år siden da det antas å ha skjedd flere kraftige jordskjelv i kystregionen fra Møre til Troms (jfr. Storeggaraset på sokkelen for 8000 år siden, som kan ha vært utløst av og/eller ha utløst kraftige jordskjelv). Av større snøskred innen dette kartområdet eller på nabokartene er det særlig fjellsiden nordvest for Oldra på nabokartet Meløy i vest det mest beryktete sted. Der har det gått større eller mindre snøskred med få års – tiårs mellomrom i svært lang tid. I 1948 og 1956 gikk det med menneskeliv ved snøskred på dette stedet. Utraste leirmasser fra leirskred er ikke skilt ut fra fjord- og havavsetningene i kart-området, da dette er både vanskelig og ressurs- og tidkrevende. I noen av disse områdene er det imidlertid forsøkt registrert gamle skredgroper og raviner som er viktige elementer når en skal vurdere fare for leirskred, men få eller ingen store slike forekomster er påvist innenfor kartblad Glomfjord.



## Vern-fredning

I de senere år har interessen og behovet for sikring av verneverdig natur økt, og dette gjelder også for løsmasseforekomster og landskapsformer. På grunnlag av kvartærgeologiske kart kan disponering av løsmasser til ulike praktiske formål samordnes med planer for bevaring av verneverdig natur. Innenfor kartblad Glomfjord er det særlig randmorener ned mot fjordene og utenfor botner i dalsidene og i fjelltraktene, som vitner om siste istid og isavsmeltingshistorien, og som er aktuelle verneobjekt. Andre aktuelle objekter som også bør vurderes i kategorien verneverdig natur, er f. eks. bergrennene (Fig. 1, parallelle furer i bergoverflaten) på Fykanberget (560090), som vitner om erosjon av is og vann under avsmeltingen av innlandsisen for rundt 12000–13000 år siden.



*Fig.1. Bergrenner i granitt, ved fjordenden i Glomfjord, Fykan. Glomen i bakgrunnen. Bergrennene er dannet av is og vann under isbreen som i yngre dryas tiden krysset fjorden fra sør mot nord og endte med avsetning av randmorener i Glomen området. Foto: L.Olsen 2009.*

## Annen bruk

De kvartærgeologiske kartene kan anvendes til forskning og undervisning. Videre er de et velegnet utgangspunkt for spesialundersøkelser, f.eks. i ingeniørgeologi og geoteknikk. De vil også utgjøre et viktig grunnlagsmateriale ved oppbyggingen av ressursoversikter og ressursregnskap.

# Spesiell del

## Geologisk historie

### Berggrunn og landskap innen kartblad Glomfjord 1928 I

Bergartene i området tilhører skyvedekkebergartene som ble foldet og sammenskjøvet under den kaledonske fjellkjededannelsen for ca. 400 millioner år siden. Bergartene kan deles inn i tre grupper; omdannede sedimenter og vulkanske bergarter, dypbergarter og grunnfjellsbergarter (Sigmond mfl. 1984). De omdannede sedimentene er klart dominerende, og består vesentlig av ulike typer glimmerskifer og glimmergneiser. De opprinnelige horisontale lagene er blitt mer eller mindre skråstilte og utsatt for forkastninger og foldninger. De vulkanske bergartene er smeltebergarter som trengte inn i sedimentene i kaledonsk tid. Noen av gneisene i området kan ha en slik opprinnelse. Slike bergarter er ofte motstandsdyktige mot erosjon og står ofte fram i større fjellmassiver.

De bløtere sedimentbergartene som glimmerskifer og marmor (omdannet kalkstein og dolomitt) er mindre motstandsdyktig mot forvitring og erosjon, og vann og is har lettere kunnet grave seg ned og utforme landskapet i dem. Disse bergartene fins i fjellgrunnen ved øvre og nedre Navarvatnet, og videre i et bredt belte mot øst og nordøst. Dypbergartene er også inkludert i det kaledonske skyvedekket, og eksempler på slike bergarter fins i form av dioritt i Ørnes-området og et lite felt med sagvanditt (pyroksen, magnesitt, olivin) i Torsvika på nabokartet i vest (Meløy 1928 IV) (Gjelle mfl. 1995).

Den tredje gruppen bergarter er vesentlig grunnfjellets granitter som stikker opp gjennom skyvedekket og danner flere av fjellområdene, for eksempel på øyene vest for kartbladet og de høyeste fjellene på fastlandet, for eksempel Stortinden nord for Bjærfjorden og Istinden og Spilderhesten nord for Glomfjorden. Fjellgrunnen ved Fykan ved østenden av Glomfjorden består også av grunnfjellsgranitt.

Bergartsstrukturene har hatt stor betydning for utformingen av landskapet. Deler av fjordene og mange av dalene går parallelt med strøk- og sprekkeretninger for bergartene. I store deler av kartbladet stryker bergartsgrensene i øst-vest retning, men også andre retninger er representert, dels som strøketninger og dels som markerte sprekkeretninger.

Landskapet i området er et typisk kystlandskap i regionen, med fjorder og fjorddaler som trenger inn mellom alpine fjellområder mot øst og åpner seg mot en serie med store og små øyer på nabokartet Meløy i vest. Et annet særpregt landskapstrekk er *strandflaten* som ligger som en landoverflate opptil 50–100 m både over og under dagens havnivå, og på nabokartet Meløy i vest, noen steder rundt og inntil øy- og kystfjell som stedvis strekker seg flere hundre meter over havet. Området Grimstad–Mevika på Glomfjordkartet kan beskrives som en del av strandflatens indre deler. Utformingen av fjordene, fjorddalene, strandflaten, botner og tinder i det alpine landskapet er i stor grad knyttet til istidene, der isbreenes effekt på landskaper er materialisert i fullt monn. Dette omfatter både frysing og tining, vektbelastning og -avlastning, erosjon og transport av materiale, i et kombinert land-sjø miljø (terrestrisk-marint miljø).

## Kvartærtiden

Kvartærgeologi er læren om den yngste geologiske perioden, *kvartærtiden*. Løsmassene som dekker berggrunnen i Norge er hovedsakelig avsatt i siste del av denne perioden. Kvartærtiden omfatter de siste 2,6 mill. år av Jordens historie og karakteriseres av store klimasvingninger med istider og varmere mellomistider. Selv om de store isutbredelsene under istidene var relativt kortvarige, så var landet tidvis mer eller mindre dekket av innlandsis som gravde ut og transporterte store mengder løsmateriale, omtrent som i Antarktis og på Grønland i dag. Utformingen av de markerte landskapstrekk, f.eks. dype fjorder og U-formete daler, har i stor grad skjedd i kvartærtiden.

## Istid og isavsmelting

Siste istid begynte for ca. 115 000 år siden. Svingninger i klimaet førte til at isens utbredelse og mektighet varierte ganske meget, og det har vært perioder da innlandsisen nesten var borte. Den største utbredelsen nådde isen for 18000–19000 og 26000 år siden da den dekket hele Skandinavia (Fig. 2), og tykkelsen i de sentrale deler var opp til 2000–3000 m. Utenfor Nordlandskysten lå da breen helt ute på kontinentalsokkelen (Egga). Den eldste påviste isbevegelsesretningen i området er mot vest–nordvest, en bevegelse som trolig stammer fra da isen hadde størst utbredelse under siste istid. Senere isbevegelser ble gradvis mer betinget av fjordenes og dalenes retninger etter hvert som isen ble tynnere. Isbevegelserne i de østlige områder av kartbladet dreide til slutt mot sørvest og nordvest langs hoveddalførene.

**Tidsangivelsene** for den yngre geologiske historien er i stor grad basert på *radiokarbon-dateringer* ( $^{14}\text{C}$ -dateringer) av skjell eller planterester i sedimentene. Ett år beregnet ut fra målinger av innholdet av  $^{14}\text{C}$ -isotoper i et materiale, er ikke fullstendig det samme som et vanlig kalenderår. For eksempel tilsvarer 10000  $^{14}\text{C}$ -år omtrent 11500 vanlige kalenderår. I denne beskrivelsen er alder med få unntak gitt i uspesifiserte år, og er da omregnet fra  $^{14}\text{C}$ -år (før nåtid) til vanlige kalenderår.

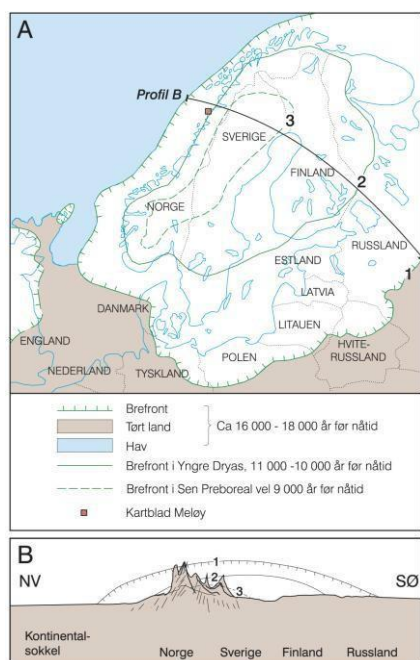


Fig. 2. Innlandsisens utbredelse under tre forskjellige faser i siste del av siste istid (Weichsel-istiden). Her er alder gitt i  $^{14}\text{C}$ -år før nåtid (se egen tekstboks om tidsangivelsene).



Under isavsmeltingen trakk iskanten seg tilbake slik at kyststrøkene ble isfrie først. Samtidig ble isdekket tynnere, og dermed kom kystfjellene fram som isfrie høydepartier (nunataker). Helgelandsbukken (1454 moh) på sørsiden av Holandsfjorden (like sør for Glomfjord kartet) kan faktisk ha stukket opp av ismassene siden før 20000 år før nåtid, og har trolig nesten ikke blitt slitt i toppområdet, med bare noen få cm senkning av bergflaten i løpet av hele siste istid. Dette framgår av dateringer basert på kosmisk stråling og ansamling av den radioaktive isotopen  $^{10}\text{Be}$  av beryllium i kvarts fra fjelltoppen (Linge mfl. 2007).

Snart fikk brefronten et uregelmessig forløp med lange Bretunger (dal- og fjordbreer) som var utløpere fra hovedisen. Disse smeltet hurtig tilbake på grunn av mildt klima, kalving i fjordene og konsentrerte smeltevannsstrømmer i dalene. Kortvarige klimaforverringer førte gjentatte ganger til at tilbaketrekkingen av iskanten stoppet opp, eller at isen rykket litt fram igjen. Løsmaterialet som isen fraktet med seg kunne da bli avsatt foran iskanten som randmorener, deltaer, breelvifter eller ryggformete breelvavsetninger (israndavsetninger). Slike avsetninger finnes flere steder innenfor kartbladet, og de gjenspeiler brekanten i ulike stadier av avsmeltingen (brerandtrinn), se f.eks. Fig. 3.

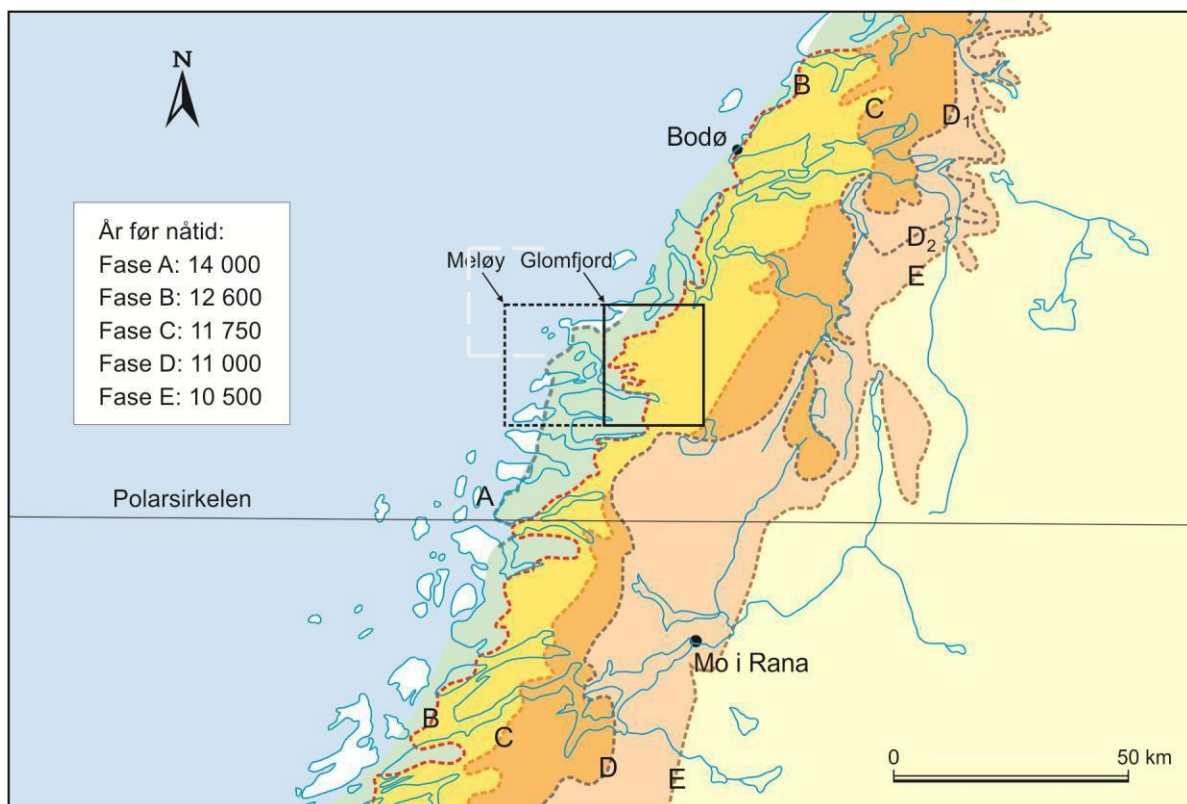


Fig. 3. Rekonstruksjon av innlandsisen i midtre del av Nordland på forskjellige stadier under isavsmeltingen. Iskantens posisjon er angitt med stiplede linjer. Kartblad Meløy (stiplet) og Glomfjord er innrammet. I hovedsak etter Andersen mfl. (1981) og Gjelle mfl. (1995).

De ytterste øyene på kysten av sørlige Salten og nordlige Helgeland ble isfri for 16700–14800 år siden. Under den videre avsmeltingen var klimaforholdene gunstige og fronten trakk seg relativt raskt tilbake, avbrutt av et kortvarig isbreframstøt ca. 14000–13800 år før nåtid (Vassdaltrinnet), se Fig. 4. Etter dette nådde innlandsisen aldri lengre fram enn til grenseområdet mellom kartbladene Meløy og Glomfjord. Tidlig i yngre dryas-perioden (12900–11500 år siden) inntraff det en kraftig klimaforverring som førte til at breen rykket fram (B-fasen) og avsatte blant annet Tjøttatrinnet på Helgelandskysten og Glomfjordtrinnet innerst i Glomfjorden (Andersen 1975, Andersen mfl. 1982, Rasmussen 1981), se Fig. 10.

Dette markerte randtrinet kan følges mer eller mindre sammenhengende gjennom hele Norge fra svenskegrensen i Østfold (Raet) og rundt kysten til den russiske grensen i Øst-Finnmark (Fig. 2). Midt i yngre dryas (YD, ca. 12900–12700 til 11500 år før nåtid) smeltet isen noe tilbake, men i slutten av perioden rykket breen fram og det ble igjen avsatt israndavsetninger (Andersen mfl. 1981, Rasmussen 1981), stedvis utenfor Glomfjordtrinnets morener, se Fig. 4, fase C. Både i den tidligste og seneste delen av YD-perioden vokste det fram en shelf-is i hele kystsonen. Enkelte steder nådde denne delvis flytende shelf-isen bunnen og trykket på bunnsedimentene. Dette skjedde for eksempel 10–15 m over dagens havnivå i Storvika, og i Dypvika ved Ørnes, i Engavågen og på Åmøya på nabokartet Meløy i vest, langt utenfor rekkevidden av innlandsisen på den tiden.

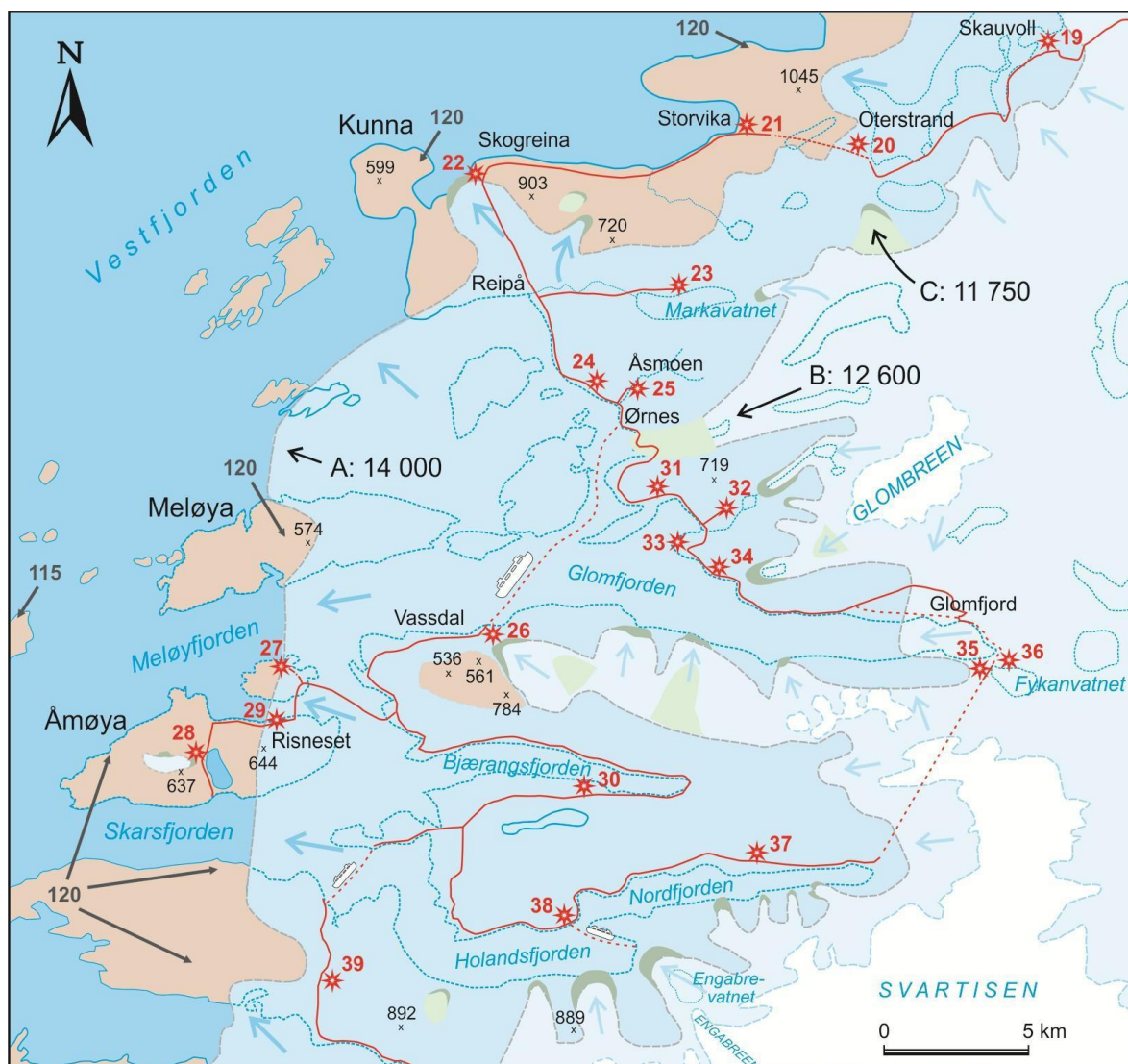
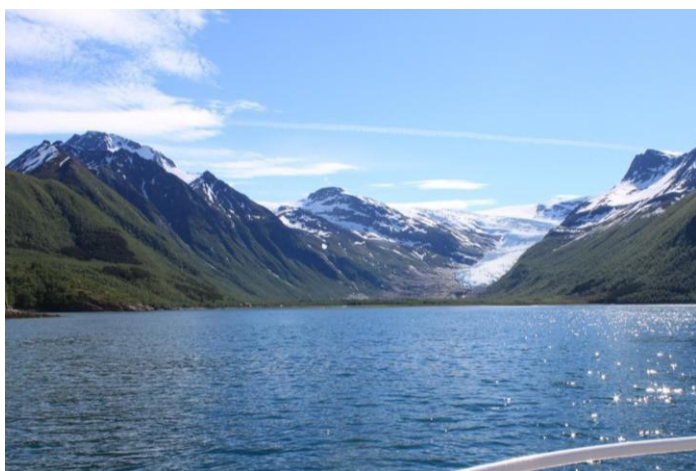


Fig. 4. Rekonstruksjon av innlandsisen under Vassdaltrinnet, og isfrie områder, innenfor iskanten (nunataker) og utenfor, på det tidspunktet randavsetningene ved Skogreina i nord og Riseset på Åmøya i sørvest og sidemorener 300 moh vest for Vassdal ble dannet, ca. 14150–13850 år før nåtid. Yngre (grønn) israndtrinn er også vist. I hovedsak etter Rasmussen (1981) og Gjelle mfl. (1995). Omtrentlig alder er vist for de ulike fasene. Spor etter høyeste havnivå fra isavsmeltingstiden utenfor breen for isfase A er vist med blå farge (moh). Geologiske lokaliteter som er beskrevet av Gjelle mfl. (1995) fra dette området er vist med rød farge (stjerne og nummer). De som ligger på kartblad Glomfjord er nr. 19, 20, 21, 23, 25, 31, 32, 33, 34, 35 og 36, på kartblad Meløy ligger nr. 22, 24, 26, 27, 28, 29 og 30, og i området langs Holandsfjorden, nr. 37, 38 og 39.

Etter denne klimaforverringen trakk brefronten seg i preboreal tid (11500–10200 år før nåtid) videre tilbake mot øst, men den gjorde fortsatt enkelte opphold, enten på grunn av kortvarige klimaforverringer eller lokale topografiske forhold.

I perioden som fulgte var klimaet varmere, og en kan regne med at de fleste isbreer forsvant for 9500–10 000 år siden. Det beste klimaet hadde vi mellom 9000 og 5700 år før nåtid. Deretter fikk vi kjøligere og fuktigere klima, noe som førte til at lokale breer i høyfjellet begynte å vokse. Det kaldeste klimaet var for bare 100–400 år siden under "*den lille istid*" (1620–1920) da isbreene hadde sin største utbredelse etter siste istid. I perioden 1722–1750 hadde de forskjellige iskappene sin aller største utbredelse. Dette kan observeres ved Engabreen (en utløper av Svartisen i Holandsfjorden i sør, Fig. 4–6) som da hadde kraftige framrykk med dannelse av markerte morenerygger med beliggenhet midtveis mellom Engabrevatnet og Engøyra gård, omtrentlig på samme sted som iskanten lå i yngre dryas tid. Trolig hadde Glombreen i dette kartområdet en fremvekst i samme tidsrom. Morenerygger opptil noen hundre meter utenfor dagens iskant er trolig fra Lille istid, og Lille istids maksimale isutbredelse her kan være representert med moreneryggene like sør for øvre Glomvatnet (550133).



*Fig. 5. Engabreen, med Lille istids morener i den skogklede bredden mellom fjorden og området innenfor, mot breen. Holandsfjorden. Foto: 2011.*



*Fig. 6. Moreneryggen fra siste del av lille istid, ca. 1920, på sørøstsiden av Engabrevatnet, ved Svartispaviljongen. (Lille istid = kald periode fra ca. 1600–1620 til ca. 1920, med maksimum brefremstøt etter 1722, trolig rundt 1750).*



## Landheving og strandforskyvning

Tyngden av de enorme ismassene under istiden førte til at jordskorpa ble presset ned. Da isen smeltet vekk, kunne havet derfor følge etter iskanten inn over dagens lavlandsområder. Samtidig begynte landet å heve seg igjen i forhold til havnivået, mest i indre strøk, noe mindre ute ved kysten. Jordskorpa hevet seg riktignok raskest de første få hundre årene, men på grunn av treghet i jordskorpa har det tatt lang tid å gjenopprette likevekten helt. Selv i dag skjer det en meget langsom stigning av landmassen. Landhevingen har ført til at mange områder som under og etter isavsmeltingen var hav- og fjordbunn nå er blitt tørt land. Man har altså fått en forskyvning av kystlinja, en strandforskyvning. En kurve (Fig. 7), som viser strandforskyvning fra isavsmeltingen og fram til i dag, er forsøkt konstruert på grunnlag av data fra andre undersøkte områder i Nordland (Møller 1987; Rasmussen 1981; Andersen 1975), med tilpasninger til Meløy–Glomfjord området.

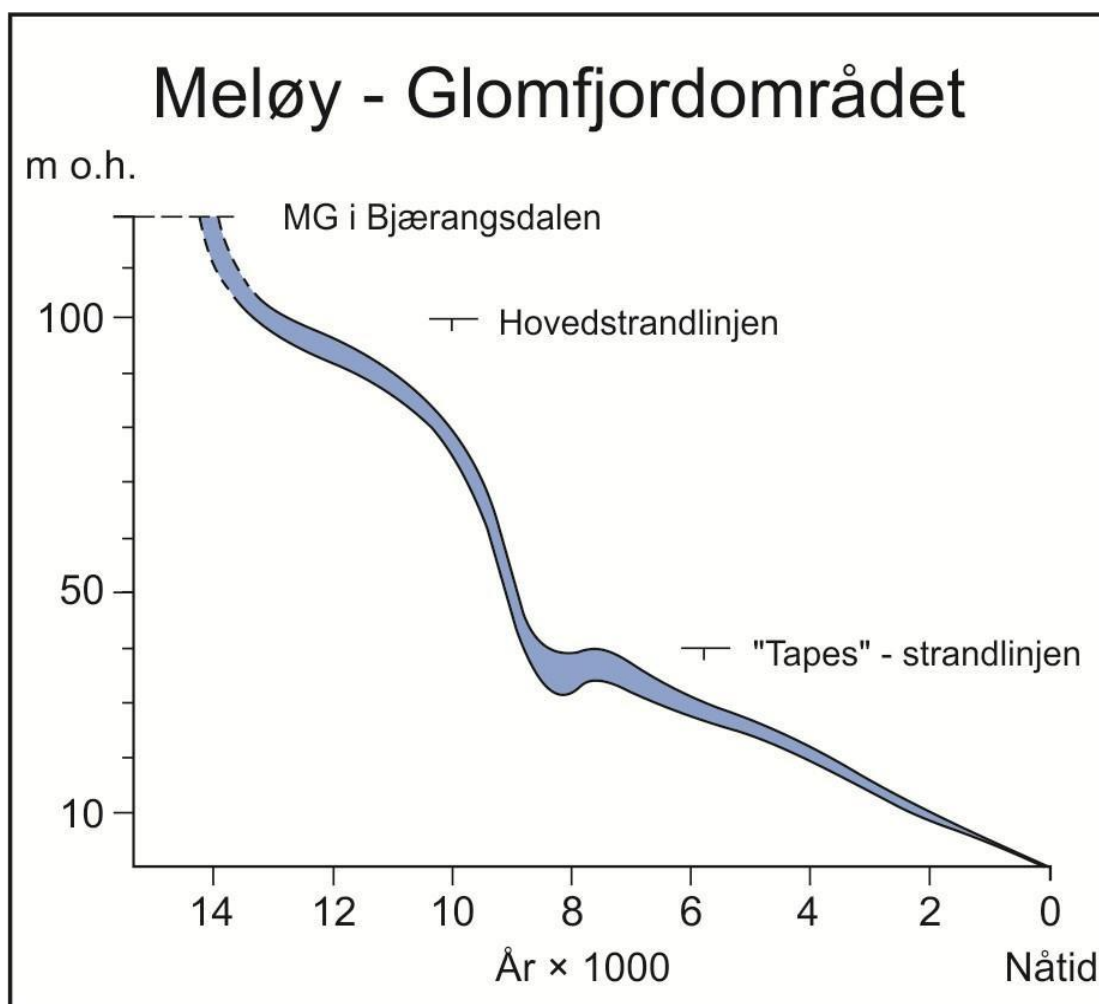


Fig. 7. Rekonstruert strandforskyvningskurve for Meløy–Glomfjord området. Kurven kan betraktes som en prinsippskisse p.g.a. lav til middels presisjon i det meste av etter-istiden. Modifisert etter Rasmussen (1981).

Det øverste nivå hvor havet har stått etter at isen smeltet vekk kalles den *marine grense* (MG), se for eksempel Fig. 7–8. Dette nivået er ikke alltid like tydelig i terrenget, mens strandlinjen dannet utenfor brekanten i yngre dryas tid, *hovedstrandlinjen* er nesten alltid tydelig (Fig. 7–9).

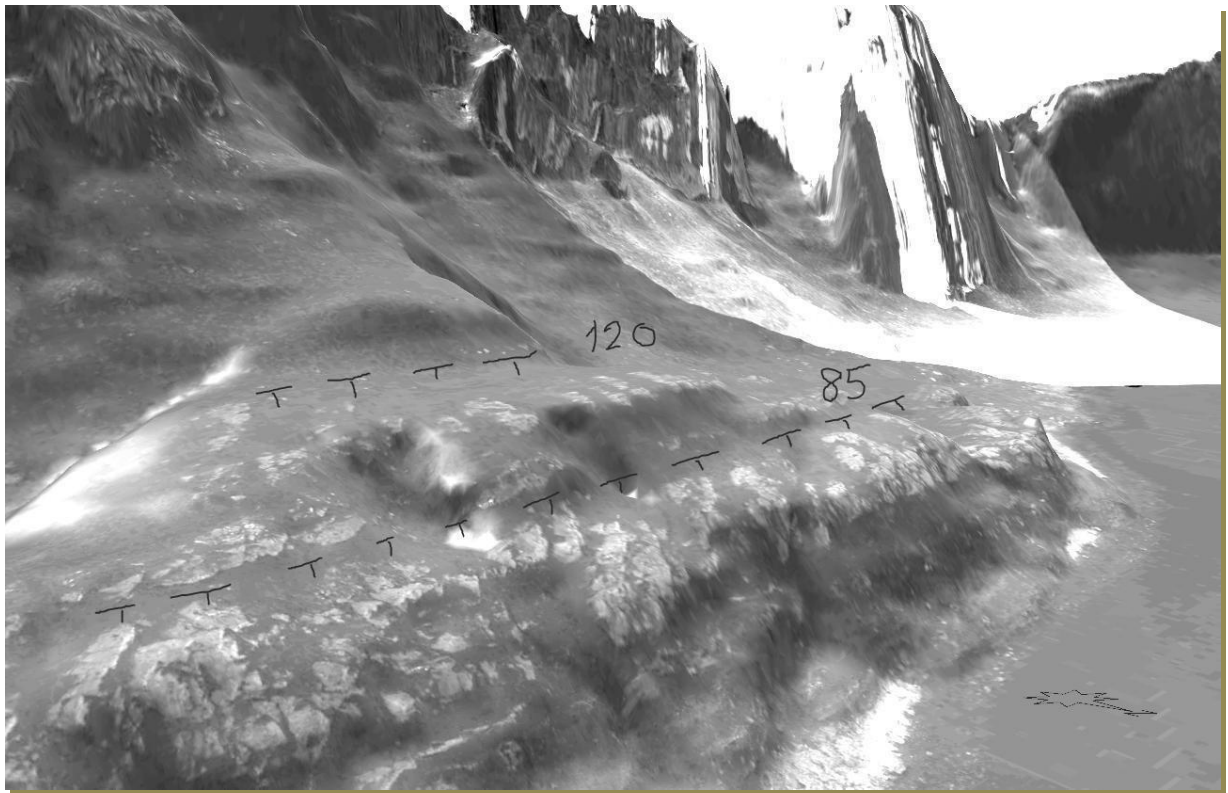


Fig. 8. Strandlinjer i fast fjell på Teistberget (480300) nær nordgrensen for kartblad Glomfjord. Trolig dannet ved havnivå i isavsmeltingstiden for vel 14000 år siden (marin grense, MG, ca. 120 moh her), og fra ca. 12500–13000 år siden (hovedstrandlinjen, ca. 80–85 moh her). Bilde fra Norge i3D.no.

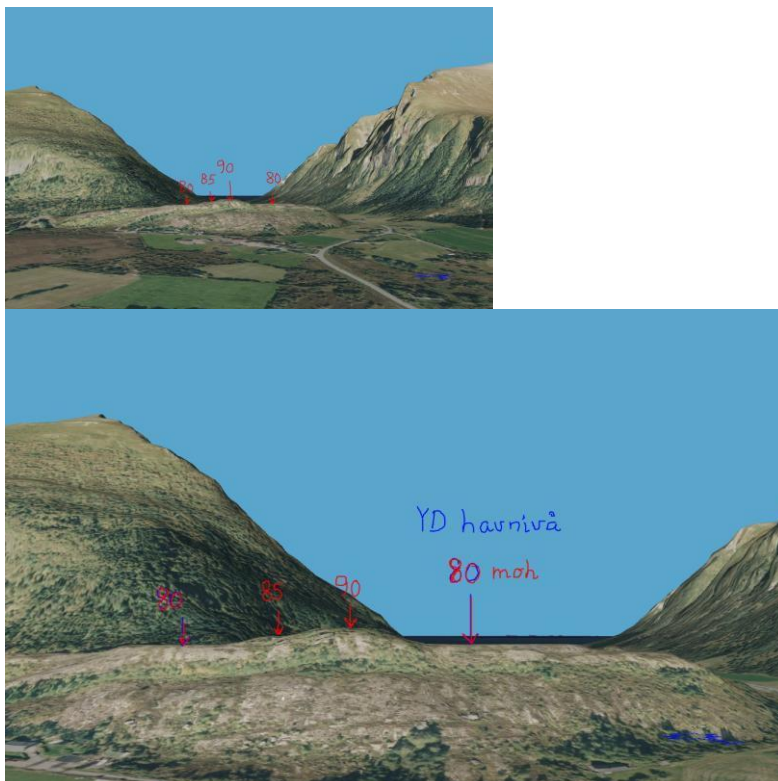


Fig. 9. Strandhyller i fast fjell ved innløpet til Dalen, Reipå. Alle trolig fra ca. 12500–13500 år siden, og litt lavere enn MG-nivået. Bilder fra Norgei3D.no.

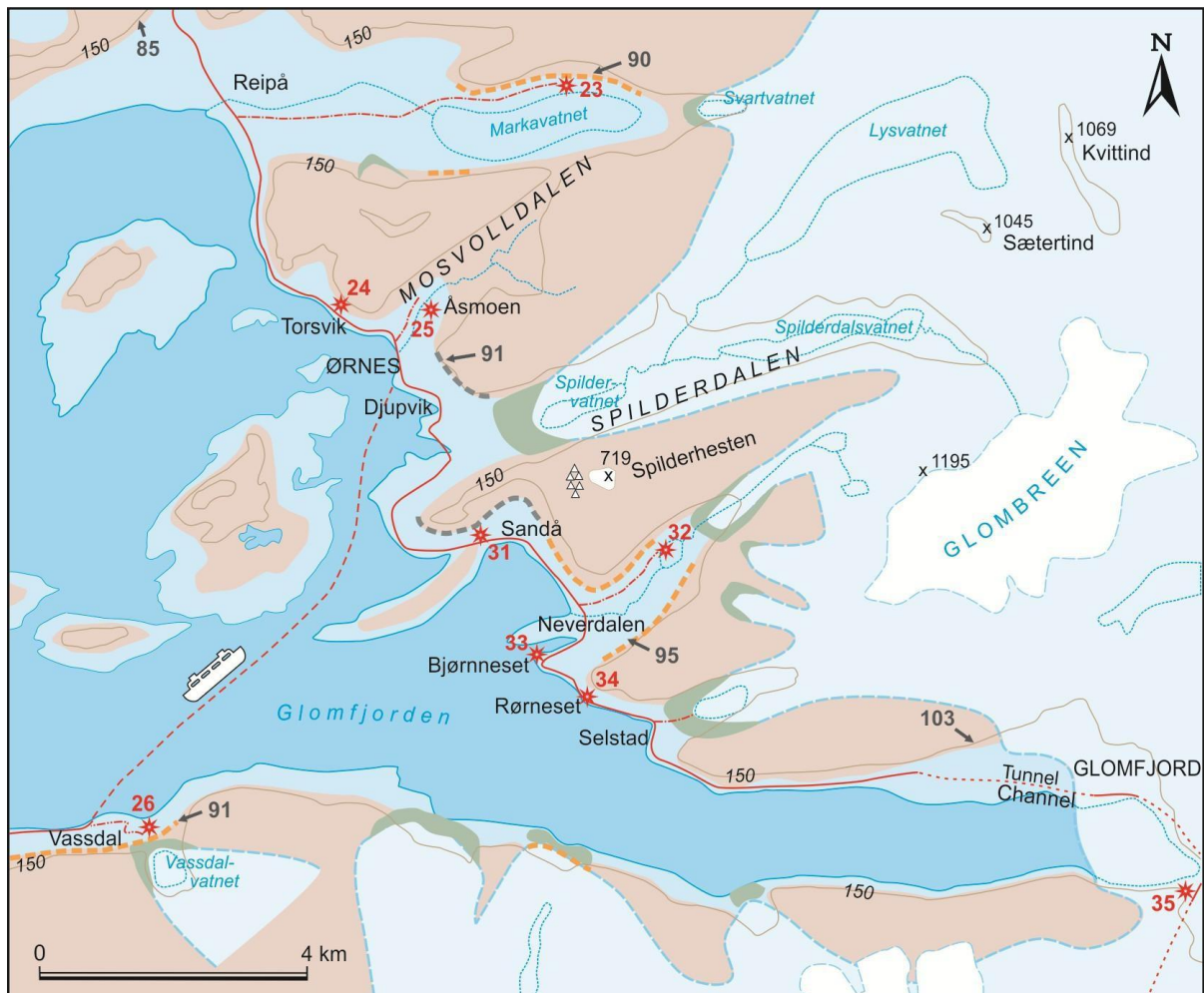


Fig. 10. Israndlinjer i området vest for Svartisen under Glomfjordtrinnet (B-fasen), ca. 12600 år siden. I hovedsak etter Rasmussen (1981). Områder dekket av havet på den tiden er anvist med mellomblå farge og isdekket er vist med lyseste blåfarge. Isfrie områder er brune på figuren. Høyden for havnivået under B-fasen i tidlig del av yngre dryas tiden er vist med tall (moh) og pil. Lokalteter merket med rød stjerne og nummer er omtalt av Gjelle mfl. (1995).

Innenfor kartblad Glomfjord varierer marine grense med noen meter, styrt av når områdene ble isfrie og avstanden østover til sentrale deler av innlandsisen. Utenfor israndsonen under Vassdaltrinnet (Fig. 4) og Glomfjordtrinnet (Fig. 10) ligger MG noen få meter høyere enn den markerte hovedstrandlinjen fra tidlig i yngre dryas perioden (13000–12500 år før nåtid). De høyeste sporene etter havnivået fra slutten av istiden i Glomfjord ligger ca. 100–103 moh i og rundt Haugvika (Rasmussen 1979; kanskje opptil 108 moh, iflg. Grønlie 1940, 1951), like utenfor iskanten i yngre dryas perioden. Isbreen nådde da inn fra Svartisen-området i sør, tvers over Glomfjorden med isfronten hengende på Norhågen (234 moh) der en randmorene ble avsatt. Etter dette trakk iskanten seg litt tilbake og en randmorene ble avsatt slik at Litlglomvatnet (109 moh) ble demmet opp (Fig. 11). Deretter trakk iskanten seg vekk fra randmorenen og havet kunne dermed nå inn til ryggen.

Den høyeste strandlinjen som er erodert ut i moreneskråningen ligger ca. 100 moh, og representerer MG-nivået der. Fremkanten (eller abrasjonskanten) på strandterrassen ligger rundt 90 moh, og kan representere samme strandlinje, men kan også være dannet ved et litt lavere havnivå mot slutten av yngre dryas.





Fig. 11. Bueformet morenerygg på sørøstsiden av Litlglomvatnet (ryggformen fremheves av 110 og 120 m-kotene). Havet vasket moreneryggen på sørøstsiden opptil rundt 100 moh etter at isen hadde trukket seg tilbake mot fjorden midt i yngre dryas tiden. Fra Norgebilder.no.

En liten utflatning ca. 120 moh på breelvvifta langs Mølnåga i Bjæringen (468053) og i terrenget nær ved (Fig. 12), kan representere MG-nivået der, mens den noe tydeligere utflatningen ca. 100 moh representerer hovedstrandlinjen fra yngre dryas tid. Sistnevnte er bedre representert som strandhulle (med abrasjonskant) ca. 100 moh skåret inn i morene på sørsiden av Bjæringdalen.

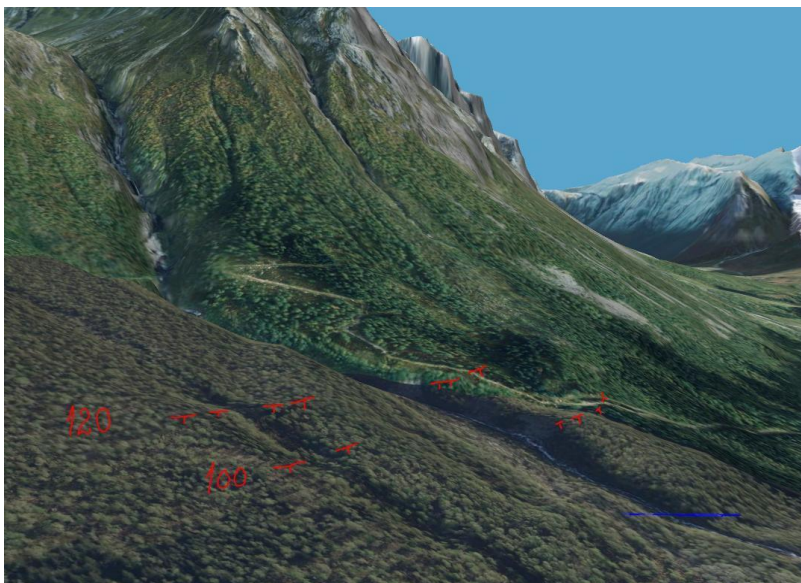


Fig. 12. Bjæringdalen. Strandlinjer eller spor i løsmassene etter senglasiøle havnivåer, 120 og 100 moh.



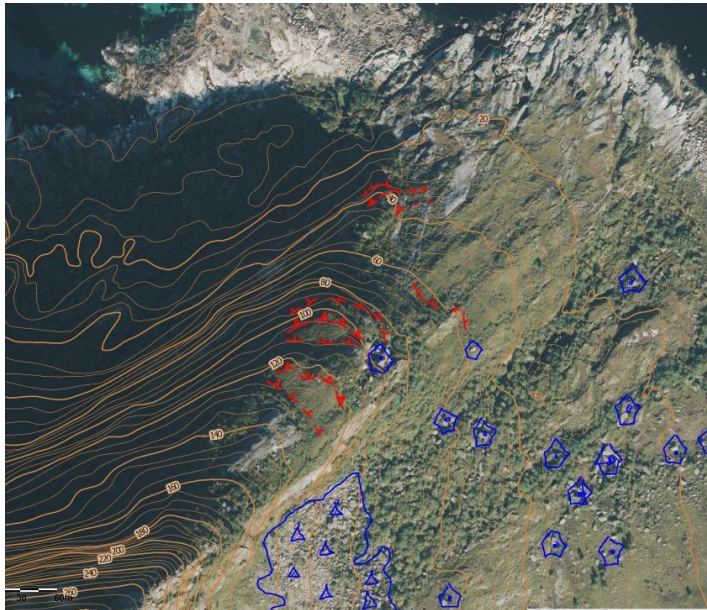


Fig. 13. Strandhakk i fjellkammen på nordøstsiden av Kunna, på nabokartet i vest (Meløy). Fra Norgebilder.no.

MG ligger tilsynelatende på 115–120 moh i vestlige og nordvestlige deler av kartet og i områdene vest for dette (Fig. 4 og 13), men alderen på MG der er eldre enn for antatt MG i samme høyde over havet i Bjærangen i sørøst, fordi innlandsisen dekket fremdeles Bjærangsfjorden og omkringliggende områder da MG på Åmøya, Meløya og Kunna ble dannet utenfor A-fasens iskant. Hovedstrandlinjen stiger fra hhv. ca. 80–90 moh i NV til vel 100 moh SØ i kartområdet. Dette gir en NV–SØ stigning på ca. 1,5 m/km eller mindre.

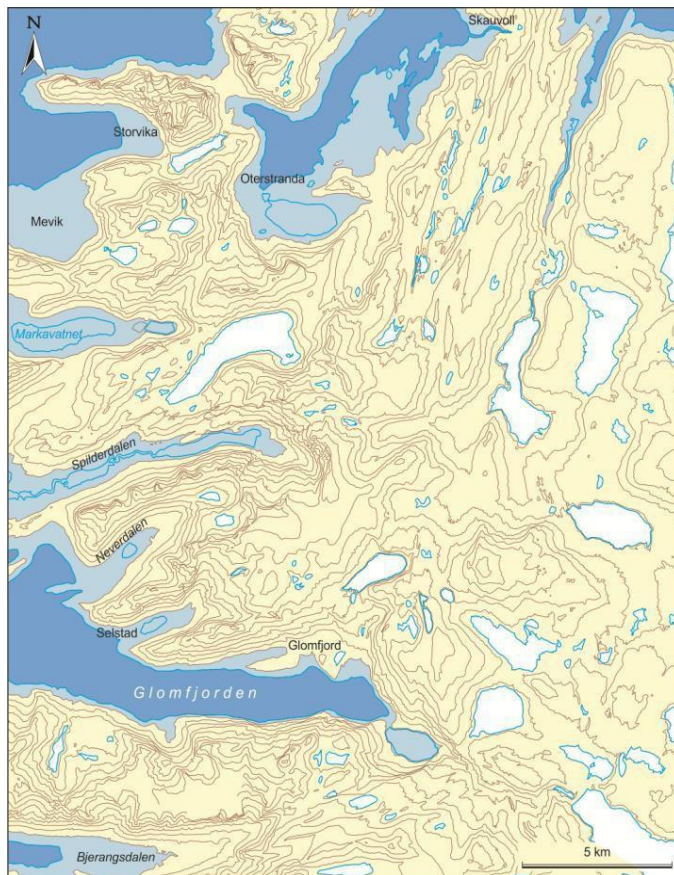


Fig.14. Områder som tidligere har vært dekket av havet, etter siste istid (lys blå).



Da innlandsisen smeltet bort og havet trengte inn i fjordene og dalene, ble silt og leire avsatt på sjøbunnen. Slike hav- og fjordavsetninger er dominerende jordart innen områder lavere enn MG (Fig. 14). Under landhevingen, da havnivået (strandlinjen) generelt sett senket seg relativt til landmassene, fikk en strandvasking i de opprinnelige fjordbunns-avsetningene, og dermed ble det dannet et grovere overflatelag av sand og grus (strandmateriale) i noen områder.

Landet steg mest i de første par tusen år etter isavsmeltingen (Fig. 7). For 8000 år siden var det nesten ingen strandforskyvning, havnivået steg omtrent like fort som landet. Det var til og med en viss strandforskyvning motsatt vei, d.v.s. relativt havnivåstigning rundt denne tiden (Tapes-tiden\*) i ytre fjordstrøk. Dette er vist for eksempel på Kvaløya i Troms (Hald og Vorren 1983). I indre fjordområder, som for eksempel ved Hommelstø i Velfjord lengre sør i Nordland (Drange 2003), er det bare registrert en utflatning i strandforskyvningen, d.v.s. nesten ingen stigning eller senkning i relativt havnivå over en periode på noen hundre år. Strandlinjen for maksimum havnivå i Tapes-tiden ligger i dag ca. 30–35 moh i nordvest og stiger til 35–40 moh i sørøst i kartområdet. Etter Tapes-tiden hevet landet seg raskere enn havnivået igjen, og så har det gått gradvis saktere fram mot vår tid. Landhevingen er i dag ca. 1 mm pr. år i Meløy–Glomfjord området.

\***Tapes-tiden** har fått sitt navn etter navnet på en musling (*Venerupis, tidligere Tapes, decussatus*) som finnes karakteristisk i strandsedimenter langs norskekysten fra en klimatisk gunstig periode rundt 8000–7000 år siden da havnivået rundt Nordsjøens kyster og nordover langs norskekysten steg nesten like fort eller enda forttere enn landet steg, og det ble derfor en transgresjon noen steder i ytre fjordstrøk. Dette skyldes i stor grad tilførsel av smeltevann til havet etter en omfattende smelting av ismassene i Nord-Amerika.

## Erosjon og skred

Etter hvert som de gamle fjordbunnsområdene ble hevet til tørt land, begynte elvene å grave seg ned i løsmassene. Jo mere landet steg, jo dypere skar elvene seg ned for å greie å senke løpet sitt ned mot havnivået. Slik elveerosjon stanser sjelden før elvene kommer ned på fast fjell. Også i områdene med fjord- og strandavsetninger har det foregått en betydelig erosjon. Når elva svinger fra dalside til dalside (meandrerer), slik Spilderdalselva (475175) og Neverdalselva (470140) gjør, har den en spesiell evne til å grave i yttersvingene, og dermed planeres og omformes dalbunnen på lang sikt. Det materialet som elva graver ut kan enten avsettes nedstrøms der det dannes yngre terrasser og elvesletter, eller det kan føres helt ut i fjorden til avsetning der. Disse avsetningene kan senere eroderes av elva på nytt, og slik er det gjennom hele landhevingsperioden blitt dannet terrasser langs elva i ulike nivåer nedover dalen.

Leirområdene, som opprinnelig var store sletter, er etter lang tids erosjon blitt kupert og oppskåret. Slikt terreng er i dag preget av skredkanter og erosjonskanter fra elver, bekkedaler og raviner. Innen kartblad Glomfjord er dette imidlertid lite markert fordi de fleste arealer med leire er her dekket av relativt tykk sand, som i sin tid ble avsatt i strandsonene og på grunt vann som et teppe utover leirslettene. Unntaket er langs flankene av elvesletta i nedre Spildra (447160). Der ligger siltig leire helt opp i overflaten på begge dalsider, danner en ytterkant av elvesletta (av sand). Elve- og bekkeerosjon har generelt sett vært den viktigste utløsende faktor for leirskred ved at høye skråninger har blitt undergravd og rast ut. I noen soner omdannes den gamle fjordbunnsleira til *kvikkeleire* som kan være meget rasfarlig.

Kvikkleiredannelsen skjer når ferskt grunnvann sakte strømmer gjennom leira og vasker ut saltet av porevannet slik at de elektrokjemiske bindingene mellom leirpartiklene blir svekket. Når kvikkleire overbelastes kan det gå store ras helt plutselig. Kvikkleira blir da tyntflytende og den renner ut over store områder. I Glomfjord kartområde har kvikkleireskred generelt sett hatt liten betydning pga. at leire dekker kun små arealer i området. (Risikoen for leirskred bør likevel ikke undervurderes der leire forekommer på tørt land eller i sjøen, for eksempel ved utbygning i strandsonen).

I de bratteste dal- og fjellssidene har andre skredtyper som fjellskred, steinsprang, snøskred og jordskred vært aktive. Større områder med slike skredavsetninger finner en særlig i de bratte fjellssidene i nord og mellom Glomfjorden og Bjærangsfjorden i sør.

## Løsmasser og avsetningstyper

De største løsmassemektighetene er konsentrert til lavlandet rundt Storvika og Grimstad-Mevika. Her finner en mektige akkumulasjoner av strandsand, stedvis trolig over silt og leire (hav- og fjordavsetninger). Ved Otervika og langs dalsidene rundt Markavatnet, og sørlige del av Storvatnet, i Mosvolddalen, Spilderdalen, Neverdalen, Selstaddalen og Bjærangsdalen er det også tykke løsmasser, her vesentlig som tykke morenedekker, men også breelvavsetninger og skred/rasmateriale utgjør betydelige mengder løsmasse i alle disse områdene. Et annet karakteristisk trekk er store områder dekket av tynt forvittringsmateriale i områder der berggrunnen består av glimmerskifre og kalkholdige bergarter. Stedvis kan et slikt forvittringsdekke være opp til 1–2 m mektig, men noen dm tykkelse er mest vanlig, for eksempel som i fjellområdet rundt Oppsahl og i Laksådalen, Øverdalen, og øvre deler av Skauvoll dalen. Nedenfor er enkelte områder nærmere omtalt.

### Skauvollområdet (585305)

Løsmassene ovenfor Skauvollbukta er preget av en stor randmorene som Skauvollelva har gravd seg gjennom, med grus og sand i strandsedimenter på utsiden og elve- og breelvavsetninger innfor ryggen.



*Fig. 15. Gården midt i bildet ligger på en stor morenerygg fra yngre dryas tiden i slutten av siste istid. Foto: L. Olsen 2012.*





*Fig. 16. Massetak i moreneryggen i Skauvollalen, med materiale fra leirig silt, via sand, grus, stein og til store blokker. Foto: L. Olsen 2012.*





*Fig. 16, forts.*



Dateringer av skjell funnet i randmorenen viser at brekanten la der for ca. 12800-12900 ar siden, dvs. i første del av yngre dryas tiden. Breelvavsetningen i øvre del av Skauvolltdalen starter rundt 80 moh og strekker seg 500--600 meter nedover langs elva. Denne ble avsatt foran iskanten da isen hadde smeltet tilbake vel en km fra randmorenen, og havnivaet utenfor "sunket" 5-10 m eller mer.



*Fig.17. Breelvavsetning i øvre del av Skauvolltdalen. Øvre bilde viser kanten av terrassen (over åpent snitt) på avsetningen, avsatt mot fotoretningen. Nedre bilde viser materialet. Foto: L. Olsen 2012.*



I fjellsiden ovenfor fylkesveien ligger avsetninger etter steinsprang og har gitt Vegvesenet noen utfordringer ved sikring av veien der.

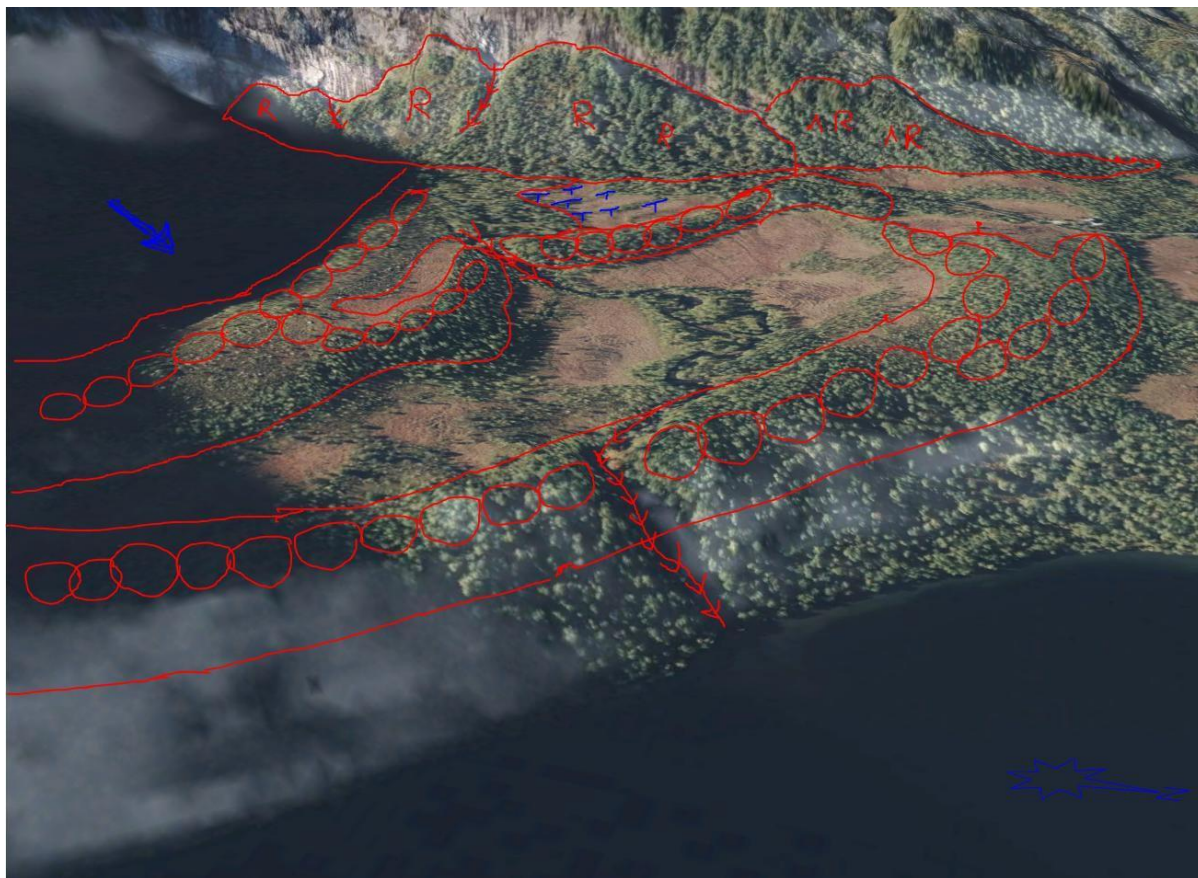
Innlandsisen i yngre dryas tiden har nådd fra innlandet nesten ned til dagens fjord og avsatt en randmorene også langs fjorden ved sørenden av Alten, 3–4 km i sørvestlig retning fra Skauvoll.

### **Oterstranda (510260) og Laksådalsvatnet (530248) området**

Et sammenhengende dekke av morenemateriale dominerer løsmassene på Oterstranda og vest for store Laksådalsvatnet. Strandlinjer i fast fjell og i løsmasser karakteriserer dalsiden ovenfor Oterstranda. Disse ligger ca. 90 moh (med fremre abrasjonskant ca. 80 moh) og 100 moh. Den øverste representerer marin grense ved slutten av siste istid, den lavereliggende utgjør hovedstrandlinjen og er fra yngre dryas tiden.

Rundt Laksådalsvatnet ligger flere randmorener, den lengste kan følges i et mer eller mindre sammenhengende flere km-langt belte på sørsida av vatnet. Den yngste moreneryggen er avsatt foran en botnbre som vokste frem i slutten av yngre dryas tid, og den kuttet hovedstrandlinjen på begge sider. Altså er botnbreen yngre enn hovedstrandlinjen der.

I fjellsiden sør og sørvest for vatnet ligger store urer etter steinsprang. Mye av dette har trolig skjedd kort tid etter at innlandsisen smeltet tilbake.



*Fig. 18. Yngre dryas randmorener (røde ringkjeder) sør for Laksådalsvatnet, Oterstranda. Retning for isbevegelsen er markert med blå pil. Strandlinjer opptil 80 moh, markert med blå stipler, er kuttet og ikke utviklet i yngste morenerygg (øverst til venstre), som derfor er yngre enn strandlinjen. Fra Norgei3D.no.*

### **Storvik (422280) og Grimstad–Mevik (435258) området**

Skredavsetninger (fjellskred, steinsprang) er dominerende løsmassetype i fjellsidene rundt Storvika, og strandavsetninger dominerer i lavlandet, med et stort felt vindblåst sand i sørvest.





*Fig. 19. Nord for Grimstadskardet. Høyestliggende strandlinje (marin grense), til venstre midt i bildet (rød pil), og randmorene med hovedstrandlinjen (hvit pil) fra yngre dryas tiden sentralt i bildet. I forgrunnen ligger strandvoll (svart pil) og blokk-stein strand fra Tapes-tiden\* (se side 21), her ca. 30–35 moh. Foto: L.Olsen 2013.*

I Grimstad-Mevika området, som utgjør en indre del av strandflaten (jf. side 11), dominerer strandavsetninger med markerte strandvoller på overflaten. I fjellsidene ligger morenemateriale, og et par mindre partier med ur (rasmateriale), til dels med store blokker. Rester av randmorener fra innlandsisen ligger igjen etter en bretunge i Grimstadskardet, NØ for Reipå, for ca. 14000 år siden (Fig. 4).

Strandlinjer i form av blokkstrenger og hyller erodert i morenedekket fins ca. 100–105 (marin grense) og 80–90 moh utenfor munningen av Grimstadskardet. Disse ble dannet ca. 13500–14000 år og 12500–12900 år før nåtid. Sistnevnte representerer den såkalte hovedstrandlinjen. Tydelige strandvoller/strandlinjer ligger ca. 30–35 moh (443253). Disse er dannet i den såkalte Tapes-tiden\* (se side 21).



*Fig. 20. Tapesstrand, ca. 7000–8000 år gammel, ca. 30 moh i Grimstadorrådet. Fugløya i bakgrunnen øverst til høyre, i kontakt med strandflata, områder lavere enn 100 moh, representert med øyer, holmer og skjær, i disen sentralt mot horisonten. Foto: L.Olsen 2013.*

### **Markavatnet området (450215)**

De største løsmasseforekomstene vest for Markavatnet består av strandsand og i dalsidene langs vatnet fins betydelige forekomster av morenemateriale. Nord og øst for Østentinden (440204) ligger flere randmorener (delvis på nabokartbladet i vest) som ble avsatt foran botnbreer. Svartvatnet antas også å ha vært fylt av en botnbre eller en breutløper fra hovedisen som avsatte en randmorene i vestenden av vatnet. Alle disse eksisterte under yngre dryas - perioden for 11500–12900 år siden. Men i tiden før dette, trakk isbreen seg tilbake fra sokkelen og godt innover kystlandskapet, i alle fall til østenden av Markavatnet, til Åsmoen i



Mosvolddalen, og til Neverdalsvatnet i Neverdalen. Deretter gjorde den på nytt et fremstøt ca. 14000 år før nåtid, i et opptil 15 km langt fremrykk, avsatte morenemateriale (med skjellbiter i) langs Markavatnet og nådde med isfronten helt til Skogreina\*\* (se side 35) i munningen av Dalen på nabokartet i vest (Fig. 3-4). Ved iskanten der ble det avsatt morenemateriale, grus og sand over gamle sedimenter fra minst tre forskjellige perioder i fortiden (ca. 36000-42000 år, minst 45000 år, og 100 000- 125 000 år før nåtid).



*Fig. 21. Sterkt strandvasket brerandavsetning ved Skogreina—Bolden ved munningen av Dalen, Reipå (på kartblad Meløy). Foto: L.Olsen 2011–2013.*

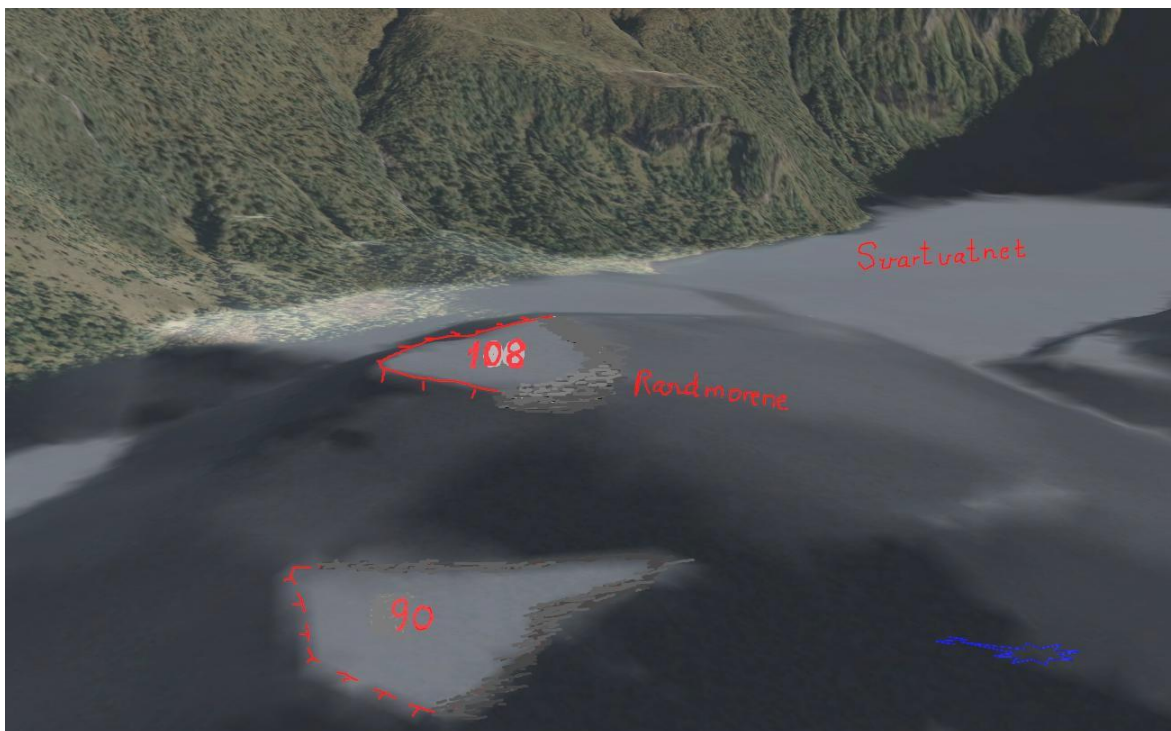
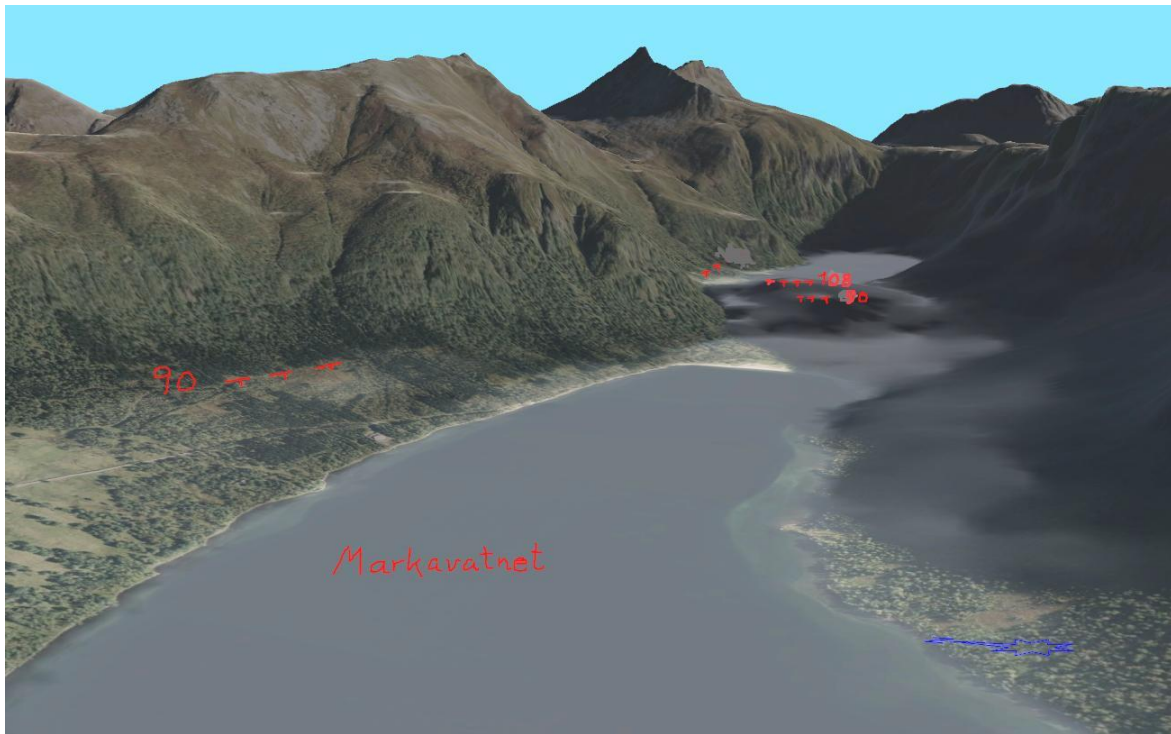


Fig. 22. Området innenfor Markavatnet, med Svartvatnet i bakgrunnen. Abrasjonskant i fjell, i bakgrunnen på øvre bilde og sentralt på undre bilde, dannet ved havnivå ca. 108 moh, er antydnet, og rester av strandlinje i morenemateriale i dalsiden i om lag samme høyde kan anes som knekk i terrenget (undre bilde). Beliggenheten er også antydnet på bildet under, på yttersiden av randmorenen avsatt foran isbreen som i yngre dryas tiden fylte forsenkningen der Svartvatnet ligger. Tilhørende havnivå, hovedstrandlinjen, ca. 90 moh fra yngre dryas tiden, er antatt representert ved strandlinjen i morenedekket langs Markavatnet (øvre bilde) og abrasjonskanten i fjell ca. 90 moh (forgrunn, undre bilde). Bildene er fra Norge i3D.no.

Iskanten smeltet deretter tilbake til Markavatnet og Svartvatnet i løpet av et par hundre år, og



smeltevann fra breen ble spylt ut og avsatte sand og grus i blanding med fjordsedimentene, i datidens grunne fjord der. Høytliggende spor etter marin grense utenfor Svartvatnet, høyere enn hovedstrandlinjen fra yngre dryas vitner om rask tilbaketrekning. Det samme gjør datering av skjell fra fjordsedimentene nevnt ovenfor. Sporene etter iskantens posisjon under isbreens tilbaketrekning, avbrutt av små brefremrykk, kan i dag sees i form av 10–12 små randmorener tvers på vannkanten langs Markavatnet. Disse er av typen De Geer morener, som er nærmere beskrevet ved omtale av Spilderdalen, Neverdalen og Selstaddalen (se under).

### Mosvolddalen (455200)

Langs Mosvolddalen er løsmassene relativt tykke, med dominans av breelvmateriale (sand og grus) langs elveløpet, og morene- og rasmateriale i dalsidene. I høydeområdet mellom Ørnes og Reipå dekker forvittringsmateriale over fjellgrunnen i et felt av betydelig utstrekning som når en km inn på Glomfjord kartbladet.

I elveskjæringen ved idrettsbanen (Åsmoen) er det påvist morenemateriale (m/ skjell) avsatt da innlandsisen for vel 14000 år siden igjen rykket frem over kystområdet til Meløya i vest og Kunna-Skogreina\*\* i nordvest. Under morenelaget er det registrert 32000–33000 år gamle (skjellholdige) sedimenter som ble avsatt på grunt vann i den tidens fjord.

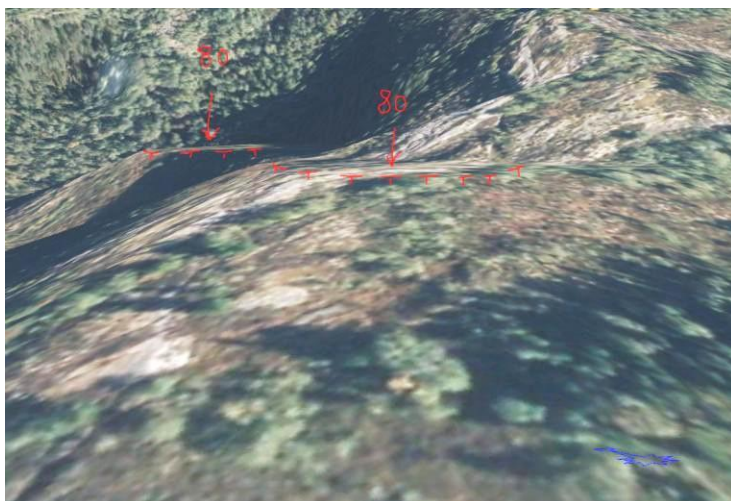
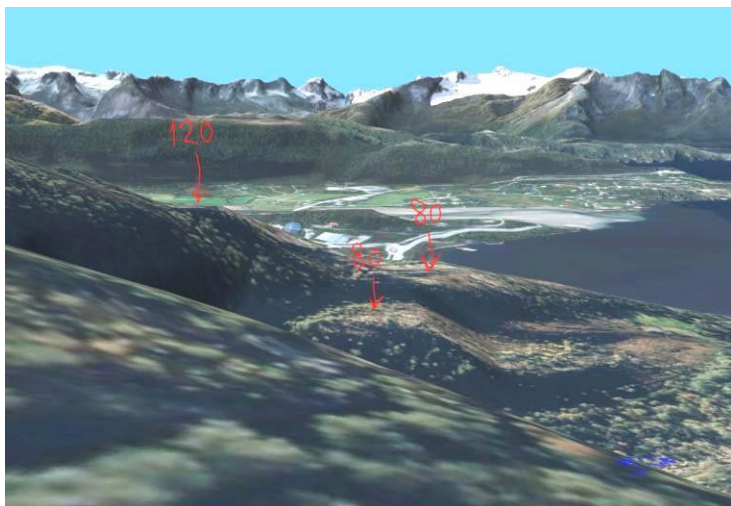


Fig. 23. Fjellhyller ca. 120 og 80 moh ovenfor Ørnes. Øverste bilde med Spilderdalen i bakgrunnen. Undre bilde med sikt inn mot fjellsiden, mot vest. Fjellhyllene er tolket som strandhyller dannet ved havnivå i isavsmeltingen før og under yngre dryas tid. Bildene er fra Norgei3D.no, og basert på generaliserte terrengmodeller (med lav nøyaktighetsgrad).



Etter brefremstøtet til Skogreina trakk isbreen seg tilbake, slik at Mosvolddalen ble isfri før yngre dryas tid. Da iskanten smeltet tilbake i dalen ble det avsatt flere små (10–12 stk.) randmorener eller grunningslinjemorener, ofte omtalt som De Geer morener (se avsnittet nedenfor).

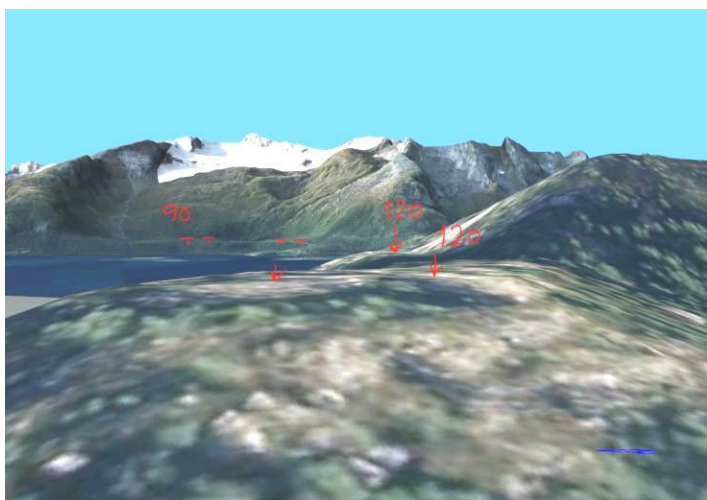
### **Spilderdalen (487183), Neverdalen (467132) og Selstaddalen (484118)**

Store randmorener avsatt i yngre dryas tid demmer opp henholdsvis Spildervatnet i Spilderdalen og Selstadvatnet i Selstaddalen, med en serie kortere og mindre randmorener (minst 25–30 stk.), såkalte "årsmorener" eller De Geer morener (etter tilsvarende ryggformer beskrevet først gang i 1889 i Sverige av Gerard De Geer (De Geer 1896)), i dalen innenfor og tvers på vannkanten. Disse ryggene kan følges opp til datidens havnivå der de forsvinner. Dette tyder på at de er dannet ved grunningslinjen til isbretungen i datidens fjord etter hvert som isfronten smeltet generelt tilbake i fjorddalene, avbrutt av små fremrykk. Det kan variere fra ett til flere års aldersforskjell mellom hver rygg.

Situasjonen er lignende, men med avsetning i motsatt rekkefølge i Neverdalen. Der ligger den store yngre dryas randmorenen oppstrøms i forhold til vatnet, Neverdalsvatnet, i dalen. De Geer morenene tvers på vannkanten utenfor den store randmorenen i Neverdalen må derfor høre til et eldre, men lignende avsmeltingsmiljø som beskrevet fra området ved Spildervatnet og Selstadvatnet. Neverdalsvatnet er også demt opp av løsmasser, men det er breelvavsetninger avsatt av smeltevann fra botnbreen eller bretunge fra hovedisen i Storskardet (480136). En stor randmorene viser hvor sistnevnte lå i yngre dryas perioden (Fig.10). Rasmateriale dekker ellers betydelige arealer i fjellsidene på begge sider av Neverdalen.

Bortsett fra et par mindre felt leirig silt ca. 90–95 moh (490181) ved Spilderdalsvatnet er det ikke registrert hav- og fjordavsetninger innenfor randmorenen som demmer Spildervatnet, bare utenfor, i nedre Spildra, der slike avsetninger dekker et betydelig areal. Breelvavsetninger av dominerende grus og sand dekker betydelige arealer like foran den store randmorenen og i nordre dalside mellom de to store vatnene. Lignende breelvavsetninger, men med enda grovere masser (stein, grus) dekker mer enn 1 km<sup>2</sup> ved østenden av Spilderdalsvatnet. Rasmateriale fra steinsprang og som flomskred er hyppig opptredende, ofte i vifteform på sørsiden av vatnet.

I Selstaddalen dekker strandmateriale et betydelig areal innefor randmorenen som demmer vatnet. En breelvavsetning ligger i dalenden og rasmateriale dominerer i fjellsidene på begge sider av dalen.



*Fig. 24. Strandhyller i fast fjell på Glomneset og strandlinje i morenedekket i Sandvika (i bakgrunnen) på sørsida av Glomfjorden. Alle fra isavsmeltingen før og under yngre dryas tid. Bilde fra Norgei3D.no.*

### **Glomfjordområdet (545115)**

Randmoreener avsatt i yngre dryas perioden preger også området rundt Litlglomvatnet (545110), og en slik demmer opp vatnet, som nevnt tidligere, mens en annen ligger litt høyere i terrenget, langs kammen av fjellknausen Norhågen vest for vatnet. Breelvavsetninger dekker et mer enn 1 km<sup>2</sup> stort felt i øvre del av Glomfjord, avsatt i vifteform i øvre del (538116) og i nordre dalside 1 km lengre vest (528114), men her med dårligere sortert grus–stein materiale. De øvrige løsmassene i området er dominert av morenemateriale. I Setvikdalen (515112) dominerer strandavsetninger over hav- og fjordavsetninger i lavere deler, og rasmateriale dekker det meste av nordre dalside.



*Fig. 25. Løsblokk (eller flyttblokk) av gneisbergart, transport av innlandsisen og avsatt på Glomfjellet. Blokka er splittet i to deler, som kan ha skjedd allerede under avsetning fra isen.*



*Fig. 26. Fjellskulptur som ligner på en sjøløve, laget av naturen selv. Kalkholdig berggrunn. Beliggenheten er ved nedre Navarvatnet på Glomfjellet. Foto: L.Olsen 2014.*





*Fig. 27. Jettegryte i fjellet ved nedre Navarvatnet. Roterende smeltevann under isbreen som dekket Glomfjellet for vel 11000–11500 år siden laget denne jettegryten. Smeltevannet var trolig armert med noe grus og stein i graveprosessen. Foto: L.Olsen 2014.*



*Fig. 28. Berggrunnen i seg selv kan noen steder vise dekorative mønstre, slik den båndete kalksteinen mellom Namnlausvatnet og nedre Navarvatnet på Glomfjellet viser. Foto: L.Olsen 2014.*

### **Bjærangsdalen (468043)**

Innlandsisen smeltet tilbake før yngre dryas perioden i senglasial tid i datidens grunne fjord i Bjærangsdalen. Sporene etter denne tilbakesmeltingen er for eksempel en rekke (12–13 stk.) randmorener eller grunningslinjemorener, såkalte De Geer morener, som også fins og er omtalt for Mosvolddalen, Spilderdalen, Neverdalen og Selstaddalen. Deretter hang isbreen på fjellranden rundt enden av fjorddalen i yngre dryas. Istunger stakk frem mellom de høyeste tindene og nådde trolig bare et stykke ned i fjell-/dalsidene. Sporene etter dette er stort sett fjernet eller skjult ved senere avsetning av breelvvifter, flomskredvifter og rasmateriale. I sørlige dalside ligger morenemateriale og en randmorene som trolig er avsatt i yngre dryas perioden.

### **\*\*Skogreina (380257; ligger på nabokartet i vest, Meløy)**

Løsmassene ved Skogreina (også kalt Bolden) er preget av strandvasket materiale med blokk og stein spredt utover sandige og grusige masser. Under dette ligger en stor kompleks brerandformasjon, dels med dominans av morenemateriale, og dels med overveiende sand og grus. Et grustak her viser at massene er mer enn 7–8 m tykke. Randformasjonen antas å være dannet ved brefronten for ca. 14100 år siden (Olsen 2002), og sterkt bølgevasket i øvre deler til ca. 3000 år før nåtid. Flere skjelldateringer fra de eldste delene av avsetningen gir aldre på 35600–42000 år før nåtid, og flere eldre enn dette, kanskje opptil 125 000 år (basert på aminosyreanalyser, Olsen mfl. 2001). Dette tyder på at hele formasjonen hviler på gamle fjord- og strandsedimenter.

En sterkt bølgevasket mindre randmorene ligger på nordvestsiden av Kunnsundet (363265). Denne representerer en eldre brerand, før isfronten lå ved Skogreina. Det er mulig at denne randmorenen er eldre enn 15000 år (eldste skjelldatering fra senglasial tid i dette området), kanskje ca. 15500 år gammel. Dal- og fjellsiden sør for Skogreina er preget av et langstrakt felt med vindblåst sand, som er blåst opp fra strandsonen. Feltet strekker seg opp til over 200–300 moh. Tykke kjepler av ur preger ellers begge dalsider i den U-formete dalen sørøst for Skogreina.

### **Etterord**

Kartblad Glomfjord er kvartærgeologisk kartlagt av NGU i 1992–2014. Feltarbeidet er utført av L. Olsen og B. Bergstrøm, med feltassistentene Celine Ødegaard i 2012, Lars Slåke i 2013 og Marte Flatla i 2014. Skjellprøver er innsamlet av L. Olsen. Radiokarbondateringer er utført ved Nasjonallaboratoriet for <sup>14</sup>C-dateringer, NTNU. En del dateringer og andre data er hentet fra Rasmussen (1981). Irene Lundquist har rentegnet kart- og skissefigurer (Fig. 2, 3, 4, 7, 10 og 14).

### **Referanse til kartet:**

Olsen, L. & Bergstrøm, B. 2017: Glomfjord 1928 I – Kvartærgeologisk kart i M 1:50 000. Norges geologiske undersøkelse.

### **Referanser**

Andersen, B. G. 1975: Glacial geology of Northern Nordland, North Norway. *Norges geologiske undersøkelse* 320, 1–74.

Andersen, B. G., Bøen, F., Nydal, R., Rasmussen, A. & Vallevik, P. N. 1981: Radiocarbon dates of marginal moraines in Nordland, North Norway. *Geografiska Annaler* 63, 155–160.

- Andersen, B. G., Bøen, F., Rasmussen, A., Rokoengen, K. & Vallevik, P. N. 1982: The Tjøtta event in Southern Nordland, North Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift* 62, 39–49.
- De Geer, G. 1896: Ändmoräner vid Venerns ostligaste bugt. *Geologiske Föreningen i Stockholms Förhandlingar* 18, 110–112.
- Gjelle, S., Bergstrøm, B., Gustavson, M., Olsen, L. & Sveian, H. 1995: *Landet ved Polarsirkelen – geologi og landskapsformer*. Norges geologiske undersøkelse, 128 s.
- Grønlie, O. T. 1940: On the traces of the Ice Ages in Nordland, Troms and south-western part of Finnmark in Northern Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift* 20, 1–70.
- Grønlie, O. T. 1951: On the rise of sea and land and the forming of Strandflats on the West Coasts of Fennoscandia. *Norsk Geologisk Tidsskrift* 29, 26–63.
- Møller, J. J. 1987: Shoreline relation and prehistoric settlement in northern Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift* 41, 45–60.
- Olsen, L. 1997: Rapid shifts in glacial extension characterise a new conceptual model for glacial variations during the Mid and Late Weichselian in Norway. *Norges geologiske undersøkelse Bulletin* 433, 54–55.
- Olsen, L. 2002: Mid and Late Weichselian, ice-sheet fluctuations northwest of the Svartisen glacier, Nordland, northern Norway. *Norges geologiske undersøkelse Bulletin* 440, 39–52.
- Olsen, L., Van der Borg, K., Bergstrøm, B., Sveian, H., Lauritzen, S.-E. & Hansen, G. 2001a: AMS radiocarbon dating of glacial sediments with low organic content – an important tool for reconstructing the history of glacial variations in Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift* 81, 59–92.
- Olsen, L., Sveian, H. & Bergstrøm, B. 2001b: Rapid adjustments of the western part of the Scandinavian ice sheet during the Mid- and Late Weichselian – a new model. *Norsk Geologisk Tidsskrift* 81, 93–117.
- Olsen, L., Sveian, H., Bergstrøm, B., Selvik, S. F., Lauritzen, S.-E., Stokland, Ø. & Grøsfjeld, K. 2001c: Methods and stratigraphies used to reconstruct Mid- and Late Weichselian palaeoenvironmental and palaeoclimatic changes in Norway. *Norges geologiske undersøkelse Bulletin* 438, 21–46.
- Rasmussen, A. 1981: The deglaciation of the coastal area NW of Svartisen, northern Norway. *Norges geologiske undersøkelse* 369, 1–31.
- Sigmond, E. M. O., Gustavson, M. & Roberts, D. 1984: Berggrunnskart over Norge – M. 1:1 million – Norges geologiske undersøkelse.
- Storrø, G. 1986: Vurdering av muligheter for uttak av grunnvann, Meløy kommune. *NGU rapport* 86.061.
- Wolden, K. 2000: Ajourhold av Grus- og Pukkdatabasen i Nordland fylke. *NGU rapport* 2000.056, 152 s.



Lokaliteter som er anvist på kartfigurene Fig. 4 og 10 er beskrevet i "Polarsirkelboka" av Gjelle mfl. (1995):

- 19 – Skauvoll
- 20 – Oterstranda, botnbre fra slutten av yngre dryas tid, kutter strandlinjen fra tidlig yngre dryas
- 21 – Storvika
- 22 – Skogreina, strandvasket brerandformasjon på gamle strand- og fjordsedimenter
- 23 – Reipå – Markavatnet
- 24 – Torsvik
- 25 – Ørnes – Åsmoen (Ørnes idrettsplass)
- 26 – Vassdalsvik
- 27 – Grønøya (gml. glimmergruve)
- 28 – Skardsvatnet på Åmøya
- 29 – Risneset, brerandmorene fra eldre dryas tid (ca. 14000 år før nåtid)
- 30 – Breidvikhøgda, utsiktspunkt
- 31 – Spilderhesten
- 32 – Neverdalen, utsikt mot brerandmorene fra yngre dryas tid (ca. 12600 år før nåtid)
- 33 – Bjørneset
- 34 – Rørneset, utsiktspunkt
- 35 – Fykan, bergrenner på Fykanbergan (granitt)
- 36 – Fykanvatnet
- 37 – Sneland, utsikt mot sørsiden av Holandsfjorden (Nordfjorden).
- 38 – Brasetvik, utsikt mot Engabreen
- 39 – Tjong, utsikt mot Blokkinden

Ekstra figur (eksempel på terrengmodell basert på kartverkets høydedata):

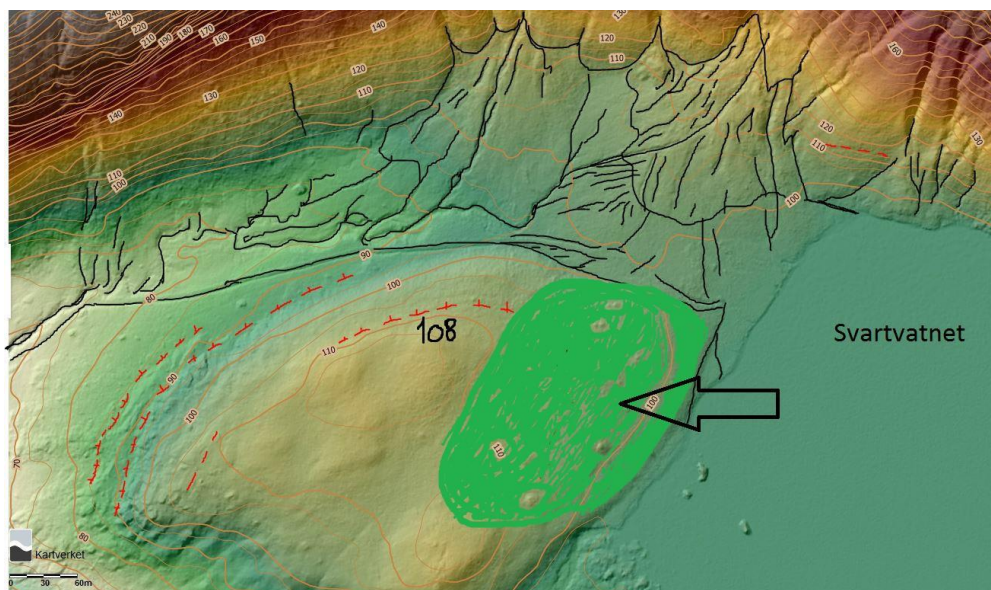


Fig. X-1. LiDAR bilde fra Svartvatnet (til høyre) og høyeste strandlinje (marin grense) etter istiden, her ca. 108 moh, samt yngre dryas strandlinjer (også rød linje), ca. 90 og 85 moh. Disse er erodert inn i fjellknausen med morenemateriale (mulig randmorene, grønn markering) som er klistret inn mot knausen fra øst, fra en isbre i Svartvatn-området. Elveløp og avgrensning av vifter er markert med svarte linjer. Fra høydedata.no. Se også Fig. 22, fra samme område.





# KVARTÆRGEOLOGISK KART

Quaternary geological map

## GLOMFJORD

1928-1

Målestokk/scale 1:50 000



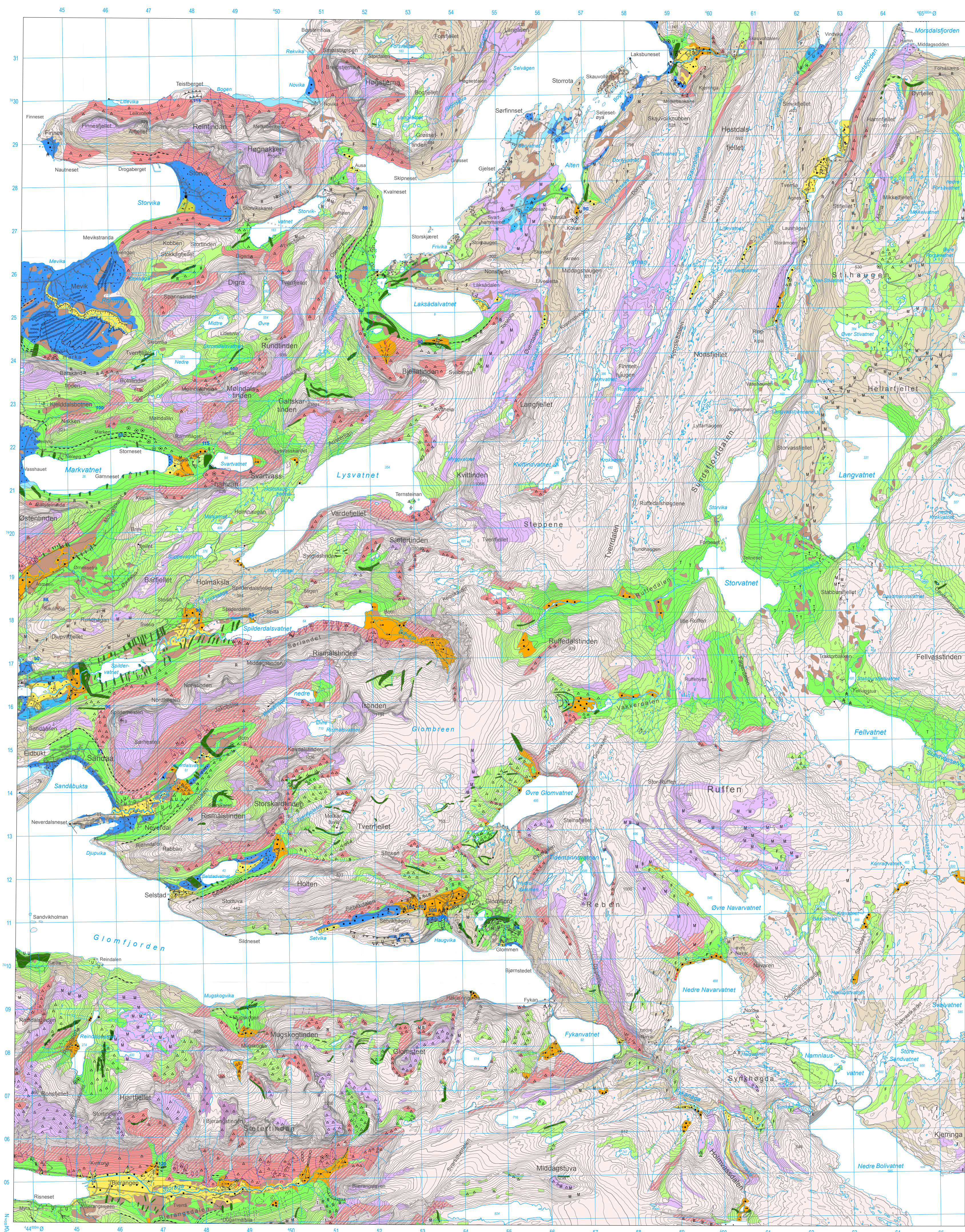
Beliggenhet og kartbladinnledning  
Location and map sheet index



NORGES  
GEOLOGISKE  
UNDERSØKELSE

2017

Geologiske kart og data på internet: [www.ngu.no](http://www.ngu.no)



### LØSMASSER

#### Superficial deposits

- Morenemateriale, usammenhengende eller tynt dekke over berggrunnen  
Moraine material, discontinuous or thin cover over the bedrock
- Morenemateriale, sammenhengende dekke, stedvis med stor tykkelse  
Till, continuous cover, very thick in places
- Randmorene/andromorenebelte  
Marginal moraine/zone of marginal moraines
- Elve- og bekkeavsetning (Fluvial avsetning)  
Fluvial deposit
- Vindavsetning (Eolik avsetning)  
Eolian deposit
- Breelavsetning (Glaciofluvial avsetning)  
Glacio-fluvial deposit
- Hav- og fjordavsetning og strandavsetning, usammenhengende eller tynt dekke over berggrunnen  
Marine fine-grained deposit and beach deposit, discontinuous or thin cover over the bedrock
- Hav- og fjordavsetning, sammenhengende dekke, ofte med stor tykkelse  
Marine fine-grained deposit, continuous cover, great thickness prevalent
- Marin strandavsetning, sammenhengende dekke  
Marine beach deposit, continuous cover
- Forvittringsmateriale, ikke inndelt etter tykkelse  
Weathered material, not classified according to thickness
- Forvittringsmateriale, stein- og blokkrikt, dannet ved frostsprengning  
Weathered material, high content of stones and boulders (boulder field)
- Humusdekket/lynt torvede over berggrunnen  
Humus cover/thin peat cover over bedrock
- Torv og myr (Organisk materiale)  
Peat and bog (organic material)
- Fyllmasse (antropogen materiale)  
Fill material (anthropogenic material)
- Skredmateriale, sammenhengende dekke, stedvis med stor tykkelse  
Colluvium (slide material), continuous cover, with great thickness in places
- Skredmateriale, usammenhengende eller tynt dekke over berggrunnen  
Colluvium (slide material), discontinuous or thin cover over the bedrock

### BART FJELL

#### Exposed bedrock

- Bart fjell  
Exposed bedrock
- Liten fjellblotning  
Small bedrock exposure

### SMÅ ELLER VANSKELIG AVGRENSBARE AVSETNINGER I OMRÅDER

#### DOMINERT AV ANDRE LØSMASSER / BART FJELL

#### Sporadic deposits in areas dominated by other superficial deposits or exposed bedrock

- |   |                         |   |   |
|---|-------------------------|---|---|
| M | Morenemateriale         | F | Forvittringsmateriale                       |
|   | Till                    |   | Weathered material                          |
| B | Breelavsetning          | R | Skredmateriale, uspesifisert                |
|   | Glacio-fluvial deposit  |   | Rapid mass-movement deposit                 |
| H | Hav- og fjordavsetning  | T | Torv og myr                                 |
|   | Marine deposit          |   | Peat and bog                                |
| U | Marin strandavsetning   | I | Humusdekke og lynt torvede over berggrunnen |
|   | Marine beach deposit    |   | Humus cover or a thin cover of peat bedrock |
| E | Elve- og bekkeavsetning | Z | Fyllmasse                                   |
|   | Fluvial deposit         |   | Anthropogenic material                      |
| V | Vindavsetning           |   |   |
|   | Eolian deposit          |   |   |

### KORNSTØRRELSE

#### Grain size

- Stein (St) 256mm - 64mm  
Cobble
  - Grusig stein (GS)
  - Gravelly cobble
  - Steinig grus (SIG)
  - Cobby gravel
  - Grus (S) 64mm - 2mm
  - Gravel
  - Sandig grus (SG)
  - Sandy gravel
  - Grusig sand (SS)
  - Gravelly sand
  - Sand (S) 2mm - 0.063mm
  - Sand
  - Siltig sand (SIS)
  - Silty sand
- Symbolene brukes enkeltvis når en fraksjon utgjør mer enn 80%. Sammensatte symboler blir brukt når flere fraksjoner inngår med mer enn 10%. Hovedfraksjonen blir angitt sist.  
The symbols are used individually when one fraction exceeds 80%. Combined symbols are used when several fractions exceed 10%. The largest fraction being indicated last.

### ISBEVEGELSERETNING

#### Direction of ice movement

- Drumlin-liknende form  
Drumlin-like form
- Parallele furer i overflaten  
Parallel stripes on the surface
- Iskuringstriper, bevegelse mot observasjonspunktet  
Glacial striations, movement toward the point of observation
- Iskuringstriper innenfor sektoren  
Glacial striations within the sector
- Kryssende iskuringstriper, økende antall haker med økende alder  
Crossing glacial striation, increasing number of ticks indicate increasing age
- Parabellris  
Crescentic fractures, ice movement toward point of observation
- Rundsua  
Roche moutonnée, point of observation at the tip of the arrow

### OVERFLATEFORMAR

#### Surface morphology

- Ryggformet breelavsetning, esker  
Esker (ridge-shaped glaciofluvial)
- Smeltevannsløp  
Meltwater channel (lateral drainage channel)
- Iskontaktskråning  
Ice contact slope
- Elve- eller bekkenedskjering  
Fluvial erosion scarp
- Tidligere elve- eller bekkeløp  
Abandoned fluvial channel
- Vifteleform  
Fan shape of fluvial or glaciofluvial origin
- Terrassekant  
Terrace edge
- Strandvold  
Beach ridge
- Strandlinje i løsmasser  
Shoreline, superficial deposit
- Strandlinje i fjell  
Shoreline, bedrock
- Abrasjonskant  
Abrasion scarp
- Skredvifte, ytterkant  
Landslide/snow avalanche/debris flow dominated fan
- Tydlig skredlag  
Snow avalanche/Landslide/debris flow track
- Rygg  
Ridge
- Haug og ryggformet overflate  
Mound and ridge-shaped surface
- Jettegryte  
Pothole
- Karst  
Karst

### ANDRE SYMBOL

#### Other symbols

- Stor blokk  
Large boulder
- Massetak, nedlagt eller i sporadisk drift  
Gravel pit, discontinued or in sporadic operation
- Massetak i drift  
Gravel pit in operation
- Høy blokkinnhold i overflaten  
High content of boulders on the surface
- Marin grense (moh)  
Marine limit (mas)

Geologisk arv  
Geological heritage

Referanse: Database for geologisk arv  
Norges geologiske undersøkelse  
[geo.ngu.no/kart/geologiskarv\\_mobile/](http://geo.ngu.no/kart/geologiskarv_mobile/)



Bergrenner i granitt, ved fjordenden i Glomfjord, Fykan. Glomfjorden i bakgrunnen. Bergrennene er dannet av is og vann under isbreen som i yngre tider. Isen krysset fjorden fra sør mot nord og endte med avsetning av randmorener i Glomfjordområdet. (458950 Ø, 7408850 N) Foto: L. Olsen 2009.



Fjellsulputt som ligner på en sjøtøve, laget av naturen selv. Kalkhøyd berggrunnen. Beliggenheten er ved nedre Navarvatnet på Glomfjell. (458970 Ø, 7408300 N) Foto: L. Olsen 2014.



Jettegryte i fjellet ved nedre Navarvatnet. Roterende smeltevann under isbreen som dekket Glomfjell for vel 11000-11500 år siden laget denne jettegryten. Smeltevannet var trolig armeret med noe grus og stein i graveprosessen. (458970 Ø, 7408850 N) Foto: L. Olsen 2014.

0 1 2 3 4 Km  
Eksvidtåne / contour intervals: 20 m

Topografisk grunnlag: Kartverkets N50 kartdata  
Geodetisk grunnlag / kartprojeksjon: EUREF89 / UTM-sone 33  
Digital kartprojeksjon: Geomatikk, NGU  
Plottetversjon: November 2017

Kartet bygget på flyfototolkning, feltjekk og kartlegging i felt av B. Bergstrøm og L. Olsen under NGUs Nordlandsprogram i 1996-årene, samt topografisk kartlegging i felt av L. Olsen i 2010-2014, med feltsassistenten Celine Ødegaard 2012, Lars Slåke 2013 og

Referanse til kartet: Olsen, L. og Bergstrøm, B. 2017. GLOMFJORD 1928-1, kvartærgeologisk kart M 1:50 000. Norges geologiske undersøkelse.





NORGES  
GEOLOGISKE  
UNDERSØKELSE  
· NGU ·

Norges geologiske undersøkelse  
Postboks 6315, Sluppen  
7491 Trondheim, Norge

Besøksadresse  
Leiv Eirikssons vei 39  
7040 Trondheim

Telefon 73 90 40 00  
E-post [ngu@ngu.no](mailto:ngu@ngu.no)  
Nettside [www.ngu.no](http://www.ngu.no)