

GEOLOGI FOR SAMFUNNET

SIDEN 1858



**NORGES
GEOLOGISKE
UNDERSØKELSE**
· NGU ·

NGU RAPPORT

2023.025

Beskrivelse til kvartærgeologisk kart Foldereid 1724 I – M 1:50 000, Trøndelag



Brerandmorene ca. 500 moh på østre del av fjellpartiet Skjolden sør for Indre Foldefjorden. Synsretning mot nordvest. Moreneryggen faller ned mot fjorden som er synlig i øvre del av bildet. Brekanten krysset samtidig fjorden over til Skaftnes og bøyd av videre mot nordøst (øvre høyre hjørne på bildet). Isbevegelse mot venstre på bildet (svarte piler), fram til brerandmorenen som ble avsatt i sen yngre dryas tid (ca. 11700-11900 år før nåtid). Utsnitt fra www.norgebilder.no



NORGES
GEOLOGISKE
UNDERSØKELSE
- NGU -

NGU RAPPORT

Geologi for samfunnet – kunnskap for framtida

Norges geologiske undersøkelse
Postboks 6315 Torgarden
7491 Trondheim
Tlf. 73 90 40 00

Rapport nr: 2023.025

ISSN: 0800-3416 (trykt)

ISSN: 2387-3515 (online)

Gradering: Åpen

Tittel: Beskrivelse til kvartærgeologisk kart Foldereid 1724 I – M 1:50 000, Trøndelag

Forfatter: Lars Olsen

Oppdragsgiver: NGU

Fylke: Trøndelag

Kommune:

Kartblad: (M=1:250.000):

Kartbladnr. og -navn: (M=1:50.000):

Forekomstens navn og koordinater:

Sidetall: 34

Pris: 190,-

Feltarbeid utført: 1990, 2015-2020

Rapportdato: 28.11.2023

Prosjektnr: 378700 og 379100

Ansvarlig: Ililja R. Bjarnadóttir

Emneord:

Kartlegging, kvartærgeologi, landformer, brebevegelse, morenemateriale, breelvavsetning, isavsmelting, løsmasse, marine sedimenter

Sammendrag:

Det kvartærgeologiske kartet Foldereid 1724 I - M 1: 50 000 (vedlegg 2) er oppdatert og noe justert i henhold til nytt feltarbeid i perioden 2015-2020. Arbeidet supplerer tidligere kartlegging med feltarbeid i 1990, da kartbladet ble ferdigstilt med målestokk 1:100 000 kvalitet.

Rapporten innledes med en generell omtale av bruk av kvartærgeologiske kart, særlig ment for de som ikke er kjent med dette fra før. Deretter følger en omtale av viktige trekk fra den geologiske historien som berører området, med særlig søkelys på hendelser og avsetninger fra kvartærtiden (de siste 2,6 mill. år). Fokus er lagt på den tiden da de fleste løsavsetningene, som morenemateriale, sand og grus og marine fjordavsetninger er avsatt i kart-området. Dette omfatter hovedsakelig tiden litt før og under yngre dryas (for 12800-11600 år siden) på slutten av siste istid, og i etter-istiden (postglasial tid).

Siste isdekke trakk seg tilbake fra vest mot øst, og den skjeve påfølgende landhevingen med størst heving i østlig retning førte til at marin grense, fra litt før yngre dryas, ligger ca. 120 moh (moh= m o.h.) ved vestgrensen av kartet og ca. 136 moh, fra sen yngre dryas, ved Bogafjell i øst. Den såkalte tapes transgresjonen, med flere meter heving av havnivå litt før midten av etter-istiden, er estimert til å ha nådd opp til ca. 44 moh ved Djupvika i kartblad-grensen i vest.

Morenemateriale avsatt av isbre, sammen med marine fjordavsetninger avsatt i fjorden utenfor iskanten og senere etter at iskanten er smeltet tilbake i fjordområdene, utgjør det meste av løsavsetningene i kart-området. De største feltene med breelvavsetninger (sand, grus og stein) ligger i dalføret der Bergsvatnet ligger og videre mot fjorden i vestlig retning. Et mer enn 0,5 km² stort felt med breelvavsetninger ligger også langs Kvernvaselva i sørøstlige del av kartet. I samme område, og videre nedover langs Skrøyvstadelva mot fjorden, ligger det største feltet (vel 2 km²) med elveavsetninger.

De største feltene med skredmateriale (fra fjellskred, steinsprang, snøskred og jordskred i bratt terreng) ligger langs flere fjellsider i sørøstlige del av kartet og i området øst for Kollbotnet i nord. Spor etter leirskred er registrert særlig i området ved Leirvika.

Myr- og torvjord er spredt i det meste av kart-området, men i liten grad i granittområdet i Skjolden fjellområde sør for Indre Foldafjorden, der kun få og små myrer ligger. Forvittringsjord inngår som en del av humus- og torvdekket berggrunn på dette kartet. Flere delområder er avslutningsvis omtalt spesielt, der ulike hendelser, løsavsetninger m.m. er beskrevet.

Tilleggsinformasjon er gitt i vedlegg 1 der deglasiasjons-historie i et noe større område er omtalt.

INNHOLD

Generell del	s. 7
Kvartærgeologiske kart	s. 7
- Bruk av kvartærgeologiske kart	s. 8
Spesiell del	s. 12
Geologisk historie	s. 12
- Berggrunn og landskap	s. 12
- Kvartærtiden	s. 13
- Istid og isavsmelting	s. 14
- Landheving og strandforskyvning	s. 15
- Erosjon og skred	s. 21
Delområder med løsmasser og brefaser	s. 24
1. Djupvika og Gravvika	
2. Nonsåa og Kreklingen	
3. Skaftnes og Leirvika	
4. Sjølstaddalen og Sjølstad	
5. Foldereid tettsted og omegn	
6. Bergsvatnet og omegn	
7. Salsbruket med omegn	
8. Skrøyvstad med omegn	
Etterord	s. 30
Referanser	s. 30

VEDLEGG

1: Litt om senglasial historie i regionen

2: Kvartærgeologisk kart Foldereid 1724 I – M 1:50 000. Norges geologiske undersøkelse, 2021

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.

Tabell 1: Løsmasstyper.

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 isbreframstøt 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. Tykkelsene kan mange steder være meget store.
STRAND-AVSETNINGER	Strandavsetninger består av materiale utvasket ved bølge- og strømkraft 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 finkornet 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.

Bruk av kvartærgeologiske kart

Arealplanlegging

En forsvarlig vurdering av arealbruk i planleggingsammenheng krever blant annet inngående kjennskap til løsmassene (dvs. 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 f.eks. i Nærøy kommune og inneholder opplysninger om de enkelte forekomster (Raaness 1988). Dataene er tilgjengelige ved Fylkeskartkontor og NGU (www.ngu.no) 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 finkornet kan den benyttes som tetningskjerne i jordfyllings-dammer. Leire er et råstoff for teglindustrien og for produksjon av lett betongtilslag, og finnes mest i de finkornete 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 Foldereid er det flere områder som peker seg ut som gunstige for grunnvannsuttak. Et av problemene kan likevel være at en langs fjordsidene har finkornete masser som ofte ligger under relativt tynne lag av strandsand og/eller elvesand. De finkornete massene har dårlig gjennomstrømning av grunnvann. Noen av breelavsetningene ligger betydelig høyere enn nærmest liggende 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. Se ellers temakart over grunnvannsborehull og oppkommer (arealinformasjon på www.ngu.no), og som gjelder både for fast fjell og løsmasser. Noen steder vil det eventuelt være muligheter for uttak av salt grunnvann. Dette er imidlertid ikke spesielt vurdert for Foldereid kart-område der kun små elveavsetninger (sand og grus) ligger nært ned mot dagens havnivå.

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 m.m., 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 flere 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 8100 år siden, som kan ha vært utløst av og/eller ha utløst kraftige jordskjelv).

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, f.eks. i Leirvika, er det imidlertid forsøkt registrert gamle skredgroper (Fig. 1) og raviner som er viktige elementer når en skal vurdere fare for leirskred, men få eller ingen store slike forekomster er ellers påvist innenfor kartblad Foldereid.

Vern-fredning

I de senere år har interessen og behovet for sikring av verneverdig natur økt, og dette gjelder også for løsmasse forekomster og landskapsformer (jfr. Artsdatabanken). På grunnlag av kvartærgeologiske kart kan disponering av løsmasser til ulike praktiske formål samordnes med planer for bevaring av verneverdig natur. Innenfor kartblad Foldereid er det særlig randmorener ned mot fjordene og i fjelltraktene, som vitner om siste istid og isavsmeltingshistorien, og som er aktuelle verneobjekt. Randmorenen i fjellområdet sør for Bergsvatnet (Fig. 2) er en slik landform, som foreløpig ikke er berørt av infrastruktur og som bør vernes. Andre randmorener og spor etter tidligere geologiske hendelser kan også være verneverdige, men generelt er det ikke registrert spesielle landformer eller geologiske objekter innen kart-

området i kategorien enestående og typisk verneverdig natur.

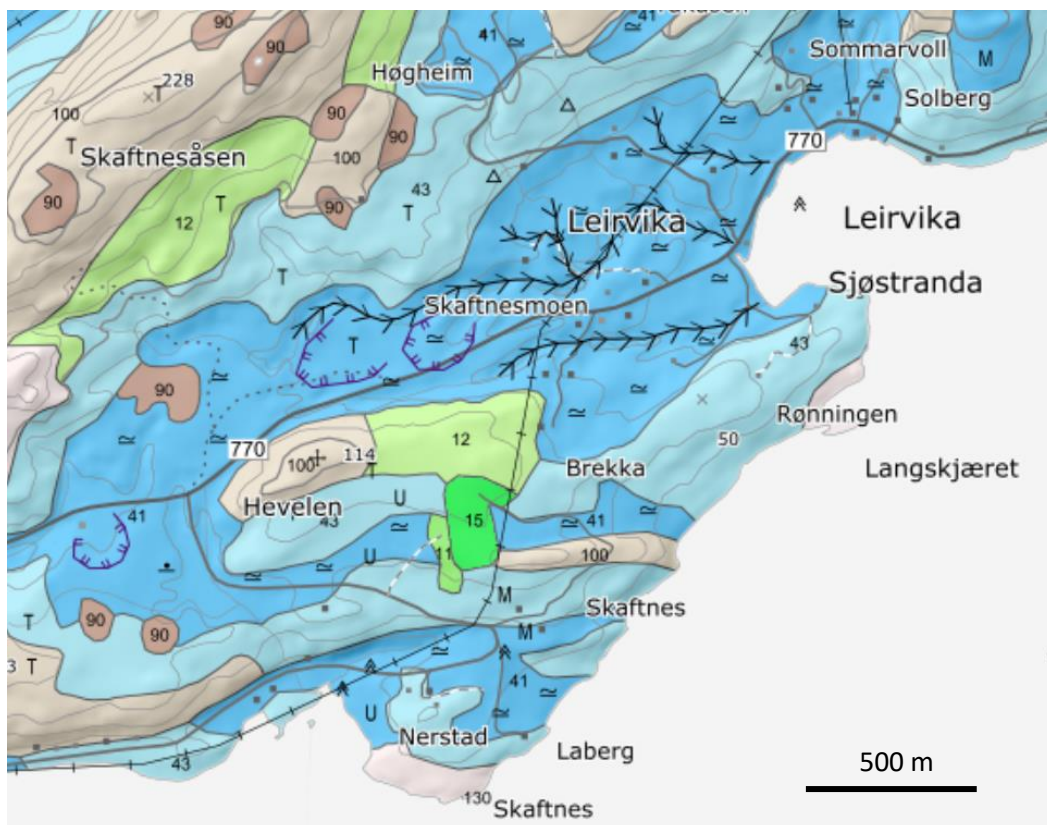


Fig. 1: Utsnitt av kvartærgeologisk kart, med spor etter tidligere skred i marin leire i Leirvika. Skredkantene er markert med linjer med dobbelthaker på, og som ligger i feltet med marine fjordavsetninger av silt og leire (blå farger). Se ellers tegnforklaring til kvartærgeologisk kart (vedlegg 2).



Fig. 2: Randmorene (sidemorene) ca. 500 moh i fjellområdet sør for Bergsvatnet (sør for Foldereid tettsted), som kan skimtes i nordøstre hjørne av 3D-bildet. Randmorenen (røde piler) strekker seg i nord-nordvestlig retning mot Indre Foldafjorden og er avsatt ved isbevegelse mot vest (venstre) under det regionale Hoklingen trinnet fra sen yngre dryas tid, som er omtalt f.eks. i beskrivelse av delområder (s. 24) og i vedlegg 1, Fig. VI-2. Utsnitt fra norgebilder.no.

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.

Forkortelser og uthevelser

Den vanlige høydeangivelsen m o.h. er i denne beskrivelsen forkortet til moh. Posisjon er noen steder anvist eller omtalt med UTM koordinater (6 siffer, de tre første viser mot N, de neste tre mot Ø). For eksempel, koordinater 7207100 (N) og 366900 (Ø), angitt som koord. 071669, gir posisjonen for Foldereid tettsted (se f.eks. vedlegg 2).

Enkelte temaer er uthevet eller gitt ekstra omtale enten i egen ramme underveis og med rød tekst, eller som vedlegg. Dette omfatter temaer som *tidsangivelser (alder)* (s. 15), *tapes-tiden* (s. 17) og *isbrefaser* (vedlegg 1).

Aldersdateringer

Til hjelp for å bestemme alder for ulike hendelser og avsetninger er det benyttet ¹⁴C-dateringer av marine skjell plukket fra forskjellige sedimenter (fra leire, sand og grus, og fra morenemateriale). I tabellen nedenfor er dateringer fra Foldereid kart-område, samt noen nærliggende områder tatt med.

Tabell 2: ¹⁴C-dateringer av marine skjell fra kartblad Foldereid og nærliggende områder. Alder er angitt i ¹⁴C-år før nåtid, +/- 1 standardavvik (σ) for middelveien er også inkludert. Det er ikke justert for reservoar alder for havvannet her, men er vanligvis estimert til 440 år generelt langs Norskekysten, med noe avvik i enkelte perioder, f.eks. antas noe høyere reservoar alder for aldre for skjell ca. 10600-11100 ¹⁴C-år før nåtid. Alderen er ellers også gitt som middelvei, omregnet til vanlige år etter tabell publisert av Reimer et al. (2020), der reservoaralder generelt er estimert til ca. 400 år. Skjell lokalitetene er nummerert og plottet i siste rad i tabellen, og anvist med posisjon og nummer på kart i vedlegg 1 (Fig. VI-4).

Prøve nr.	Lokalitet	Lab. nr.	skjelltype	14C-år f.n.	± 1 σ	ca. år f.n.	kommentarer	Posisjon på kart
Innenfor kartblad Foldereid:							f.n. = før nåtid (eller B.P. = before present)	
3-200619	Foldereid N	Poz-122056	Balanus sp.	10130	50	10960	97 moh, rur fra leirig silt under 3 m grus	9
1A-4/5-21	Foldereid V	" -144599	Balanus sp.	10190	60	11190	114 moh, fra leirig silt, antatt havnivå > 118 moh	8
1B-4/5-21	Foldereid V	" -144600	Mytilus edulis	10100	60	11125	114 moh, fra leirig silt, antatt havnivå > 118 moh	8
1-190619	Sjølstad ø	" -122057	Ikke bestemt	10330	50	11230	90 moh, fra glasimarin leirig silt	7
2-15/5-17	Sjølstaddaler	" -99090	Hiatella arc.	10560	50	11650	85 moh, fra glasimarin leirig silt	6
3-15/5-17	"	" -99091	Mytilus edulis	10500	60	11550	90 moh, "	6
1-7/6-16	"	" -85112	Hiatella arc.	10590	60	11710	80-85 moh, ", hele doble skjell	5
1-1/6-17	Rokka	" -98405	Mya truncata	10380	60	11360	70 moh, fra glasimarine sedimenter	4
2-1/6-17	"	" -98696	"	10610	50	11760	" , "	4
...	Djupvika	Utc 1804	Hiatella arc.	12940	90	14620	under brerandavsetning (fra Bargel et al. 1994)	2
...	Gravvikvåger	Tua-821	Macoma, Hiatella	11125	85	12635	ynge dryas randmorene (fra Olsen et al. 2015)	3
...	"	T-3520	Mya truncata	11520	140	12990	" (fra Andersen et al. 1981)	3
Utvalgte dateringer fra nabo-områder:								
...	Kolvereid	Utc 1242	Ikke bestemt	11440	80	12840	fra yngre dryas randmorene (fra Bargel et al. 1994)	1
1-27/6-16	Årssanddaler	Poz-99073	Portlandia arc.	11730	50	13150	fra sen yngre dryas randmorene	10
2A-28/6-16	" , lok. 2	" -98406	Chlamys islandica	11630	60	13030	fra sen yngre dryas randmorene	12
2B-28/6-16	" , "	" -98407	Echinoidea	10840	60	12230	kråkebolle med pigger, i silt foran randmorene	12
1-20/8-19	" , lok. 3	" -128965	Balanus sp.	11750	60	12990	fra marin leirig silt under randavsetning	11
1-25/6-16	Bogen	" -85115	Chlamys islandica	11590	60	12990	40 moh, fra yngre dryas brerandavsetning	13
1-5/7-18	Kongsmoen	" -110438	Balanus sp.	10110	50	11030	fra glasimarin leirig silt, fra isavsmeltingen	15
1-22/6-16	Olamoen	" -99094	Balanus sp.	10090	50	11000	62 moh, fra glasimarin silt foran brerandavsetning	16
1-14/5-19	Vassås	Tra-1447	Portlandia arc.	10465	25	11470	fra laminert silt i preboreal brerandavsetning	14

Spesiell del

Geologisk historie

Berggrunn og landskap innen kartblad Foldereid 1724 I

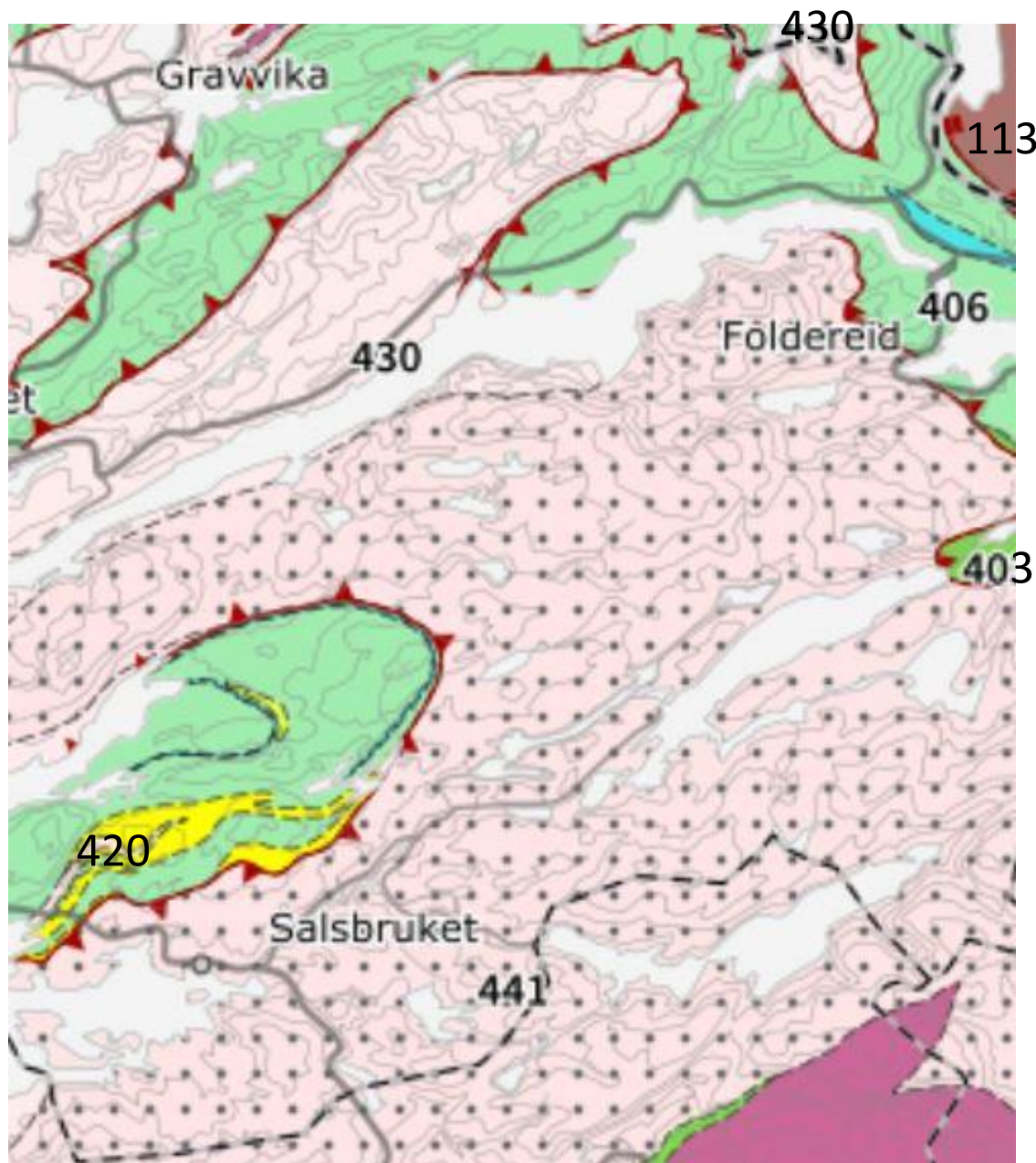


Fig. 3: Berggrunn kartlagt i M 1:250 000 innen kartblad Foldereid (M 1:50 000).

Hovedbergarter: 113 (brunt felt, nordøstre hjørne) – Gabbro, 403 – Glimmerskifer, 406 – Kalkglimmerskifer, 420 (gult felt) – Metasandstein og kvartsitt, 430 – Granittisk gneis, og 441 – Øyegneis. Foliert granitt og granodioritt dekker et felt i sørøstre hjørne av kartet (fiolett farge)

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 to grupper; omdannede sedimenter og vulkanske bergarter, og dypbergarter (Sigmond mfl. 1984). De omdannede sedimentene er særlig utbredt i nordlige del av kartet, langs Indre Foldefjorden på begge sider og i lavlandet og dalene i sørlige del av kartet. De 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 de sedimentære bergartene i kaledonsk tid. Noen av gneisene i området kan ha en slik opprinnelse. Granittiske gneiser og øyegneis, vesentlig av prekambrisk alder (eldre enn 540 mill. år) dominerer i store deler av kart området. Slike bergarter er ofte motstandsdyktige mot erosjon og står ofte fram i større fjellmassiver. De bløtere sediment-bergartene, f.eks. glimmerskifer, er mindre motstandsdyktig mot forvitring og erosjon, og vann og is har lettere kunnet grave seg ned og utforme landskapet i dem. Dypbergartene er også inkludert i det kaledonske skyvedekket, og eksempler på slike bergarter fins f.eks. som et lite felt med gabbro i nordøst.

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

Landskapet i området er et typisk kystlandskap i regionen, med fjorder og fjorddaler som trenger inn mellom avrundete fjellpartier mot øst. Utformingen av fjordene og fjorddalene er i stor grad knyttet til istidene, der isbreenes effekt på landskaper er vist i fullt monn. Dette omfatter både frysing og tining, vekt belastning 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, 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 landskapstrekkene, f.eks. de dype fjordene og de U-formete dalene, har i stor grad skjedd i kvartærtiden.

	Epoke	Alder	mill år
Kvartær	Holocen		nåtid
	Pleistocen	øvre	0,0117
		midtre	0,126
		Calabria	0,781
		Gela	1,80
			2,58

preboreal tid
yngre dryas tid

Fig. 4: Geologisk tidsskala med søkelys på kvartærtiden som utgjør mindre enn 0,06 % av Jordens historie. Overgangen mellom yngre dryas og påfølgende preboreal tid ligger ca. 11600 år før nåtid (justert fra tidligere 11700 år). Det meste av løsmasser på kartblad Foldereid er avsatt kort tid før og i yngre dryas og preboreal tid. For fullstendig geologisk tidsskala, se f.eks. Store norske leksikon, oppdatert 2021.

Istid og isavsmelting

Siste istid begynte for ca. 115 000 år siden i øvre del av Pleistocen i Kwartær tid, rett etter en mellomistid som startet 126 000 år før nåtid (Fig. 4). Svingninger i klimaet førte til at isens utbredelse og mektighet varierte ganske meget, og det har vært perioder da innlandsisen var nesten borte. Den største utbredelsen nådde bredekket for 18000–19000 og 26000 år siden da det lå over hele Skandinavia (Fig. 5), og tykkelsen i de sentrale deler var opp til 2–3 km. Utenfor Trøndelagskysten lå da breen helt ut til kanten av kontinentalsokkelen (Egga). Den eldste påviste bevegelsesretningen for isbre dekket i området er mot vest-nordvest, en bevegelse som trolig stammer fra da bredekket under siste istid hadde størst utbredelse og utbredelse til ytre kystområder og sokkel utenfor. Senere brebevegelser ble gradvis mer betinget av fjordenes og dalenes retninger etter hvert som bredekket ble tynnere. Brebevegelsene i de østlige områder av kartbladet dreide til slutt mot sørvest og nordvest langs hoveddalførene.

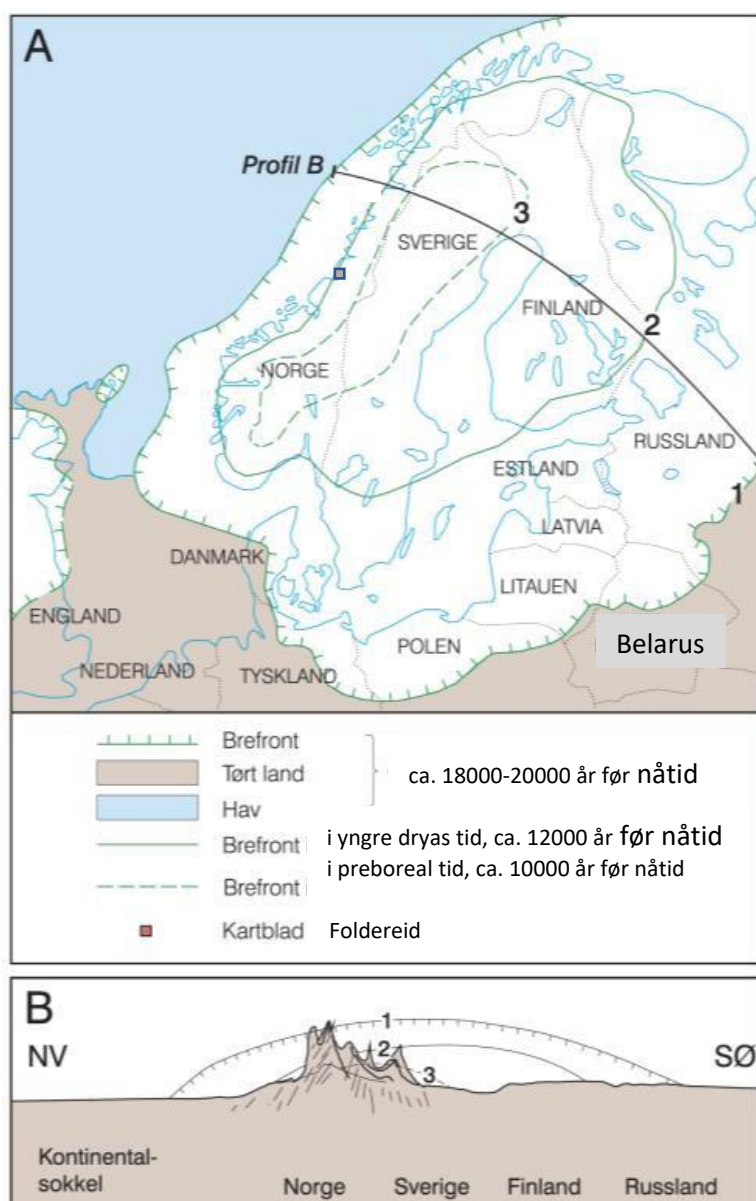


Fig. 5: A, B - Profil over innlandsisen over Fennoskandia under tre forskjellige faser i siste del av siste istid (Weichsel-istiden). Høye fjelltopper i vest kan ha vært isfrie eller stukket opp av isdekket som nunataker tidlig, kort tid etter maksimum, som antydnet i figur B (1).

Tidsangivelsene for den yngre geologiske historien er i stor grad basert på *radiokarbon-dateringer* (^{14}C -dateringer) av skjell eller planterester i sedimentene. Ett år beregnet ut fra målinger av innholdet av ^{14}C -isotoper i et materiale, er ikke fullstendig det samme som et vanlig kalenderår. For eksempel tilsvarer 10000 ^{14}C -år omtrent 11600 vanlige kalenderår. I denne beskrivelsen er alder med få unntak gitt i uspesifiserte år, og er da omregnet fra ^{14}C -år (før nåtid) til vanlige kalenderår etter tabell i Reimer et al. (2020).

Under isavsmeltingen trakk brekanten seg tilbake slik at kyststrøkene ble isfrie først. Samtidig ble bredekket tynnere, og dermed kom kystfjellene fram som isfrie høydepartier (nunataker).

Snart fikk brefronten et uregelmessig forløp med lange bretunger (dal- og fjordbreer) som var utløpere fra hoved-isdekket. 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 brekanten stoppet opp, eller at isbreen rykket litt fram igjen. Løsmaterialet som isbreen fraktet med seg kunne da bli avsatt foran brekanten som randmorener, deltaer, breelvvinger eller ryggformete breelvvavsetninger (brerandavsetninger). Slike avsetninger finnes flere steder innenfor kartbladet, og de gjenspeiler brekanten i ulike stadier av avsmeltingen (brerandtrinn).

Intervallet fra ca. 12800 til 11600 år før nåtid kalles yngre dryas tiden (Fig. 4). Brekanten lå helt fram til Gravvikvågen i nordvestlige del av kartblad Foldereid ved begynnelsen av yngre dryas (se s. 11 Tabell 2, lokalitet Gravvikvågen, to skjelldateringer), og isbreen var da fremdeles flere hundre meter tykk i fjordene i kart-området. Dette er antatt å skje samtidig med det såkalte **Tautra** trinnet i Trondheims-regionen, og det er noe eldre og har sin randsone flere km lengre vest enn det påfølgende brerandtrinnet som benevnes **Hoklingen** regionalt i Trøndelag (f.eks. Olsen et al. 2015). Breen smeltet deretter raskt tilbake i hele kart området. I slutten av yngre dryas hadde brekanten allerede trukket seg tilbake til øst for Foldereid tettsted.

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 sakte å heve seg igjen i forhold til havnivået, mest i indre strøk, noe mindre ute ved kysten. 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. 6), som viser strandforskyvning fra isavsmeltingen og fram til i dag, er forsøkt konstruert på grunnlag av data fra andre undersøkte nærliggende områder i Trøndelag (Ramfjord 1982). Landhevingen er i dag ca. 1 mm pr. år i Foldereid-området.

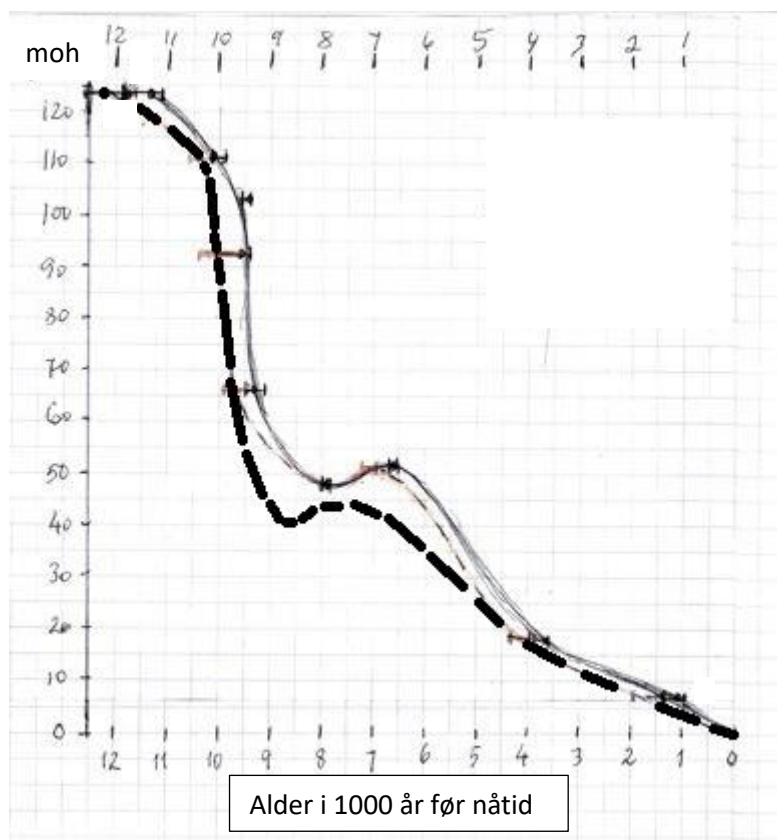


Fig. 6: Strandforskyvning (havnivå) i tiden etter at bredekket smeltet tilbake fra Gravvika og Djupvika for drøye 12000 år siden, i vestgrensen av Foldereid kart-område. Kurven bygger på data fra Nærøy området, etter Ramffjord (1982), men er endret fra opprinnelig ^{14}C -år til kalenderår før nåtid. Ramffjords kurve har lite data for tapestiden og en stiptet tykk kurve gir her en tolkning som samsvarer bedre med andre kjente data for strandforskyving i ytre fjordstrøk i Midt- og Nord-Norge. Tapes transgresjon til ca. 44 moh i Djupvika (ved vestgrensen av kartblad Foldereid) er også tatt hensyn til her.

Det øverste nivå havet har nådd etter at isen smeltet vekk, kalles den *marine grense (MG)*. Innenfor kartblad Foldereid varierer denne med noen få meter, styrt av når områdene ble isfrie og avstanden til sentrale deler av innlandsisen (nær Bottenviken). MG ved kartbladgrensen i nordvest ligger ca. 125 moh (Fig. 6). Den høyeste terrasseflaten på breelvavsetningen langs Nonsåa (koord. 027538) og i dalen (koord. 035603) nord for Skjolden fjellområde, ligger hhv. ca. 135 og 137 moh, og representerer MG-nivå på disse stedene, flere hundre år etter tiden for MG ved kartblad grensen i vest og nordvest. Det samme gjelder strandlinjen eller knekkpunktet ca. 132-133 moh i dalskråningen på nordsiden av Langmarkmyra (koord. 089641) og vel 1 km lengre øst (koord. 089657) (se Fig. 7). Ved østgrensen av kart området er MG ca. 134-136 moh, og er representert av høyeste terrasseflate på breelvavsetningen langs Bogaelva (koord. 027680).

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. Under landhevingen fikk en strandvasking i de opprinnelige fjordbunns-avsetningene, og dermed ble det dannet et grovere overflatelag av sand og grus (strand-materiale) i noen områder.

Landet steg mest i de første par tusen år etter isavsmeltingen (Fig. 6). For rundt sju-åtte tusen år siden var det liten strandforskyvning i flere hundre år, havnivået steg omtrent like

fort som landet. Det var til og med en viss strandforskyvning motsatt vei, dvs. relativ havnivå-stigning rundt denne tiden (Tapes-tiden*) i ytre fjordstrøk. Dette er vist for eksempel ved Djupvika lengst vest på kartblad Foldereid (usikker, men trolig flere m havnivåstigning; Olsen mfl. 2020), ved Agdenes i ytre Trondheimsfjorden (ca. 3 m stigning; Rosvold og Olsen 2020) og ved Indre Skomo øst for Brønnøysund (>2-3 m stigning; NGU, upublisert). I Sjølstad området i midtre del av kartet langs Indre Foldafjorden er det registrert spor som tyder på havnivå-stigning på minst 2-3 m. I midtre til indre fjordområder, som for eksempel ved Hommelstø i Velfjord i sørlige del av Nordland (Drange 2003) og i Verdalsområdet (Sveian og Olsen 1984), er det bare registrert en utflating i strandforskyvningen, dvs. 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. 44 moh i nordvest (Djupvika, ved kartbladgrensen), ca. 46 moh øst for Foldereid tettsted, og stiger til 51 moh ved Setermoen sør for Lona på kartblad Kongsmoen, nabokartet i øst. Etter Tapes-tiden hevet landet seg raskere enn havnivået igjen, og så har det gått gradvis saktere fram mot vår tid.

***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 9000–6000 år siden da havnivået rundt Nordsjøens kyster og nordover langs norskekysten steg nesten like fort eller enda fortere enn landet steg, og det ble derfor en transgresjon (havnivåstigning) for 8000-7000 år siden i ytre fjordstrøk. Dette skyldes i stor grad tilførsel av smeltevann til havet etter en omfattende smelting av ismassene i Nord-Amerika. En ekstra faktor her er en tsunami skapt av et enormt skred på sokkelen, det såkalte Storeggaraset, som skjedde for ca. 8100 år siden. Dette skapte en flodbølge som kanskje nådde 5-10 m over datidens havnivå i Trøndelags ytre fjordområder. Dette faller sammen med en tidlig del av tapes transgresjonen og gjør det vanskelig å skille tsunami og andre faktorer som har innvirket på transgresjonen fra hverandre.

Isobaseretning

Landhevningen fra sen-glacial tid er i hovedsak knyttet opp til fordeling av ismassene kort tid før og i sen-glacial tid. Det betyr at det kan antas en mer nordøstlig retning på isobasene sør for Trondheim, der YD-iskanten også har hatt en NØ-lig retning, og en mer nordlig retning rundt og nord for Trondheim, der YD iskanten har vært rettet i en mer nordlig retning. Dette er vist tidligere sør for Trondheimsfjorden (ca. 45°; f.eks. Svendsen et al. 1987) og rundt Trondheim (ca. 32°; f.eks. Olsen et al. 2015). I Indre Foldafjorden er YD isobasene antatt å ligge på ca. 20° (Fig. 7), men dreier av i mer NØ-lig retning lenger nord igjen, i tråd med YD brekantens beliggenhet der.

Gradienten for strandlinjene normalt på isobasen varierer fra ca. 1,6 m/km (eldst) til ca. 1,5 m/km (yngst). Dette tyder på relativt rask tilbaketrekking av brefronten i fjorden, og skjedde trolig mellom 11900 og 11300 år siden i området fra vest for Sjølstad via Foldereid og til Kongsmoen.

Isobaseretning ca. 20° (YD) Tenkte strandlinjer i YD, gradient ca. 1,5 m/km

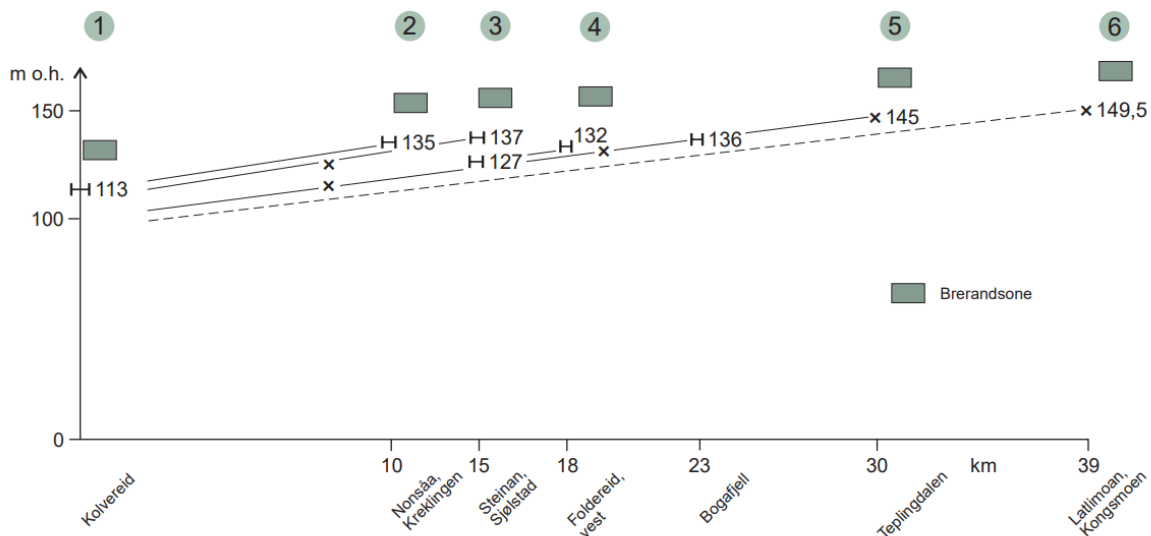


Fig. 7: Tenkte sen- og postglasiale strandlinjer i Indre Foldefjorden basert på seks brerandsoner, eller brerandtrinn, og tilhørende MG-nivåer og en isobaseretning satt til 20°.

Brerandsonene er:

1 – Kolvereid; 2 – Nonsåa, Kreklingen; 3 – Steinan, Sjølstad; 4 – Foldereid vest; 5 – Teplingdalen; 6 – Latlimoan, Kongsmoen.

Landhevingen under og etter **tapes**-transgresjonen ble sterkt påvirket av havets volum og tyngde utenfor og i kystområdene, og isobaseretningen er derfor orientert i forhold til dette, i.e., er rettet om lag mot NØ (settes her til ca. 40°; Fig. 8) i hele Trøndelags kystområde.

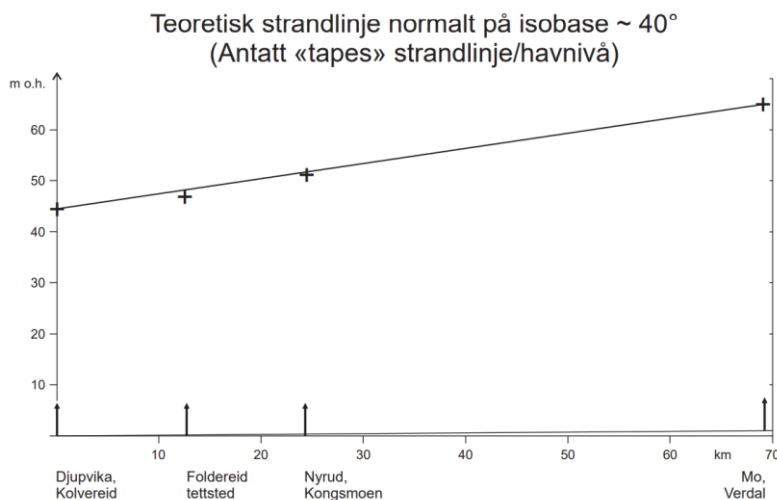


Fig. 8: Tenkt strandlinje fra tapes tiden, basert på noen terrassenivåer og strandsoner som er vurdert til å representere transgresjon eller stillstand i havnivåendringen i samsvar med det som forventes i tiden karakterisert av Tapes transgresjonen langs Norskekysten. Isobaseretning estimert til ca. 40°, og skyldes havets fysiologi utenfor kysten, som jo er forskjellig fra isobaseretning basert på innlandsisens innvirkning på landhevingen.

Den teoretiske tapes strandlinjen strekker seg fra Djupvika i vest til Mo i Verdal i øst. Isobaseretning satt til 40°. Djupvika: 44 moh; Foldereid: 47 moh; Setermoen (Nyrud): 51 moh; Mo i Verdal: 65 moh.

Basert på ^{14}C dateringer av organisk materiale (alger, planterester, m.m.) i kontakten mellom terrestrisk og marint materiale i isolasjonsbassenger i ulike høyder over havet konkluderte Ramfjord (1982) at det var ingen transgresjon (havnivåstigning relativt til land) i Nærøy området. Dette var tilsynelatende motsatt av hva man har funnet ellers i kystområdet fra Agder til Finnmark. Senere er det blitt mulig å omregne ^{14}C -år til vanlige kalenderår, og når dette gjøres med Ramfjords dateringer kommer det fram en transgresjon mellom 8000 og 6500 år siden på minst 4 m, basert på hans grunnlagsdata (Fig. 6). I Ramfjords data fra isolasjonsbassenget på 48 moh (som etter nye kart fra Kartverket skal være ca. 44 moh) mangler marint materiale over terrestrisk materiale tilsvarende en transgresjon til minst 52 moh (rettes til 56 moh etter nye kart fra Kartverket) om lag 1400 år senere. Dette krever nye undersøkelser før man kan konkludere sikkert om tapes havnivået (stillstand versus transgresjon) i Nærøy området.

Mer om tapes havnivå og strandlinje i nordlige del av Trøndelag, Verdal – Foldereid – Kolvereid

Havnivå fra den perioden i etter-istiden (holosen) som karakteriseres av transgresjon, og som kalles tapes transgresjonen i kystområdene av Norge, fra Sørlandet i sør til Finnmark i nord er representert med Mo terrassen i Verdal. Terrasseflaten ligger i dag ca. 65-69 moh og har strandvoller på toppen (Sveian & Olsen 1984).

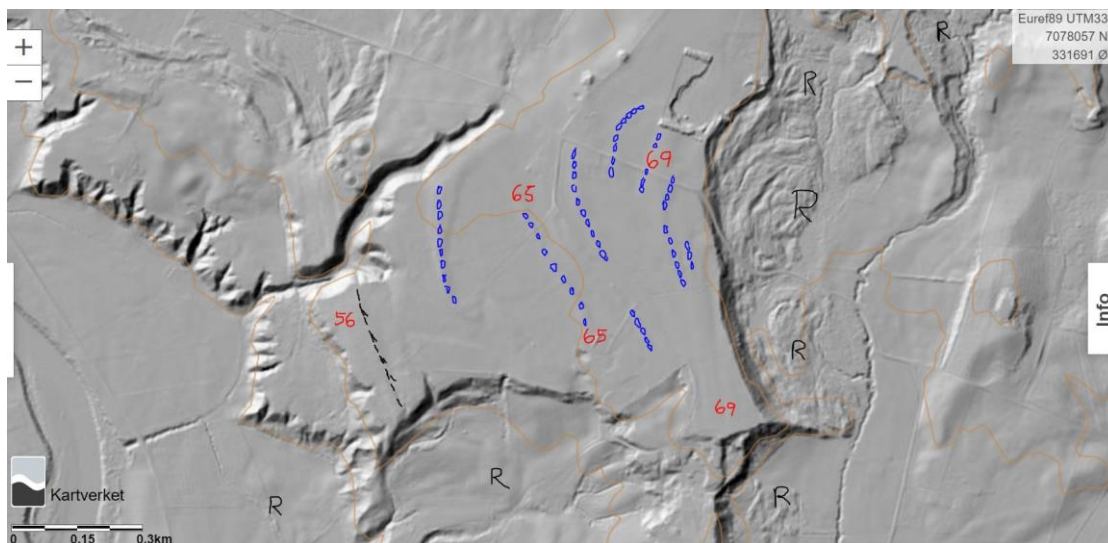


Fig. 9: Mo elveterrasse i tapes havnivå, ca. 65-69 moh. Flere strandvoller ligger på terrasseflaten. Ingen transgresjon er påvist her, men terrasse med strandvoller tyder på en svært liten havnivåendring i en periode i tapetiden, for ca. 7000 – 8000 år siden (Sveian & Olsen 1984). Fra www.hoydedata.no

Hvis isobaseretningen settes lik 40° og det tegnes en teoretisk strandlinje normalt på isobasene fra Mo i Verdal, 65 moh, til Djupvika nord for Kolvereid, ca. 44 moh, så svarer dette til havnivå ca. 51 moh på Setermoen (Nyrud) ved Kongsmoen og ca. 47 moh på tettstedet Foldereid. Store terrasseflater ligger i disse høydene i nevnte områder og kan da representere tapes havnivå. Dette gir en gradient for den teoretiske tapes strandlinjen normalt på isobasene på ca. 0,3 m pr. km.

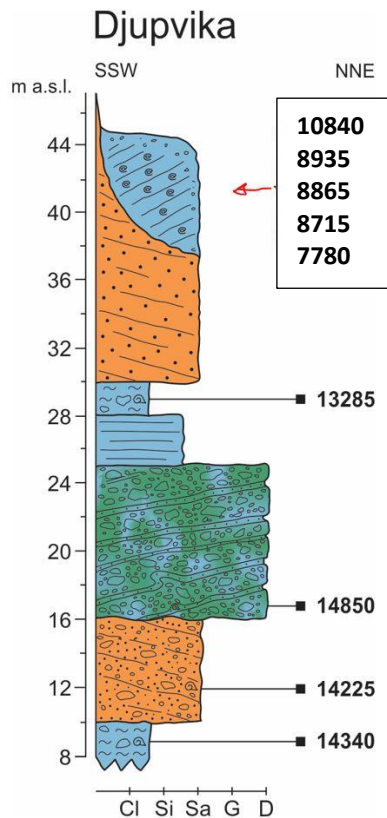


Fig. 10: Lagfølge med sedimenter ved Djuvpvika nord for Kolvereid (ref. Olsen, Høgaas & Sveian 2020). Yngste enhet er sand og grus avsatt i skrå lag inn fra fjorden i nord og mot SSV, og er trolig fra tapestiden ifølge ^{14}C -dateringer av skjell erodert fra eldre sedimenter og avsatt i de skrå lagene sammen med sand og grus. Legg merke til den omvendte alders-rekkefølgen, med at yngre skjell er fra dypere nivå i (tapes-)skrålagene. Dateringene fra hele lagfølgen er angitt i vanlige år før nåtid.

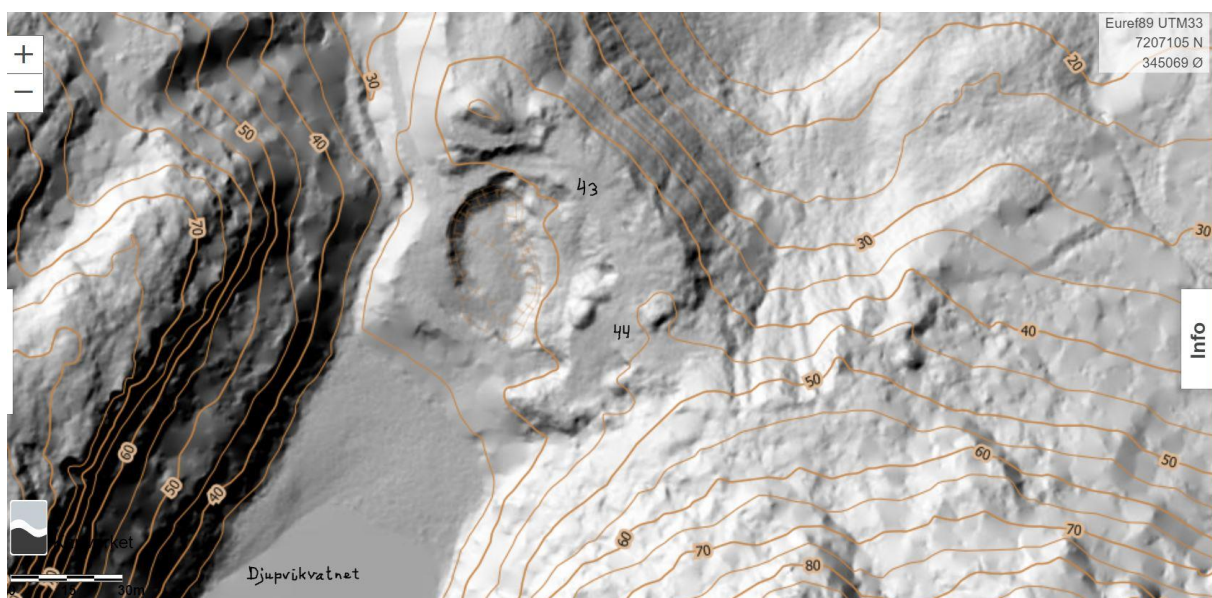


Fig.11: Maksimum tapes havnivå, ca. 44 moh, er representert av toppen av skrålagspakken av sand og grus i yngste del av lagfølgen ved Djuvpvika (se søyle, Fig. 10). Fra www.hoydedata.no.

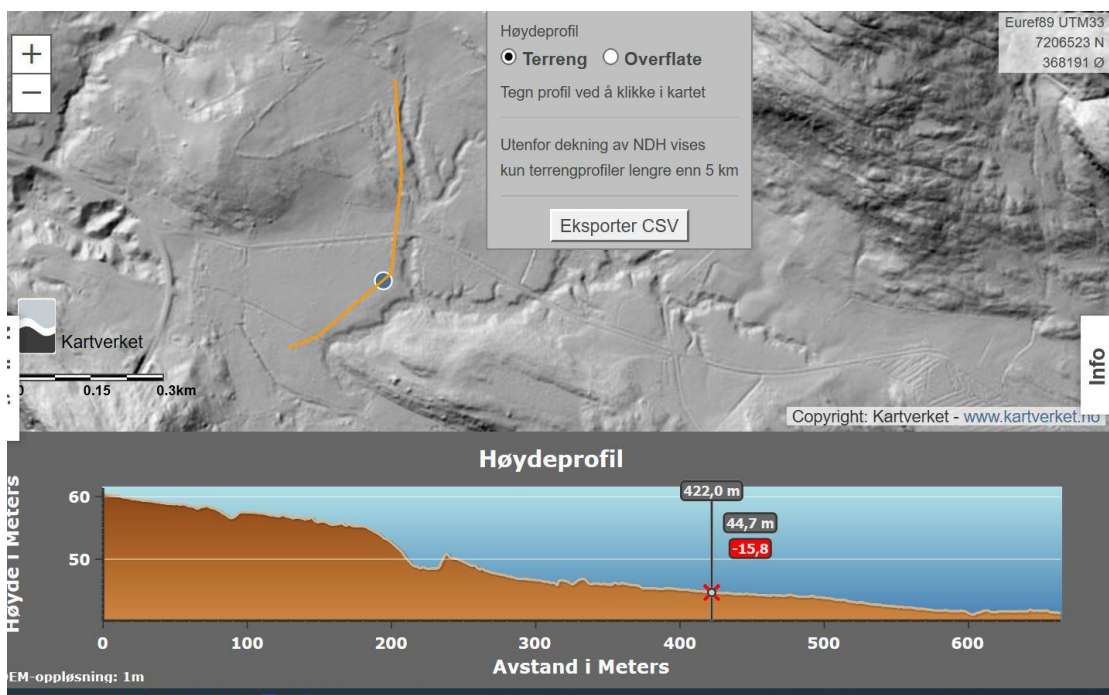


Fig. 12: Tapes havnivå er antatt representert med terrasseflaten ca. 45-47 moh øst for sentrum av tettstedet Foldereid. Fra www.hoydedata.no.

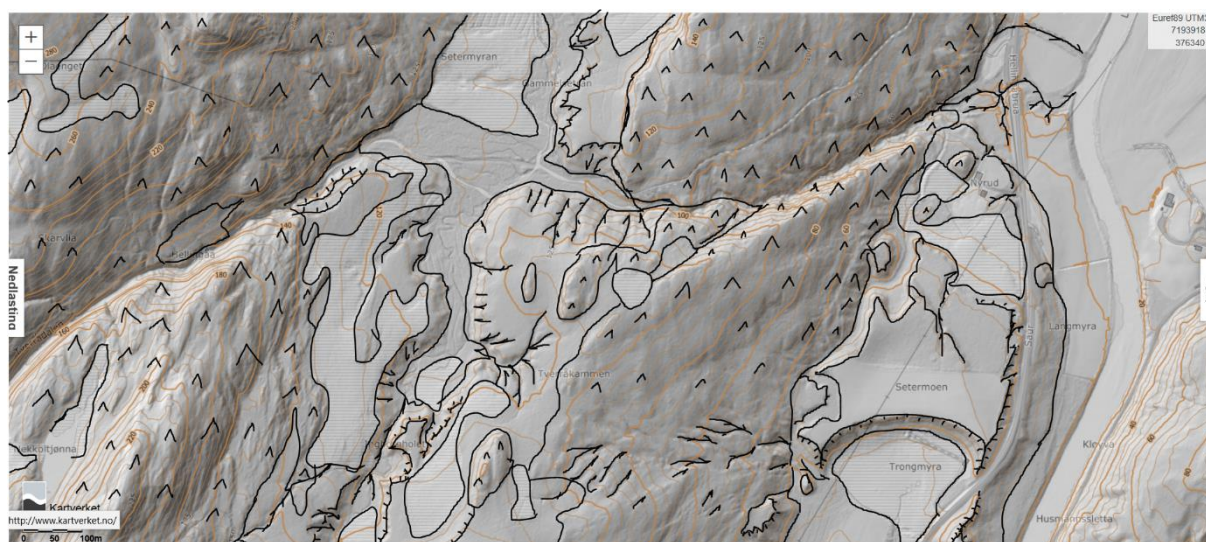


Fig. 13: Tapes havnivå er antatt representert med terrasseflaten ca. 51 moh, på Setermoen terrasse sør for Kongsmoen. Fra www.hoydedata.no.

Tapes havnivået ved Djupvika ligger fast på ca. 44 moh, men hvis tapes havnivået regnes å være 69 moh på Mo i Verdal, som jo er mulig ifølge toppnivået og strandvoller på terrassen der, da vil isobaseretningen på 40° gi for høye nivå på den teoretiske strandlinjen til å passe med høydene på flatene som er tolket til å representere tapestiden ved Foldereid og Kongsmoen (Setermoen). En isobaseretning på ca. 45° vil derimot gi en teoretisk tapes strandlinje som igjen treffer bra med terrasseflatene som antas å representere tapestiden ved Foldereid og Kongsmoen (Setermoen).

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 f.eks. Kvennvasselva (koord. 861598) 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 elveterrasser i ulike nivåer nedover dalen.

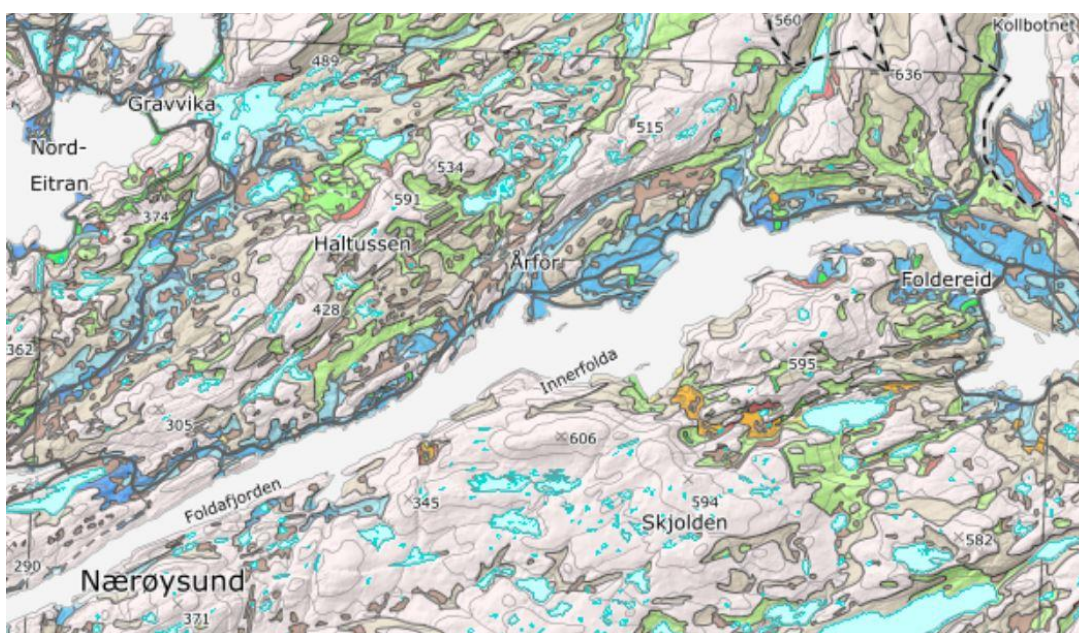


Fig. 14: Løsmasser innen kartblad Foldereid M 1: 50 000, foreløpig kart før siste oppdatering. Basert i hovedsak på flyfototolkning, med noe kontroll i felt (etter Sveian mfl. 1990). A (over) – nordlige del, og B (under) - sørlige del av kartet. Morenemateriale (grønn), breelvmateriale (oransje), elvemateriale (gul), torvmyr (brun), strandmateriale (mørk blå), finkornige fjordavsetninger (lys blå), ur/steinsprang (rød). Forvittringsmaterial

(fiolett) dekker mange felter spredt i hele kart området. Rosa farge viser mer eller mindre blottet beggrunn, med lite eller ikke overdekke av løsmasser.

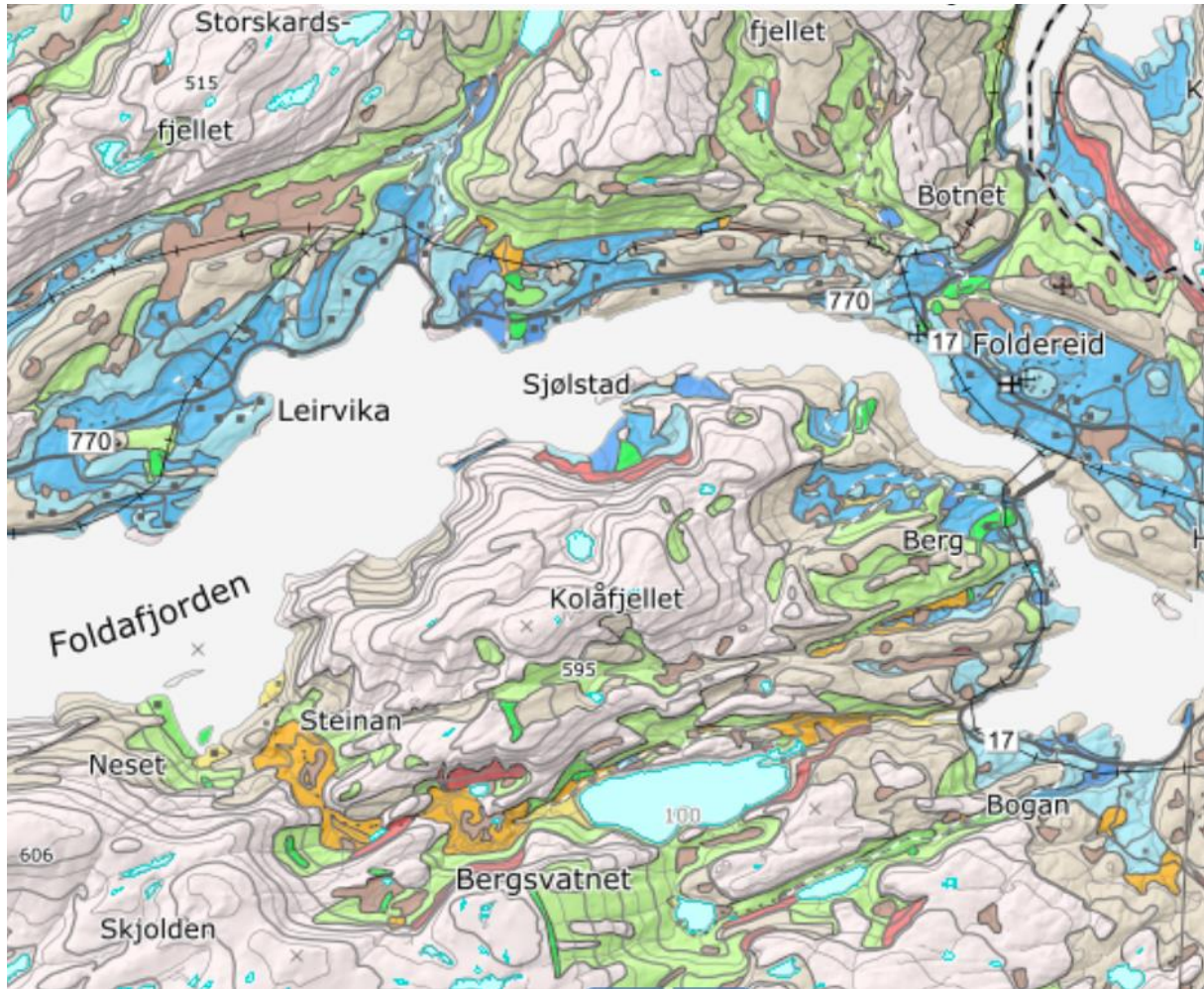


Fig. 15: Utsnitt fra nordlige del av kvartærgeologisk kartblad Foldereid 1724 I, M 1:50 000. Oppdatert og litt justert versjon av hele kartbladet er inkludert som vedlegg 2 (Olsen mfl. 2021). Se tabell 1 (s. 7) for tegnforklaring (fargekoding), f.eks. er randmorener vist med den mørkeste grønnfargen. Marine fjordavsetninger er vist med mellomblå farge og strandmateriale med mørk blå farge, som i Sjølstad-området hvor strandmateriale er vasket ut fra brerandavsetningene der.

Leirområdene, som opprinnelig var store sletter, er etter lang tids erosjon blitt kupert og oppskåret (ravinert). Slikt terreng er i dag preget av skredkanter og erosjonskanter fra elver, bekkedaler og raviner. I Foldereid-området er dette, med noen unntak, imidlertid lite markert fordi arealer med leire er her ofte dekket av relativt tykk sand, som i sin tid ble avsatt i strandsonene og på grunt vann som et teppe utover leirslettene (f.eks. i Leirvika, koord. 074593). 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 kvikkleire 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 over-belastes

kan det gå store ras helt plutselig. Kvikkleira blir da tyntflytende og den renner ut over store områder. I Foldereid-området har kvikkleireskred generelt sett hatt liten betydning pga. at leire dekker kun små arealer i området (Fig. 1, 14 og 15). 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 steinsprang, snøskred og jordskred vært aktive. Større områder med slike skredavsetninger finner en særlig i de bratte fjellssidene (Fig. 14; f.eks. vest for Kvennvasselva, koord. 868601).

Delområder med løsmasser og brefaser

De største løsmasse-mektighetene er konsentrert til lavlandet under den marine grensen (MG, se side 16). Her finner en stedvis sand over tykke akkumulasjoner av silt og leire (blå farge på kartet). Morenemateriale (grønne farger på kartet) dekker berggrunnen i mange små felter, særlig i dalsidene både i nordlige deler av kartbladet (Fig. 14 og 15), i øst og i sørligste deler. I vestlige deler sør for Indre Foldfjorden er det svært lite løsmasser totalt sett. Morenedekkerne er generelt relativt tynne i området (lys grønn farge), og berggrunnen stikker ofte opp. Et annet karakteristisk trekk er mange små og middels store felt dekket av humusdekke og tynt torvdekke over berggrunnen (Fig. 14 og 15). I områder der berggrunnen består av glimmerskifre og kalkholdige bergarter inngår ofte forvittringsmateriale som en stor del av dette dekket (i områder kodet med nr. 403 og 406 i Fig. 3). Stedvis kan et slikt dekke med forvitring under humus være mer enn 1 m tykt, men noen dm i tykkelse er mest vanlig, for eksempel som i fjellsiden nord for Rutulslia (koord. 097654). Nedenfor er løsmasser og kvartærgeologiske hendelser under brefaser i sju delområder nærmere omtalt.

1. Djupvika og Gravvika

Bortsett fra eldre morenelag og forvitring ligger de eldste påviste løsmasser i kart-området i Djupvika i NV (Fig. 10). Der ligger sedimenter eldre enn 14200-14600 år (Tabell 2, lokalitet Djupvika) dekket av tykke lag med yngre sedimenter fra siste del av istiden (dvs. fra eldre dryas, allerød og yngre dryas tid) og med innvasking øverst av grus og sand fra fjorden for 7000-8000 år siden, i den såkalte tapes-tiden. Hele lagfølgen i Djupvika representerer en sammensatt brerandformasjon, der sand og grus utgjør det meste av materialet.

Breranden nådde Djupvika siste gang i yngre dryas tiden for vel 12000 år siden, og innlandsisen strekte seg samtidig med breranden også fram til Kolvereid (se s. 11, Tabell 2, lokalitet Kolvereid, samt Fig. 7, brerand trinn 1) noen få km vest for kart-området, og til Gravvika og Gravvikvågen noen km NNØ for Djupvika. Mens brerandformasjonen i Djupvika kan beskrives som et breranddelta, med grus og sand i skrålager, er avsetningen i Gravvika og Gravvikvågen å regne for en brerandmorene, riktignok med mye sand og grus, men med uregelmessig lagning og et mer usortert og blandet preg, og både grovere og finere kornstørrelser er inkludert. Skjellfragmenter fins rikelig representert i denne brerandmorenen.

2. Nonsåa og Kreklingen

Brekanten nådde Nonsåa på sørøstsiden av Indre Foldfjorden, der en brerandmorene ble avsatt for ca. 11900 år siden. I selve fjorden kan isbreen ha nådd fram til og hengt på et litt grunnere parti over fjorden ved Litlvika 3 km lengre ut. Litt senere har brekanten avsatt en brerandmorene over Kreklingen (Kreklingen-trinnet) på nordvest-siden av fjorden, og denne er senere betydelig strandvasket, noe navnet Sandmoen, med en god del grus og sand i øvre

delers beskriver godt. I fjorden kan isbreen kort tid etter ha hengt med brefronten i det litt grunnere partiet ca. 2 km innenfor Kreklingen.

Samtidig med Kreklingen trinnet nådde havet inn til Nonsåa på sørøstsiden av fjorden, og det høyeste terrassenivået der, ca. 135 moh, representerer havnivået på denne tiden (se Fig. 7, brerandtrinn 2, med tilhørende havnivå). Det er sannsynlig at en brearm fra fjordbreen i Indre Foldefjorden har samtidig dreid mot nord gjennom Sjølstaddalen og videre gjennom Årsanddalen og nådd med fronten helt til dalmunningen i Sørfjorden i nord (Fig. 16 og 17; se også s. 11 Tabell 2, lokalitet Årsanddalen, der brefronten har dyttet på og knust en kråkebolle i marin silt: skjellprøve nr. 2B-28/6-17).

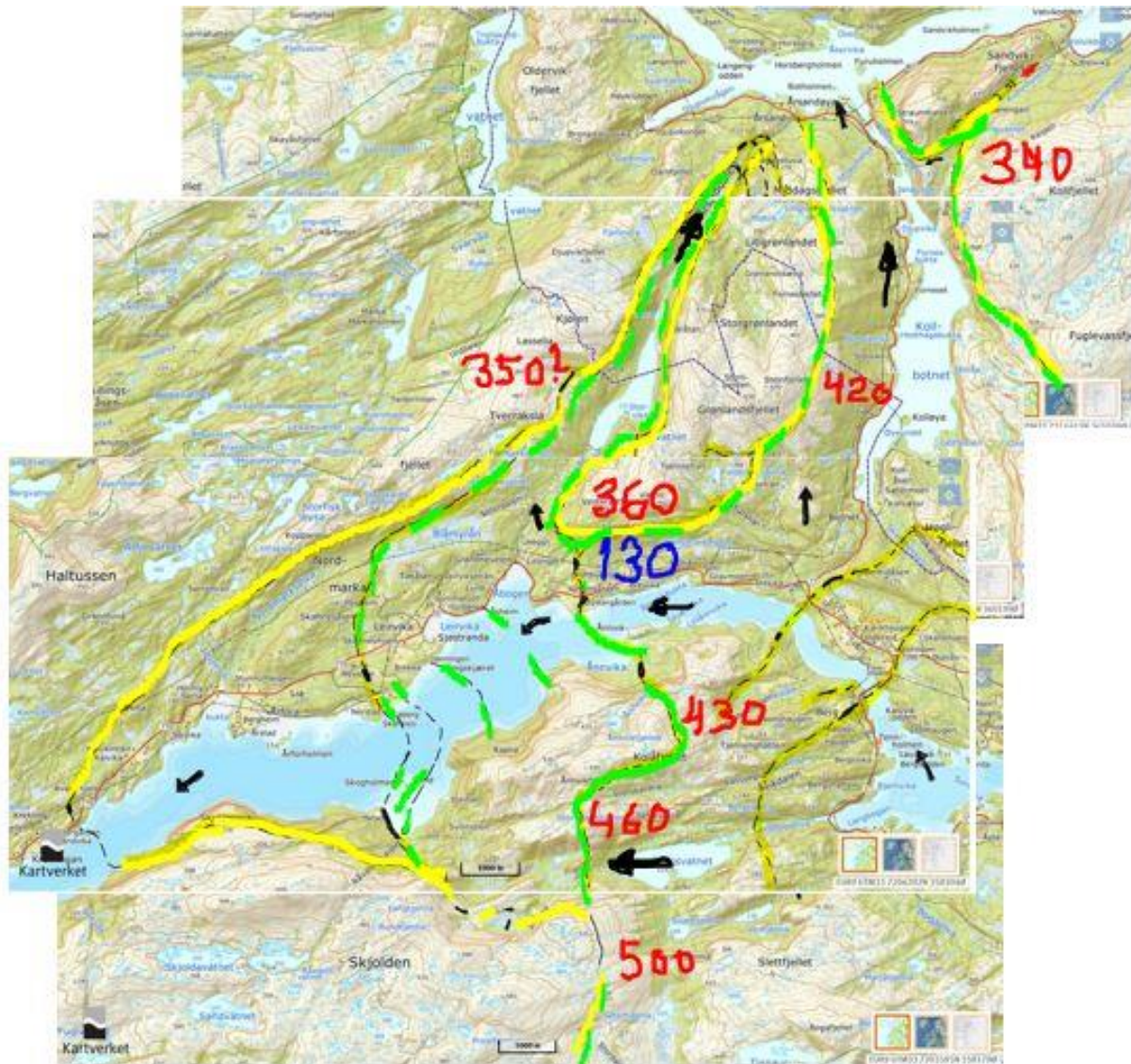


Fig. 16: Skisserte linjer for breranden i ulike stadier i sen yngre dryas tid og tidligste del av etter-istiden under isavsmeltingen i siste istid i Foldereid området, Indre Foldefjorden. Brerand trinn 1 fra maksimum breutbredelse i yngre dryas tid over Kolvereid – Djupvika – Gravvika ligger vest for dette kart-området. Brerand trinn 2 (Kreklingen trinnet) krysser hovedfjorden lengst vest på denne kartskissen og kan samtidig ha nådd med brefronten av en brearm gjennom Årsanddalen helt nordover til Sørfjorden. En tilsvarende, men bredere brearm kan også samtidig ha nådd Sørfjorden nordover gjennom Kollbotnet i øst. Spor etter avsetninger, typisk for iskantposisjoner (sidemorener, flyttblokker, m.m.) er markert med røde tall og viser forekomstens og samtidig breoverflatens høyde over havet (moh). Blått tall viser ca. høyde over havet (i moh) for havnivået kort tid før Sjølstad trinnet, brerand trinn 3, i hovedfjorden.

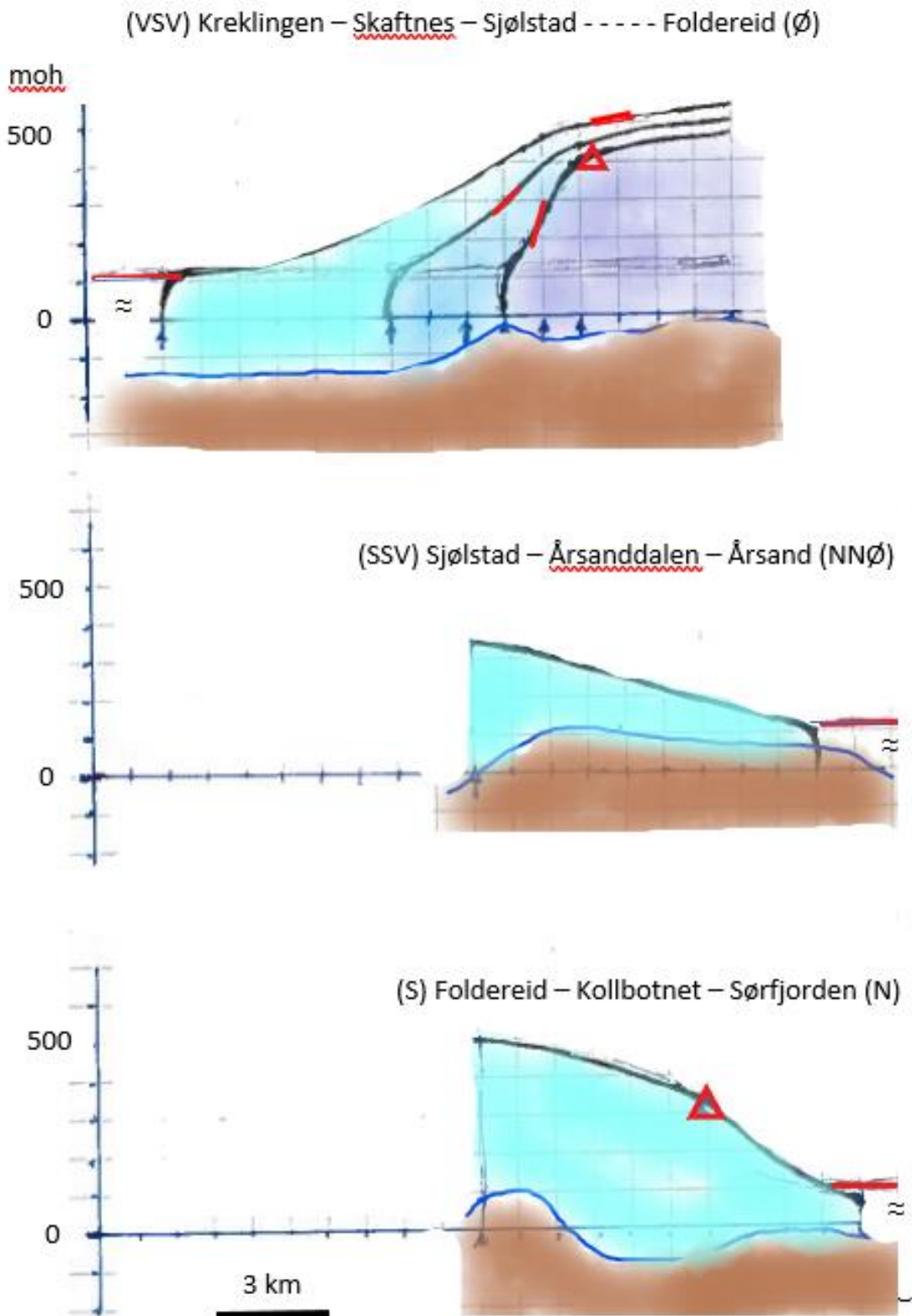


Fig. 17: Profiler av breoverflaten i Foldereid området, Indre Foldefjorden. Øverste profiler knyttes til tre brerandtrinn fra sen yngre dryas tid, hhv. Kreklingen trinnet (eldst), Skaftnes mellom-trinn og Sjølstad trinnet (yngst). Av disse er det bare Sjølstadtrinnet som ender på en markert terskel i fjorden, ca. 30-35 m under dagens havnivå. Breprofilene i midtre og undre del er av breutløpere i nordlig retning fra breen i hovedfjorden, er begge knyttet til eldste brerandtrinn (Kreklingen) og når begge med brefronten til Sørfjorden i nord. Underlaget til isbreen er markert med brun farge og fjordvannet utenfor breen er markert med krøllstreker. Noen sidemorener er markert med rød strek, og flyttblokker avsatt i brekanten er vist med rød trekant.

3. Skaftnes og Leirvika

Breranden trakk seg videre innover fjorden til neste stopp over Skaftnes, der en brerandmorene er avsatt, kanskje ca. 11800-11900 år før nåtid (se Fig. 7, brerand mellomtrinn 2-3, representert med havnivå ca. 137 moh). I fjorden kan brefronten ha hengt på to litt grunnere partier sør og sørøst for Skaftnes, med brerand først utenfor og senere innenfor Steinan ved elvemunningen på sørøstsiden av fjorden. Samtidig nådde ei grein av innlandsisen nordover i Sjølstaddalen og videre gjennom Årsanddalen og helt til noen km fra munningen i Sørfjorden i nord. Samtidig med Skaftnes trinnet og like etterpå ble det avsatt store mengder silt og leire i Leirvika, rett innenfor Skaftnes. Disse fjordavsetningene er blant de tykkeste av denne typen i hele kart området, og det eneste feltet innen kartet med tydelige spor etter tidligere leirskred. Disse fins langs hovedelva i Leirvika.

4. Sjølstaddalen og Sjølstad

Dateringer av steinboreskjell av mollusken *hiatella arctica* og andre skjelltyper i marin silt og leire i dalsiden øst for Sjølstadelva har gitt aldre på 11550 – 11710 år før nåtid (s. 11 Tabell 2). Dette tyder på at brekanten trakk seg tilbake forbi munningen av Sjølstadelva for mer enn 11700 år siden, kanskje ca. 11800 år før nåtid og trolig til Sjølstad ved hovedfjorden ca. 1 km mot øst der en brerandavsetning med randmorene ble avsatt nærmest fjorden, og et breranddelta ble avsatt om lag samtidig i dalsiden ovenfor der, ved et havnivå ca. 127 moh og som representerer MG på stedet (se Fig. 7, brerandtrinn 3).

Breen har nok ligget fram mot Sjølstad i et par hundre år, fordi den mest markerte utflatingen på toppen av øvre del av breranddeltaet ligger vel 120 moh, og dette tyder på en sen tilbaketrekking av de siste restene av brefronten der.

Breranden over Sjølstad fortsatte mot sør-sørøst tvers over fjorden over en terskel som i dag ligger 30-35 m under havnivå, til Ånnvikodden der den dreide mot sør, med en tilhørende brerandmorene avsatt tvers på fjellsiden nord for Kålåfjellet (Fig. 18). Breen kan ha smeltet noe og sluppet fjordvannet inn tidlig langs fjellsiden på nordsiden, mens hovedbreen i fjorden har hengt lenge på den grunne fjordterskelen sør for Sjølstad.



Fig. 18: Brerandmorene (stiplet strek) sør for Ånnvikodden på sørsida av fjorden sør-sørøst for Sjølstad. Denne representerer Sjølstad trinnet fra sen yngre dryas tid og overgang til preboreal tid i begynnelsen av etteristiden. Breoverflaten stupte bratt ned mot fjorden i denne fasen, og som er antydnet med stiplet linje ned fjellsiden fra ca. 400 moh og ned mot fjorden. Svarte piler viser isbreens bevegelsesretning.

Store steinblokker ble avsatt på brerandmorenen eller ved breranden ned mot fjorden på Sjølstad (Fig. 19).



Fig. 19: Flyttblokker på brerandmorene, avsatt ved breranden på Sjølstad under det regionale Hoklingen trinnet.

Brerandtrinnene ved Skaftnes og Sjølstad samsvarer i alder med det regionale Hoklingen trinnet fra sen yngre dryas tid ellers i Trøndelag (Olsen et al. 2015; se også vedlegg 1, Fig. V1-3), som også kan inkludere det noe eldre Kreklingen trinnet (Fig. 16).

Brekanten trakk seg videre innover fjorden i begynnelsen av preboreal tid som startet ca. 11600 år før nåtid. Dette støttes av datering av skjell i leire avsatt i fjorden like øst for Sjølstad med alder ca. 11230 år før nåtid (Tabell 2, lokalitet Sjølstad Ø).

5. Foldereid tettsted og omegn

Breranden trakk seg tilbake til Foldereid tettsted i begynnelsen av preboreal tid, relativt kort tid etter at isbreen nådde fram til Sjølstad 4-5 km lengre ut i fjorden. Rask tilbaketrekking av brefronten langs fjorden støttes av de marine nivåene som knyttes til fjorden foran breranden ved de ulike brerandtrinnene (Fig. 7). De teoretiske strandlinjene som er tegnet basert på de ulike havnivåene knyttet til hver brerandsoner ligger så pass tett at dette tyder på en rask tilbaketrekking av brefronten innover fjorden, helt til fjordenden ved Kongsmoen.

Dateringer med alder 11150 år før nåtid av skjell fra marin silt og leire i dalsiden vest for Kollbotnet, nord for Kolvereid tettsted, og i dalsiden sør for Kongsmoen tettsted vitner også om en relativt rask tilbaketrekking av brefronten i hele indre deler av fjordområdet.

Breranden lå over Kongsmoen tettsted på en tid svarende til Vassås brerandtrinnet i Terråk som er datert til ca. 11300 år før nåtid (Bargel 2003; og re-datert her), og som da tyder på en enda tidligere tilbaketrekking av brefronten i hele Indre Foldafjorden.

6. Bergsvatnet og omegn

En km-lang sidemorene ca. 500 moh i fjellområdet sørvest for Bergsvatnet er antatt å samsvare med en sidemorene ca. 470 moh nordvest for vatnet, og begge knyttes til en brerand som fortsatte nordover over Kålåfjellet og stupte ned på østsida av Ånnvika, der en brerandmorene ble avsatt ned mot fjorden (Fig. 18). Breranden fortsatte tvers over fjorden og hang på et grunt parti mellom Ånnvika og Sjølstad på nordsiden, og knyttes sammen med brerandmorenen der (Sjølstad brerandtrinn). I en litt senere fase lå isfronten og dannet en tydelig iskontakt-sone mot en breelvavsetning bygd opp til over havnivå vest for Bergsvatnet (Fig. 20). Isbreen har trolig smeltet vekk fra hele det øst-vestlig-rettete dalføret der Bergsvatnet ligger kort tid etter at brefronten i Indre Foldefjorden trakk seg tilbake mot Kongsmoen.

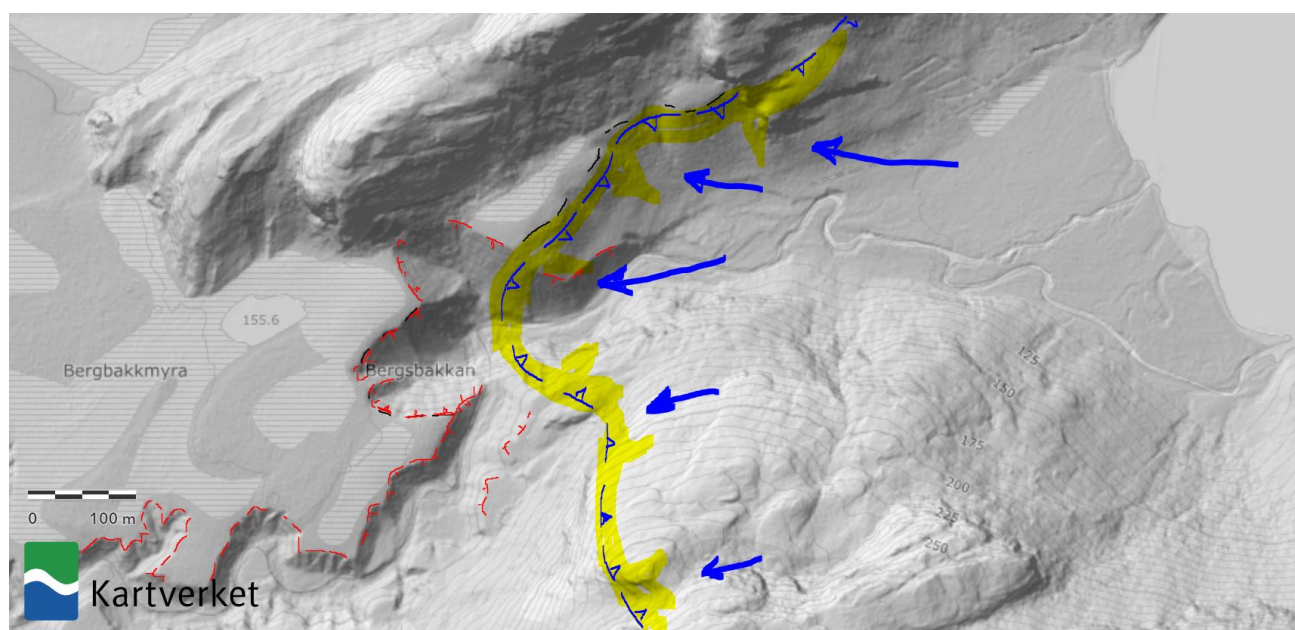


Fig. 20: Iskontakt-sone vest for Bergsvatnet som er synlig helt øst på dette LiDAR bildet fra høydedata.no. Iskontakt-sonen er markert med bred gul linje og tynn blå stiplet linje, og med isbevegelse fra øst til vest vist med blå piler. Breelvavsetninger, dels med torvmyrer på overflaten, er avsatt foran isfronten i vestlig retning, og er i ettertid sterkt ravinert av bekker og elver. Noen av de tydeligste erosjonskantene er vist med rød stipling.

7. Salsbruket med omegn

Brerandavsetninger knyttet til den regionale Hoklingen-brerandsonen demmer Liavatnet (koord. 945559) i vest. Fra denne brerandsonen og vel 3 km nedover langs Oppløyelvdalen og oppover langs Aunbekken og utløpselva fra Mjøsvatnet er det marine finkornige fjordavsetninger (blå farge; finsand, silt og leire) som dominerer løsmassene. Det er om lag en 50-50% fordeling av tynne og tykke slike fjordavsetninger der. Lengre nedstrøms mot Salsbruket er det kun små flekker med marine fjordavsetninger, og nesten ingen andre løsavsetninger. Rundt Salsbruket tettbebyggelse ved munningen av Oppløyelva i fjorden, og et par km vestover langs fjorden er det igjen marine fjordavsetninger som dominerer løsavsetningene. I dette området er fjordavsetningene relativt tynne.

Nær sørgrensen til kartbladet, langs Kovabekken ned mot Kovafjorden ligger et felt med tynne fjordavsetninger i en to km lang sone. Hoklingen trinnet krysser Kovafjorden med sin randavsetning (koord. 843527) nesten ved fjordenden, og bortsett fra nevnte felt langs Kovabekken er det morenemateriale (grønne farger på kartet) som dominerer løsmassene øst

for denne sonen.

8. Skrøyvstad med omegn

Skrøyvstad gård (koord. 861592) ligger ved samløpet mellom Kvernvasseelva og Skrøvdalselva, og dalføret rundt der er sterkt preget av elveavsetninger (gule felt på kartet) dominert av sand og grus. De høyestliggende av disse sand- og grus-avsetningene i området der er avsatt av breelver under isavsmeltningen, og er vist med oransje farge på kartet. Toppflaten av disse lang Kvernvasseelva ligger ca. 143 moh og representerer MG der.

Etterord

Kartblad Foldereid er tidligere kvartærgeologisk kartlagt av NGU rundt 1990. Feltarbeidet ble da utført av H. Sveian og B. Bergstrøm. Justeringer og ny kartlegging er senere foretatt av L. Olsen basert på LiDAR og flyfoto, samt feltsjekk i 2015–2020. Justeringer er også gjort basert på tolkning av LiDAR og flyfoto av H. Sveian i 2019–2020. L. Gislefoss har digitalisert og tilpasset felldata og tolkninger til et samordnet kart. Skjellprøver er innsamlet av L. Olsen.

Radiokarbondateringer i perioden 2016–2021 er utført ved lab. i Poznan, Polen, med finansiering over NGU prosjekt 379100. Rapporten er justert etter kommentarer og forslag til forbedringer fra Fredrik Høgaas, som herved takkes for konstruktive innspill.

Referanse til kartet (vedlegg 2):

Olsen, L., Sveian, H. og Gislefoss, L. 2021: Foldereid 1724 I – Kvartærgeologisk kart i M 1:50 000. Norges geologiske undersøkelse.

Referanser

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.

Bargel, T.H. 2003: *Quaternary geological mapping of Central Fennoscandia and Nordland: Deglaciation, deposition, stratigraphy, and applications*. Dr. ing. Thesis 2003:40. Department of Geology and Mineral Resources Engineering. Faculty of Engineering Science and Technology, NTNU, Trondheim. 1-324.

Bargel, T.H., Bergstrøm, B., Hilmo, B.O., Olsen, L., Storrø, G., and Sveian, H. 1994: Guide til Midtnordeneskursjonen 1994. Kvartærgeologi og miljøgeologi i Midt-Norge. *NGU report 94.071*, 1-60.

Drange, I. 2003: *Strandforskyvningsundersøkelser og kartlegging av tsunamisedimenter i Nordland*. Hovedoppgave i geovitenskap, Univ. i Bergen. ISBN: 8280884149.

Olsen, L., Høgaas, F. & Sveian, H. 2015: Age of the Younger Dryas ice-marginal substages in Mid-Norway – Tautra and Hoklingen, based on a compilation of ¹⁴C-dates. *Norges geologiske undersøkelse Bulletin* 454, 1-13.

Olsen, L., Høgaas, F. & Sveian, H. 2020: Age and location of late Bølling-early Allerød ice-marginal substages in Mid-Norway – Outer Coast and Tingvoll, based on mapping and a compilation of ¹⁴C dates. *Norges geologiske undersøkelse Report* 2020.019, 1-39.

Raness, S. 1988: Grusregisteret i Nord-Trøndelag. *Norges geologiske undersøkelse Rapport 88.007*.

Ramfjord, H. 1982: On the late Weichselian and Flandrian shoreline displacement in Nærøy, Nord-Trøndelag, Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, vol. 62, 191-205. Oslo 1982. ISSN 0029-196x.

Reimer, P., Austin, W. E. N., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P. G., Bronk Ramsay, C., Butzin, M., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Haijdas, I., Heaton, T. J., Bogg, A. G., Hughen, K. A., Kromer, B., Manning, S. W., Muscheler, R., Palmer, J. G., Pearson, C., van der Plicht, J., Reimer, R. W., Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Turney, C. S. M., Wacker, L., Adolphi, F., Büntgen, U., Capano, M., Fahrni, S., Fogtmann-Schulz, A., Friedrich, R., Köhler, P., Kudak, S., Miyake, F., Olsen, J., Reinig, F., Sakamoto, M., Sookdeo, A. & Talamo, S. 2020: The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon*, 62 (4), 725–757. Published online by Cambridge University Press, doi: 10.1017/RDC.2020.41.

Rosvold, J. & Olsen, L. 2020: *Istidskjempen i Stordalen*. Fosen historielag. Årbok for Fosen 2020, 81-90.

Sigmond, E. M. O., Gustavson, M. & Roberts, D. 1984: Berggrunnskart over Norge – M. 1:1 million – Norges geologiske undersøkelse.

Sveian, H. 1997: Ice marginal deposits and deglaciation chronology in Nord-Trøndelag and Fosen, Central Norway. *Norges geologiske undersøkelse Bulletin 433*, 52-53.

Sveian, H. & Olsen, L. 1984: En strandforskyvningskurve fra Verdalsøra, Nord-Trøndelag. *Norsk Geologisk Tidsskrift 64*, 27-38.

VEDLEGG 1

Litt om senglacial historie, Indre Foldafjorden (Foldereid – Kongsmoen)

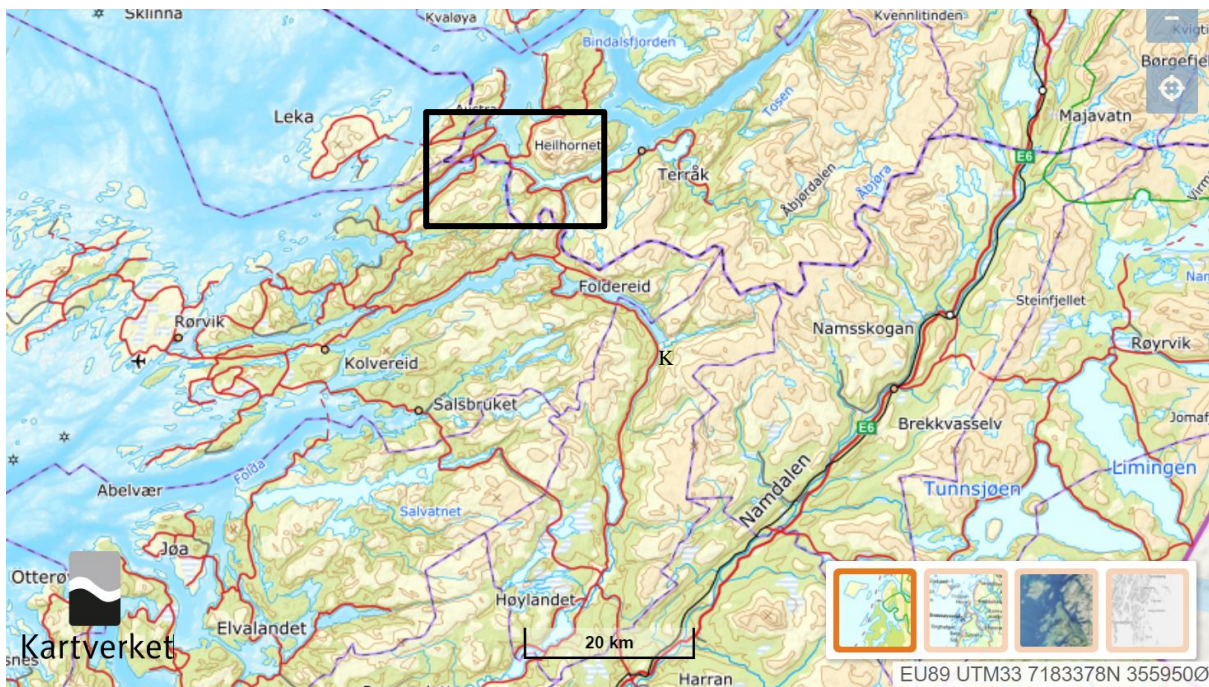


Fig. VI-1: Indre Foldafjorden med omegn (Kolvereid – Foldereid – Kongsmoen – Høylandet). K= Kongsmoen. Kartområdet for figur VI-2 er vist med svart ramme på dette kartet.

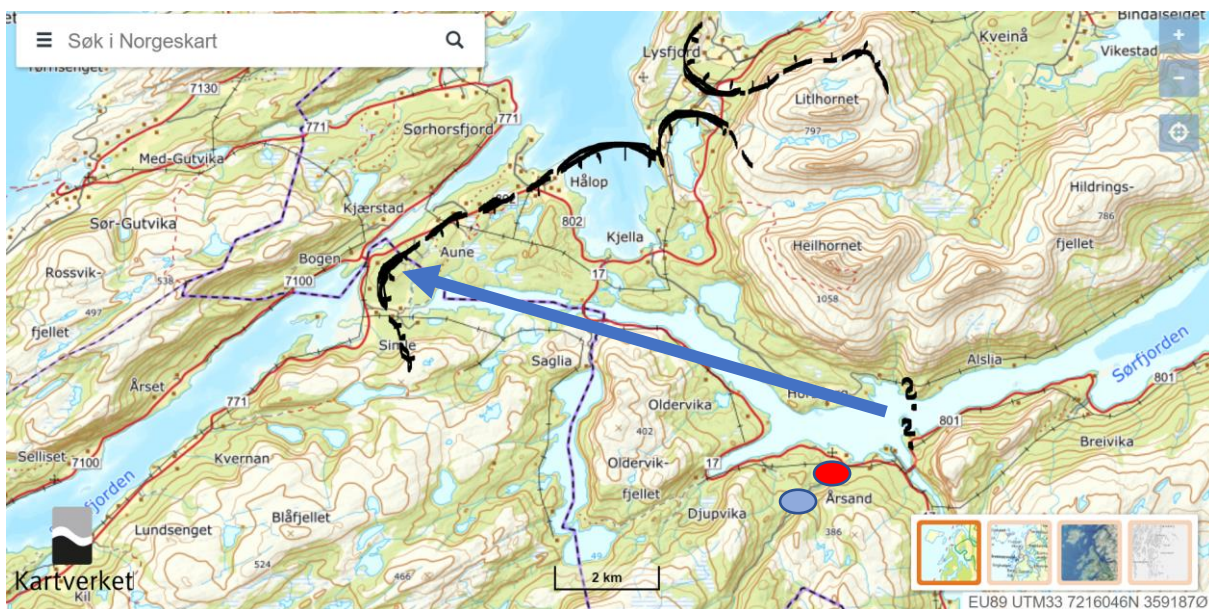


Fig. VI- 2: Maks yngre dryas (YD) breutbredelse mot vest til Bogen (Austra), Aunelva og Lysfjordmana randsoner. Minimums posisjon for brekanten før YD maks breframstøtet lå om lag ved Kolbotnet i Sørfjorden like øst for Årsanddalen der skjell fra Allerød tid (blå ellipse) er funnet i og under morenelag. Breframstøtet til YD maks er derfor minst 10 km. Skjell ved randmorene fra sen YD (rød ellipse) nesten samme sted, viser retrett av brekanten nesten til Allerød posisjon i sen YD, under Hoklingen trinnet.

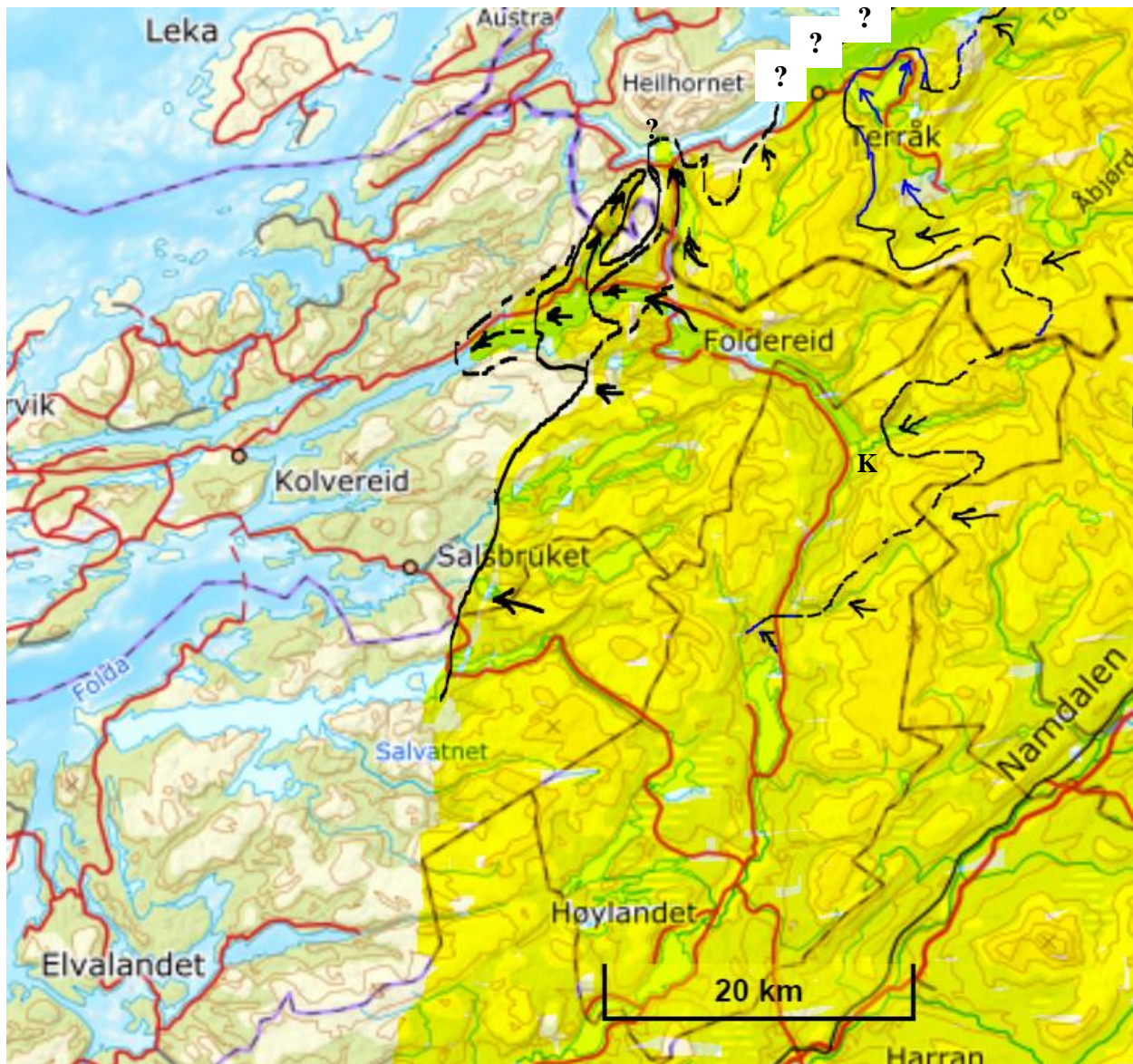


Fig. V1-3: Isdekket i sen YD tilsvarende det regionale Hoklingen trinnet er vist med gul farge. Flere brerandlinjer i området 0 - 15 km vest for Foldereid tettsted representerer en antatt ustabil brefront på denne tiden (i siste del av YD). Vassås trinnet (blå linje), med alder ca. 11300 år før nåtid, øst for Terråk tettsted samsvarer trolig med det regionale Vuku trinnet i begynnelsen av preboreal tid (11600 – 10200 år før nåtid). Piler viser isbreens bevegelsesretning mot brekanten i de ulike brefasene. K= Kongsmoen.

Deglasiasjon og iskantens tilbaketrekking

Iskanten, eller breranden, trakk seg tilbake fra yngre dryas maksimum over Kolvereid i midtre del av YD til Kreklingen og Sjølstadelvdalen, hhv. 15 og 5 km vest for Foldereid tettsted i sen YD. Der er noen korte randavsetninger som representerer en ganske ustabil brerandsone i denne fasen (Fig. V1-1 og V1-3), men som samlet sett trolig kan korreleres med Hoklingen trinnet i sen YD i Trondheimsregionen (f.eks. Olsen et al. 2015). Iskanten i nordlig retning nådde maksimalt i denne fasen munningen av Årsanddalen. Kort tid etter krysset iskanten over Foldereid tettsted og Indre Foldefjorden, og avsatte randmorener på begge sider av fjorden. Iskanten kalvet raskt videre innover fjorden og nådde Kongsmoen allerede i tidligste del av preboreal tid, der tilhørende randavsetninger (Kongsmoen, Olamoen) kan korreleres med det regionale Vuku trinnet (med tidlig preboreal alder; Sveian 1997).

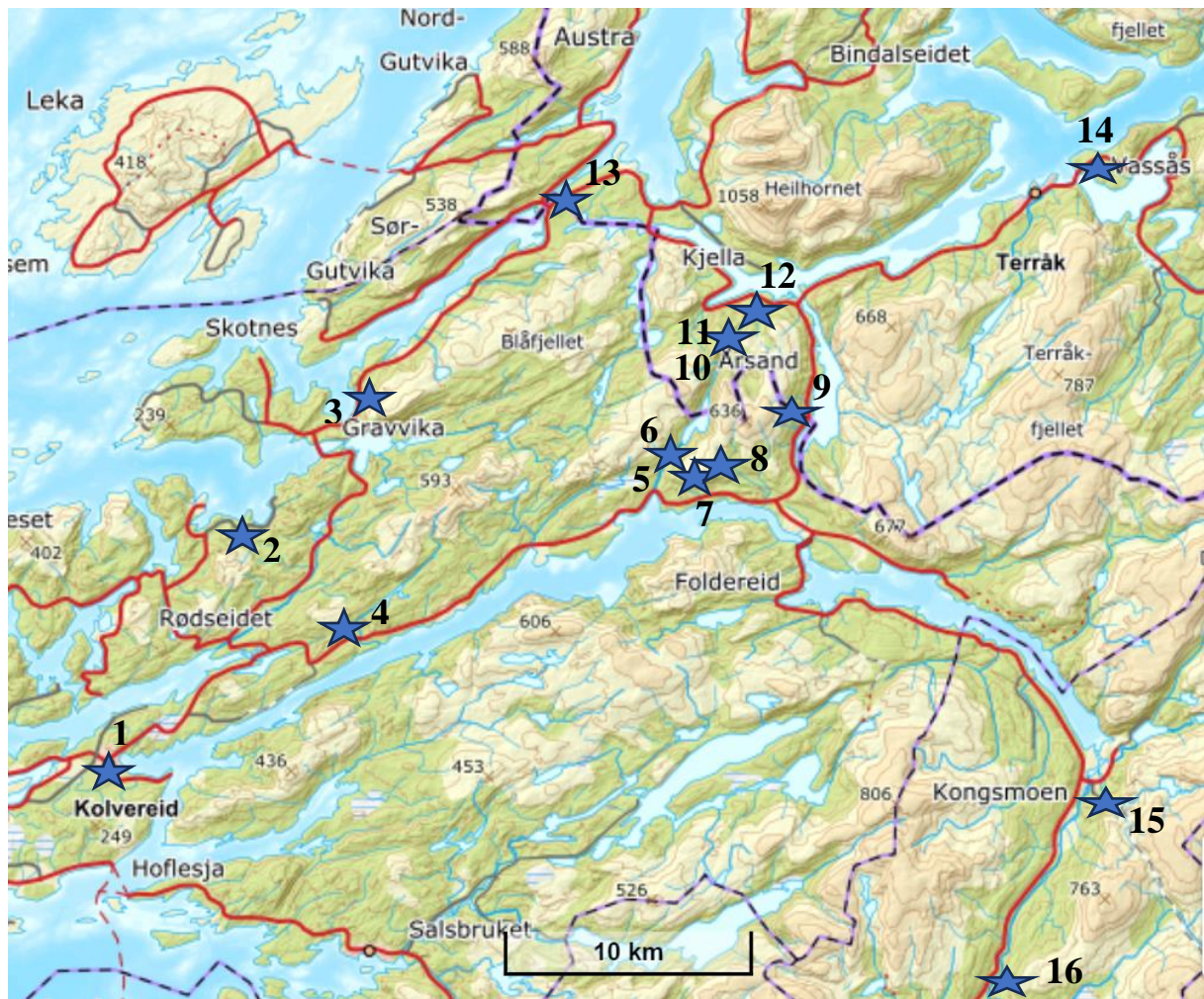
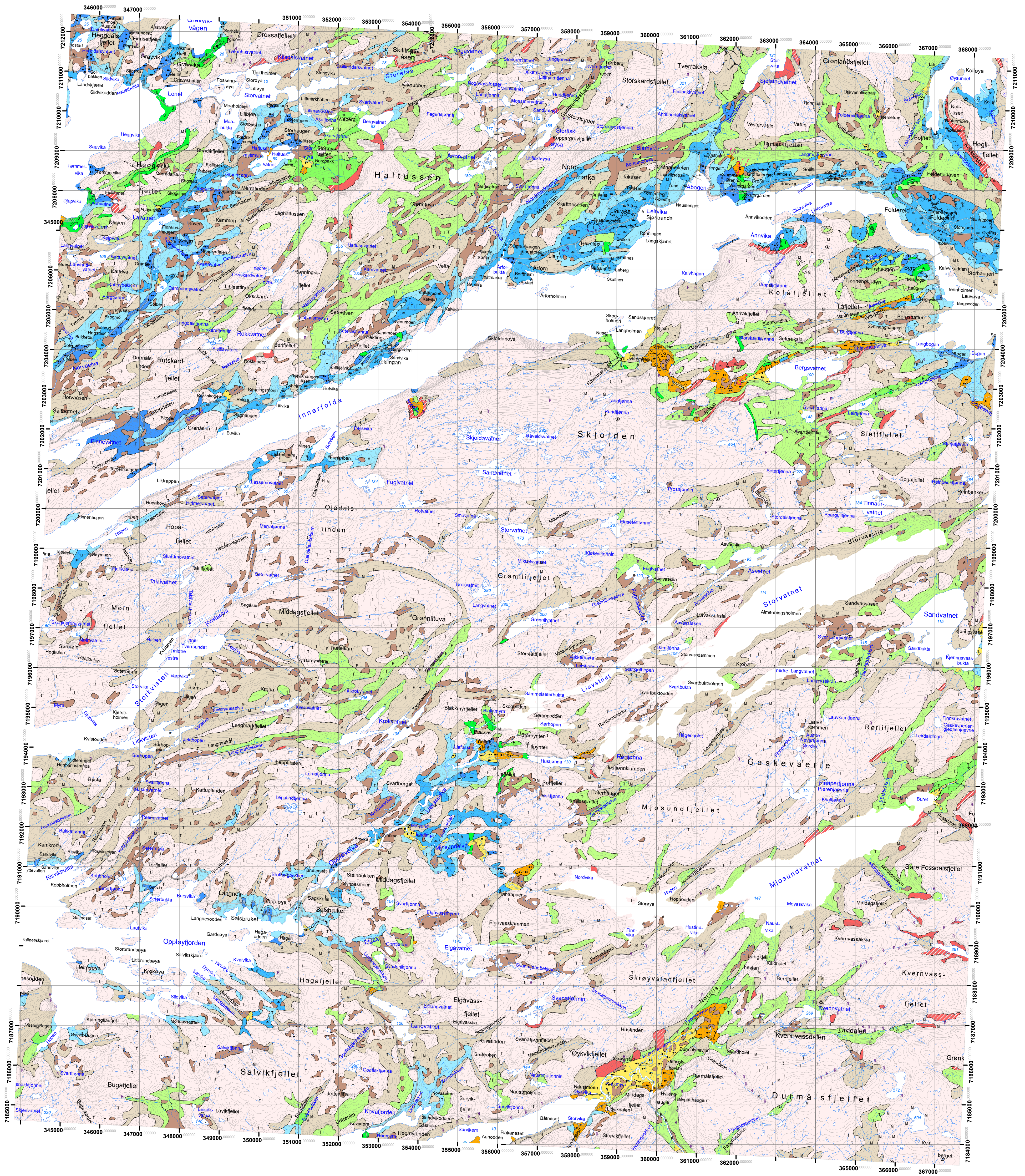


Fig. VI-4: Posisjon for skjell-lokaliteter med ¹⁴C dateringer nummerert og beskrevet i tabell 2, s. 11 i rapporten.

Foldereid

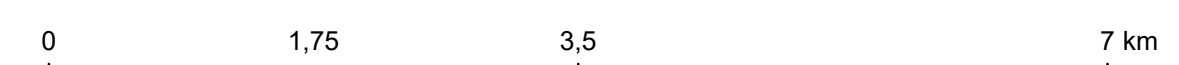
1:50 000

Referanse: Olsen, L, Sveian, H. & Gislefoss, L. 2021: Kvartærgeologisk kartblad Foldereid 1724 I - M 1:50 000. Foreløpig versjon. Norges geologiske undersøkelse.



Tegnforklaring

•	Marin grense (m.o.h.) Observert	△	402, Høyt blokkinnhold i overflaten	— · — · — ·	13, Breeivnedskjæring	■	011-Morenemateriale, sammenhengende dekke, stedvis med stor mektighet
u	0, 10, Morenemateriale, uspesifisert	□	703, Leirig silt	— · — · — ·	21, Smeltevannsløp (spyleregne)	■	012-Morenemateriale, usammenhengende eller tynt dekke over berggrunnen
8	0, 20, Breeivavsetning (Glasfluvial avsetning)	—	704, Silt	— · — · — ·	41, Iskkontaktskråning	■	015-Randmorene/randmorenesone
H	0, 40, Hav- og fjordavsetning, uspesifisert	△	705, Sandig silt	— · — · — ·	101, Elve/bekkenedskjæring	■	020-Breeivavsetning (Glasfluvial avsetning)
u	0, 42, Marin strandavsetning, sammenhengende dekke	▽	706, Siltig sand	— · — · — ·	102, Tidligere elve/bekkeløp	■	021-Breeiv- og elveavsetning
e	0, 50, Elve- og bekkavsetning (Fluvial avsetning)	•	707, Sand	— · — · — ·	105, Gjel, elv/breeiv	■	041-Hav- og fjordavsetning, sammenhengende dekke, stedvis med stor mektighet
f	0, 70, Forviringsmateriale, ikke inndelt etter mektighet	•	708, Grusig sand	— · — · — ·	107, Ravine	■	042- Marin strandavsetning, sammenhengende dekke
H	0, 80, Skredmateriale, ikke inndelt etter mektighet	•	709, Sandig grus	— · — · — ·	202, Strandlinje utformet i løsmasser	■	043-Hav- og fjordavsetning og strandavsetning, usammenhengende eller tynt dekke over berggrunnen
T	0, 90, Torv og myr	•	710, Grus	— · — · — ·	203, Strandlinje utformet i fast fjell	■	050-Elve- og bekkavsetning (Fluvial avsetning)
T	0, 100, Tynt dekke av organisk materiale over berggrunn	•	711, Steinig grus	— · — · — ·	204, Abrasjonskant	■	081-Skredmateriale, sammenhengende dekke
Z	0, 120, Fyllmasse (antropogent materiale)	•	712, Grusig stein	— · — · — ·	306, Skredkant	■	082-Skredmateriale, usammenhengende eller tynt dekke
A	401, 0, Liten fjellblotning	↑	211, Isskuringstriper, isbevegelse mot observasjonspunktet	○ ○ ○ ○ ○ ○	351, Rygg	■	090-Torv og myr
⊙	405, 0, Enkelt blokk, større enn ca.10m ²]	214, Isskuringstriper innenfor den angitte sektoren			■	100-Tynt dekke av organisk materiale over berggrunn
⊙	501, 0, Skjellokalitet]	215, Kryssende isskuringstriper (relativ alder 1), økende antall haker med økende relativ alder			■	122-Menneskepåvirket materiale, ikke nærmere spesifisert
⊙	505, 0, Massetak, nedlagt eller sporadisk i drift]	216, Kryssende isskuringstriper (relativ alder 2)			■	130-Bart fjell
⊙	504, 0, Massetak i drift]	265, Isskuringstriper innenfor sektoren (2)				



Dato: 25.08.2022



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
Nettside www.ngu.no