

# **GEOLOGI FOR SAMFUNNET**

SIDEN 1858



**NORGES  
GEOLOGISKE  
UNDERSØKELSE**  
· NGU ·





<b>Rapport nr.:</b> 2017 042	<b>ISSN: 0800-3416 (trykt)</b> <b>ISSN: 2387-3515 (online)</b>	<b>Gradering:</b> Åpen	
<b>Tittel:</b> Beskrivelse til kvartærgeologisk kart over Hedmark fylke i M 1:300 000			
<b>Forfatter:</b> Lars Olsen, Bjørn Bergstrøm, Harald Sveian og Knut Riiber		<b>Oppdragsgiver:</b> NGU	
<b>Fylke:</b> Hedmark		<b>Kommune:</b> Alle	
<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> 41	<b>Pris:</b> 230,-
		<b>Kartbilag:</b> 1	
<b>Feltarbeid utført:</b> 2004-2009	<b>Rapportdato:</b> 26.04.2018	<b>Prosjektnr.:</b> 378700	<b>Ansvarlig:</b> <i>Astid Lyså</i>
<b>Sammendrag:</b> <p>Det kvartærgeologiske fylkeskartet i M 1:300 000 er basert på tidligere kartlagte områder i M 1:50 000, og en enklere kartlegging basert på flyfototolkning i 2004–2009 i resten av fylket. I rapporten her gis en kort oversikt over den kvartærgeologiske historien som er mest relevant for fylkeskartet og dets innhold, samt omtale av de ulike løsavsetninger og spor etter spesielle geologiske hendelser. Med enkelte kjente unntak er de fleste løsavsetningene i fylket dannet i siste istid og i isavsmeltingsfasen for den store innlandsisen som på sitt største nådde helt ut til kontinentalsokkelen. Iskanten trakk seg tilbake fra kysten i vest og i sør innover i landet, og hele Hedmark fylke var isfritt for ca. 9500 år siden. Brebevegelsen har variert over tid og i retning, men i hovedtrekk vært rettet mot NV og N i nordlige deler, nord for Jutulhogget, og mot S i sørlige deler, med mindre avvik i noen områder.</p> <p>Løsmassefordelingen: Morenemateriale ble avsatt av isen og dekker ca 74 % av overflaten. Breeelv- og elvemateriale (blokk, stein, grus og sand), hav- og fjordavsetninger (marine sedimenter: silt og leire), inkludert strandmateriale (stein, grus og sand), og myrjord (torv), sammen med innsjøer dekker nesten 22 % av arealet. Andre avsetninger dekker kun små felter, og bart fjell bare 4,1 % av fylket.</p> <p>Mange ulike landformer preger landskapet i Hedmark, både i løsmasser og fast fjell. I tillegg til enkelte brerandmorener, og mange deltaer, finnes mange eskere (inkludert slukåser), seter eller strandlinjer langs kanten av bredemte sjøer, rogenmorener og andre rygger og hauger i morenelandskapet. Av erosjonsformer finnes mange smeltevannsløp, slukrenner, og i særdeleshet Jutulhogget, et imponerende stort gjel i fjellpartiet mellom Østerdalen og Tylldalen, som ble dannet for ca. 10200 år siden. Dette skjedde ved tapningen av nedre Glåmsjø, en bredemt innsjø som lå i Østerdalen og en periode strakte seg nord til Røros. Sedimentene fra tapningen utgjør fra meget store steinblokker nærmest utløpet av Jutulhogget og noen km sørover mot og dels forbi bredemningen, til noe mindre blokker og stein sørover til Elverumsområdet, og så avtagende kornstørrelse videre sørover, via grus og sand til silt i sørlige del av Glommas dalføre mellom Flisa og Kongsvinger.</p> <p>Havnivået nådde på sitt høyeste etter istiden vel 200 moh (= m o.h., i denne rapporten) i sørligste del av fylket, og hav- og fjordavsetninger (marine sedimenter: sand, silt og leire) fins der og gir godt jordbruksland opp til dette nivået.</p>			
<b>Emneord:</b> Kartlegging	Kvartærgeologi	Geomorforlogi	
Brebevegelse	Morenemateriale	Breeelvavsetning	
Isavsmeltning	Løsmasse	Marine sedimenter	



## INNHold

Beskrivelse til kvartærgeologisk kart over Hedmark fylke i M 1:300 000

Kvartærtid og kvartærgeologi s.7

- Sporene etter siste nedisning og avsmeltning s.7
- Bredemte sjøer og isdirigert drenering over passpunktene i nord s.8
- Postglasial tid s.10

Kvartærgeologiske kart – løsmassekart s.10

- Løsmassenes inndeling s.10
- Isbevegelsesretning s.12
- Overflateformer s.12

Evaluering av det nye kvartærgeologiske fylkeskartet ... s.13

Referanser til kartmateriale s.14

Andre referanser s.15

Tilleggstekst om Jutulhogget og Rogenmorener s.17

## FIGURER

**40 figurer** er samlet bakerst i rapporten s.18–39

- Tilleggsfigurer med landformer dannet eller påvirket av jordskjelv s.40–43
- Alle kartfigurer eller utsnitt av flyfoto eller LiDAR bilder er orientert på vanlig måte med N rett opp.

## VEDLEGG

**1 vedlegg:**

Kvartærgeologisk kart over Hedmark fylke i M 1:300 000. (Plottkart tilgjengelig fra 2016, trykt kart 2018). Norges geologiske undersøkelse.



# Beskrivelse til kvartærgeologisk kart over Hedmark fylke i M 1:300 000

## Kvartærtid og kvartærgeologi

**Kvartær** er navnet på vår yngste geologiske periode - istidenes periode – som omfatter de siste 2,6 millioner år. I denne perioden har en rekke istider kommet og gått på grunn av naturlige klimavariasjoner. I siste del av kvartær kom de største istidene, hver med en varighet på ca. 100 000 år, og de var avløst av kortere mellomistider på 15 000–20 000 år hvor klimaet kan ha vært omtrent som i dag. Under siste istid (Weichsel) har innlandsisens størrelse variert mye. Størst var den for omtrent 20 000 år siden da innlandisen dekket både kontinentalsokkelen vår og det skandinaviske fastlandet, så vel som Finland, Østersjøen, Baltikum og nordlige deler av Tyskland og Polen.

Isavsmeltingen startet for 16 000–17 000 år siden. Mot slutten trakk iskanten seg innover i fjordene og videre mot innlandet, alt mens breoverflata senket seg. Sørlike del av Hedmark var isfri for 10 500 år siden da iskanten i sør lå ved Minnesund–Solør. Flere høye fjelltopper i innlandet stakk da opp som nunataker over isen. Samtidig var mye av fjellene nå blitt isfrie i nord, og etter hvert også stadig lavere passpunkter for smeltevannets isdirigerte drenering mot nord over vannskillet til nesten isfritt Trøndelag (Fig. 1). Da lå det igjen mest is i midtre og østre deler av fylket og videre innover i Sverige. I slutfasen dannet det seg store bredemte sjøer mellom isen og fjellpassene i nord.

Den voldsomme vekta av innlandsisen over lang tid førte til at jordskorpa ble presset ned med mange hundre meter i sentrale deler der isen var tykkest, og mindre ut mot ytterkantene. Med avlastningen da isen smeltet bort begynte landet å heve seg igjen, men tregheten i jordskorpa gjorde at det gikk sakte (pågår delvis ennå i dag). Derfor kunne havet følge etter iskanten inn over lavlandsområder, fjorder og daler etter hvert som breen krympet seg tilbake mot innlandet. Det høyeste nivået som havet har stått i forhold til landområdene kalles *den marine grense*. Vi finner den på vel 200 moh ved Skarnes og Brandval, og ved Storsjøen i Odalen er den målt til 206–208 moh. Høyden varierer fordi isdekket var tykkest og trykket landet mest ned, og som dermed steg mest nærmere isdelerområdet da isen smeltet (Fig. 2, se også Fig. 3 & 4).

## Sporene etter siste nedisning og avsmelting

Vitnesbyrdene fra isen er mange, og de framgår av det kvartærgeologiske kartet: Store og små landskapsformer, løsmasser som dekker berggrunnen og landhevingens tørrelgging av gammel fjordbunn med bl.a. saltvannsleire (marin leire) og dens kvikkleiresoner. Det meste av løsmassene i Norge stammer fra siste istid og den påfølgende etter-istiden, men det er enkelte steder funnet eldre bevarte avsetninger under morenelag fra siste istid. Istidsavsetningene har gitt oss et ungt og friskt jordsmonn for landbruk, sammenlignet med land utenfor nedisningsområdene.

Etter at innlandsisen hadde liten utbredelse for 30 000–40 000 år siden, startet den siste store nedisningen med oppbygging av store isbremasser ut fra fjellkjeden. Sporene etter dette kan man i dag finne som morenelag avsatt direkte på eldre sedimenter fra tiden før den siste store isveksten, for eksempel i Follidalen (i Djupdalen og ved Gråbekken). Bergartsfordeling og orientering av morenesteinene i dette morenelaget viser opphavsområde og transport fra vest. Et annet eksempel

er fra en lokalitet ved Rokosjøen i sør (Fig. 5). Gamle marine sedimenter der er overlignet av morenelag fra siste nedisning, avsatt av isbre som beveget seg mot SSØ. Ismassene dekket etter hvert også fjellene og dannet i seg selv høyder og forsenkninger i et landskap av is. Til slutt ble et langstrakt hovedisskille i en sone over Drevsjø–Atna–Vinstra i Sørøst-Norge etablert, og i prinsippet fungerte dette også som hovedvannskille fordi isoverflaten var der på sitt høyeste (Fig. 2).

Isskillet (eller isdelersonen) flyttet seg mot øst og sør i tråd med at den voksende isen fikk større helning vestover med avløp mot fjordområdene og havet, og at mer is ble bygget opp mot øst og sør (Sollid og Kristiansen 1982). Fra de høyeste brekulene sentralt (isskillet) kunne isen bevege seg sakte over underlaget, skure og slipe fjell, grave i daler og fjorder så lenge den utøvde et stort nok trykk som hindret den fra å fryse fast. Sporene i landskapet fra en aktiv is er isskuringsstriper, drumliner og stripet moreneoverflate. Men isen kan ha vært fastfrosset til underlaget (kald bre) i store deler av siste nedisning, særlig omkring isskillet, i kontrast til områdene i nord og sør der ismassene over lengre tid har glidd på underlaget (delvis temperert bre) og gitt mer rom og variable forhold for smeltevannsdrenering.

Fra senere faser med smeltende is er det mange spor etter drenering av smeltevann, bl.a. lateralrenner fra smeltevannsløp langs iskanten, eskere fra drenering under ismassene, og seter og eller strandlinjer fra kantene langs bresjøer (for eksempel Nedre Glåmsjø). Det er en klar forskjell i ismiljøet mellom sentralområdene og områdene nord og sør i fylket. Dette avspeiler seg i de mange og vekslende eskerdannelser (rygger av sand og grus) som forekommer hyppig i dalene både nord (Hodalen og Tufsingdalen) og sør for isdelersonen (Ljørdalen og Kynna/Finnskogen), mens sentralområdene karakteriseres av en rekke dalganger med sammensatte rygger og hauger (Fig. 6 & 7), ofte med et typisk ribbete mønster (rogenmorene) med lengderetning på tvers av isbevegelsesretningen (Fig. 8 & 9). Noen av landformene i sentralområdet kan ha overlevd siste nedisning og dermed være rester av et eldre landskap, bare delvis omformet under siste nedisning. Et eksempel på en slik landform er en randmorene, avsatt av isbre med bevegelse i sørlig retning, sør for fjellet Rendalssjøen (Fig. 10), som har overlevd fra en tidlig fase av siste istid, eller tidligere. Et annet eksempel er en randmorene avsatt av isbre som beveget seg fra VNV mot ØSØ, ved Møklebysjøen SV for elva Imsa (Fig. 11). Denne randmorenen kan også ha blitt dannet før siste isavsmeltningsfase, dvs. kan ha overlevd siste nedisning, men alderen for denne er likevel usikker.

Overlevelse gjelder i alle fall for rester av forvitret småhaugget landoverflate observert i et område ved Rotbergsjøen i Finnskogen, der en rest av gammel forvitring av forskjellige gneisbergarter kan sees i enkelte veiskjæringer. Denne må ha overlevd istiden i et ellers glasialt påvirket landskap. Ellers er områder med finkornig forvitret berggrunn godt utbredt i sentralområdene der isskillet har ligget. Rundt Kvikne i nordvest er det skiferbergarter som ofte forvitrer særlig lett og derfor kan ha forvitret en god del også i tiden etter at isen smeltet vekk.

### **Bredemte sjøer, isdirigert drenering over passpunktene i nord og taping over Jutulhogget**

Under avsmeltningen senket breoverflata seg slik at stadig mer av høyfjellene langs hovedvannskillet i nord ble isfrie, mens isen på sørsiden virket som en demning for vannet i de dalene som i dag drenerer sørover. Vannet var dermed tvunget (isdirigert) til å finne avløp nordover gjennom en rekke passpunkter i fjellkjeden (Fig. 1). Mange av passene har kun hatt betydning lokalt, mens andre har drenert store områder. Sporene viser at mye av dreneringen først gikk subglasialt (under isen) uten noen oppdemte sjøer, mens det ennå var is igjen både i dalene og ved passene. Eskere som fører inn mot de viktigste passene viser dette, som f.eks. i Vangrøftdalen og mot Forolsjøen, ca. 1000 moh.



Enkelte andre mindre viktige pass i nærheten, ofte i litt større høyde, viser få eller ingen spor etter drenering.

Smeltevannet fant stadig nye utløp etter hvert som lavereliggende overløpass smeltet fram av ismassene, og de oppdemte sjøenes beliggenhet og nivå endret seg i takt med dette. De største bresjøene fikk vi da de aller laveste passpunktene trådte i funksjon. Dreneringen under isavsmeltingen like forut for de store bresjøene foregikk i stor grad i lange tunneller under isen og vises i dag som tallrike lange eskere, f.eks. i Hodalen og Gammeldalen.

Strandlinjer eller såkalte *seter* og overløpass som tilhørte bredemte sjøer i Folldalen og Østerdalen ble tidlig kartlagt og systematisert (G. Holmsen 1915). De største sjøene fikk spesielle navn. *Foldsjøen* lå øverst i Folldalen, 940 moh, og drenerte mot nordvest over vannskillet til Drivdalen. *Øvre Glåmsjø* (700 moh) drenerte mot nord på isrester over Kvikneskogen der dagens passhøyde er 693 moh. Nivået kan spores bl.a. langs begge dalsider i nedre Folldalen. Den påfølgende *Nedre Glåmsjø* (665 moh) er den største av de bredemte sjøene, 14 mil lang fra sør til nord, drenerte til Gauldalen over Rugldalen (nord for Røros) (Fig. 12). I alle disse tilfellene foregikk dreneringen over passpunktene mens det fremdeles var en del isrester igjen der, slik at mye av dreneringen her må ha funnet sted gjennom og under is (Fig. 13). Eskere (grusrygger) og hauger av sand, grus og stein blandet med morenemateriale i overløpassene vitner om dette. Både grus, sand og finsedimenter (kvabb) ble i tidlige faser avsatt i kanaler og store hulrom (brekamre) under isen, men etter hvert avsatt mest i helt eller delvis åpne sjøer, som ved Ripan og Geitryggen sørvest for Tynset. På disse stedene er store breelvdelta avsatt i Nedre Glåmsjø, og der yngste deler av avsetningene vitner om en åpen vannflate akkurat her (for eksempel, med utvikling av strandvoller, m.m.; Østeraas 1977, Tønnesen & Olsen 2015).

At isen til slutt ble liggende bare i midtre del av fylket sør for Jutulhogget, er Jutulhogget og tappingen av Nedre Glåmsjø et tydelig bevis på (Fig. 12–15, teksttillegg s.17). Nedre Glåmsjø hadde sannsynligvis en god del isrester, også på Rugeldalpasset, men ellers lite is igjen i nordlige del av fylket. Tappingen skjedde i et såkalt jøkulhlaup, en storflom som førte til at enorme fjellmasser av den lokale bergarten sparagmitt ble brutt løs i Jutulhogget og hurtig spylt ut i Tyldalen. De groveste steinmassene ligger der like foran munningen av hogget, og som uregelmessige hauger og rygger videre sørover. Flomvannet trengte seg videre vei sørover under ismassene i Rendalen til Rena og brakte med seg sedimenter opptil blokkstørrelse videre nedover Østerdalen til iskanten sør for Elverum (Fig. 16–18), hvor det flommet ut over de lavereliggende områder. Datering av planterester begravd i finkornige flomsedimenter (mjele) som flomvannet avsatte i datidens fjord på Romerike og ved Kongsvinger viser at tappingen skjedde for ca. 10200–10300 år siden (Longva 1994).

Tappingen medførte en senkning av vannoverflaten oppover i Østerdalen fra 665 moh til 510 moh, som er terskelhøyden ved innløpet til Jutulhogget. Dreneringen av den nye sjøen fortsatte over Jutulhogget fra Østerdalen til Tyldalen så lenge det lå demmende is sør i Østerdalen rundt Atna–Storelvdal. Denne yngste store bresjøen, Jutulhoggsjøen (510 moh) nådde nordover til Alvdal og Tynset hvor sideelvene har avsatt tydelige terrasser i dette nivået. Tynset kirke ligger på en slik terrasse. Tappingen av Jutulhoggsjøen har trolig gått trinnvis, og i flere faser uten dramatiske hendelser.

### **Postglasial tid**

Like etter at isen smeltet vekk var det lite vegetasjon som holdt løsmassene på plass. Dette medførte at løsmassene var utsatt for stor flom- og skredaktivitet i dal- og fjellsider. De åpne terrassene av

sandige breelavsetninger var særlig utsatt for vinderosjon før overflaten grodde til. Sanddyner fins flere steder som i Elverum–Flisaområdet og deler av Grimsmoen. Etter hvert som bunnvegetasjonen etablerte seg, avtok disse erosjonsprosessene.

Etter siste nedisning har elver og bekker gravd i eldre løsavsetninger, transportert og avsatt sand, grus og stein i sorterte elveavsetninger langs elveløpene. Erosjonen var spesielt stor i den første perioden etter at isen forsvant, da hevingen av landet skjedde raskest. Det ble dannet elvterrasser i stadig lavere nivåer. På elveslettene fins en rekke eldre elveløp og noen av disse er aktive også i dag under de største flommene. Elva kan da svinge seg fra den ene til den andre siden i dalen og føre til aktiv erosjon i breelvterrassene langs dalsidene. Enkelte steder på elveslettene ligger det et tynt lag av finsand og silt i overflaten, avsatt i flomperioder da elvene ofte går over sine bredder. Store elvesletter fins i dag langs de store hovedvassdragene, som Glåma-, Rena- og Trysilvassdraget.

## Kvartærgeologiske kart – løsmassekart

Et kvartærgeologisk kart viser de ulike løsmassetypenes utbredelse og dannelsesmåte, delvis også deres sammensetning, tykkelse og egenskaper. Grenselinjene kan gi inntrykk av skarpe overganger, men i naturen er det ofte gradvise overganger mellom avsetningstypene. Kartet fremstiller forholdene nær markoverflaten. I tillegg til løsmassefordelingen gir kartet også annen informasjon om den geologiske historien i området, bl.a. gjennom symboler for overflateformer i løsmasser, smeltevannsdrenering, etc.

### Løsmassenes inndeling

På kartet er løsmassene inndelt og gitt farger etter dannelsesmåte og -miljø. Morenemateriale avsatt direkte fra isbreene har grønne farger. Løsmasser avsatt av strømmende vann har oransje eller gule farger, mens materiale dannet i havet eller fjordene har blå farger. For enkelte avsetningstyper brukes i tillegg en underinndeling etter tykkelsen ved hjelp av mørk eller lys fargetone.

**Morenemateriale** er dannet direkte av isbreene ved løsriving, transport og avsetning av materiale både fra fast fjell og løsmasser. Morenemateriale som er avsatt under breen kalles bunnmorene og inndeles etter tykkelsen og tettheten av fjellblotninger:

*Morenemateriale, sammenhengende dekke, stedvis med stor mektighet* er mer enn 0,5 m tykt (Fig. 19 & 20) og har få eller ingen fjellblotninger, stedvis kan det være flere titalls meter tykt.

*Morenemateriale, usammenhengende eller tynt dekke over fjellgrunnen* er gjennomgående mindre enn 0,5 m tykt og har ofte mange blotninger.

*Avsmeltningsmorene* (ablasjonsmorene) er materiale avsatt inni eller oppe på breen da denne smeltet ned. Den ligger ofte over bunnmorene og inneholder normalt noe mindre finkornig materiale. Opptrer ofte med uregelmessige blokk- og steinrike rygger og hauger.

*Randmorene* er morenerygger dannet foran eller langs kanten av breen når denne rykket frem eller ble liggende i ro en stund på samme sted. De fleste er dannet på slutten av siste nedisning (Fig. 21–23). Men enkelte store og vide rygger observerert i innlandet, som for eksempel på sørsiden av Sølen, er tolket til å være eldre.

*Rogenmorene* er langstrakte morenerygger, ofte med litt uregelmessig slangeaktig buet eller bølgende form, dannet på tvers av isbevegelsesretningen (Fig. 8 & 9). De varierer i form og størrelse og består vesentlig av stein- og blokkrikt materiale. Hver enkelt av de største er avgrenset på kartet

med egen grønn farge. Områder med mange små rogenmorener er markert med symboler. Navnet rogenmorene stammer fra typeområdet ved innsjøen Rogen, som hovedsakelig ligger i Sverige, og strekker seg litt inn i Norge (helt i nordøstspissen av kartblad Elvdal).

Morenemateriale er den dominerende løsmassetypen i fylket. Det tykkeste dekket fins i de sentrale deler, særlig i områdene omkring der det siste isskillet lå. Kornstørrelse er i stor grad avhengig av bergartene i de aktuelle områdene (Fig. 24 & 25). I de sentrale, nordlige deler er det bergarter bl.a. sandsteiner som gir sand- og grusrikt morenematerialet med mye stein. I enkelte områder er det særlig mye store steiner og blokker, som for eksempel på Finnskogen (Fig. 20) og i enda større grad i Femundsmarka. Nordøst for Mjøsa er det skifer- og kalkbergarter som gir et mer finkornig morenemateriale og god dyrkingsjord.

**Breelavsetninger** består som regel av lagdelt grus og sand med en del stein, ofte med stor tykkelse. De er avsatt av strømmende smeltevann som transporterte materialet, avrundet partiklene og sorterte det etter kornstørrelse i forhold til strømhastighet. En god del av breelavsetningene er avsatt i de store dalførene og forsenkningene, og indikerer hvor og hvordan smeltevannet drenerte under isavsmeltningen. De største breelavsetninger fins nord for isskillet fra Atna–Drevsjø og nordover i områdene mot hovedvannskillet. Grimsmoen i Follidal er den største av alle og er et typisk eksempel på slike vannsorterte avsetninger fra slutten av siste nedisning (Fig. 26). I de midtre og sørlige deler Hedmark fins de fleste breelavsetningene langs de største vassdragene som Rena, Glåma, Julussa, Kynna, Trysilelva, Ljøra. Avsetningene er dannet på forskjellige måter; *eskere* (grusåser) dannet i tunneler i eller under isen (Fig. 27), *lateralavsetninger* (terrasser) lagt opp langs iskanten, *sandurflater* langs elveløpene og *delta* (f.eks. Grimsmoen) eller *vifter* der breelvene munnet ut i vann (bre- og eller innsjøer).

**Bresjø- og eller brekammeravsetninger** (kvabb) er finkornige masser avsatt i stillestående vann i bredemte sjøer eller i brekammer inne i isen. De består av laminert silt med noe fin sand med vekslende sommer- og vinterlag (varv). Bresjøavsetningene viser at det har vært særlig mange slike bredemte sjøer i de nordlige områdene, deler av Østerdalen og områdene omkring Follidal og Einunndalen. Bresjøsedimenter i dalsidene er vanligvis sterkt oppskåret av yngre raviner.

**Hav- og fjordavsetninger** er løsmasser dannet av slam som breer, breelver og elver førte med seg ut i fjord- eller havområder. Leir og silt er dominerende kornstørrelser. I Hedmark er det kun i de sørligste deler av fylket at havet har nådd inn under isavsmeltningen. I Glåmas dal har havet trolig nådd inn forbi Brandval, men eksakt hvor langt er vanskelig å tolke på grunn av andre finkornige sedimenter avsatt i disse områdene som f.eks. flomsedimenter fra tappingen av Nedre Glåmsjø over Jutulhogget som er avmerket med bokstavsymbol (FI).

**Elve- og bekkeavsetninger** er dannet langs vassdragene etter istiden, som følge av erosjon og omlagring av eldre sedimenter. De ligger ofte som et lag over andre løsmasser. Materialet består vanligvis av grus og sand, ofte med noe rundet stein, og sorteringen avhenger av strømforhold og transportlengde. Der hvor elver og bekker munner ut i vann eller fjord dannes delta, som kan ha stor tykkelse.

**Vindavsetninger** består av ensgradert flygesand. Like etter isavsmeltningen var det lite eller ingen vegetasjon og vinden fikk godt tak. De fleste avsetningene, særlig i form av dyner, fins i tilknytning til breelv-, bresjø- og elveavsetninger. I området Elverum–Flisa er det særlig mange sanddyner (Fig. 28 & 29), men dannelsesmåten er noe usikker. Nyere kartlegging av lignende felt med sanddyner nær Kongsvinger tyder på at de fleste sanddynene der er dannet av vannstrømning på flere meter vanddyp og ikke avsatt og formet av vind (Hansen mfl. 2018). Det samme kan gjelde for sanddynene

ved Elverum (og Flisa). Disse kan være dannet av sterke vannstrømmer som har nådd ca. 240 moh ved Elverum etter tapningen av nedre Glåmsjø (Høgaas & Longva 2016).

**Forvittringsmateriale** er dannet ved mekanisk eller kjemisk nedbryting av berggrunnen. I høyfjellet er frostforvittringen særlig aktiv og skjer hovedsakelig ved frostsprengning av berggrunnen. Områder dekket av frostsprengt stein og blokker kalles blokkmark og fins i fjellområder som Sølen, Rondane, Tron mfl. Den nedre grensen for blokkmark varierer, fra 1000–1100 moh i de midtre deler til over 1400 moh i nord (Tron). Mer finkornig forvitring, som i stor grad er eldre enn istidene, fins flere steder i sentralområdene der isskillet har ligget. Ellers forekommer det enkelte sporadiske forekomster både nord og sør for dette området, f. eks. i skiferbergarter ved Kvikne og i grunnfjell og ved sterk forvitring av blokker fra grunnfjellet i morenematerialet på Finnskogen (Fig. 30 & 31).

**Skredmateriale** omfatter løsmasser avsatt av fjellskred, steinsprang, snøskred og løsmasseskred. Skredmateriale er på kartet inndelt etter tykkelsen, *sammenhengende dekke, stedvis med stor mektighet og usammenhengende eller tynt dekke over berggrunnen*. Skredmateriale forekommer ved foten av fjellskrenter og bratte dalsider, men dekker oftest så små arealer at de ikke kommer med på kartet. De fleste skredavsetningene i Hedmark er urdannelse som består av mye stein og blokker. På sørvestsiden av Engeren og Sennsjøen er det markerte avsetninger med tydelige skredbaner.

**Torv og myr** omfatter avsetninger av organisk materiale (torvjordarter) med tykkelse mer enn 0,3 m, dannet ved gjenvokning av vannfylte forsengkninger og forsumpning av fast mark. Kun store myrer er tatt med på kartet. Det fins mange myrlendte områder og små enkeltmyrer som ikke kommer frem i denne målestokken. I noen myrer i nordlige deler av fylket er det små hauger og rygger som inneholder permafrost (palsler). Et isolerende torvdekke på overflaten gjør at is som fryser under torven ikke rekker å smelte om sommeren. Teleglaget kan ha en tykkelse på flere meter. I Einunndalen fins det slike palsmyrer, men mye av permafrosten er her smeltet og nå ligger det igjen mange små, vannfylte groper.

**Humusdekke eller tynt torvdekke over berggrunnen** brukes for områder hvor lyng- eller råhumus eller mer omdannet torv ligger direkte på fjellgrunnen, vanligvis mindre enn 0,5 m tykt.

### Isbevegelsesretning

*Skuringsstriper* er striper eller furer på fjelloverflaten dannet ved at isbreer med stein og blokker fastfrosset i bunnen har glidd over og skurt underlaget, og viser dermed isens bevegelsesretning (Fig. 32). *Drumliner* er langstrakte morenerygger dannet i bunnen av breen med lengderetning i isens bevegelsesretning (Fig. 33). *Parallele furer i overflaten* (fluted surface) er en samling av langstrakte, lave rygger i morenemateriale, og er dannet av isbevegelsen i bunnen av breen. *Rogenmorene* er morenerygger dannet på tvers av isbevegelsesretningen (s.17 og Fig. 8 & 9).

### Overflateformer

Det fins utallige overflateformer og spor etter smeltevann fra avsmeltningen av innlandsisen. Disse er på kartet merket med *røde symboler*. *Smeltevannsløp* (spylerenner) er gravd ut og fins hovedsakelig i løsmassene, men forekommer også i fast fjell. *Ensidige renner* er skilt ut med eget symbol og er dannet ved at isen her utgjorde den ene siden av renna. Mest spylerenner fins i isskillesonen der den siste rest av innlandsisen lå. Her fins de i de fleste dalsider og opptre ofte tett i hverandre i gradvis lavere nivåer mot dalbunnen. *Spylefelt* er områder der løsmassene er vasket vekk av smeltevannet uten at det ble dannet markerte renner. *Store gjel* (canyons) er dype nedskjæringer i fjell, hovedsakelig utformet av smeltevann (Jutulhogget). *Små gjel* er smale, dype nedskjæringer i fjell, men fins også utskåret i tykke løsavsetninger. Seter er strandlinjer dannet i bredemte sjøer eller

avspeiling av etablerte vannivåer i isrestene. Høyden av setenivået er bestemt av en dreneringsterskel (overløppspass), hvor smeltevannet drenerte over et vannskille. I mange dalsider og ller fins det flere parallelle seter som ble dannet ved at stadig lavere overløppspass smeltet frem. Seter og tilhørende dreneringsterskler er viktige for å rekonstruere utviklingen av de bredemte sjøene og hele dreneringsforløpet. *Dødisgroper* (grytehull) er forsenkninger, ofte vannfylte, som vanligvis ligger i breelavsetninger, for eksempel Grimsmoen. De er dannet ved at isrester først ble begravd i løsmassene og senere smeltet bort.

Overflateformer merket med *svarte symboler* er enten dannet av is (drumliner, isskuringsstriper, rygger, hauger og rogenmorene) eller dannet etter at isen forsvant. Noen av dem kan være dannet både under og etter isavsmeltningen. *Stort gjel utformet av elv og-eller smeltevann og gjel, elv og-eller breelv* er ofte utformet både av breelver- og deretter elveerosjon. Vifteform, elv/breelv (vifteformet avsetning) er dannet av breelvmateriale og/eller elvemateriale. Velformete vifter fins ved Mistras utløp i nordenden av Storsjøen, Åstas utløp m.fl. *Raviner* er små V-formete daler i finkornige løsmasser, dannet ved erosjon av rennende vann og massebevegelse etter at isen forsvant. De er særlig utbredt i de nordlige områdene med siltholdige bresjøsedimenter som lå utsatt for erosjon. *Palser* - se beskrivelse under *Torv og myr*.

Landhevingen etter istiden var raskest og sterkest, med antatte tilhørende jordskjelv kort tid etter at det meste av bremassene hadde smeltet vekk, dvs. på den tiden da de siste brerestene lå igjen i dalene i midtre deler av fylket. Overflateformer som antas å være dannet som et resultat av sterke jordskjelv under isavsmeltningen er lokalisert nettopp her\*, i området der den siste aktive isdelersonen lå i siste del av istiden (Fig. 2). Noen av disse landformene er dannet under isen (Fig. 34–39), mens andre kan være dannet ved eller utenfor iskanten (Fig. 40, og tilleggsfigurer 41–48). Ett eller flere sterke jordskjelv kan ha utløst eller vært omtrent samtidig med tapningen av nedre Glåmsjø.

\*Temaet landformer dannet eller påvirket av jordskjelv er gitt særlig oppmerksomhet ved illustrasjonseksempler her (Fig. 34–39, og tilleggsfigurer 41–48), fordi jordskjelvaktiviteten ved slutten av istiden kan ha vært særlig stor over sentrale deler av Hedmark der landhevingen var stor og de siste restene av isdekket lå. I tillegg har de senere års mulighet for bruk av LiDAR data gitt en større mulighet til å registrere små landformer mer presist, og dermed også gitt bedre tolkningsmulighet enn tidligere. En arbeidshypotese for oss nå er at starten av tapningen av nedre Glåmsjø med dreneringen over Jutulhogget kan ha blitt utløst av ett eller flere kraftige jordskjelv. Landformene i nærområdet der støtter en slik hypotese, og tidspunktet passer godt med den perioden da jordskorpen antas å ha vært særlig ustabil pga. sterk landheving etter smelting av isdekket. Det er likevel nå for tidlig å si sikkert om jordskjelv var den utløsende årsak til tapningen.

## **Evaluering av det nye kvartærgeologiske fylkeskartet over Hedmark, oppsummering om gjennomføring og produkt**

- Et omfattende arbeid er gjennomført fra den spede oppstart i 2004 og frem til i dag er det gjort en betydelig innsats med nytt og forbedret kart over kvartærgeologien i Hedmark fylke. Et arbeidslag av kvartærgeologer og GIS-personer har samarbeidet tett for å få dette realisert.
- Hedmark er Norges 3. største fylke og omfattes av hele 66 kartblad i serien M 711 i (M 1:50 000). Av disse er 21 kart tidligere publisert, mens de gjenstående arealene nå har blitt kartlagt med en kvalitet og detaljering tilpasset fylkeskartets *kvalitetsmålestokk* 1:250 000.
- Arbeidet har bestått i stereoskopisk flybildetolkning med feltsjekk og registreringer langs alle tilgjengelige veier.

- Sammentegning, korrigering og digitalisering av alle manuskartene har senere vært en stor jobb.
- Resultatet er et digitalt kart av kvartærgeologien i hele fylket, og en såkalt "best of" versjon er også lagret i kartdatabasen.
- Et betydelig arbeid med endelige sammentegning, redigering og generalisering for kartet i M 1:300 000 er gjort. Kartet vil nå erstatte det tidligere forenklete fylkeskartet som ble utgitt i 1982 av Geografisk Institutt ved Universitetet i Oslo.
- I arealforvaltningen vil et slikt oversiktskart være viktig for prioriteringer på fylkesnivå.
- Fylkeskartet gir en god oversikt over utbredelsen av løsmassene og deres dannelsesmåte.
- Det er store variasjoner i de geologiske forholdene innenfor fylket.
- Mye av løsmassene er dannet av breene. Karakteristiske avsetninger og former gir gode opplysninger om den geologiske historien og særlig under isavsmeltningen.
- For undervisning og forskning er slike oversiktskart verdifulle. Faglig sett har vi kommet et lite skritt videre i oppfattelsen av, for eksempel, hvor det fins rester av gammel forvitring (Finnskogen), og detaljer knyttet til de store bredemte sjøene, men det gjenstår mange ubesvarte spørsmål, både om sjøene og om isens maksimale tykkelse og om forholdene rundt det skandinaviske isskillet som har vært heftig debattert i de senere år.

## Referanser til publiserte trykte kart

Bargel, T.H. 1982: Elverum 2016 IV, kvartærgeologisk kart M 1:50 000. Norges geologiske undersøkelse.

Bargel, T.H. 1988: Kongsvinger 2015 II, kvartærgeologisk kart M 1:50 000 (med beskrivelse på kartet). Norges geologiske undersøkelse.

Bargel, T.H. og Klakegg, O. 2001: Bjørkelangen 2014 IV, kvartærgeologisk kart M 1:50 000. Norges geologiske undersøkelse.

Follestad, B.A. 1972: Løten 1916 I, kvartærgeologisk kart M 1:50 000. Norges geologiske undersøkelse.

Follestad, B.A. 1974: Tangen 1916 II, kvartærgeologisk kart M 1:50 000. Norges geologiske undersøkelse.

Follestad, B.A. 1976: Østre Toten 1916 III, kvartærgeologisk kart M 1:50 000. Norges geologiske undersøkelse.

Follestad, B.A. 2003: Snøhetta 1519 IV, kvartærgeologisk kart M 1:50 000. Norges geologiske undersøkelse.

Follestad, B.A. 2006: Atnsjøen 1818 IV, kvartærgeologisk kart M 1:50 000. Norges geologiske undersøkelse.

Follestad, B.A. 2007: Sollia 1818 I, kvartærgeologisk kart M 1:50 000. Norges geologiske undersøkelse.

Goffeng, G. og Bargel, T.H. 1986: Braskereidfoss CWX 063064-20. Kvartærgeologisk kart i M 1:20 000. Norges geologiske undersøkelse.

Longva, O. 2004: Strøm 2015 III, kvartærgeologisk kart M 1:50 000. Norges geologiske undersøkelse.

Olsen, L. og Follestad, B.A. 1982: Lillehammer 1817 II, kvartærgeologisk kart M 1:50 000. Norges geologiske undersøkelse.

Rye, N. 1979: Hamar 1916 IV, kvartærgeologisk kart M 1:50 000. Norges geologiske undersøkelse.

Sollid, J.L. og Carlson, A.B. 1980: Folldal. Beskrivelse til kvartærgeologisk kart M 1:50 000 (1519 II). Med fargetrykt kart. Norsk geografisk tidsskrift 34,191–212.

Sollid, J.L. og Sørbel, L. 1984: Einunna. Beskrivelse til kvartærgeologisk kart M 1:50 000 (1519 I). Med fargetrykt kart. *Norsk geografisk tidsskrift* 38, 43–66.

Sollid, J.L. og Kristiansen K. 1982: Hedmark fylke. Kvartærgeologi og geomorfologi. Beskrivelse til kart M 1:250 000. Med fargetrykt kart. Miljøverndepartementet, avdelingen for naturvern og friluftsliv, rapport T-543. Geografisk Institutt, Universitetet i Oslo.

Sveian, H. 1977: Gjøvik 1816 I, kvartærgeologisk kart M 1:50 000. Norges geologiske undersøkelse.

Sørbel, L. og Tolgensbakk, J. 2006: Hjerkin 1519 III, kvartærgeologisk kart M 1:50 000. Norges geologiske undersøkelse.

Sørensen, R. 1976: Elvdal 2018 III, kvartærgeologisk kart, M 1:50 000. Norges geologiske undersøkelse.

Thoresen, M. og Follestad, B.A. 1999: Alvdal kommune, kvartærgeologisk kart i M 1:60 000. Norges geologiske undersøkelse.

Østeraas, T. 1978: Møklebysjøen 1917 IV, kvartærgeologisk kart M 1:50 000. Norges geologiske undersøkelse.

Østeraas, T. 1982: Evenstad 1917 I, kvartærgeologisk kart M 1:50 000. Norges geologiske undersøkelse.

Østeraas, T. 1982: Åsmarka 1917 III, kvartærgeologisk kart M 1:50 000. Norges geologiske undersøkelse.

Østeraas, T. 1985: Rena 1917 II, kvartærgeologisk kart M 1:50 000. Norges geologiske undersøkelse.

Østmo, S.O. 1977: Eidsvoll 1915 I, kvartærgeologisk kart M 1:50 000. Norges geologiske undersøkelse.

## Andre referanser

Dahl, S.O., Lie, Ø., Linge, H., Pytte, A.-G. Bøe, Murray, A., Tveranger, J., Kvisvik, B.C. & Nesje, A. 2005: Weichselian glaciation history in the Rondane 'dry valleys' of central Scandinavia. *Geological Society of America. Abstracts with Programs*, 37, 7, 399.

Hansen, L., Høgaas, F., Olsen, L. & Tassis, G. 2018: Sandy deposits from a Preboreal glacier lake outburst flood (Nedre Glåmsjø), southeastern Norway. Abstract. Nordic Geological Societies' Winter meeting, København, Jan. 2018.

Holmsen, G. 1915: Brædemte sjøer i Nordre Østerdalen. *Norges geologiske undersøkelse* 73, 1–211.

Høgaas, F. & Longva, O. 2016: Mega deposits and erosive features related to the glacial lake nedre Glomsjø outburst flood, southeastern Norway. *Quaternary Science Reviews* 151, 273–291.

Longva, O. 1987: Ullensaker 1915 II, kvartærgeologisk kart M 1:50 000 (med beskrivelse på kartet). Norges geologiske undersøkelse.

Longva, O. 1994: *Flood deposits and erosional features from catastrophic drainage of Preboreal glacial lake Nedre Glåmsjø, SE Norway*. Upublisert Dr. Sc. avhandling, Univ. i Bergen, 5 s. + 4 publiserte artikler.

Olsen, L. 1985: Lillehammer. Beskrivelse til kvartærgeologisk kart 1817 II – M 1:50 000 (med fargetrykt kart). *Norges geologiske undersøkelse Skrifter* 60, 1–47.

Olsen, L. 2008: Kvartærgeologi i Lillehammer kommune — beskrivelse til løsmassekart i M 1:50 000. *Norges geologiske undersøkelse Rapport 2008.031*, 75 s.

Olsen, L. & Grøsfjeld, K. 1999: Middle and Late Weichselian high relative sea levels in Norway: implications for glacial isostasy and ice-retreat rates. *Norges geologiske undersøkelse Bulletin* 435, 43–51.

Olsen, L., Sveian, H., Bergstrøm, B., Ottesen, D. & Rise, L. 2013: Quaternary glaciations and their variations in Norway and on the Norwegian continental shelf. *Geological Survey of Norway Special Publication* 13, 27–78.

Paus, Aa., Velle, G., Larsen, J., Nesje, A. & Lie, Ø. 2006: Lateglacial nunataks in central Scandinavia: Biostratigraphical evidence for ice thickness from Lake Flåfattjønn, Tynset, Norway. *Quaternary Science Reviews* 25, 1228–1246.

Paus, Aa., Velle, G. & Berge, J. 2011: The Lateglacial and early Holocene vegetation and environment in the Dovre mountains, central Norway, as signalled in two Lateglacial nunatak lakes. *Quaternary Science Reviews* 30, 1780–1796.

Paus, Aa., Boessenkool, S., Brochmann, C., Epp, L.S., Fabel, D., Hafliðason, H. & Linge, H. 2015: Lake Store Finnsjøen — a key for understanding Lateglacial/early Holocene vegetation and ice sheet dynamics in the central Scandes Mountains. *Quaternary Science Reviews* 121, 36–51.

Rokoengen, K., Olsen, L. & Selvik, S.F. 1993: Sub-till sediments at Rokoberget, southeastern Norway. *Norges geologiske undersøkelse Bulletin* 424, 1–12.

Tønnesen, J.F. & Olsen, L. 2015: Georadarmålinger og sedimentstudier for kvartærgeologisk vurdering av avsetningen ved Geitryggen og Ripan i Tynset kommune. *Norges geologiske undersøkelse Rapport* 2015.052. 18s.

Østeraas, T. 1977: Kvartærgeologisk kart Ripan Naturresept i Nord-Østerdalen – M 1:10 000. Miljøverndepartementet, Norges Landbrukshøgskole, Ås-NLH.

Flyfototolkning er utført 2004–2007 og feltbefaringene 2005–2010 av Bjørn Bergstrøm, Lars Olsen, Knut Riiber og Harald Sveian. Ansvarlig for sammenstilling og redigering av kartet: Bjørn Bergstrøm.

**Referanse til kartet:** Bergstrøm, B., Sveian, H., Olsen, L. og Riiber, K. 2017: HEDMARK FYLKE, kvartærgeologisk kart, M 1:300 000. Norges geologiske undersøkelse.



## Tilleggstekst om Jutulhogget og Rogenmorener

### Jutulhogget

- Jutulhogget er det mest kjente landemerke i Hedmark fylke. Hogget er det nest største gjelet i Nord-Europa og ble dannet av enorme mengder smeltevann som ble tappet fra en bredemt sjø i Østerdalen og over fjellryggen til Tyllidalen for ca. 10 000 år siden. Det digre gjelet ble gravd ut på tvers av Barkaldkjølen og en svær vifte av stein og blokker ble avsatt ut i Tyllidalen.
- Jutulhoggets dimensjoner er imponerende. De bratte veggene er 240 m på det høyeste, bredden varierer mellom 150 og 500 m og lengden er ca. 2,5 km. Den bredemte sjøen i Østerdalen ("Nedre Glåmsjø") dannet seg mellom vannskillet til Trøndelag i nord og isskillet i Østerdalen, sør for Alvdal, som stengte for dreneringen sørover. På sitt største var sjøen trolig på størrelse med Mjøsa i dag. Da isdemningen brast like sør for Alvdal fosset smeltevannet over Barkaldkjølen til Tyllidalen med voldsom kraft og grov ut Jutulhogget. Det er beregnet at ca. 90 kubikkilometer vann strømmet ut under tappingen. Flomvannet trengte seg videre vei sørover under ismassene i Rendalen til Rena og videre nedover Østerdalen til iskanten ved Elverum hvor det flommet ut over de lavereliggende områdene. Vannføringen på det heftigste ved Kongsvinger er beregnet til å ha vært 3 ganger større enn Amazonas i dag. Spor etter flommen fins i dag som grovkornige (stein og blokkrike) sedimenter sørover mot Elverum og som finkornige (siltige) sedimenter (flomsedimenter) i Elverum–Kongsvingerområdet.

### Rogenmorener

- Rogenmorener er langstrakte, ofte buete morenerygger som er orientert på tvers av isbevegelsen (Fig. 8 & 9), og inngår generelt i samlegruppen ribbete transverselle morenerygger. De opptrer ofte i grupper og kan noen ganger ha innslag av vannsorterte sedimenter, men morenemateriale er oftest i dominans.
- Navnet rogenmorene stammer fra typeområdet ved innsjøen Rogen som hovedsakelig ligger i Sverige, men som så vidt strekker seg inn over grensen til Norge (NØ for Femunden). Rogenmorener er særlig utbredt i de sentrale deler av kartblad Elvdal der iskulminasjonsområdene (Isskillet) lå på slutten av siste nedisning. Disse ryggene ligger ofte samlet i forsenkninger eller på tvers i daler som har utstrekning i isbevegelsesretningen. Dannelsesmåten er noe omdiskutert, men de er trolig formet i bunnen av breen mens den ennå var i bevegelse.

Digital versjon av rapporten gir bedre mulighet for å se detaljer på figurene, og anbefales særlig ved sjekking av topografi på kartfigurer, LiDAR bilder og utsnitt av flyfotografier.

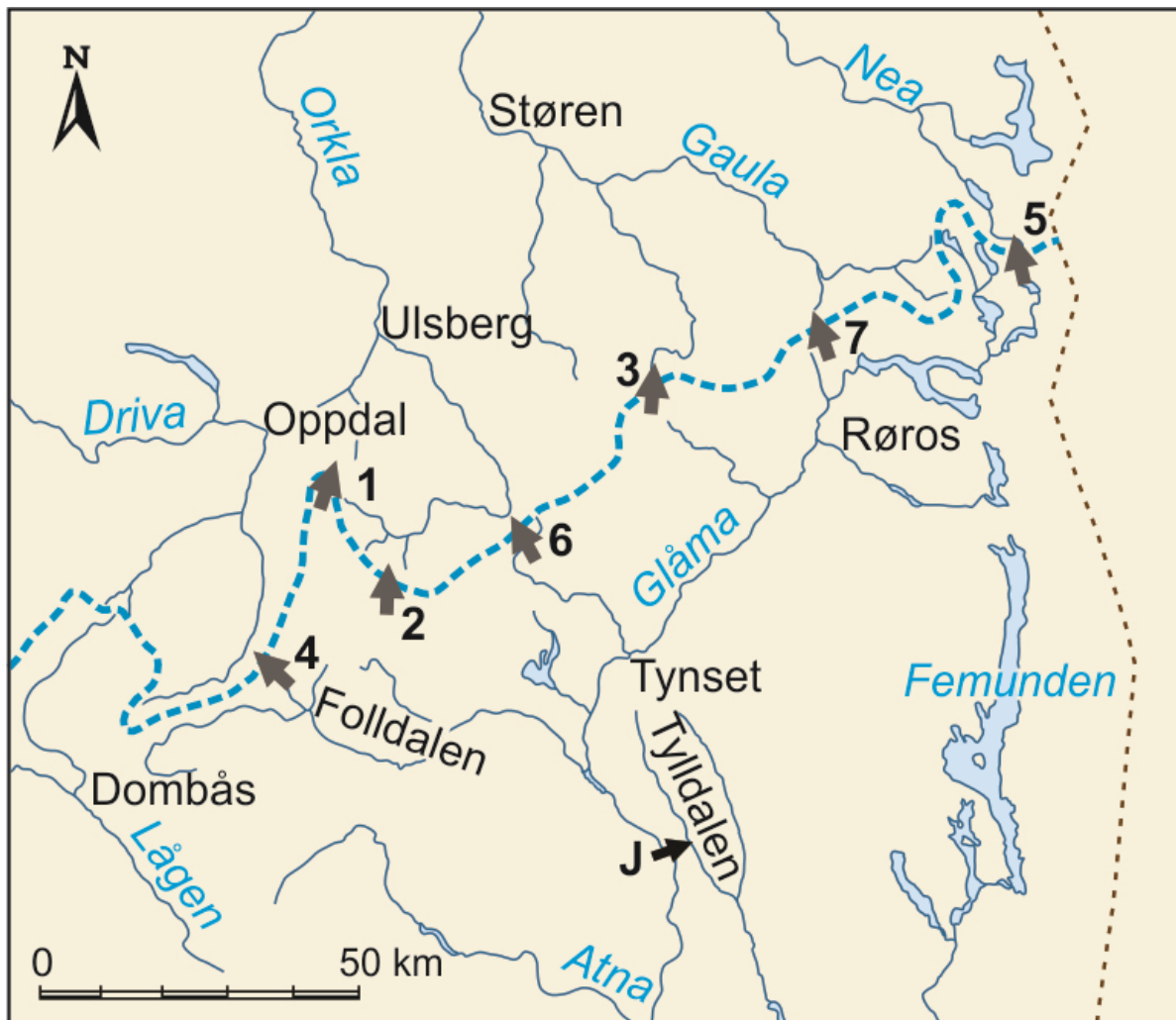


Fig. 1. Viktige overløppspass (1–7) for den isdirigerte dreneringen til Trøndelag over dagens hovedvannskille (blå stiplet linje), rangert etter høyde:

- 1– Glupen (1080 moh), 2– Sætaldalen (1000 moh), 3– Forolsjøen (993 moh),
- 4– Kvitdalen (940 moh), 5– Vigsjøen (930 moh), 6– Kvikneskogen (700 moh)
- 7– Rugldalen 665 (moh);

I tillegg er Jutulhogget (J) markert, en canyon med innløpsterskel 510 moh dannet på Barkaldkjølen da Nedre Glåmsjø ble tappet sørover fra Østerdalen til Tyllaldalen.

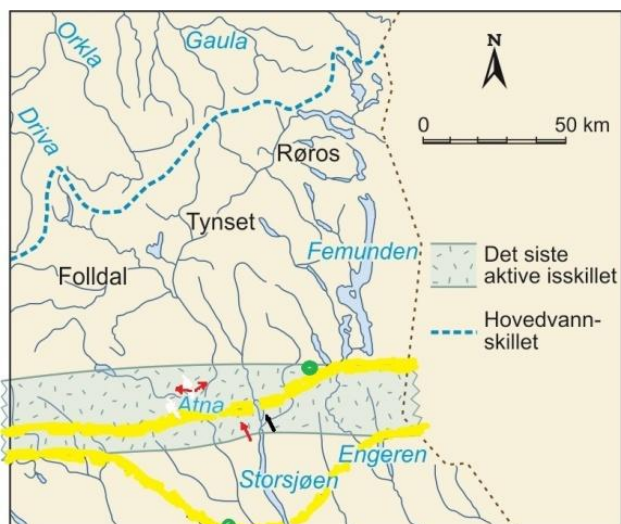


Fig. 2. Hovedisskillet (isdelerensons) beliggenhet (gml. versjon vist med spraglet grått belte), med små variasjoner innenfor sonen for siste istids maksimum og etterfølgende avsmeltingsperiode. Isskillet lå i tidligere faser nærmere vannskillet i nord og nordvest, men isskuring med retning mot NV, for eksempel ca. 3 km øst for nordenden av Storsjøen (se **svart pil**) viser at isskillet i en sen fase har ligget i alle fall så langt sør. Dette fremgår også av at isoverflaten i en sen fase i avsmeltingen har hatt et fall mot N–NV (**rød pil**) mens den generelt senket seg vertikalt ved nordenden av Storsjøen (jfr. figur 3). Laterale smeltevannsløp (**røde piler**) ved Atna vest for Østerdalen viser en isoverflate som faller i nordlig retning (VNV–NØ) der også (se figur 4), og justert beliggenhet for siste isdelersone er antydnet med **gul** farge. Posisjon for randmorene med antatt alder eldre enn siste isavsmeltingsfase er vist med grønn ring (o) — ved Rendalssølen V for Femunden, og, med mer usikker alder, ved Møklebysjøen V for Østerdalen (se figur 10 og 11).



Fig. 3. En serie med smeltevannsløp V for nordenden av Storsjøen, som viser etappevis drenering av smeltevann fra sør i synkende nivå fra NV mot SØ, først langs iskanten og så dreid av ned under isen. Høyeste løp ligger ca. 780 moh, mens laveste ligger under 740 moh. Dette viser entydig at isoverflaten har senket seg med et lite fall mot NV, slik at de siste isrestene i isdelersonen har ligget over Storsjøen, og dermed enda lengre mot sør enn tidligere antatt, men likevel helt i samsvar med isskuring mot NV ca. 3 km øst for nordenden av Storsjøen. Gråsone LiDAR bilde er fra [www.hoydedata.no](http://www.hoydedata.no) (Statens Kartverk).

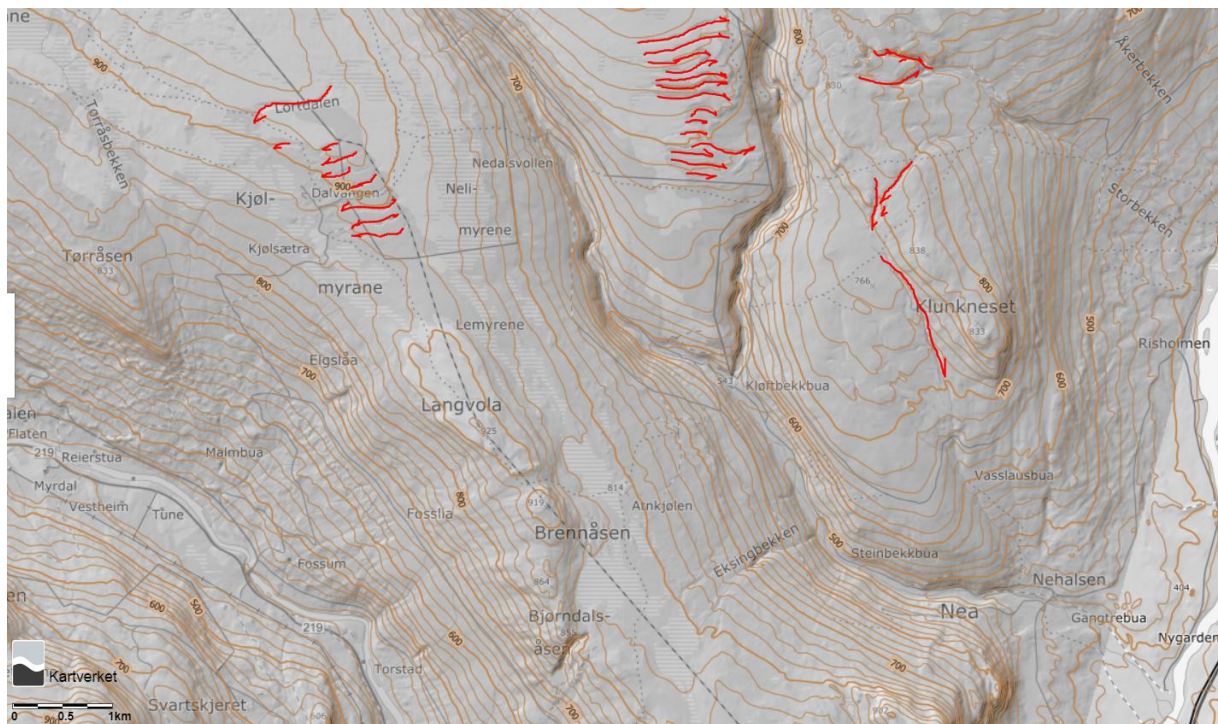


Fig. 4. Lateralløp NV for Atneosen. Dreneringsretning mot V ned til i underkant av 900 moh (venstre felt), derunder drenering mot Ø ned til 760 moh (midtfeltet). Dette tyder på at isoverflaten skiftet fallretning fra vest mot øst og mot Østerdalen, med drenering i nordlig retning da isoverflaten sank under 900 moh, i samsvar med at siste isdelersone ble liggende sør for Atna.

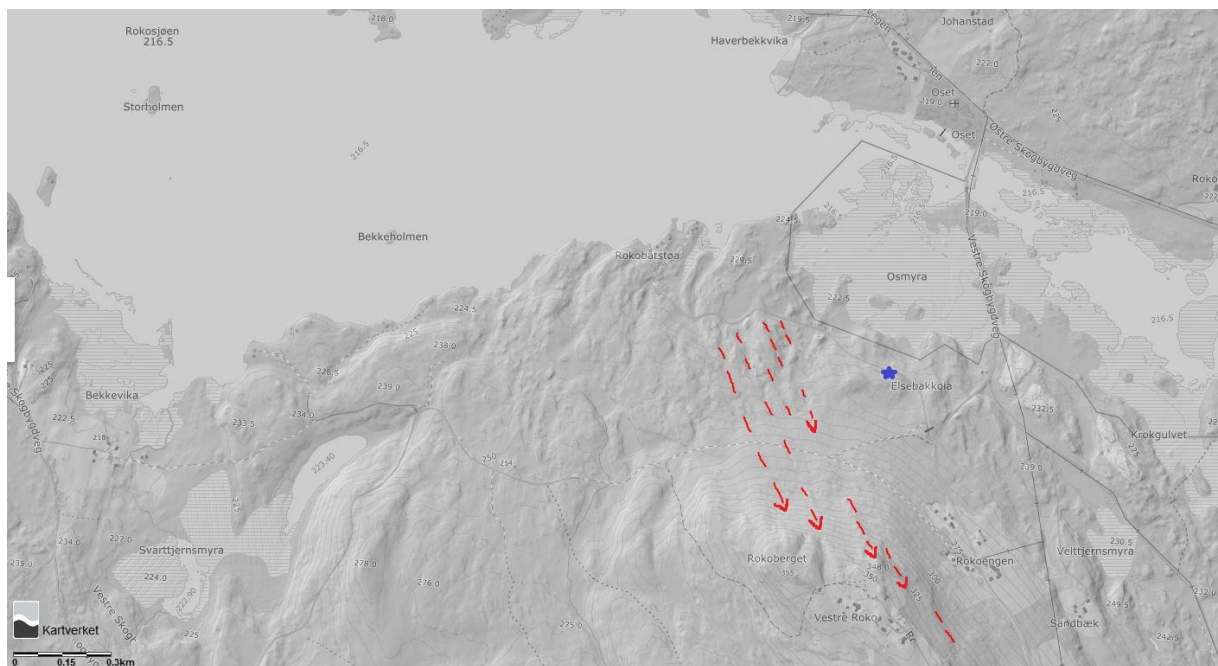


Fig. 5. Posisjon for lagfølge 231–235 moh ved Rokosjøen, med bl.a. marine sedimenter (silt og leire) ca. 38000 år gamle, under morenemateriale fra siste nedisning. Røde stiplede linjer mot SSØ viser glasialt furet overflate, som samsvarer med retningen isbreen beveget seg i da morenematerialet ble avsatt (Rokoengen mfl. 1993, Olsen & Grøsfjeld 1999).



Fig. 6. Dødisterrang med hauger og rygger (også rogenmorener), ved Sølna vest for Alvdal.

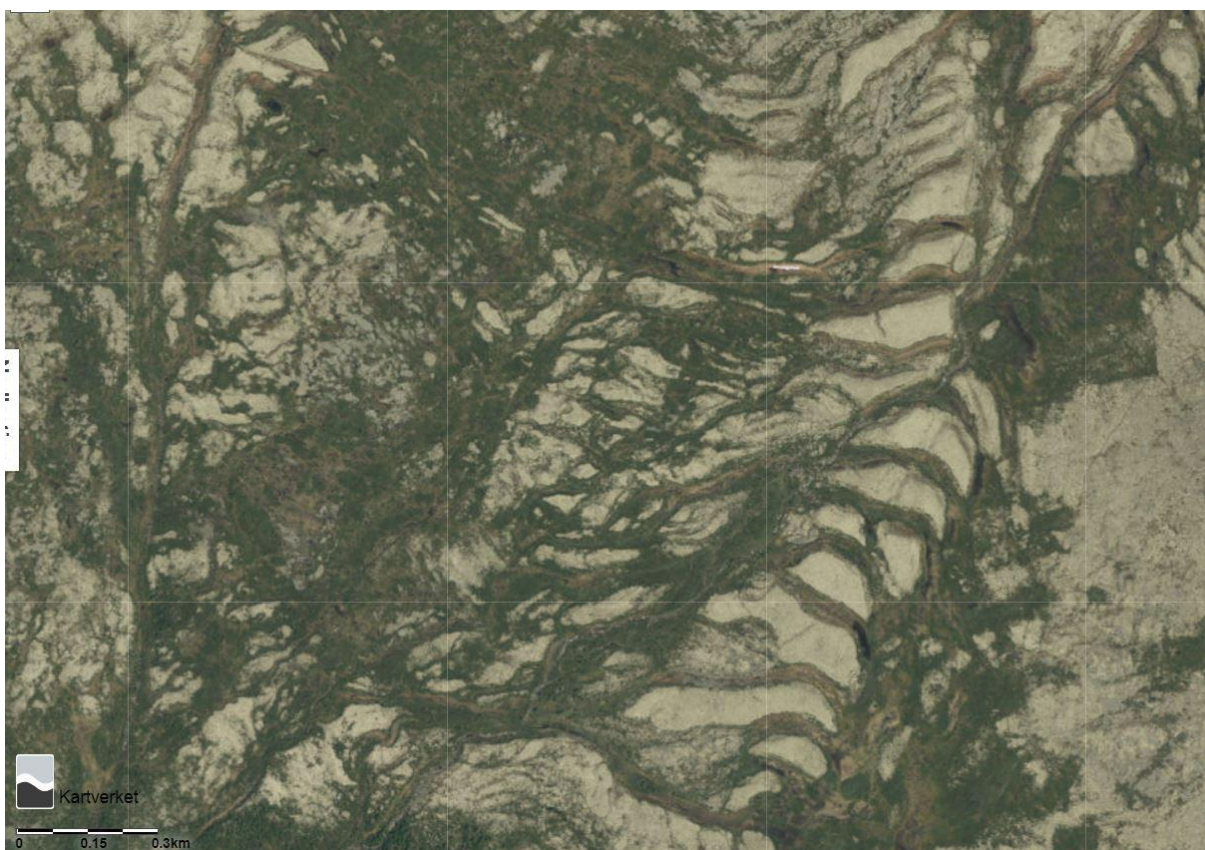


Fig. 7. Landformer fra isavsmeltningsfasen: Breeelvavsetninger oppstykket av en serie smeltevannsløp, sørøst for Storsjøln.



Fig. 8. Rogenmorener i nordre Osdalen (kartblad Elvdal), sett mot nord. Dette er langstrakte morenerygger som er dannet på tvers av den sørlige isbevegelsesretningen i dalen, og varierer i størrelse og form. De består vesentlig av blokkrik morenemateriale. Vannet i bakgrunnen, Døvhanstjønna, er ca. 450 m langt. Fra Norgei3D med Norkart Virtual Globe, november 2015.

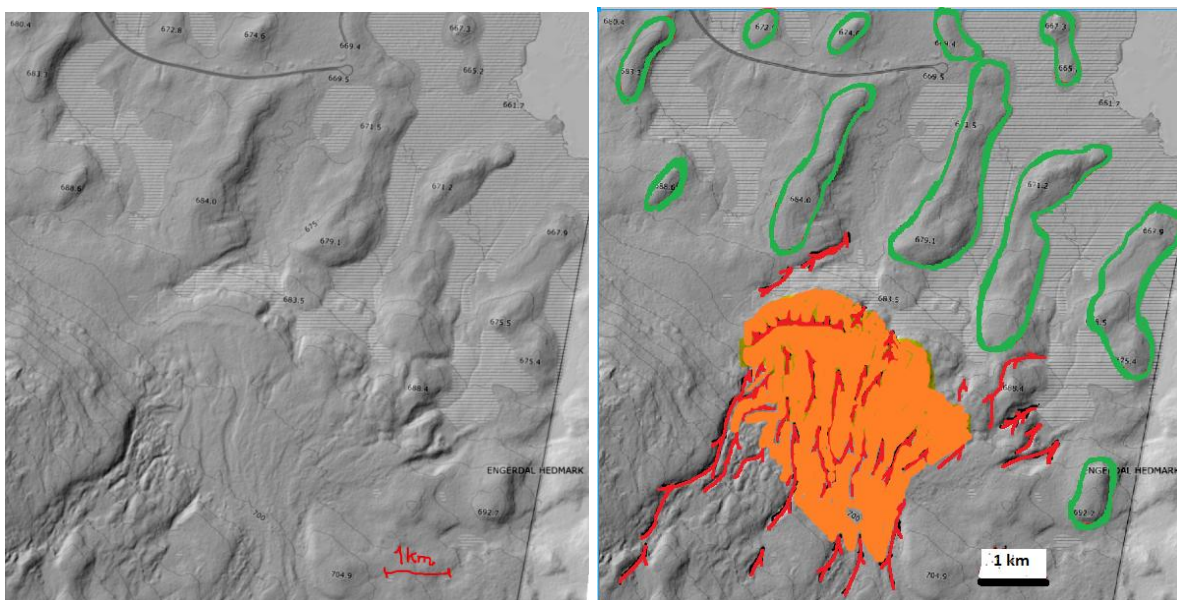


Fig. 9. Rogenmorener i Engerdal, Hedmark, vist med grønn kontur på høyre bilde. Breevløpene (røde) og tilhørende delta (oransje) med terrassekanten foran, er tydelig yngre enn rogenmorenene siden løpene er noen steder erodert inn i kanten av rogenmorenene. Deltaflaten ligger noen meter høyere enn toppen av rogenmorenene og vitner dermed om et vannspeil i oppdemte vann- og ismasser, som har nådd over rogenmorenene ved avsetning av deltaet under isavsmeltingen. Gråtone LiDAR bilder fra [www.hoydedata.no](http://www.hoydedata.no) (Statens Kartverk).

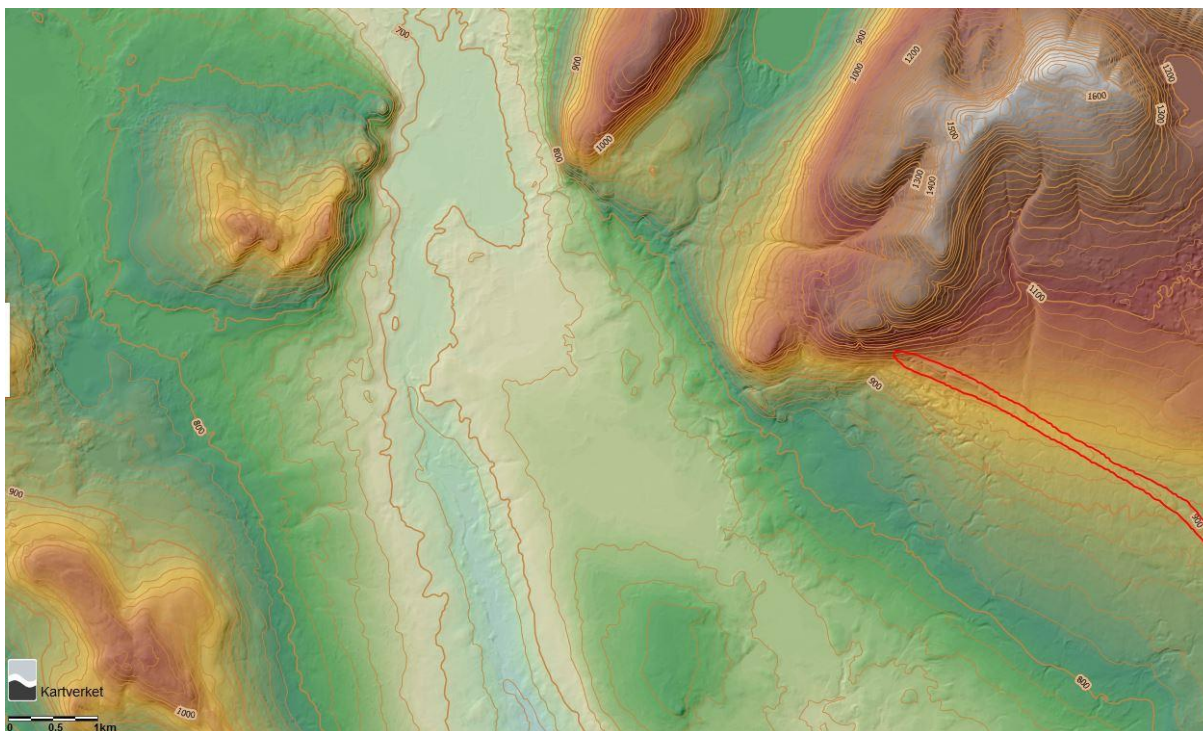


Fig. 10. Randmorene (rød kontur) sør for Rendalsløen, som senker seg fra vel 1000 moh til ca. 900 moh på under 4 km mot sørøst, dvs. med en gradient på vel 25 m per km. Siden randmorenen er avsatt av en isbre som beveget seg mot sør til sørøst over dette området, og at isdeleren i siste fase av istiden har ligget over eller sør for dette området (se figur 2), har denne randmorenen overlevd fra en tidligere fase da isdeleren lå nærmere vannskillet. LiDAR bildet er fra [www.hoydedata.no](http://www.hoydedata.no) (Statens Kartverk).

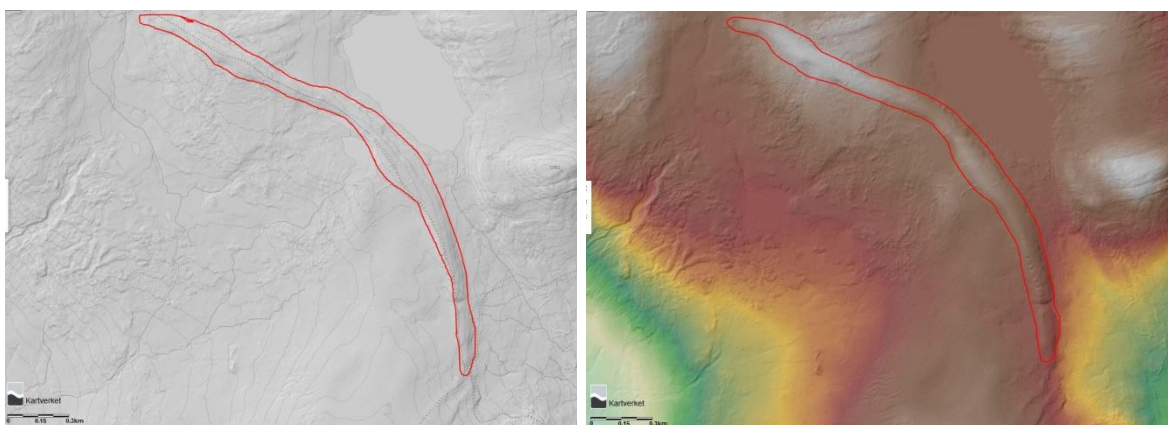


Fig. 11. Randmorene 1080–1040 moh, med fall mot SØ, og beliggenhet vest for Møklebysjøen, SV for Evenstad. Den siste aktive isdeleren antas å ha ligget i et Ø–V rettet belte som har nådd sørover om lag til eller over Møklebysjøen, som medfører at denne randmorenen som er avsatt av en isbre med bevegelse mot øst kan ha overlevd fra en tidligere fase og er dermed ikke fra siste isavsmeltingsfase. Det er likevel grunn til å merke seg at randmorener i fjellområdet nord for Lillehammer bare 15 km SV for Møklebysjøen, ligger bare hundre meter lavere og er også avsatt ved isbevegelse fra V–NV mot Ø–SØ. Disse er fra siste isavsmeltingsfase (Olsen 1985, 2008), og dermed kan det ikke utelukkes at randmorenen vest for Møklebysjøen også er fra siste isavsmeltningssfase. I så fall kan isdelersonen ha ligget litt lengre nord og ikke dekket Møklebysjøen.

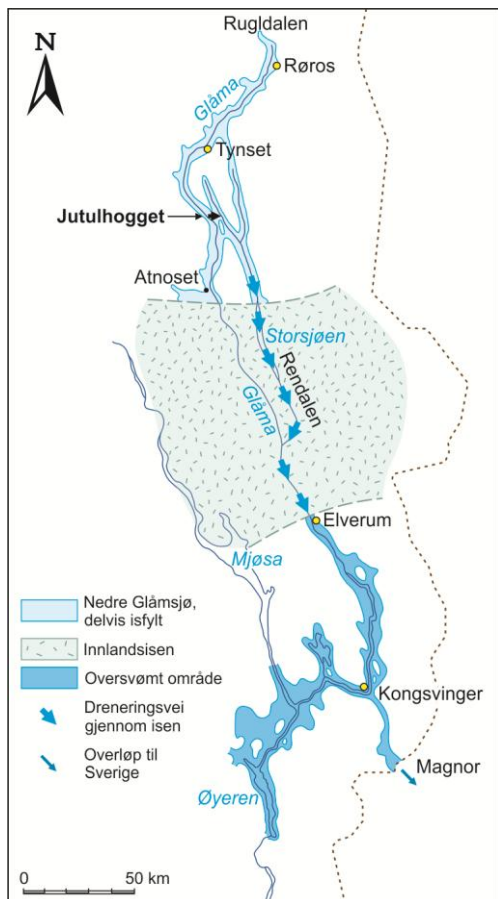


Fig. 12. Dreneringen av vannet mot sør ved tapningen av Nedre Glåmsjø og dannelsen av Jutulhogget.

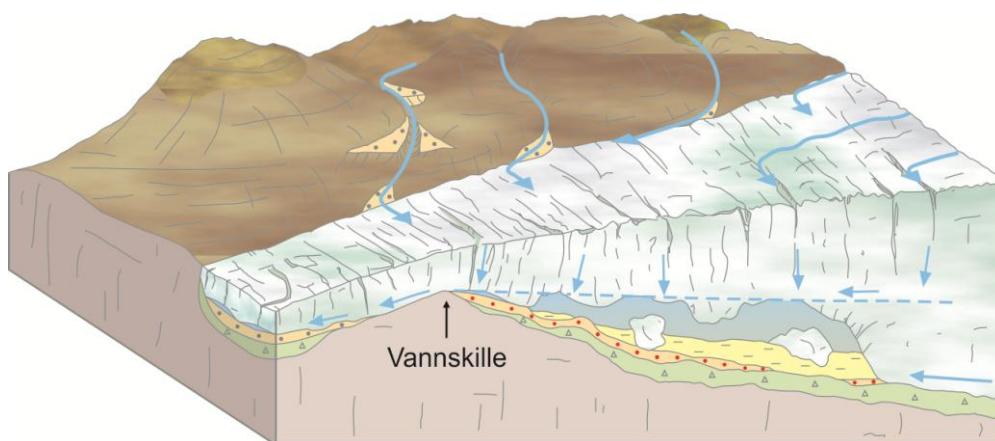


Fig. 13. Prinsippskisse av smeltevannsdrenering over et passpunkt på vannskillet i fjellkjeden. Ved overløp under tynn is på vannskillet (subglasial drenering) dannes først en esker (oransje) på bunnmorene (grønn) eller på fjellgrunn (grå). Deretter kan det avsettes finkornige bresjø-/brekammeravsetninger (gul) og dannes seter i dalsidene dersom det oppstår et vannfylt brekammer eller en åpen sjø med et vannspeil (blå stiplet strek) i passhøyden langt innover i de oppsprukne ismassene.





Fig. 14. Jutulhogget er det mest kjente landemerket i Hedmark fylke og er den nest største canyonen i Nord-Europa. Fotoet er tatt mot SSØ over Barkaldkjølen med Østerdalen til høyre og Tyllaldalen til venstre. Hogget oppsto da de siste isrestene ga etter og enorme mengder smeltevann ble tappet fra en stor bredemt sjø i Østerdalen (Nedre Glåmsjø) og drenerte østover til Tyllaldalen for vel 10 000 år siden. Det digre gjelet ble gravd ut hurtig og en svær vifte av store stein og blokker ble avsatt ut i Tyllaldalen (venstre bildekant). Jutulhoggets dimensjoner er imponerende. De bratte veggene er 240 m på det høyeste, bredden varierer mellom 150 og 500 m og lengden er 2,5 km. Innløpet (til høyre) ligger 510 moh. Foto: Ljøstad, Norsk skogmuseum.



Fig. 15. Jutulhogget sett fra munningen i Tyllaldalen. Foto: H. Sveian.



Fig. 16. Elverum, flomsedimenter fra tapningen av nedre Glåmsjø over Jutulhogget. Foto: F. Høgaas, 2015.



Fig. 17. Fluviale sedimenter, inkludert flomsedimenter avsatt i et grunnmarint miljø, Odalen. Foto: H. Sveian, 2007.



Fig. 18. Flomsedimenter, Skarnes, Odalen. Nærbilde av snitt på oversiktbildet, figur 17. Foto: H. Sveian, 2007.



Fig. 19. Morenelandskap på Finnskogen. Foto: H. Sveian.



Fig. 20. Haugeete landskap med moreneblokker, Finnskogen. Foto: H. Sveian.

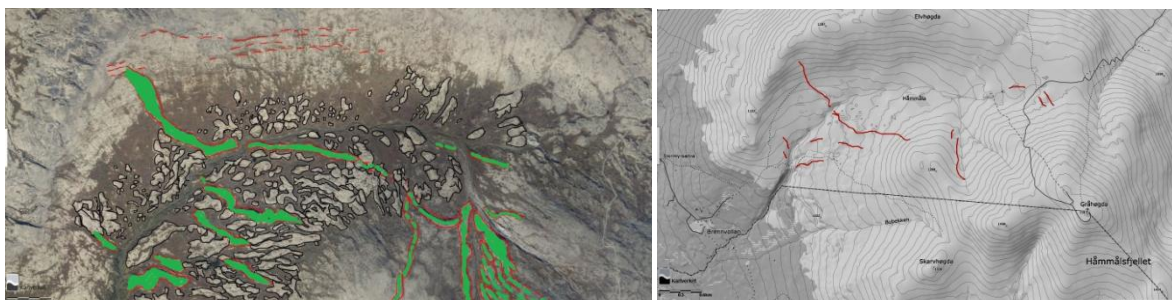


Fig. 21. Lokalmorener (randmorener) 1280–1160 moh, avsatt ved isbevegelse langs dalen (skogkledd på bildet) fra øst mot vest. Beliggenhet V for Håmmålfjellet (Hummelfjellet, 1543 moh), SØ for Tolga. Trolig av sen yngre dryas alder, ca. 11500–12000 år siden (se figur 23). Færre detaljer med bare noen randmorener vist (med rød strek), men med høydekoter på kartutsnittet til høyre.



Fig. 22. Lokalmorene (botnmorene) i Hedmark,  $\leq 1300$  moh, i ytterkanten av Rondane, nord for Rondvasshøgde (Oppland). Trolig av sen yngre dryas alder, som for flere lokalmorener i dette området, og som de vest for Håmmålfjellet (for sannsynlig alder, se figur 23).

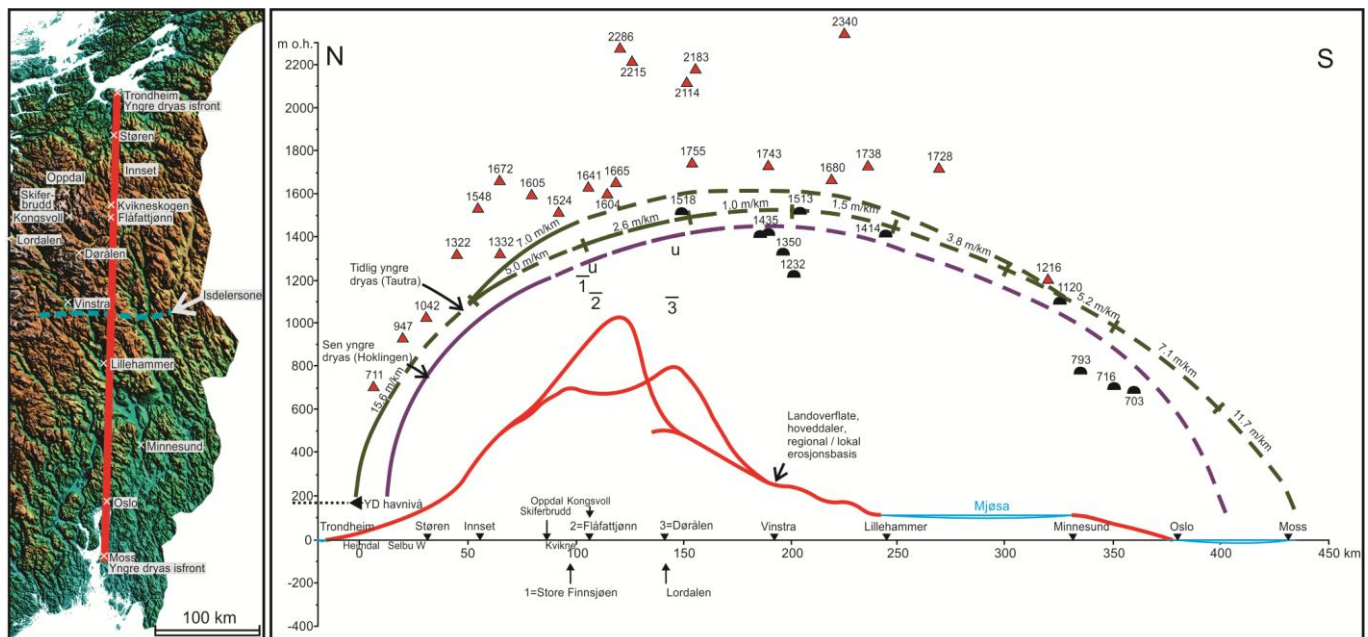


Fig. 23. N–S rettet profil fra Trondheim til Moss av isoverflaten under yngre dryas tid ca. 12800–11500 år før nåtid. Fjellknauser som antas å ha stukket opp over isoverflaten (nunataker) er markert med **rød triangel**, og topper som isen har dekket i yngre dryas tid er vist med **svart halvsirkel**. 1, 2 og 3, med strek over, viser steder og nivå der Paus mfl. (2006, 2011, 2015) og Dahl mfl. (2005) har gjort undersøkelser av sedimenter (studie av innsjøsedimenter, dateringer, m.m.) fra isavsmeltingstiden. Av disse tre ligger bare Flåfattjørn (2) i Hedmark, og høyden o.h. for denne lokaliteten er 150–200 m under laveste isoverflatelinje i profilet og kan tyde på at isavsmeltingen der skjedde etter yngre dryas tid. *Lokalmorener (randmorener foran bretunger eller botnbreer)*: To u-er like under nederste isoverflatelinje viser posisjon for lokalmorener (botnmorener) ved Håmmålfjellet (til venstre, 1280 moh) og nær Rondane (til høyre, 1300 moh), og gir en sannsynlig alder nær i tid med den yngste yngre dryas fasen vist her. Originalfigur fra Olsen mfl. (2013).



Fig. 24. Morenemateriale i snitt i haugform, Elverum.



Fig. 25. Morenemateriale i snitt, Østerdalen.



Fig. 26. Breeelv-/bresjøsedimenter, Grimsmoen, Follidal. Foto: H. Sveian.



Fig. 18. Del av stor esker, Flisa. Foto: H. Sveian.

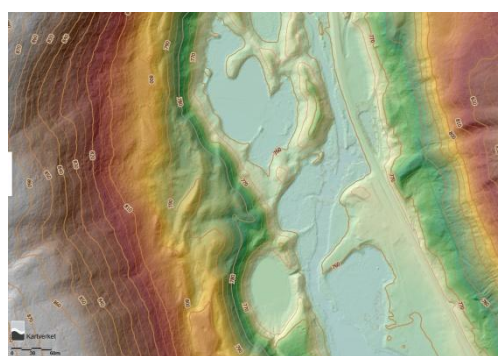
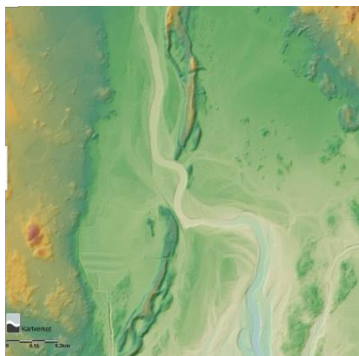


Fig. 27 A, B (over) & C, D (under). A, B: Eskere, rygger av grus og sand avsatt under isen, Finnskogen (til venstre) og Flisa. Foto: H. Sveian. C, D: LiDAR bilder av eskere; C (venstre), esker kuttet av elva Flisa, fra samme område som i figur B. D (høyre), esker mellom Setningen og Atnsjøen, i vest.



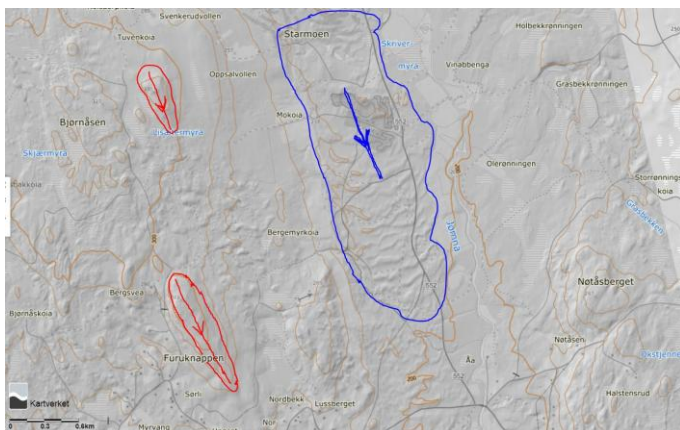


Fig. 28. Starmoen sanddynefelt ca. 220–230 moh, øst for Elverum. Dynefeltet med sinusformete, tverrgående sandrygger er markert med blått felt, og pil som viser strømretningen. Ryggene har vært antatt å være avsatt dominerende av vind, dvs. vinddyner. Senere kartlegging av lignende sanddyner nær Kongsvinger kan tyde på at vannstrømning er mer inne i bildet enn tidligere antatt. Det er kanskje hovedårsaken til avsetningen av disse ryggene, i alle fall de ved Kongsvinger (Hansen, mfl. 2018). Et par drumliner anvist med rød farge vest for Starmoen viser dominerende isbevegelse over området. Gråtone LiDAR bilde fra [www.hoydedata.no](http://www.hoydedata.no) (Statens Kartverk).

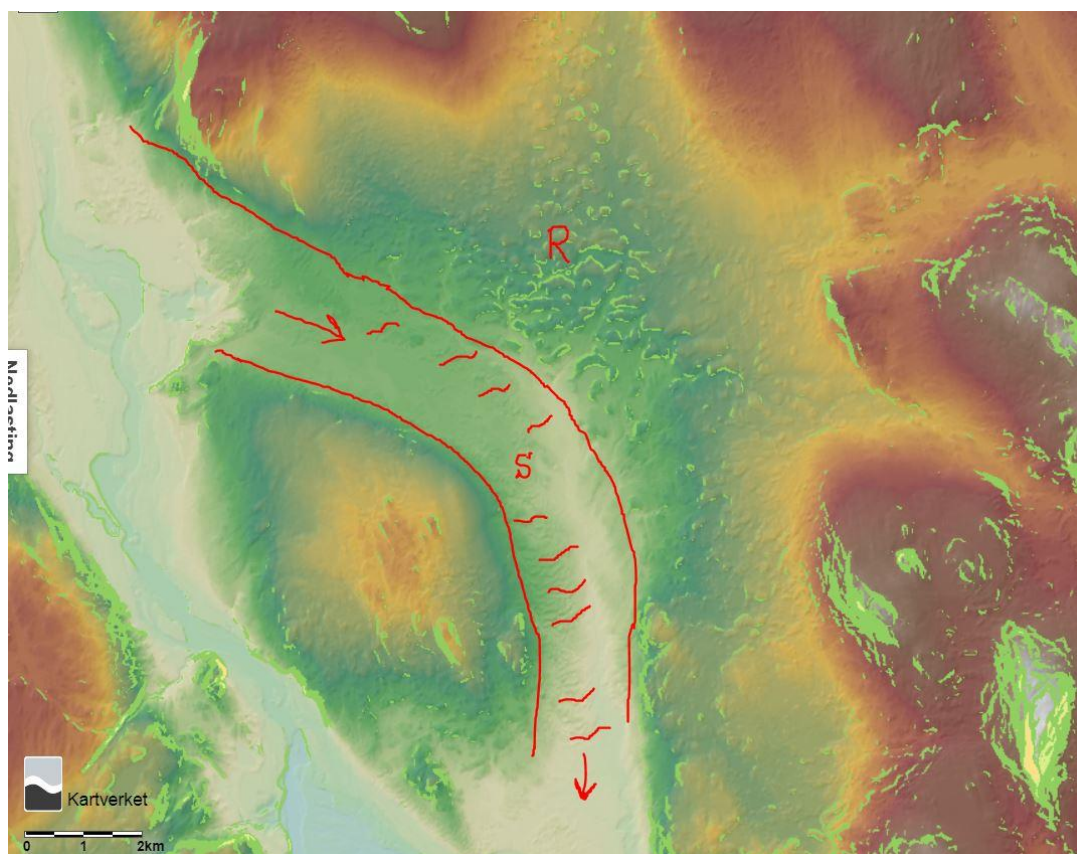


Fig. 29. Felt med sanddyner 220–230 moh (S) og rogenmorener (R) ved Elverum. Sanddynene har vært antatt å være vinddyner, dvs. dannet av vind, men ligger konsentrert i et ca. 10 km langt og 2 km bredt belte i et tidligere løp langs Glomma, som var aktivt under isavsmeltningen. Starmoen dynefelt vist på figur 28 ligger sentralt innenfor dette beltet. Sanddynene kan være dannet av sterke vannstrømmer som har nådd ca. 240 moh ved Elverum etter tapingen av nedre Glåmsjø (Høgaas & Longva 2016). LiDAR bilde fra [www.hoydedata.no](http://www.hoydedata.no) (Statens Kartverk).



Fig. 30. Forvitring av granitt-gneis blokk i morenelandskap, Finnskogen. Foto: H. Sveian.



Fig. 31. Forvitring av blokk (fra grunnfjellet) i og over morenemateriale, Finnskogen. Foto: H. Sveian.

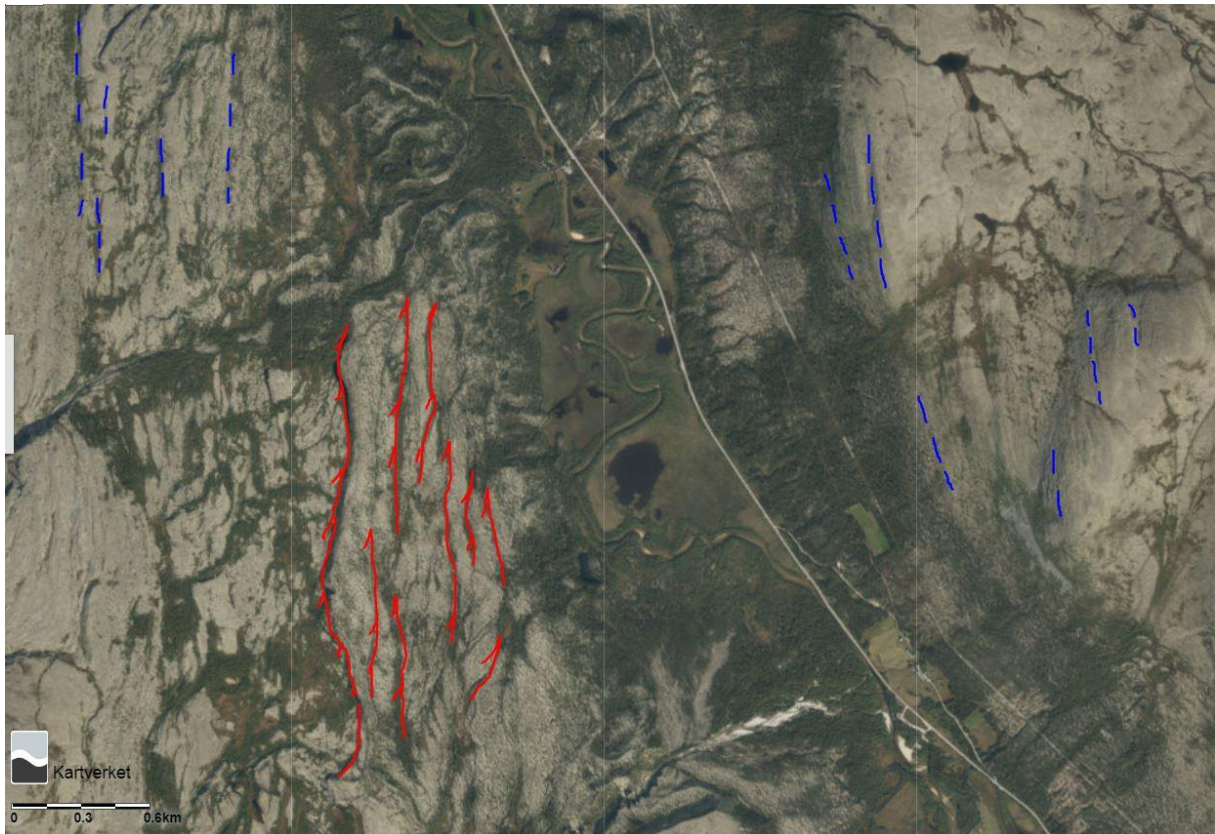


Fig. 32. Grove glasiiale furer i overflaten (blå strek) og lateralløp (rød) etter isbevegelse og smeltevannsdrenering mot N, like nord for Atnsjøen.

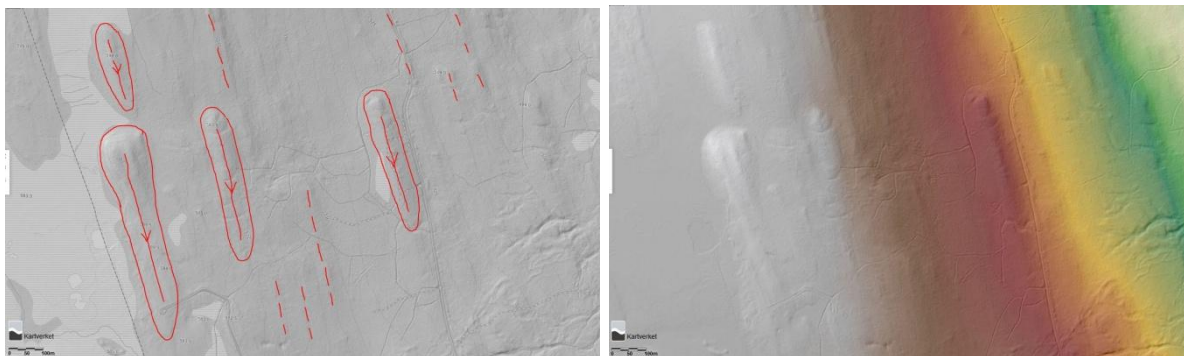


Fig. 33. Drumliner og glasialt furet overflate ved isbevegelse mot SSØ, sør for Storsjøen. Målestokken nederst til venstre er 100 m, og lengste drumlin på bildeutsnittet er følgelig 500–600 m lang.

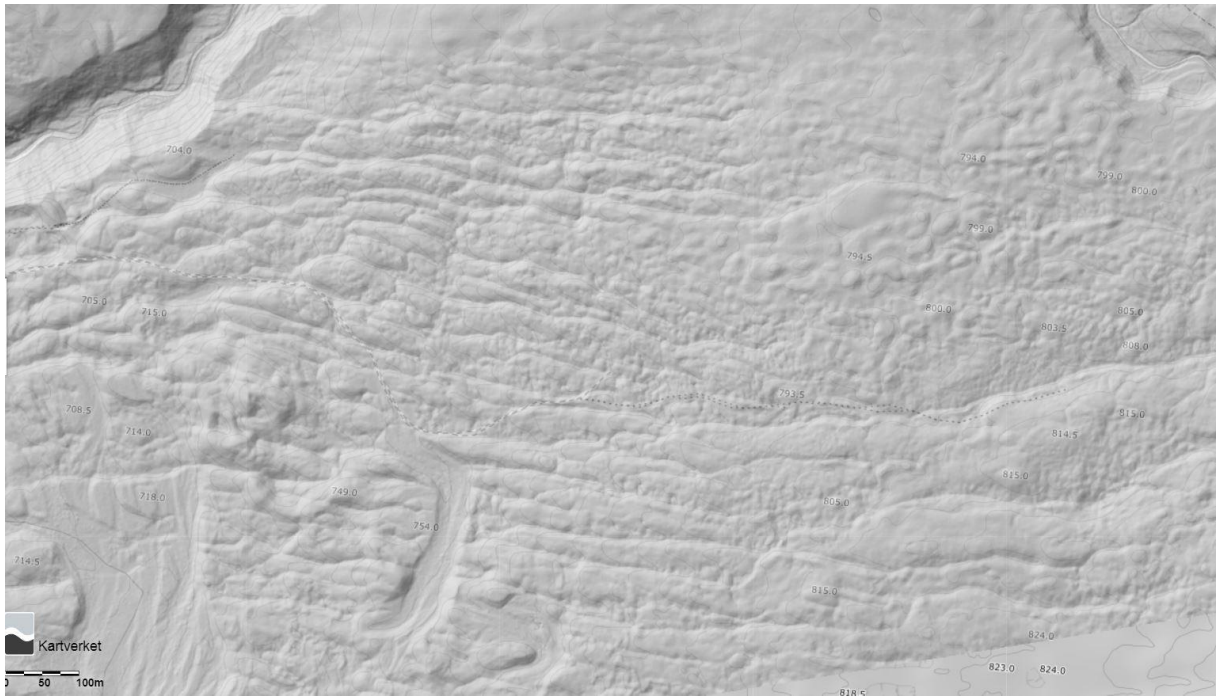


Fig. 34. Vollslebrenna; spesielle landformer i løsmasser under isdelersonen sørøst for Jultulhogget. Strukturene antas å være dannet under isen i forbindelse med kraftige jordskjelv i isavsmelningstiden. Terrenget faller mot vest (venstre). Gråtone LiDAR bilde fra [www.hoydedata.no](http://www.hoydedata.no) (Statens Kartverk).

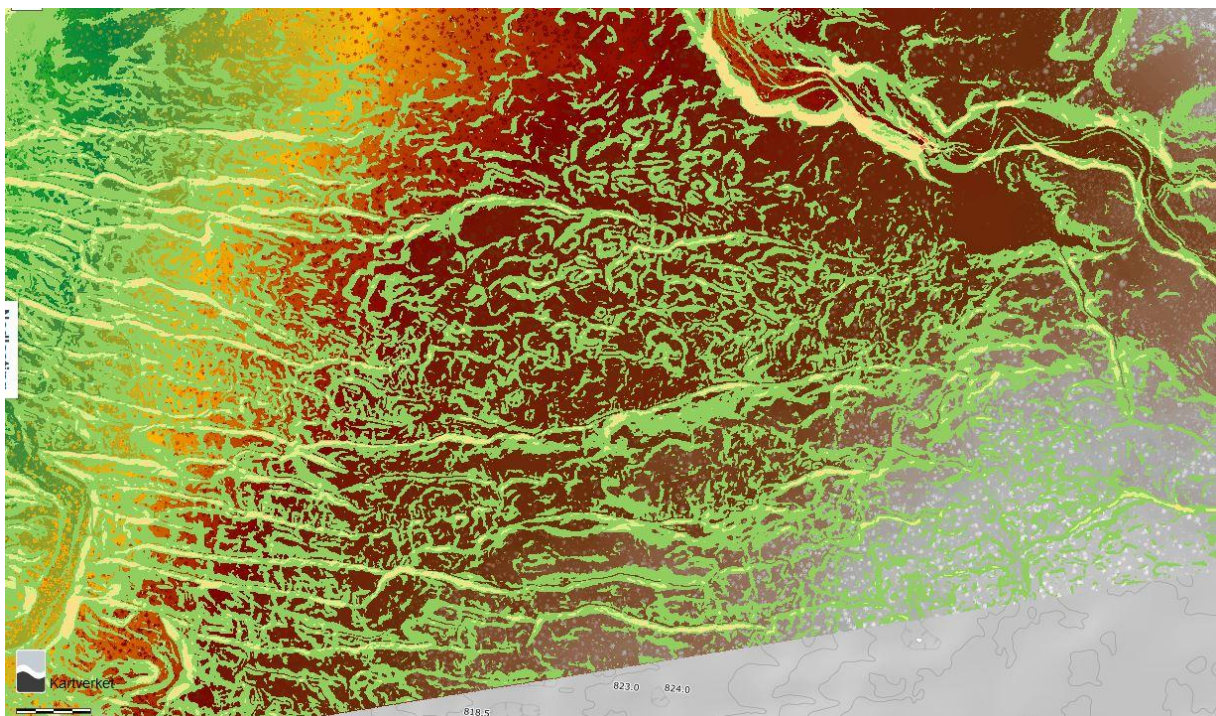


Fig. 35. Vollslebrenna, LiDAR bilde fra samme område, delvis overlappende med utsnittet på figur 34. Fra [www.hoydedata.no](http://www.hoydedata.no) (Statens Kartverk).



Fig. 36. Slettjellet; spesielle landformer i løsmasser under isdelersonen ca. 15 km sørøst for Jutulhogget. Også disse strukturene antas å være dannet under isen i forbindelse med kraftige jordskjelv under isavsmeltingen. Terrenget faller mot øst (høyre). Bilde fra [www.norgeskart.no](http://www.norgeskart.no) (Statens Kartverk).

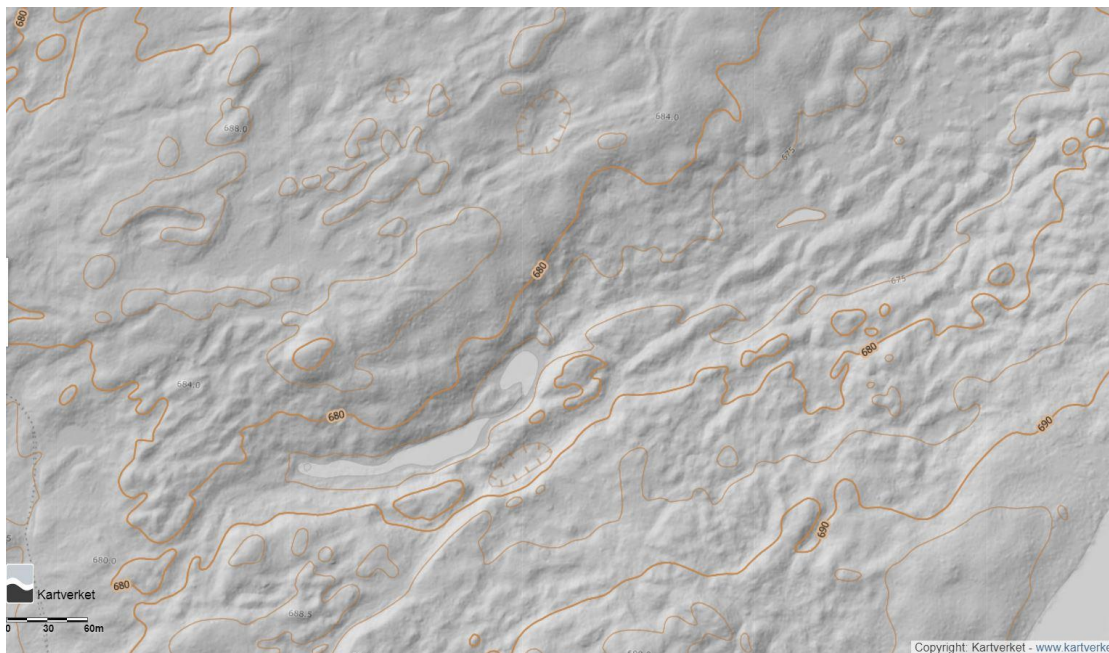


Fig. 37. Gammellia; spesielle landformer i løsmasser under isdelersonen ca. 8 km sør for Jutulhogget. Strukturene tyder på vannrike flytende løsmasser, såkalt likvifaksjon (delvis omdanning av sediment til væske) og er trolig dannet under isen i forbindelse med kraftige jordskjelv under isavsmeltingen. Spor etter løsmasseskred og utspylinger er også hyppig representert i områdene langs og under isdelersonen. Gråtone LiDAR bilde fra [www.hoydedata.no](http://www.hoydedata.no) (Statens Kartverk).

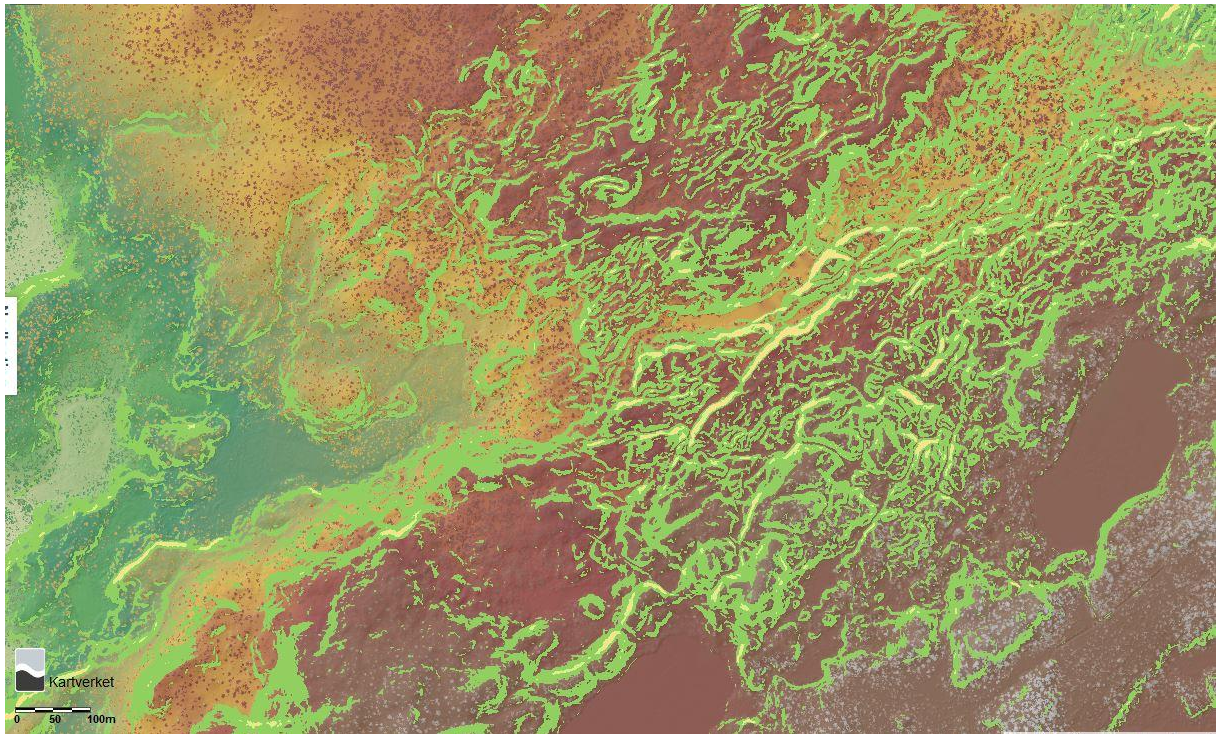


Fig. 38. Gammellia, LiDAR bilde fra samme område med delvis overlappende utsnitt som i figur 37. Terrenget faller mot øst (høyre). Fra [www.hoydedata.no](http://www.hoydedata.no) (Statens Kartverk).

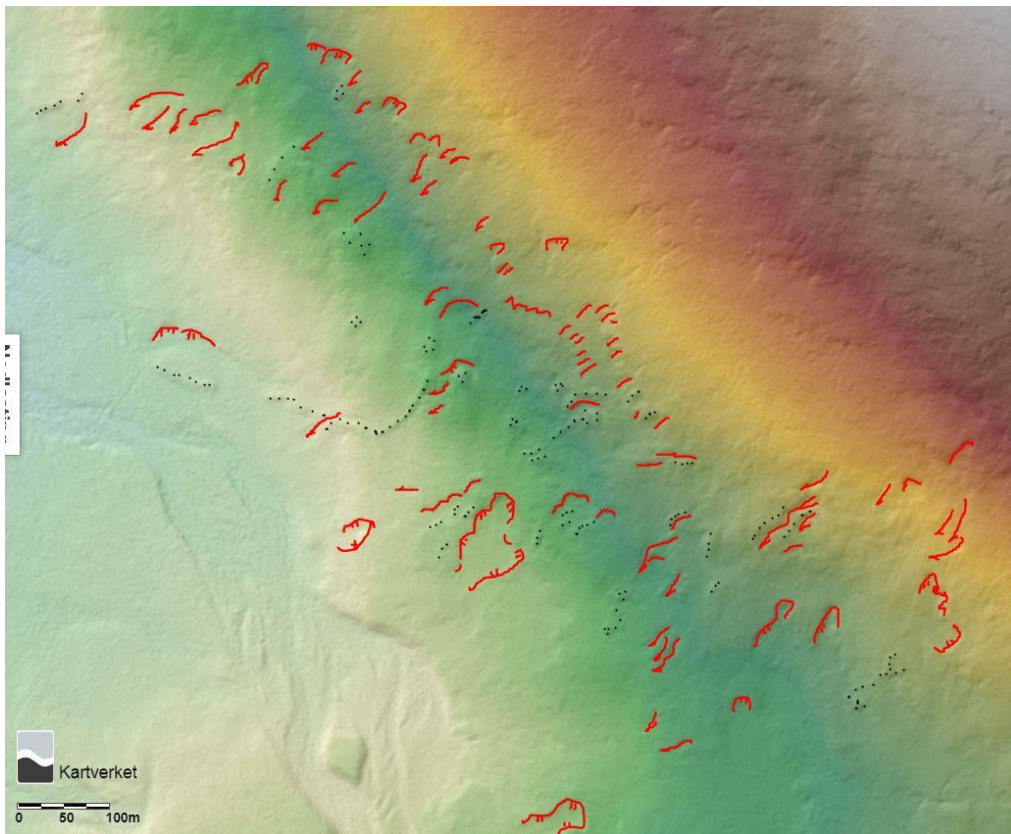


Fig. 39. Slukåser (smeltevannsløp dannet under isen og rettet nedover i terrenget, mot elvedalen i sørvest) og skredkanter fra jordskred langs og under brekanten under isavsmeltingen. Området ligger ca. 750–800 moh om lag 5 km løst for Storsjøen. LiDAR bilde fra [www.hoydedata.no](http://www.hoydedata.no) (Statens Kartverk).

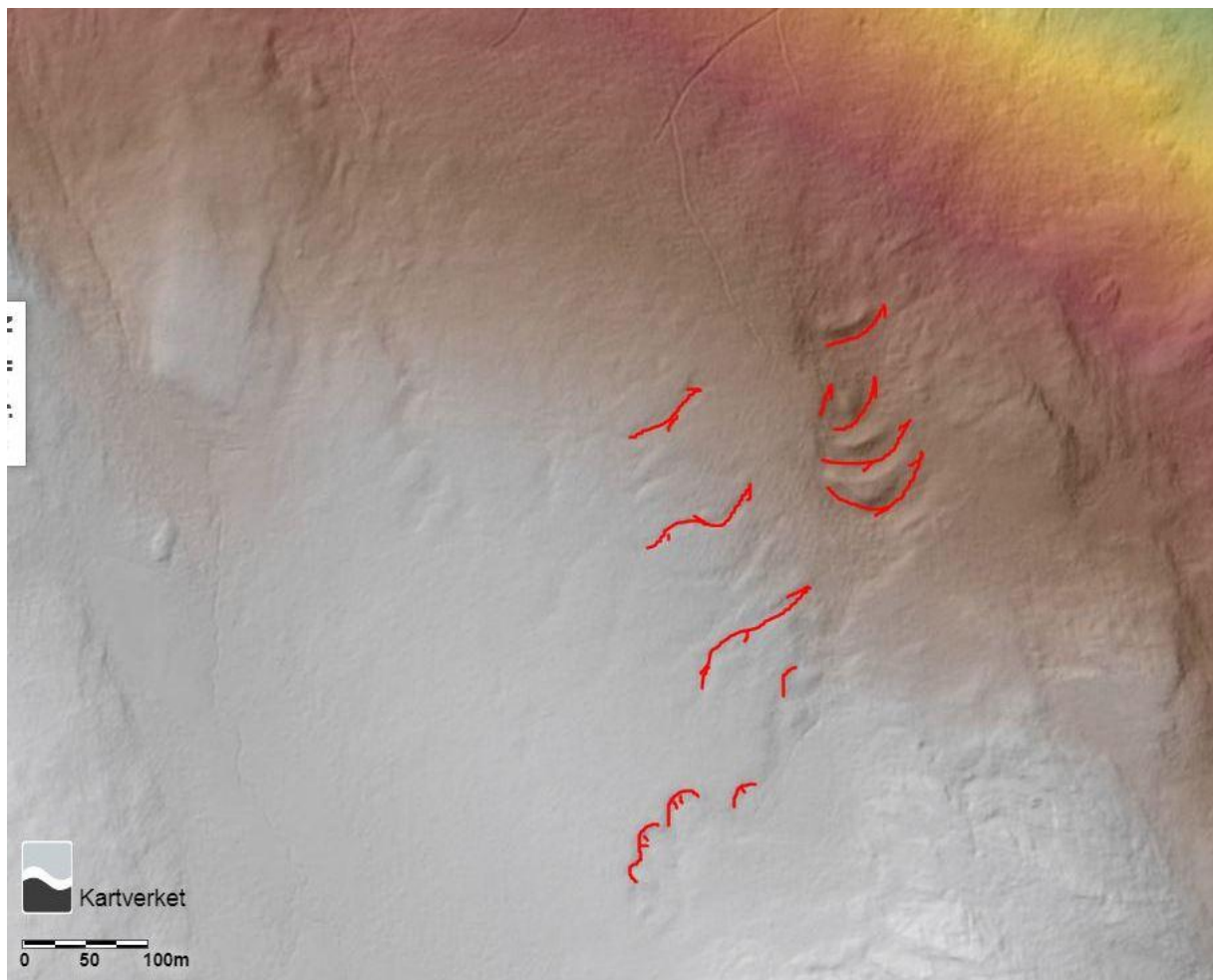


Fig. 40. Små skredkanter ca. 755 moh og smeltevannsløp (såkalte skvalserpentinere) ca. 720–730 moh, dannet ved iskanten, ca. 5 km V for Atneosen, sør for Atndalen. Terrenget faller mot nordøst. Dreneringsretningen viser at smeltevannet har rent mot Østerdalen (til høyre), men videre drenering i Østerdalen, nordover eller sørover, er uviss basert kun på dette bildet. LiDAR bildet er fra [www.hoydedata.no](http://www.hoydedata.no) (Statens Kartverk).

**Tilleggsfigurer med landformer i eller nær ved isdelersonen, antatt dannet av eller sterkt påvirket av jordskjelv under isavsmeltingen. Disse landformene kan være dannet under isdekket, eller like ved iskanten.**

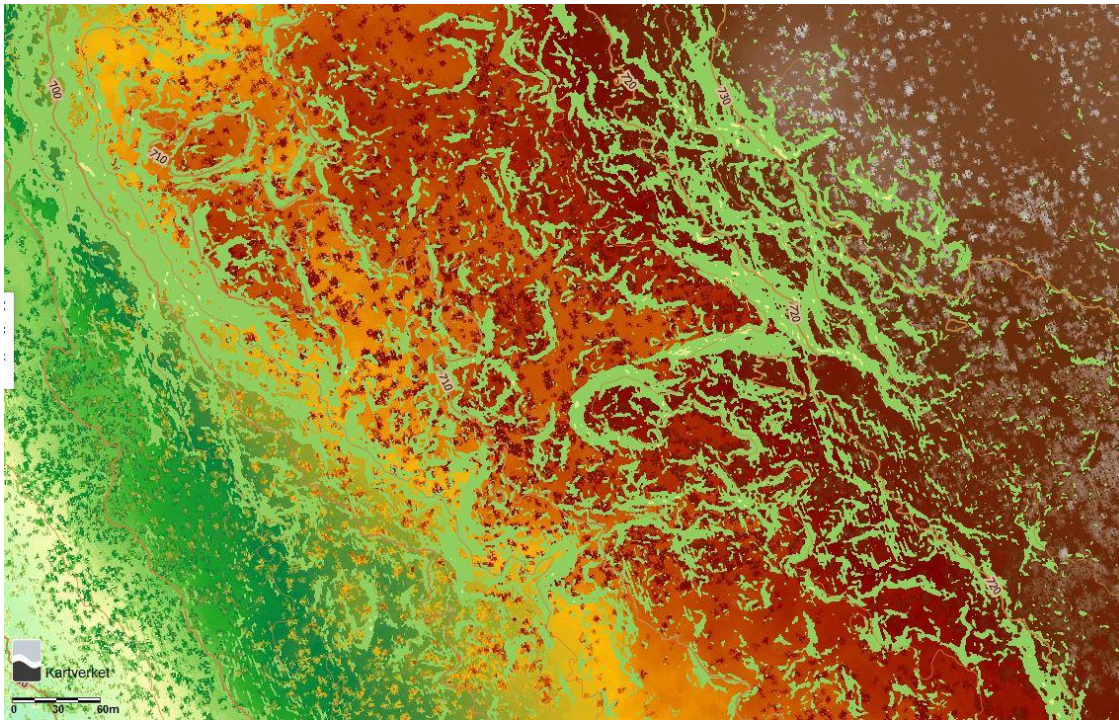


Fig. 41. Svulningsåsaner øst for Storsjøen, ca 705-730 moh, terrenget stigende mot øst (høyre). Landformer antatt dannet under isen som et resultat av kraftige jordskjelv under isavsmeltingen. LIDAR bilde fra [www.høydedata.no](http://www.høydedata.no) (Statens Kartverk).

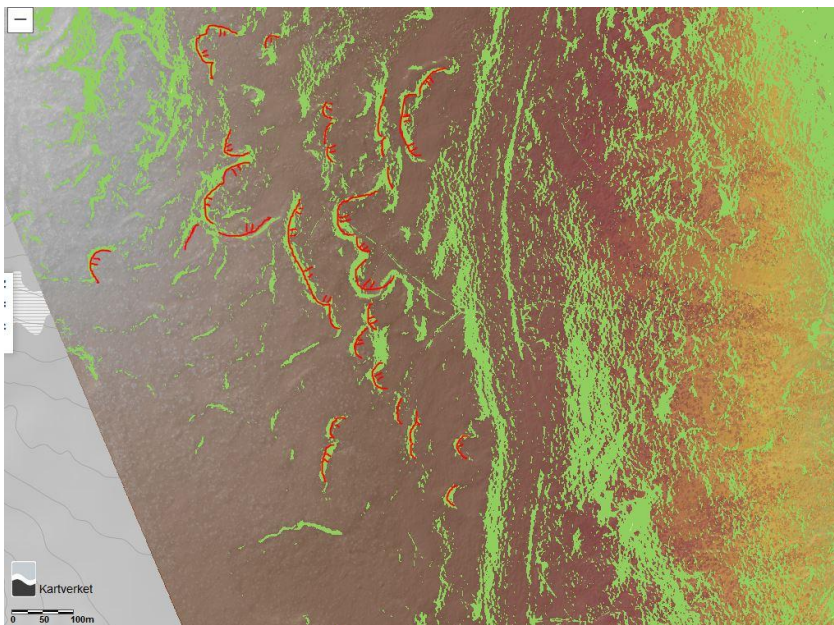


Fig. 42. Skredkanter (røde streker, med haker) etter jordskred i fjellsiden ca. 700–750 moh utenfor iskanten nord for Gammellia, sør for Jutulhogget. Terrenget faller mot øst (høyre). LiDAR bilde fra [www.høydedata.no](http://www.høydedata.no) (Statens Kartverk).



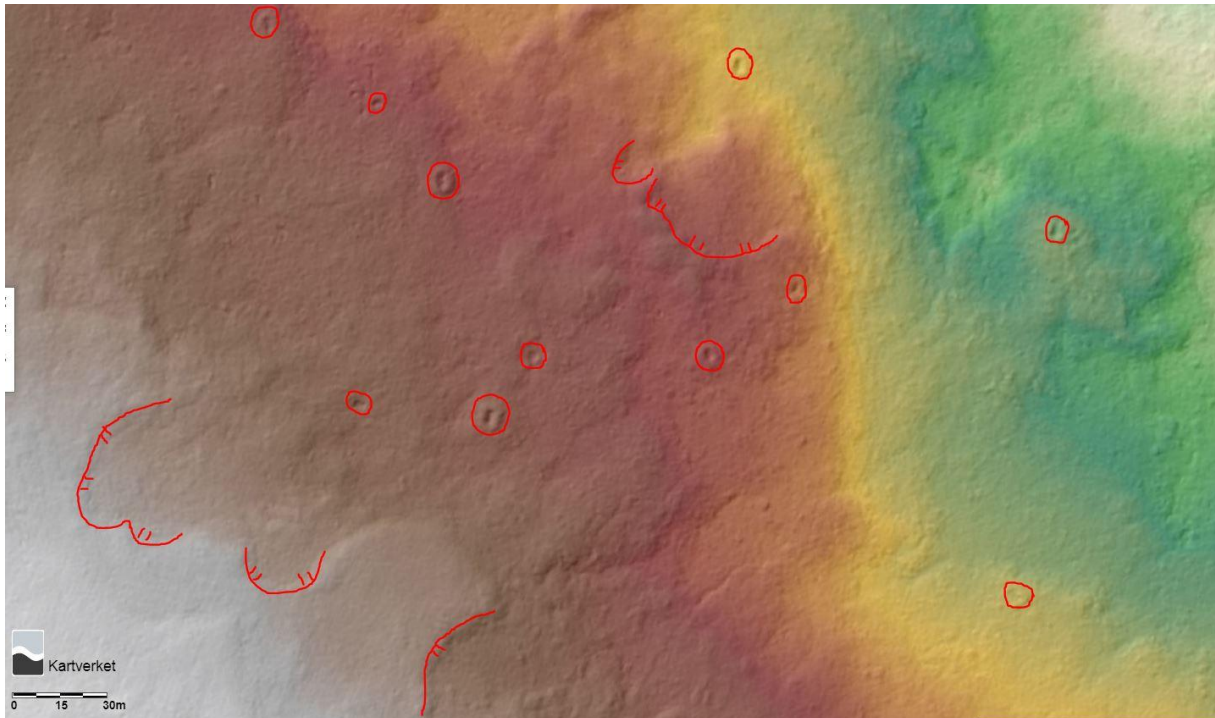


Fig. 43. Blakersmoen, skredkanter og groper, dels med ringformete rygger rundt i løsmasseoverflaten ca. 730–740 moh, utenfor iskanten, 2,5 km fra Glomma vest for Koppang. Terrenget faller mot øst (høyre). Gropene er tenkt dannet ved at vannmettet sediment, og som et resultat av jordskjelv, har spruttet ut gjennom overflaten, og avsatt en rygg av sedimenter rundt utblåsningshullet. LiDAR bilde fra [www.høydedata.no](http://www.høydedata.no) (Statens Kartverk).

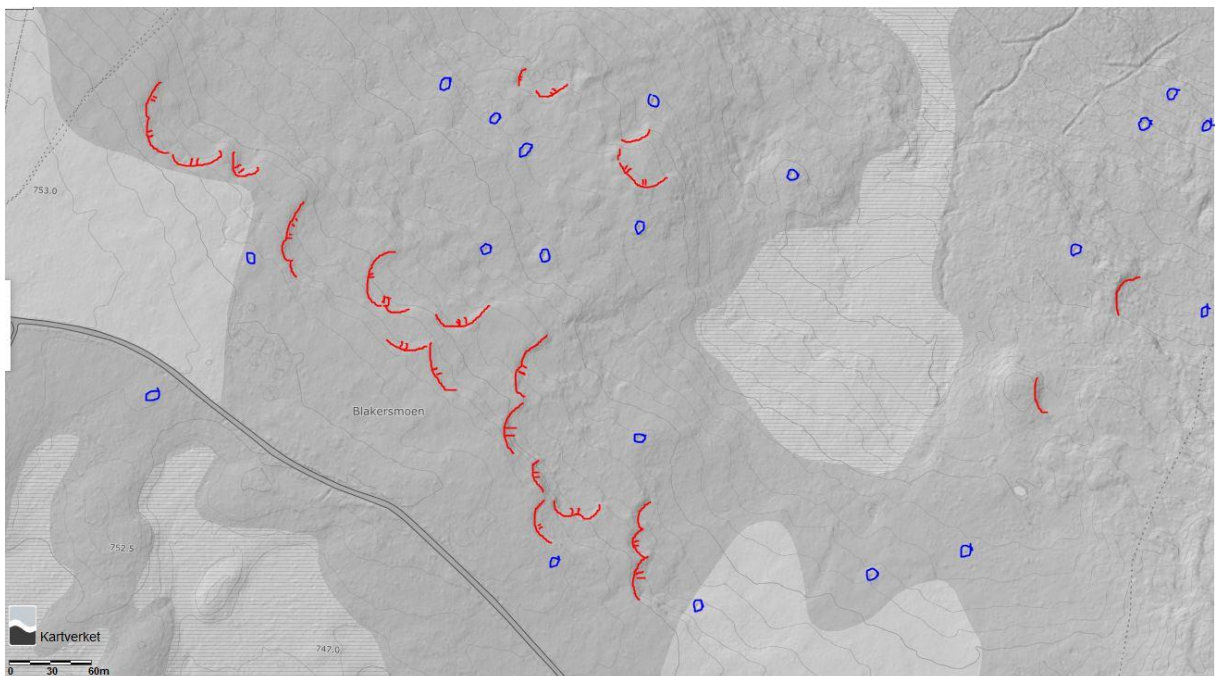


Fig. 44. Blakersmoen, samme sted, men litt større kartutsnitt enn i figur 43. Skredkanter etter jordskjelv og ringrygger (blå ringer) dannet ved eller utenfor iskanten ca. 720–730 moh, V for Koppang. Terrenget faller mot øst (høyre). Gråtone LiDAR bilde fra [www.høydedata.no](http://www.høydedata.no) (Statens Kartverk).

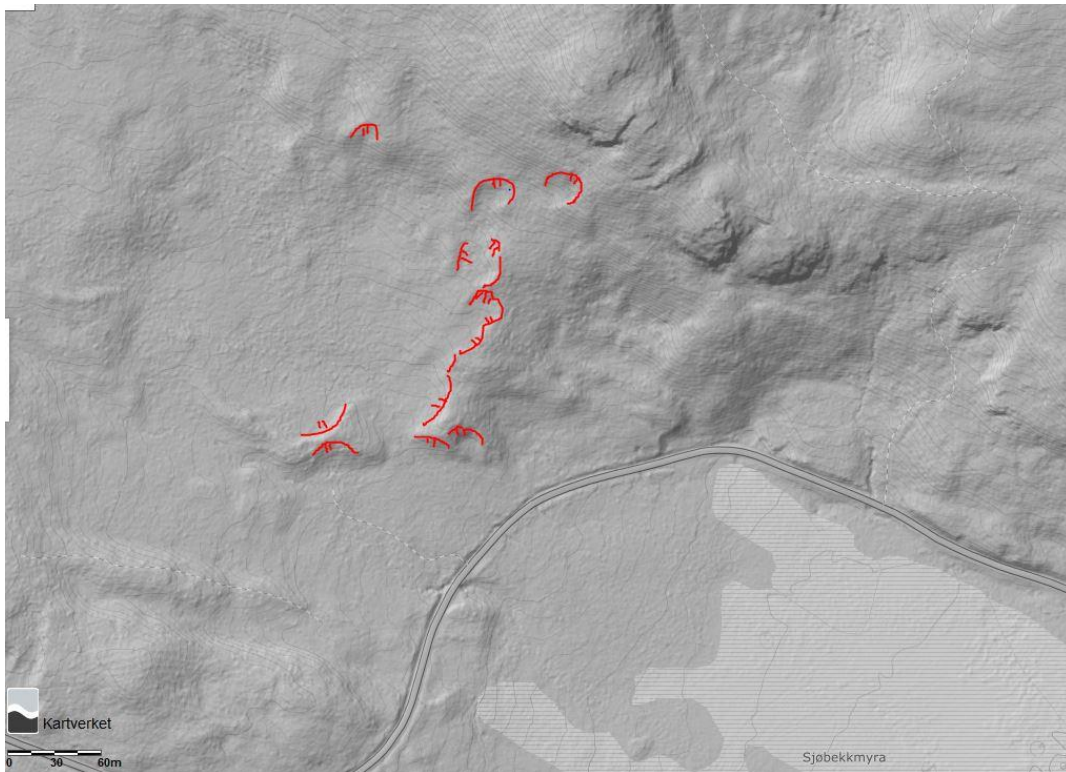


Fig. 45. Skredkanter etter jordskred ved eller utenfor iskanten 670–700 moh NV for Koppang. Terrenget faller mot sør (ned). Gråtone LiDAR bilde fra [www.hoydedata.no](http://www.hoydedata.no) (Statens Kartverk).

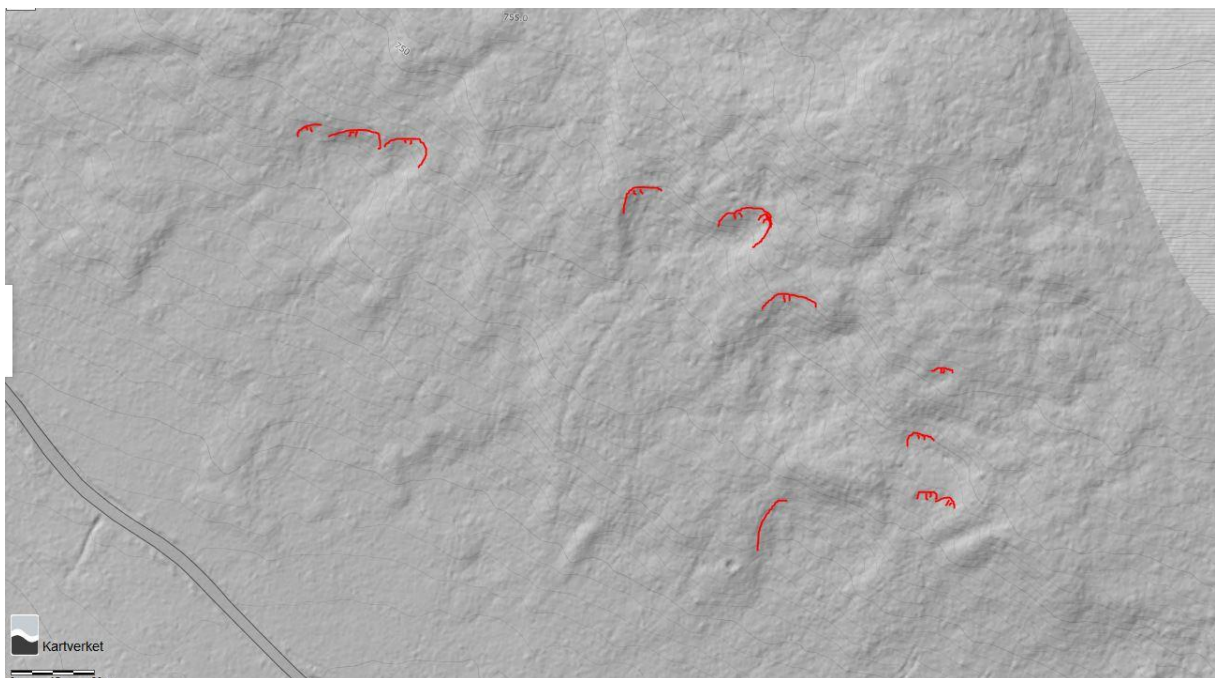


Fig. 46. Skredkanter etter utglidninger av løsmasser ved eller utenfor iskanten ca. 730–750 moh i Stor-Elvdal, V for Koppang. Terrenget faller mot sør (ned). Gråtone LiDAR bilde fra [www.hoydedata.no](http://www.hoydedata.no) (Statens Kartverk).

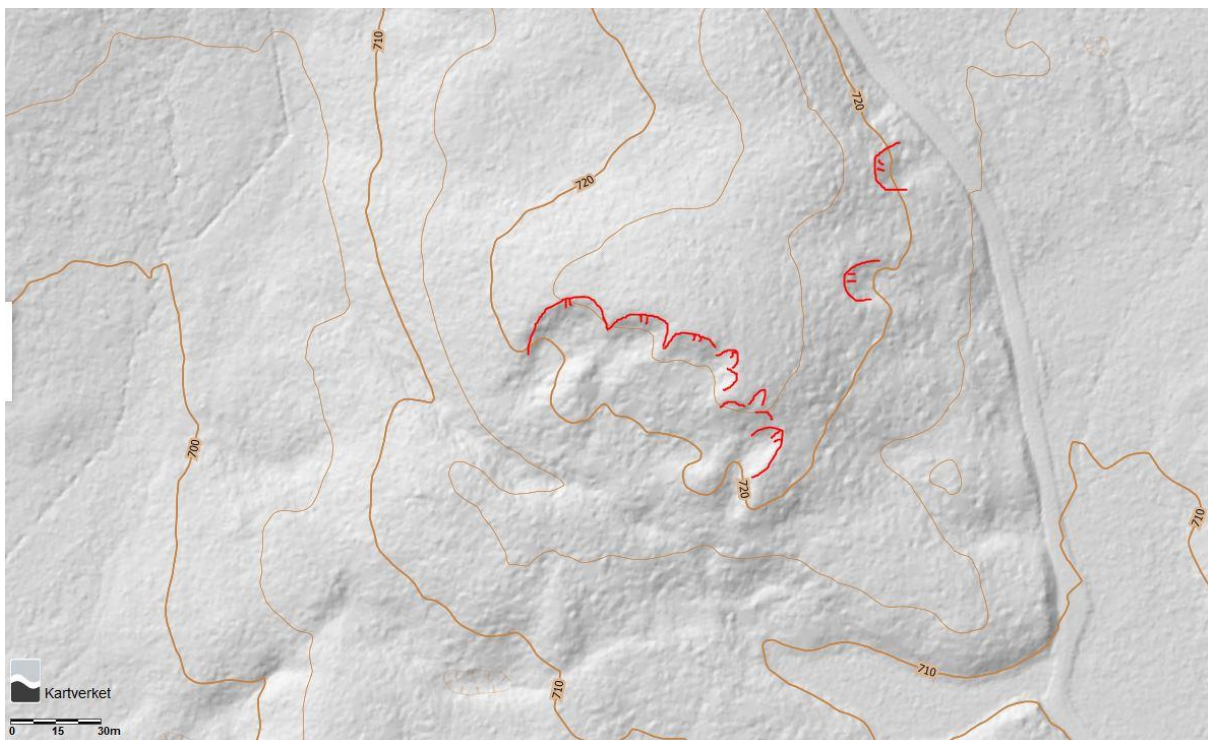


Fig. 47. Skredspor, trolig dannet ved eller utenfor iskanten i fjellsiden ca. 720 moh, Ø for Atneosen. Gråtone LiDAR bilde er fra [www.hoydedata.no](http://www.hoydedata.no) (Statens Kartverk).

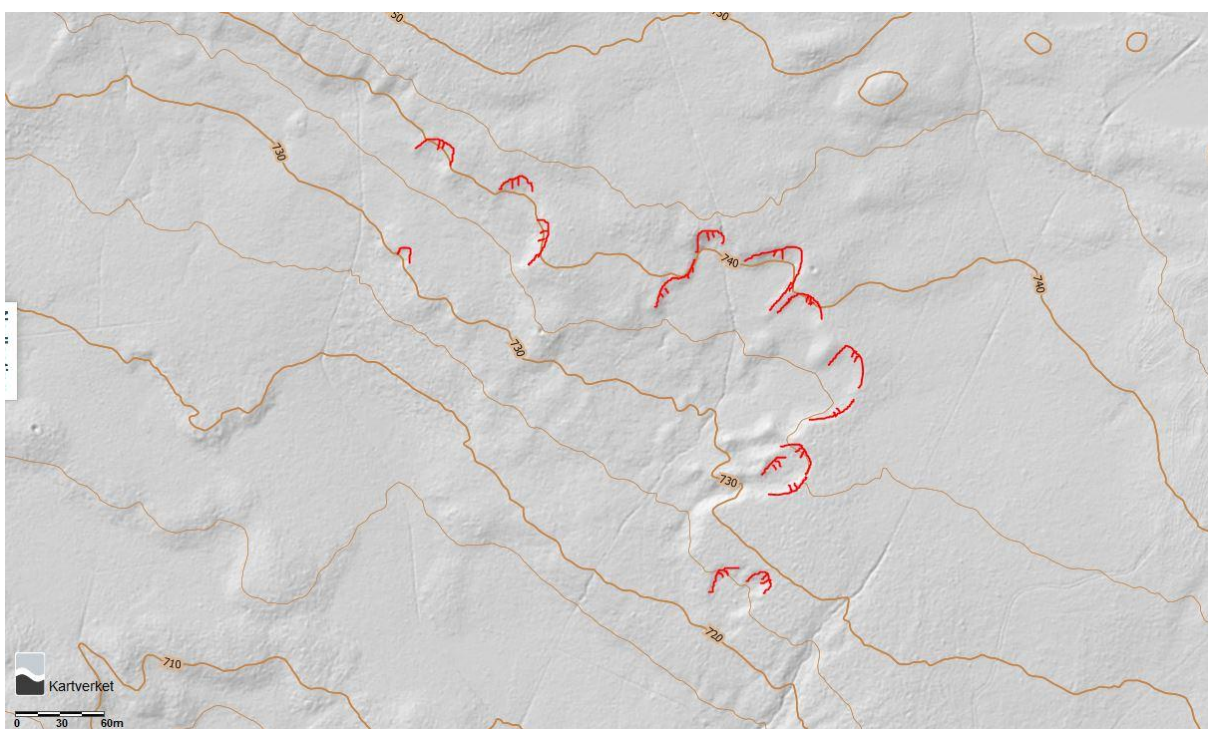


Fig. 48. Skredspor i nærheten av de som er vist i figur 47, men her ligger sporene ca. 740 moh. Gråtone LiDAR bilde er fra [www.hoydedata.no](http://www.hoydedata.no) (Statens Kartverk).





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)