



FORSKNING

GEOLOGISK GUIDE

2 - 2014



GEOLOGISK EKSURSJON FRÅ  
NÆRØYFJORDEN TIL GEIRANGERFJORDEN  
Vestlandsfjordane på UNESCO si verdsarvliste

Forfattarar: Inge Aarseth, Atle Nesje and Ola Fredin



NORSK  
GEOLOGISK  
FORENING

© Norsk Geologisk Forening (NGF) , 2014

ISBN: 978-82-92-39490-8

NGF Geologiske Guider

Redaksjonskomité:

Tom Heldal, NGU

Ole Lutro, NGU

Hans Arne Nakrem, NHM

Atle Nesje, UiB

Redaktør:

Ann Mari Husås, NGF

Bilde framside:

Atle Nesje.

Utsyn over ytre del av Nærøyfjorden frå fjellet Bakkanosi (1398 moh.) rett ovanfor Bakka.

Bildet syner kontrasten mellom det preglasiale viddenivået og den djupt nedskorne fjorden.

Nivå på geologiske guider:

De geologiske guidene fra NGF er delt opp i 3 nivå:

Nivå 1—Skoler og allmenheten

Level 2—Studenter

Level 3—Forskning og profesjonelle geologer

Dette er en nivå 2 & 3 guide.

Utgitt av:

Norsk Geologisk Forening

c/o Norges Geologiske Undersøkelse

N-7491 Trondheim, Norway

E-mail: [ngf@geologi.no](mailto:ngf@geologi.no)

[www.geologi.no](http://www.geologi.no)



# GEOLOGISK EKSKURSJON FRÅ NÆRØYFJORDEN TIL GEIRANGERFJORDEN VESTLANDSFJORDANE PÅ UNESCO SI VERDSARVLISTE

Av

*Inge Aarseth, Institutt for geovitenskap, Universitetet i Bergen*

*Atle Nesje, Institutt for geovitenskap og Bjerkenessenteret, Bergen*

*Ola Fredin, Norges geologiske undersøkelse, Trondheim*

## Forord

Fjordar finst i dei delar av jorda som har vore eller er dekte av isbrear. Fjordar er lange og smale, rette eller krokete bukter inn frå havet. Dei er kjenneteikna av at dei har bratte fjellsider og eit eller fleire trau og tersklar. Denne ekskursjonsguiden er regional og har ei innleiing med omtale av berggrunn, geomorfologi, kvartærgeologi og maringeologi for heile området. Desse er skrivne av geologar som kjenner området frå si eiga forskning.

Tek ein heile denne turen (Fig. 1) får ein med seg begge fjordane som i 2005 kom inn på UNESCO si verdsarvliste: Nærøyfjorden og Geirangerfjorden. Desse fjordane vart valde av di dei i tillegg til å ha eit vakkert og dramatisk landskap og syner korleis forfedrane våre nytta dei lokale resursane og korleis dei levde i pakt med naturen. På grunn av det ekstreme relieffet er fjordar utsette for sers aktive eksogene (ytre) geologiske prosessar både over og under havflata. Det vil og bli illustrert korleis dagens brear reagerer på klimaendringar, og kva som vert gjort for å verna folk i området mot geofarar som fjellskred og tsunami.

## Takk

Vi takkar for innspel til teksten frå kollegaer om spesialfelt deira: Haakon Fossen, Jan Mangerud, Eiliv Larsen og Lars Harald Blikra. Eva Bjørseth har klargjort figurane i guiden.



Fig. 1 Ekskursjonsrute. Stipla: Båtturar. Brekanten under yngre dryas stadiet og Bremanger hendinga er markert.

## Ekskursjonsrute

Denne ekskursjonen kan gjennomførast enten fullt ut (fem dagar) eller i ein kortare versjon (fire dagar) ved å kutta ut dag tre. Det er og mogeleg å ta for seg eit mindre område, t.d. ein av ekskursjonsdagane. Ekskursjonen kan gjennomførast i sommarhalvåret (når fjellvegen Aurland- Lærdal er open og dersom "sommarferja" Valldal – Geiranger trafikkerar. Førebels (2012 – 2014) vil ferja gå 20. juni – 20. august med avgang frå Valldal 14.45. Elles i året er det tunnel Aurland – Lærdal og ferje Hellesylt – Geiranger. I staden for leigebåt Gudvangen – Flåm kan ein nytta ferje på same strekninga i sambandet "Norway in a nutshell". Ein må sjølvsgt kontrollera gjeldande ferjeruter på desse strekningane. (I 2011 går det ferje frå Gudvangen 13.20 til Flåm 15.30). Bussar på fjellvegen Aurland – Lærdal bør ha akselavstand mindre enn 6 meter. Retur frå Geiranger mot Strynefjellsvegen er avhengig av at vegen er open. Ekskursjonen startar i Bergen, men ein kan og starta på Voss. Sidan fjordar gjev eit målarisk landskap bør ein ha mange stopp på stader som gjev godt utsyn med høve til å ta bilde.

Ekskursjonsruta er avmerka på Fig. 1.

1. dag frå Bergen til Voss og Gudvangen langs E-16. Så følger 30 km båtreise (ferje) på Nærøyfjorden og Aurlandsfjorden inn til Flåm (bussen kan køyra til Flåm gjennom to tunnelar). Vidare går vegen til Aurland og langs fv. 243 over fjellet til Lærdal ("Snøvegen"), med ferje Fonnes – Mannhiller og vidare til Sogndal (230 km).

2. dag går langs "Geovegen" Sogndal – Skei og vidare med ferje Anda – Lote til Nordfjordeid. I Fjærland er det lagt opp til stopp på Norsk Bremuseum og vitjing av Supphellebreen og Bøyabreen (135 km).

3. dag går heilt ut til kysten på nordsida av Nordfjord. Der kan ein sjå på lokalglasiasjon og forvitring på Kråkenes ved Måløy, samt bølgeabrasjon før ein returnerer til Nordfjordeid (160 km).

4. dag går på R-15 og R-60 til Hellesylt og Stranda der ein kan få informasjon om Åknes – Tafjord prosjektet ved å kontakta prosjektkontoret. (Om turistferja Valldal – Geiranger ikkje går må ein ta turen attende til Hellesylt og ferje på Geirangerfjorden: Hellesylt - Geiranger).

5. dag startar med tur til tre kjende utsiktspunkt: "Ørnesvingen", Flydalsgjuvet og Dalsnibba (1476 moh.). Det siste berre om vegen er open og sikta god. Vidare forbi

snøskredstasjonen på Strynefjellet til Briksdalsbreen og Loen (store fjellskred og tsunami) med retur til Stryn (195 km) eller attende til Bergen (5 timar – 280 km på E39).

## Berggrunnen i området Bergen – Geiranger

av Haakon Fossen

Berggrunnen i dette området avspeglar den kaledonske fjellkjeda ved eit prekambrisk grunnfjell (VGR: "Den vestlege gneisregion") som syner aukande grad av kaledonsk deformasjon og omdanning mot nordvest. Over dette ligg glimmerskifer og fyllitt, og på toppen finn ein nokre stader restar av kaledonske skyvedekke (Fig. 2).

VGR er samansett av prekambriske bergartar, opphavelig intrusive eller sedimentære, som under kontinentkollisjonen i silur-devon vart overkøyrd av mange kilometertjukke skyvedekke som gjorde at bergartane i varierende grad vart omdanna til gneis. Heilt i nordvest (Nordfjord – Sunnmøre) vart bergartane trykt ned på meir enn 100 km djup, og det vart danna eklogittar og høgtrykksmineral (mellom anna mikrodiamantar).

Mellom bergartane i VGR og dei kaledonske skyvedekka ligg det eit lag med fyllitt og glimmerskifer. Dette laget verka som "smurning" under skyvedekka og ein kile med eksotiske (langtransporterte) bergartar blei stuva opp på det gamle underlaget. Dette var mellom anna ei blanding av havbotnskorpe og djuphavssediment (ofiolitt) frå øybogar danna under havbotnspreiinga. Det største skyvedekket er Jotundekket som ein finn i Indre Sogn.

Etter kontinentkollisjonen og oppstivinga av skyvedekker minka dei horisontale kollisjonskreftene, og tyngdekrafta tok over. Det danna seg fleire store skjærsoner der grunnfjellet brotna og den eine sida av underlaget fall ned fleire kilometer, slik ein kan sjå av tverrsnittet i området ved Aurland (Fig. 2, i forlenginga av Hardangerfjord-skjærsona). Her bøyer fyllittsona og det prekambriske underlaget ned, og indre del av Aurlandsfjorden følgjer skyvegrensa mot det overliggjande Jotundekket. I Ytre Sogn og Nordfjord losna det noko ein kallar Nordfjord-Sogn avløysingssone, der fleire titals kilometer med devonske konglomerat og sandsteinar ligg over høgkomprimert eklogitt og gneis i VGR.

Etter devontida har berggrunnen vore utsett for jordskjelv som har danna forkastningar, særleg langs liner parallelle med kysten. Desse rørslene heng til dels saman med rørsler under opninga av Nordsjøbassenget i perm, trias og jura. Slike brotsoner har saman med tidlegare rørsler skapt eit strukturelt grunnlag for retninga til mange dalar og fjordar i heile dette området.

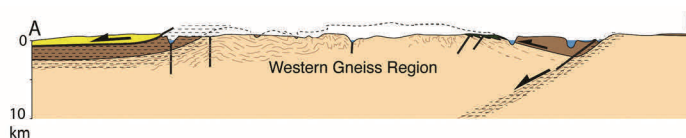
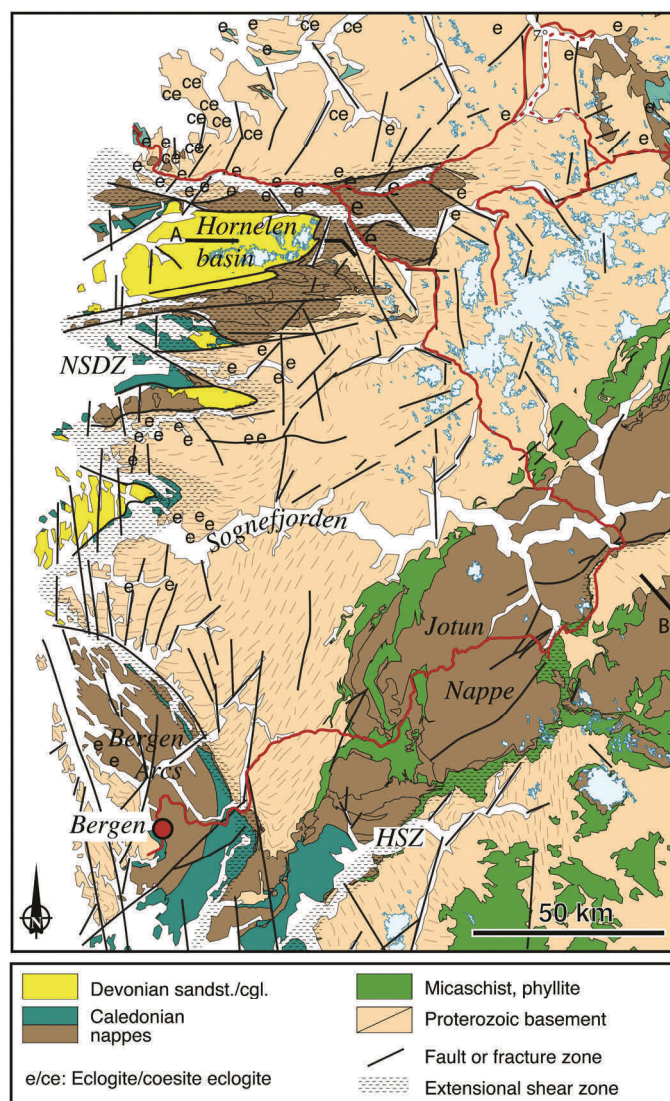


Fig. 2. Berggrunnsgeologisk kart av ekskursjonsområdet. Under: V-A-SA profil av einingane. HSZ: Hardangerfjord skjær sone.

## Geomorfologi (Landformer)

av Inge Aarseth

Fleire forskarar har gjort geomorfologiske studiar av fjord-områda i Vest-Noreg. Dei første tok lite omsyn til berggrunnsgeologien. Ahlman (1919) meinte at iserosjon spela ei mindre rolle med unntak av overdjupinga av fjordane. Gjessing (1967) meinte at iserosjon var den viktigaste faktoren i danning av fjordar og dalar. Det han kalla "dalendar" (eks. Vøringfossen) var ifølgje Gjessing danna ved iserosjon innetter dalen (Fig. 3).

Han meinte at fjellviddene, slik som Hardangervidda, ikkje hadde vorte endra mykje sidan tidleg kenozoisk tid (tidleg tertiær) med unntak av litt djupforvitring som var fjerna ved periglacial masserørsle og iserosjon. Holtedahl (1967, 1975), som særleg studerte dei geologiske tilhøva rundt Hardangerfjorden, fann fleire område med jettegryter og meinte at erosjon av smeltevatn under breane spela ei viktig rolle i danning av fjordane.

Han heldt fram at samanflyting av sidebrear ("konfluens") i indre strok auka breerosjonen og danna djupe fjordbasseng. I ytre strok kunne brestraumane spreia seg i kystområda ("diffluens"). Der mista dei erosjonsevna og let det stå att fjelltersklar ved overgangen til Norskerenna. Dette er typisk for alle fjordar. I tillegg er sidefjordane alltid hengjande (grunnare) i høve til hovudfjorden. Dei har enten tydelege traue med tersklar, eller at traue er overfylt med sediment heilt ut mot hovudfjorden.

Nesje & Whillans (1994) peika på V-dalar og gjel langs fjordsidene som prov på at fluviale prosessar og skred var viktige for fjorddanninga, og at iserosjon berre var ansvarleg for fjerning av forvittringsmateriale og overdjuping av fjordane. Dei konstruerte landskapet før istidene (den paleiske flata) ved å binda saman terrenget mellom dei knekkpunkta som utgjer dal- og fjordskuldrar. Om ein samanliknar eit satellittbilde (Fig. 4) med eit kart over berg

grunnen i same område (Fig. 2), ser ein korleis strukturane i berggrunnen går att i mønsteret av fjordar og dalar.

Fleire forskarar peikar no på at den paleiske flata på land heng saman med lagrekke på kontinentalsokkelen ved at transgresjonen i sein krit (for om lag 70-80 millionar år sidan) kan ha dekt det meste av fastlandet. Dette finn dei ved å ekstrapolera seismiske reflektorar frå overgangen krit - tertiær i Nordsjøen inn over landområda der den fell saman med den gamle overflata. Eventuelle sediment frå krit, som vart avsett på landområda, vart lett fjerna under landhevinga ved opninga av Norskehavet, som starta for 56 millionar år sidan. Denne hevinga gjorde at erosjonen auka og utforminga av dalane tok til. Erosjonsprodukta som vart ført ut i Nordsjøen gjorde at botnen av bassenget sokk og landområda heva seg. Truleg utgjorde erosjonen omlag 1000 m i området rett innafor kystområda i Vest-Noreg.

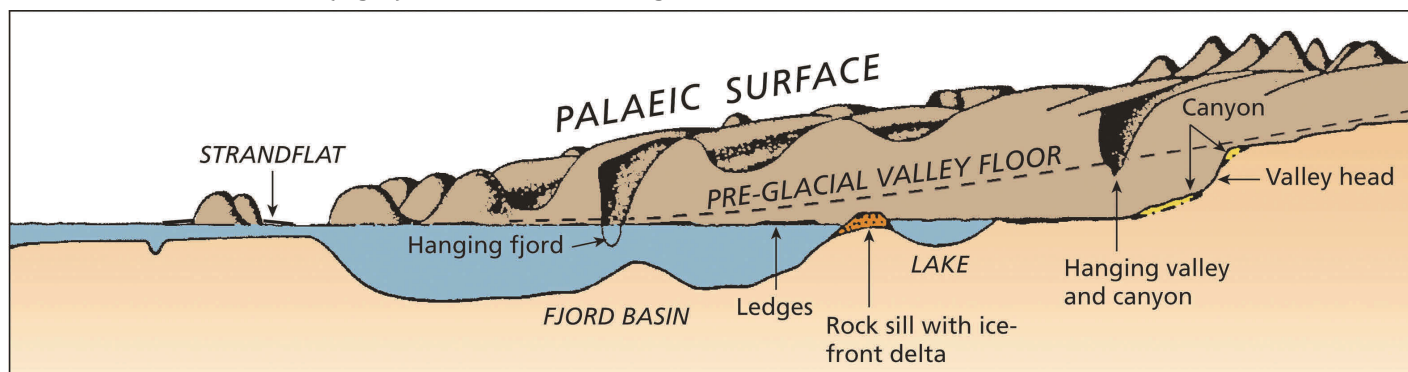


Fig. 3. Skjematisk profil av ein fjord som syner "Den gamle overflata" (før istidene) og Den norske strandflata (Gjessing 1967).

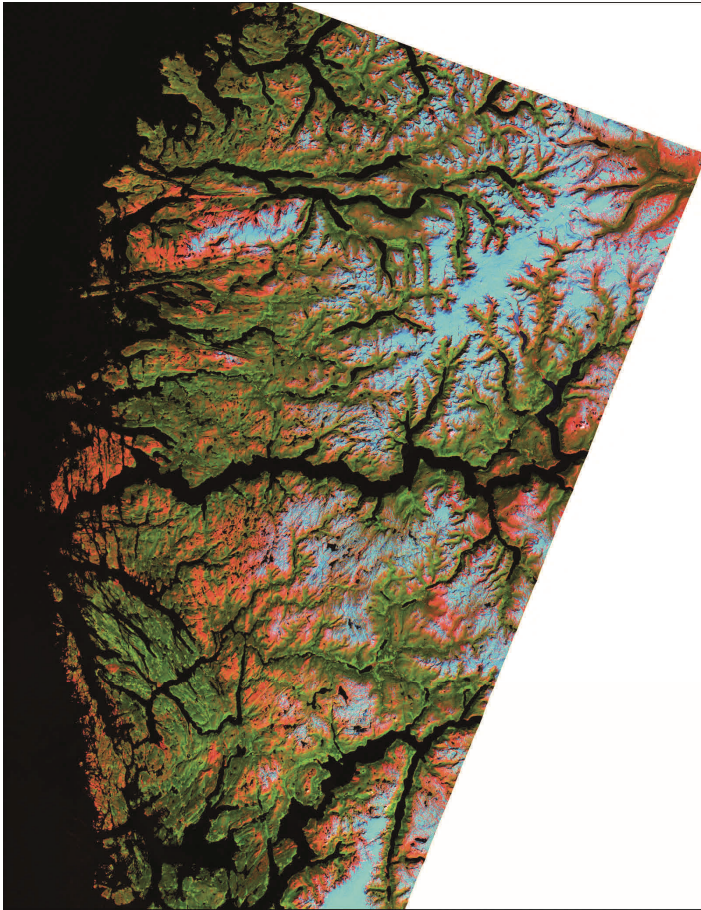


Fig. 4.  
Landsat 7 falsk farge mosaikk (teke 21.7.2007) som syner det meste av ekskursjonsområdet. Fargane (Band 7,4,2) syner snø og is som blå ("cyan"), fjell og jord som raud og vegetasjon som grøn. Vatn er svart. Legg merke til "treforma" til Sognefjorden og dei bogeforma fjordane rundt Bergen: ("Bergensbogane").

## Isavsmeltinga i området mellom Hardang- erfjorden og Storfjorden, Vest-Noreg

Av Jan Mangerud

I dette området nådde den skandinaviske isen heit ut til Eggakanten under siste istids maksimum for omlag 22-24.000 år sidan. På sokkelen var isen kjenneteikna av raske isstraumar med mellomliggjande område med lita isrørslé. Isstraumane følgde traue som kunne vera forlengingar av fjordane, eller dei gjekk langs Norskerenna som går parallelt med kysten i dette området. Smeltinga på sokkelen tok til for om lag 18.000 år sidan og kysten vart isfri eit par tusen år seinare ( $^{14}\text{C}$ -datering av skal), men i Bergensområdet var det ein seinare breframstøyt ut til Norskerenna for omlag 14.000 år sidan.

Når bretungene låg innfor fjordtersklane kalva dei snøgt opp i dei djupe fjordane og isskuring syner at isen på land strøymde mot den djupaste delen av fjorden.

Under den milde perioden, som vert kalla "allerød" (13.800 – 12.800 år før nåtid), hadde breane smelta langt inn i fjordane i heile dette området. I den etterfølgjande kalde perioden "yngre dryas" (12.800 – 11.500 år før nåtid) var det litt skilnad på korleis breane rykka fram att (Andersen et al. 1995). I området rundt Bergen – Sogn rykka breen nesten heilt fram til kysten, for eksempel Herdla, (Aarseth & Mangerud, 1974, Fig. 5). Fjordar som hadde vore isfrie under allerødperioden fekk no over 1000 m tjukke isbrear. I sør nådde isbreane maksimum framstøyt heilt på slutten av "yngre dryas". I nord (Nordfjord – Sunnmøre) rykka breane fram tidleg i "yngre dryas" og nådde berre halvvegs ut i fjordane då brefronten stogga, (Fig. 5, neste side). I sør vart det ei heving av havnivået ("transgresjon") på 10 meter, medan det i nord ikkje var slik heving. Skilnaden i reaksjon mellom nord og sør kan delvis skuldast nedbør og delvis topografi i områda breen kom frå. I sør er det fjellvidder nær kysten, medan det i nord er meir alpin topografi der det var mange dal- og fjordbrear (Mangerud 1980).

Fig.5  
Det øvre diagrammet syner breffrontendingar i området Hardangerfjorden -Bergen teikna i eit skjematisk tverrprofil frå Nordsjøen (til venstre) og innover fjordane (til høgre). (Mangerud 1980).  
Profilen under er eit liknande diagram for Nordfjord-området (Rye et al. 1987).

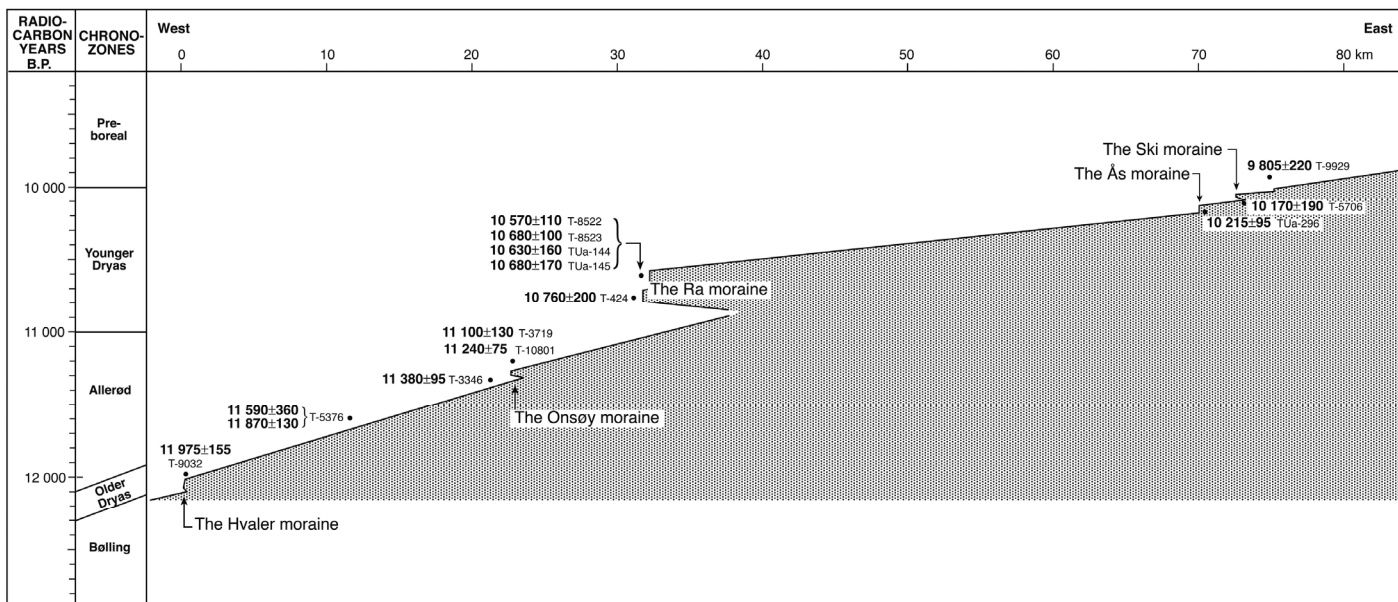
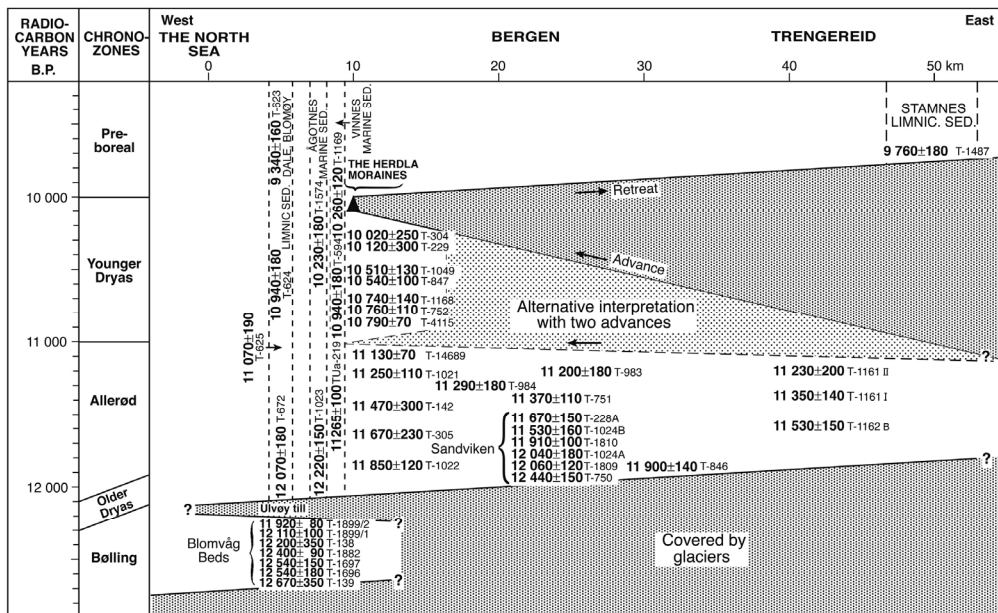
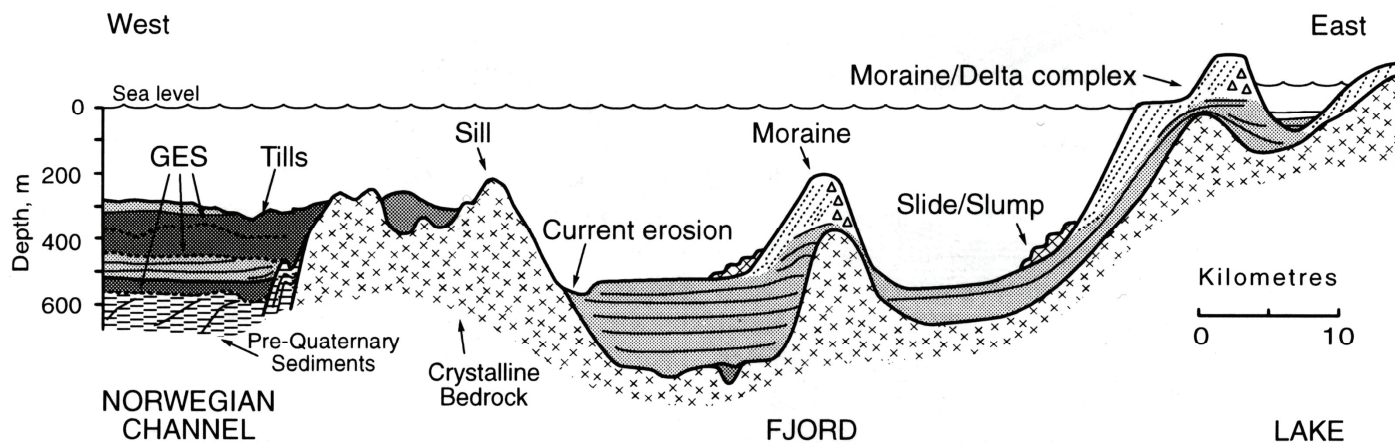


Fig. 7. Skjematisk lengdeprofil av ein typisk fjord i Vest-Noreg (Sejrup et al. 1996).





## Maringeologi

Av Inge Aarseth

Fjordane på Vestlandet er effektive feller for sediment på vegen mellom brear og dalar og ut til havet utanfor. Det var særleg høg sedimentasjon kvar gong breane smelta og bre-tunger kalva i fjordane og breelvar munna ut under fjordbreen. Dette skjedde både i slutten av siste istid og i interstadialar (milde periodar under istidene då kyst og fjordar var isfrie). Seismiske metodar er brukt for å finna volum, og borkjernar har synt kva sediment ein finn i fjordane.

I nokre av dei kystparallelle fjordane ligg det att opp til 100 m tjukke lag av ishavslcire som vart avsett før siste istids maksimum, og som breen seinare ikkje har greidd å fjerna. Desse utgjer omlag 10 % av fjordsedimenta på Vestlandet. Som forklart i avsnittet om isavsmeltinga ovanfor, gjorde fjordbreane store framrykk i perioden "yngre dryas". Randmorenar frå denne perioden kan følgjast frå land og ut i fjordane der dei nokre stader utgjer meir enn hundre meter høge moreneryggar (Fig. 6 og 7). Dei har skrålag av sand og grus, gjerne med eit lag morenemateriale på toppen frå den siste brefram-støyten. Dette er materiale avsett ved brefronten der breelvarne munna ut. Dei førde og med seg mykje oppslemma bremjøl (silt og leire) som vart avsett på botnen like utanfor moreneryggen. Her finn ein dei tjukkaste sedimentlaga i fjordane. Området utanfor randmorenen mellom Lote og Anda (Nordfjord) har 350 m tjukke lag. Desse inneheld typisk 25-55 % leire, 70-45 % silt og < 2-3 % sand i tillegg til korn av grus og stein som er dropa frå drivande isfjell.

Den høge sedimentasjonsraten under isavsmeltinga danna ustabile skråningar av leire, særleg i munningen av dei hengjande sidefjordane. Flest leirskred fann truleg stad rett etter isaavsmeltinga, men det har og gått store skred i nyare tid. For om lag 50 år sidan rasa det ut  $15 \times 10^6 \text{ m}^3$  i indre del av Nordfjord der fjorddjupet auka med 55 m i eit område sørvest for Stryn i 1967. Sedimentasjonen i fjordane i dag er rundt 0,3 – 1,0 mm/år (Aarseth 1997).

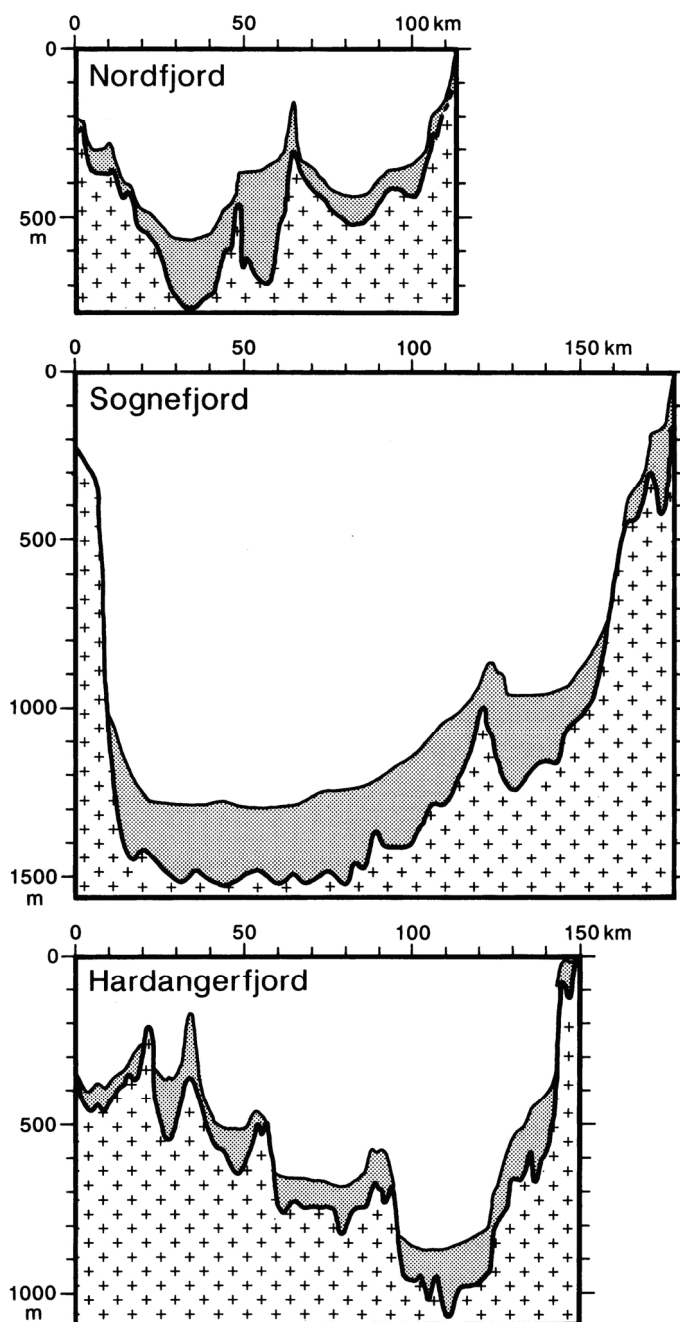


Fig. 6. Sedimentfordelinga i dei tre lengste fjordane i Vest-Noreg (Aarseth 1997).

## DAG 1: BERGEN – GUDVANGEN – FLÅM – SOGNDAL

1. dag av ekskursjonen vil gå frå Bergen til Sognefjorden med maksimum glacial erosjon. Her er relieffet (høgdeskilnaden) 2800 m frå fjelltoppar over 1700 m til 900 m djupe fjordar med 200 m tjukke lag med ishavleire. Relieffet saman med regn og snø gjer at området er utsett for ymse skråningsprosessar. I 2007 fekk Bergen 3024 mm nedbør og i 2005 var det fire dødsulukker i Bergen som følgje av jordskred. Langs vegen er det tallause vitne om skred i form av rasskard, skredvifter og steinurer. Ein vil passera stader der det er funne interglasiale sediment (Vinjedalen, Voss) som tyder på relativt moderat breerosjon under siste istid. Området ein reiser gjennom 1. dag vart isfritt i perioden som vert kalla preboreal (11.500 – 10.200 år sidan). Den skeive landhevinga kan demonstrerast ved at marin grense (MG) berre er 52 moh. i Bergen og aukar til 135 moh. i Flåm. Dagens høgdepunkt er båtturen på Nærøyfjorden og Aurlandsfjorden. Aurlandsfjorden kan ein og sjå frå utsiktplattforma på fjellvegen ved "Stegastein" 640 moh. Her kan ein studera dal- og fjordgenerasjonar.

### Lokalitet 1 – Fjordane rundt Bergen

Berggrunnen har hatt stor innverknad på fjordlandskapet rundt Bergen. Bergartane dannar ei bogeform "Bergensbogane" der laga er skrånstilte og vekslar mellom mjuke lag med glimmerskifer og hardare lag med gneis eller granitt. "Strøket" (lengderetninga) til bergartane går igjen i fjordar og dalar, og sprekkedalar og -fjordar går enten på tvers av strøket eller om lag N-S. Den siste retninga er resultat av det som er omtalt i kapitlet om berggrunnen ved opninga av Nordsjøbassenget i perm-trias. Det beste eksemplet på ein sprekkefjord er Veafjorden på austsida av Osterøy der vertikale sprekker med retning N-S gjev nesten loddrette fjellsider ned mot fjorden. Bergartane her er gneis frå grunnfjellstida rett aust for "Bergensbogane". På begge sider av fjorden er det eit jamt fjellplatå i 6-800 m høgde (Fig. 8).

Fig. 8

- Veafjorden mellom Vaksdal og Stanghelle, sett mot nord. Fjorden følgjer ei sone med vertikale sprekker med retning N-S. På baa sider av fjorden ser ein den jamne vidda slik landskapet var før istidene. Foto: Inge Aarseth.
- Det seismiske tverrprofil er frå den breie delen av fjorden og syner ca. 100 m tjukke lag av leire. Relieffet (høgdeskilnaden) mellom vidda og fjellgrunnen under sedimenta er 1000 m. (Aarseth et al. 2010).

Fig. 8 A

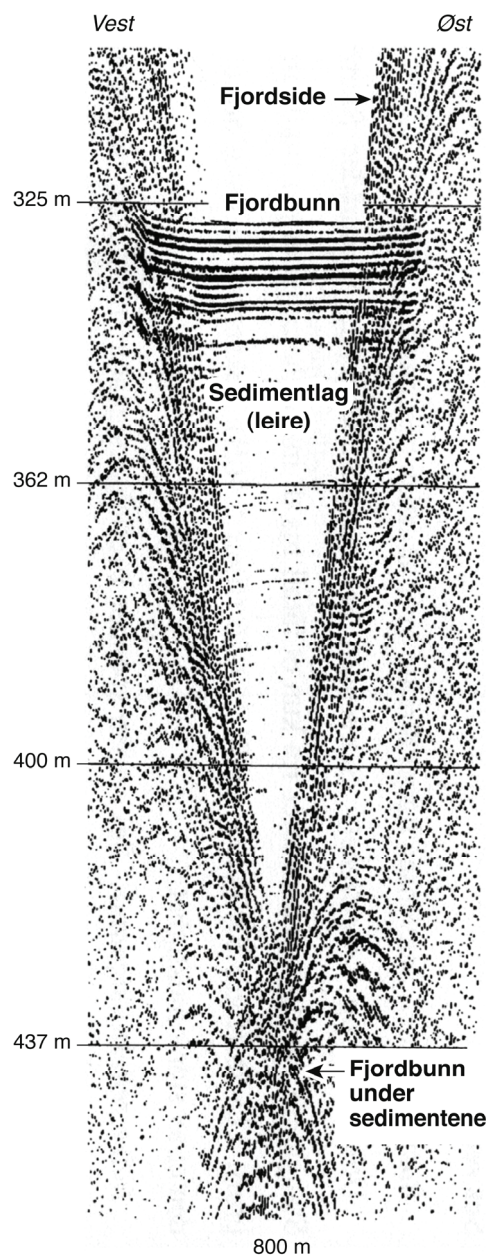


Fig. 8 B



## Lokalitet 2 – Bolstadfjorden

Etter Veafjorden dreier E-16 mot nordaust til Dale og vidare mot Bolstadfjorden til Bolstadøyri. Bolstadfjorden er ein opp til 160 m djup fjord med ein grunn terskel (1,5 m) med ein sterk tidevasstraum ved Straume. På grunn av dårleg utskifting av vatnet er dette ein stagnerande fjord der vatnet under ca. 40-50 m djup ikkje inneheld oksygen, men har hydrogensulfid ( $H_2S$ ). Alt ferskvatnet frå Vossovassdraget er lettare og legg seg oppå brakkvatnet under som inneheld om lag 20 promille salt mot normalt sjøvatn som har 35 promille. Dette hindrar difor sirkulasjon av fjordvatnet som er vanleg i dei fleste andre fjordar.

## Bolstad – Evanger

Den 4 km lange elva mellom Bolstadøyri og Evangervatnet (10 moh.) heiter Bolstadelvi og er den største elva i Hordaland med eit nedslagsfelt på 1500 km<sup>2</sup>. MG på Bolstadøyri er 63 moh. og elva opp til Vangsvatnet heiter Vosso. Her er det ei smal flomslette der elva av og til når fjellsidene. Elles vekslar elvesedimentet frå sand i bakevjer til blokker i elvestryka, noko som vitnar om stor vassføring i flaumperiodar i dette uregulerte og verna vassdraget.

## Vangsvatnet (47 moh.)

Både sør og nord for Vangsvatnet rekk fjordane (Hardangerfjorden og Sognefjorden) lenger inn i landet enn Voss. Klimaet på Voss er likevel meir kontinentalt enn det ein finn langs fjordane lenger inne. Dette skuldast det store varmereservoaret fjordane har der dei nesten aldri fryser om vinteren. Det naturlege utløpet av Vangsvatnet er smalt, noko som ofte medførte flaumar før det vart utvida. Vatnet har to basseng der det austlege er 60 m djupt og såleis når ned under havflata. MG på Voss er 100 moh.

## Utviklinga av elvesystemet på Voss i relasjon til fjordane i nord og sør

Landskapet rundt Voss er mykje mindre påverka av glisjal erosjon enn områda rundt indre delar av Hardangerfjorden og Sognefjorden. Før istidene drenerte elvane i Hardanger og Sogn mykje større område enn Vosso, Fig. 9 (Aarseth 2005). Vasskiljet deira nådde hovudvasskiljet mot austlandet. Under dei tidlege istidene flaut dalbreane saman til store isstraumar ut gjennom dei to større dalføra ("Hardangerdalen" og "Sognedalen"). Denne samanflytinga auka iserosjonen og danna etter ei tid store og djupe fjordar. Erosjonsbasis vart såleis flytta frå kysten og heilt til inst i fjordane. Elvar under isfrie periodar og isbrear under istidene grov seg attende og stal øvre del av elvar som tidlegare rann mot Voss. Dette skjedde både i området ved

Granvin i retning mot Hardangerfjorden og ved Oppheim – Stalheim i retning mot Sognefjorden. Dette kan ein studera på den klassiske lokaliteten på hotellterrassen på Stalheim.

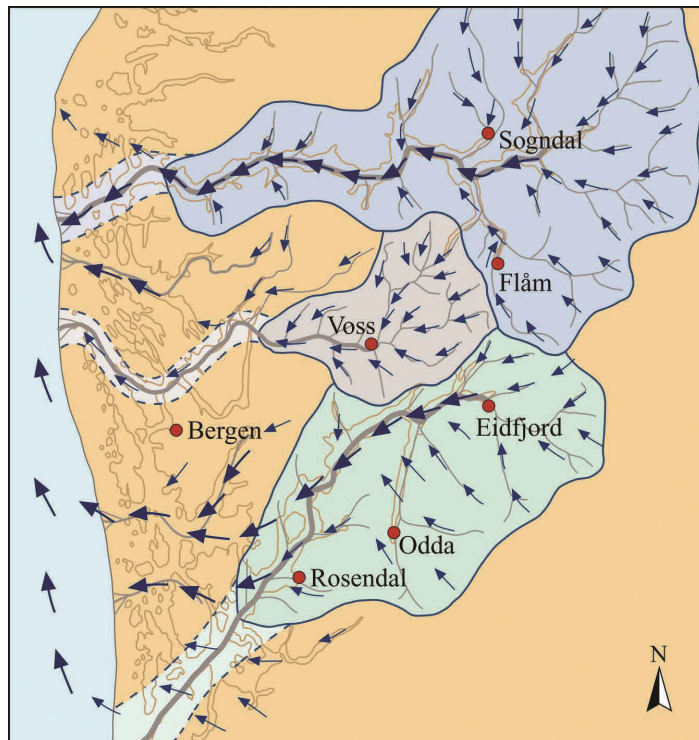


Fig. 9. Rekonstruksjon av dreneringsområda og elvane i dei tre områda Hardanger, Voss og Sogn før istidene. Blå piler syner korleis tidlege isbrear styroymde ned dalane (øvtst). Kartet under syner isbreane si rørsleretning og lokale isskilje under siste istid (Weichsel). Aarseth (2004).

### Lokalitet 3 – Bordalsgjelet, Voss (UTM 0358950 6722400)

Sidedalane som fører ned til Vossebassenget er hengjande dalar. Den mest dramatiske er Bordalen med tydelege dalhyller som markerer den gamle dalbotnen. Bordalsgjelet er ein tilpassingsdal som bind saman den gamle dalbotnen i Bordalen med Vangsvatnet. Nedre del av dette 5 km lange gjelet er tilgjengeleg ved ein dramatisk "geosti" inn i gjelet frå parkeringsplassen ved brua. Ein plakat som forklarar geologien, ornitologien og veghistoria er plassert på parkeringsplassen og på ei plattform under brua. Nord for brua ligg deltaet ut i Vangsvatnet som markerar MG (97 moh.) då fjorden gjekk heilt inn til Voss. Ovanfor gjelet ligg det ei vifte som vart avsett av breelva under isen opp mot 160 moh. på vestsida.

### Vossestrand

Sideelva frå nord heiter Strondaelvi og kjem frå Oppheimsvatnet. Elva renn parallelt med E-16. Like nord for Voss sentrum er det tjukke lag av botnmorene avsett mot fjellsida opp mot Bavalen skiområde. Like før Oppheimsvatnet vart det for ei tid sidan funne interglasiale sediment like ved vegen. I eit 2 cm tjukt lag av komprimert torv vart det funne mykje granpollen som må vera frå Eem (siste mellomistid for om lag 130 – 115 000 år sidan). Grana som veks her i dag er planta. Isbreen i siste istid har gått tvers over denne vesle dalen utan å erodera, delvis pga. at avsetninga var dekt av finkorna sediment og botnmorene (Eide & Sindre 1987).

### Lokalitet 4 – Stalheim hotell (UTM 0373952 6746639)

(Grupper som skal vitja hotellterrassen må kontakta hotellet på førehand. Hotellet har ope 1. mai – 1. oktober og har telefon 56 52 01 22).

Frå austenden av det 5 km lange Oppheimsvatnet ser ein tydeleg at dalane i aust har retning mot vatnet. Elvane frå desse dalane har endra retning og er fanga opp av Nærøydalselva som renn mot Gudvangen. Vasskiljet mellom Voss og Sogn (333 moh.) ligg 1 m høgare enn vatnet. Dette ser ein endå klarare frå den klassiske lokaliteten på terrassen på Stalheim hotell (Reusch 1901, Ahlman 1919). Her skildra Reusch "agnordalar" der dalmønsteret ser ut som mot-hakar ("agnor") der elvane brått skifter retning som mot-haken på ein ongel. Utsynet frå hotellterrassen demonstrerar elvetjuveriet der Nærøydalselva har gravd seg attende og 'stole' sideelvane frå Jordalen, Brekkedalen, Øvsthusdalen og Brandsetdalen slik at dei alle no renn mot Gudvangen (Fig. 10). I tillegg til elvetjuveriet ser ein tydeleg den

gamle dalgenerasjonen med dalskuldre på begge sider av dalen. Nærøydalen endar brått ved den 126 m høge Stalheimsfossen som danner ein klassisk "dalende", ei typisk glisial landform som ein finn i mange Vestlandsdalar. Det er fin sti inn til fossen frå vegkrysset E16-Stalheimskleiva.

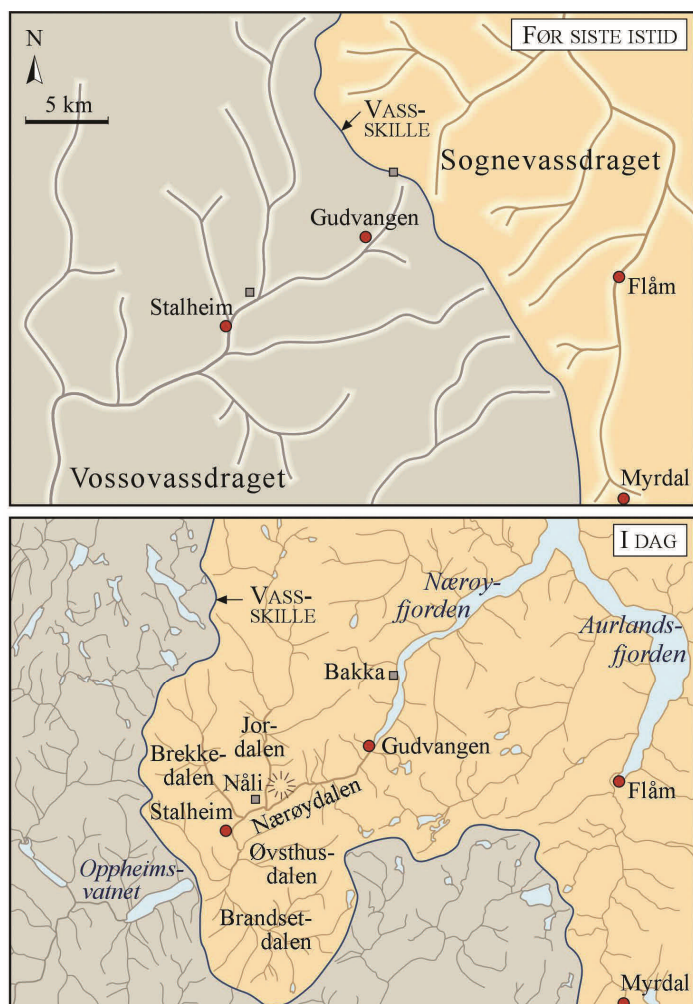


Fig. 10.

Rekonstruksjon av det preglasiale dreneringsmønsteret i området Voss – Sogn og endringa i vasskilje. (Frå søknad om UNESCO verdsarv for fjordane i 2004:

The West Norwegian Fjords).

## Lokalitet 5 – Gudvangen og Nærøydalen (Kaien: UTM 0373952 6746639)

Nærøydalen og Nærøyfjorden, saman med Geirangerfjorden kom med på UNESCO si verdsarvliste i 2005. Dette skuldast hovudsakeleg geologien og den spektakulære geomorfologien (landformene) i desse områda. Den tronge dalen og fjorden gjer inntrykk på alle som vitjar området. Maksimalt relieff (høgdeskilnad) ser ein frå kaien i Gudvangen og opp til fjellet i nordvest, som ytst på kanten er 1420 moh. Fjorden og dalen er skoren djupt inn i den gamle landoverflata, noko som resulterer i at det ser ut som om fossane i området kjem 'frå himmelen' (Fig. 11). Langs heile Nærøydalen er det tydeleg at dei ytre geologiske prosessane er aktive med avsetning av skredvifter av ymse slag. I Nærøydalen har det i lenger tid vore drift på anorthositt som vert eksportert frå kaien i Gudvangen. Det er planar om utviding av denne verksemda, men det må avklarast om dette er i strid med statusen som verdsarvområde. Planane går ut på utskiping frå hallar i fjellet ved Gudvangen. Anorthositt kan i framtida nyttast som råstoff for produksjon av aluminium sidan bergarten inneheld 30 % aluminiumoksid. No vert bergarten nytta til fleire ting, i utlandet mellom anna til lys asfalt, på grunn av det kvite mineralet. Mykje av dagens produksjon på 230.000 tonn/år (2011) går til produksjon av steinull.

Dei små bruka i Gudvangen har lenge vore utsett for sterk fonnvind frå snøskred. Difor er husa på gardane verna mot dette av tjukke steinmurar. Murane ligg på nedsida av gardshusa fordi dei skal sikra mot skredvind frå motsett dalside. Før bygginga av nye skredvollar vart det gjort registreringar av stabiliteten av skredviftene og trykket frå snøskred i området. I 1998 vart det bygd to skredvollar for å verna mot større snøskred: Langageiti og Nautagrovi vart konstruerte for å verna bygningane i Gudvangen sentrum og på ferjekaien. Langageiti er 570 m lang og maksimum 13 m høg. Det er plass til 50 000 m<sup>3</sup> snø som kan strøyma ned skredrenna med ein fart på 40-50 m/s i dei brattaste områda. Vindpresset kan nå 1 tonn/m<sup>2</sup> og snøpresset kan nå 12 tonn/m<sup>2</sup>. Den nordlege renna, Nautagrovi er berre 310 m lang, (Fig. 12) og har plass til 100 000 m<sup>3</sup> med ein fart på skredet på 30 m/s. Vindpresset er målt til 0,6 tonn/m<sup>2</sup> og presset frå snøen kan bli 6,8 tonn/m<sup>2</sup> ved hotellet i Gudvangen.



Fig. 11. Kjelsfossen rett aust for Gudvangen.  
Foto: I. Aarseth 2004.



Fig. 12. Tryggingsvoll mot snøskred "Nautagrovi" rett over hotellet og kaien i Gudvangen.  
Foto: I. Aarseth, mars 2007.

## Båttur på Nærøyfjorden

På denne turen kan ein sjå resultatet av aktive skred av ymse slag. Vegen frå Gudvangen til Bakka er no sikra fleire stader ved tunnelar bak store skredvifter frå årvisse snøskred. Bonden på Tuftelike utanfor Bakka må ofte rydde marka si for stein og røtter som kjem ned med skred. Terskelen i fjorden ved Bakka (11 m) er dels ein endemorene som heng saman med morenehaugen like ved kyrkja. Fjordbassenget innafor er 70 m djupt. Vidare utover vert fjorden gradvis djupare. Nærøyfjorden munnar ut i Aurlandsfjorden som er 500 m djup der dei møtest. Langs Aurlandsfjorden er det fleire skrå fjellhyller som representerer gamle dalgenerasjonar. Det var tidlegare busetnad på fleire av desse fjellhyllene. Den mest kjende garden er Stegen 348 moh., men på andre sida av fjorden ligg Nedberge endå høgare (545 moh.). Undredal ligg ved enden av den lengste sidedalen. 'Landsbyen' med den vesle kyrkja ligg nede på viftedeltaet, men heile ytre del av dalen har store skrånande terrassar opp til 150 moh. Undredal er velkjend for geitosten dei produserar, og geita er det husdyret som er best tilpassa terrenget i dalen.

Sedimentbassenget utanfor Flenes er 420 m djupt og har 200 m tjukke lag av leire på botnen. Det høgste fjellet i nordaust er Blåskavlen (1809 moh.). Dette gjev eit relieff på 2400 m. Dei tusen meter høge og bratte fjellsidene i nord endar brått mot eit heilt jamt platå som representerer den gamle flata frå før istidene. Den bratte fjellskråninga inneheld fleire raviner og rasskard som tyder på kraftig erosjon av elvar og snøskred under isfrie periodar i istider og mellomistider. Ved Flenes endrar fjorden retning mot sørsørvest, og vidare innover til Flåm er fjorden erodert langs skyveplanet mellom Jotundekket i vest og den underliggjande fyllitten frå den kaledonske kontinentkollisjonen.

Aurlandsdalen er erodert ned i det prekambriske underlaget ("grunnfjellet") som her er migmatittisk gneis. Ved Otnes rett innanfor Aurlandsvangen kan ein sjå kontakten mellom det sterkt folierte grunnfjellet og den overliggjande fyllitten. Like over det nye bustadfeltet på Otnes ligg det lause blokker av gneis på den skrå overflata som representerer forlenginga av Hardangerfjorden skjærsoner.

Asymmetrien av denne del av fjorden og nedre del av Flåmsdalen avspeglar berggrunnen med einingar som heldar vestover. Restar etter store fjellskred er registrert både på fjordbotnen om lag 3 km utanfor Flåm og i den austre

fjellsida, Fig. 13 (Braathen et al. 2004). Opne sprekker og store fyllittblokker vert no overvaka med GPS-målingar på austsida av E-16. Her er det største fjellområdet i Noreg som er i sakte rørsle: (900-1500 millionar m<sup>3</sup>). Det glir sakte ut mot stupet, maks 2-4 cm/år. Under kraftig nedbør er det og registrert kryp (sakte rørsle) av den store steinrøysa i heile fjellsida utanfor Flåm. Skredet som gjekk lengst ut i fjorden (Fig. 13) skjedde for 3000 år sidan. Ein trur no at dei store lause fjellblokkene ved "Stampa" (55.000 og 160.000 m<sup>3</sup>) vil brettekke av og rase ned i steinrøysa og kanskje heilt ned til E-16 ein gong, men heile det lause partiet vil mest truleg ikkje rasa samstundes. Det vil difor truleg ikkje bli nokon stor tsunami i fjorden her.

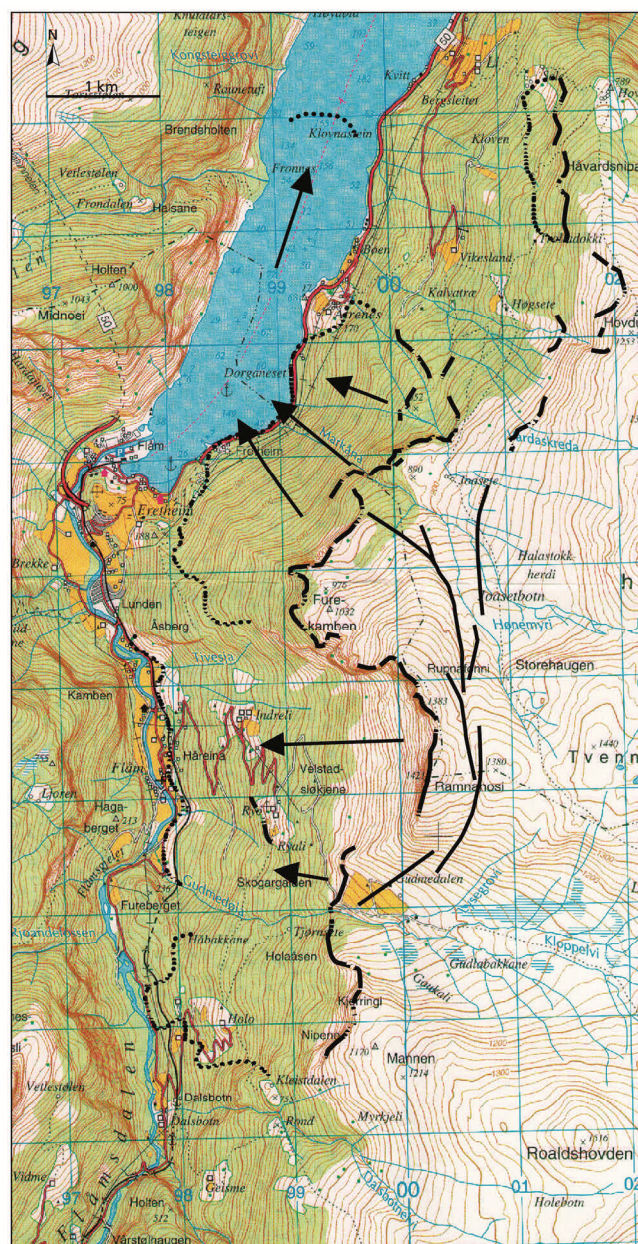


Fig. 13. Indre del av Aurlandsfjorden og nedre del av Flåmsdalen. Gamle fjellskredtunger og opne sprekker syner store ur- og fjellområde som sig sakte (Braathen et al. 2004).

## Lokalitet 6 – Nær kyrkja i Flåm (UTM 0397920 6746100)

I dalsida på austsida av Flåm kyrkje kan ein sjå skredtinger frå fleire store fjellskred, (Fig. 13). Det er og restar av ei større brefrontavsetning (Fig. 14) med MG på 135 moh., som er den høgste marine grensa i Vest-Noreg.

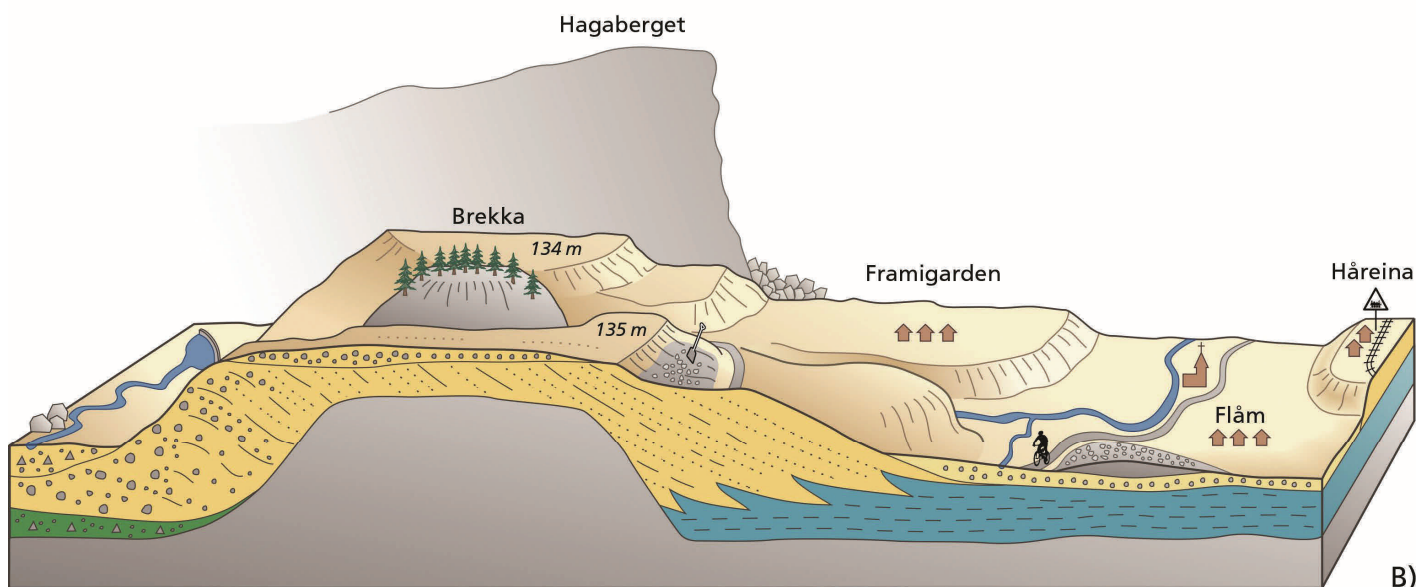
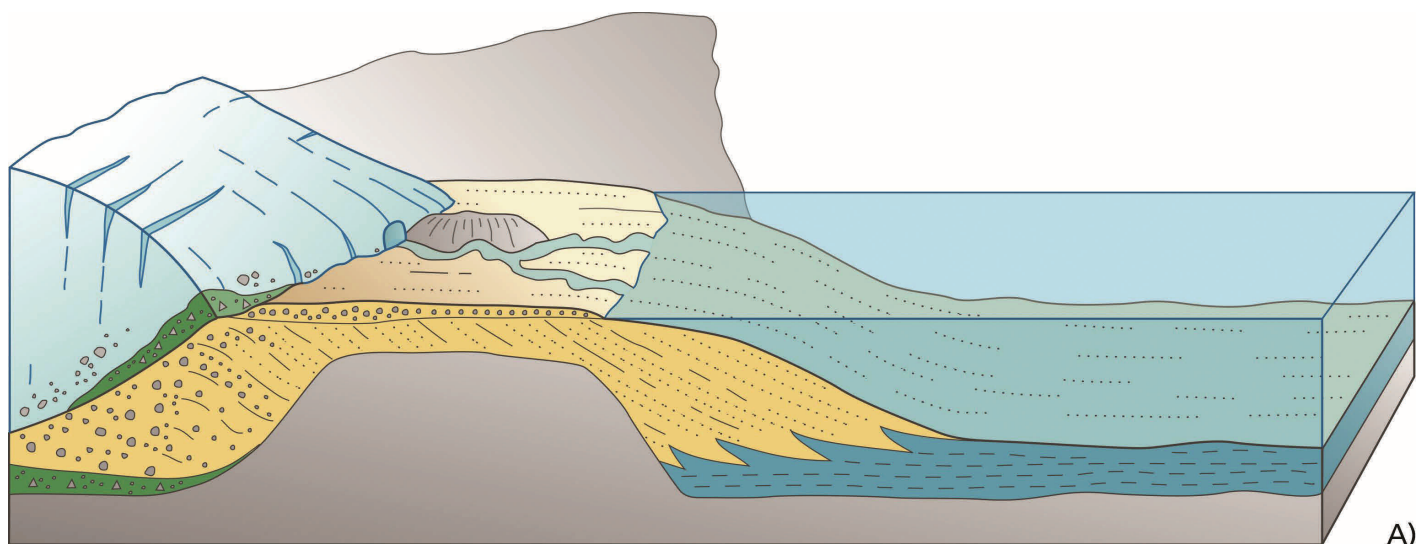


Fig. 14. Øvst: Modell av avsetning av eit typisk isfrontdelta inst i ein Vestlandsfjord. Eksempel frå Flåmsdalen. Nedst: Dagens terrassar med øvre marine grense (MG) i Flåm (135 moh.) Aarseth et al. 2006.

## Aurlandsvangen

I Aurlandsdalen er det fleire isfrontavsetningar, dels med store terrassar (Bergstrøm 1975). Det er ikkje tid til studium av desse anna enn det ein ser frå båten og frå bussen.

## Lokalitet 7 - Stegastein utsiktsplattform.

### 640 moh. (UTM 0403064 6753886)

I 2006 vart det bygd ei utsiktsplattform ved Stegastein som ledd i prosjektet "Nasjonale turistvegar" (Fig. 15). Frå plattformen er det oversikt over både berggrunn og geomorfologi (landformer) langs denne delen av Aurlandsfjorden. Plattformen ligg like ved kontakten mellom grunnfjellet og den overliggjande fyllitten. På motsett fjordside ligg Jotundekket med sine gneisar, og ser ein mot Otnes rett innanfor Aurlandsvangen ligg kontakten mellom grunnfjellet og fyllitten som ei skrå line frå neset og opp mot fjellet Hovdungen. Den eldste landforma er representert av viddenivået på den andre sida av fjorden i om lag 12-1400 m høgde. Så skrånar terrenget ned mot eit knekkpunkt ved om lag 1000 moh. Denne skråninga er 'dalside' i ein sidedal til "Sognedalen" frå før istidene. Dei bratte fjellsidene ned mot fjorden er sjølvsagt erodert av breen, men ravinar og rasskard vitnar om aktive prosessar under isfrie periodar.

## Lokalitet 8 – Nalfarhøgdi 1300 moh. (UTM 0408198 6755560)

Frå Stegastein fører "snøvegen" opp ein hengjande V-dal (Kvammadal), forbi stølar med tjukke avsetningar av storblokkig botnmorene opp til fjellplataet Nalfarhøgdi. Vidde her tilsvarar Hardangervidda. Som nemnd i avsnittet om landformene er dette nivået restar frå den tida landet

var nedtært til eit lågland som så vart heva opp til ei fjellvidde under opninga av Norskehavet mellom Noreg og Grønland tidleg i tertiærtida (50-60 millionar år sidan). På denne fjellvidda ligg mange små og større iseroderte innsjøar, og over vidde hevar det seg enkelte fjelltoppar som representerar det overskuvne Jotundekket. Den mest markerte, Hornsnipa (1692 m o h.) ligg like vest for bilvegen. Denne fjellvidda er nedslagsfeltet til eit av dei største kraftanlegga i Noreg: Aurlandsanlegga som vart bygd ut i 1970-åra. Mange oppdemde innsjøar er reservoar til i alt 5 kraftstasjonar. Sognefjorden har gjort avstanden frå vassmagasina i over 1400 meters høgde og ned til havnivået ideell for høgtrykksturbinar og høgda vert utnytta i tre etappar.

Langs dei neste 10 km av vegen skiftar omgjevnaden frå eit karrig landskap på grunnfjell til grasmarker på fyllitt. I desse høgdene kan ein og demonstrere periglasiar frostfenomen som steinringar og jordflyting (solifluksjon). Berggrunnen er sers viktig for veksttilhøva. Nokre av bøndene i Aurland hadde stølane sine i fyllittområdet som låg heilt bort mot grensa til Lærdal. Dei laut gå gjennom det karrige grunnfjellsområdet for å koma dit. Vegen går ned gjennom den V-forma Erdalen før han når Sognefjorden 3 km utanfor Lærdalsøyri.

Fig. 15. Frå utsiktsplattformen "Stegastein", Aurland (640 moh.); Foto: I. Aarseth 2007.





## Sognefjorden

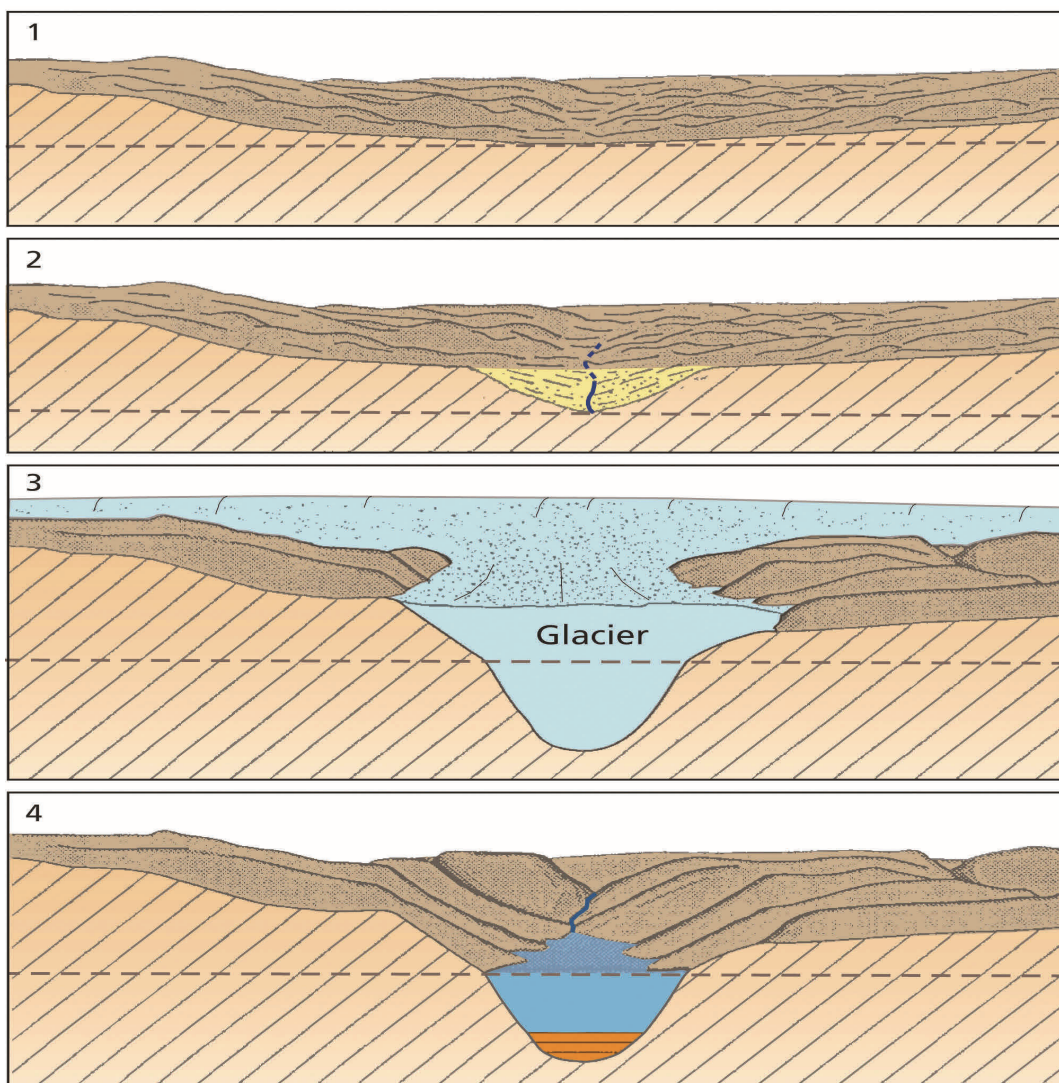
Ekspursjonen kryssar inste delen av den 200 km lange og maksimum 1308 m djupe Sognefjorden. Nesje & Whillans (1994) diskuterer danninga av fjorden og legg vekt på at elvar og masserørsle (skred) må ha vore viktige prosessar i danninga sidan det finst tallause V-dalar og rasskard langs fjordsidene. Glasiale prosessar er ifølgje dei berre ansvarleg for å fjerne erosjonsprodukta og for utgravinga av den djupe fjorden. Dei har laga ein modell av landskapsutviklinga frå før landhevinga tok til, der ein ser utviklinga av "Sognedalen" og breane si utgraving av den djupe fjorden. Knekkpunkt langs fjordsidene skil mellom det gamle førglasiale landskapet ovanfor og den iseroder-te fjorden under desse fjordhyllene (Fig. 16).

Ytst i fjorden ligg Sognesjøen som utgjer ein kompleks fjell- og moreneterskel med eit minstedjup på om lag 200 m. Tjukkeleiken av sedimenta på botnen av fjorden er 150 – 200 m. Mange av sidefjordane har og tjukke lag av leire frå isavsmeltinga. Fleire av desse fjordane har ustabile sedimentskråningar ut mot hovudfjorden med merkje etter store leirskred ned mot fjorddjupet (Aarseth et al. 1989).

Fig. 16.

Modell av faser i utviklinga av Sognefjorden. Hav nivået: Stipla line.

1. Det gamle landskapet,
2. Elvestadium,
3. Glasialt stadium,
4. I dag. (Litt modifisert frå Nesje & Whillans 1994).

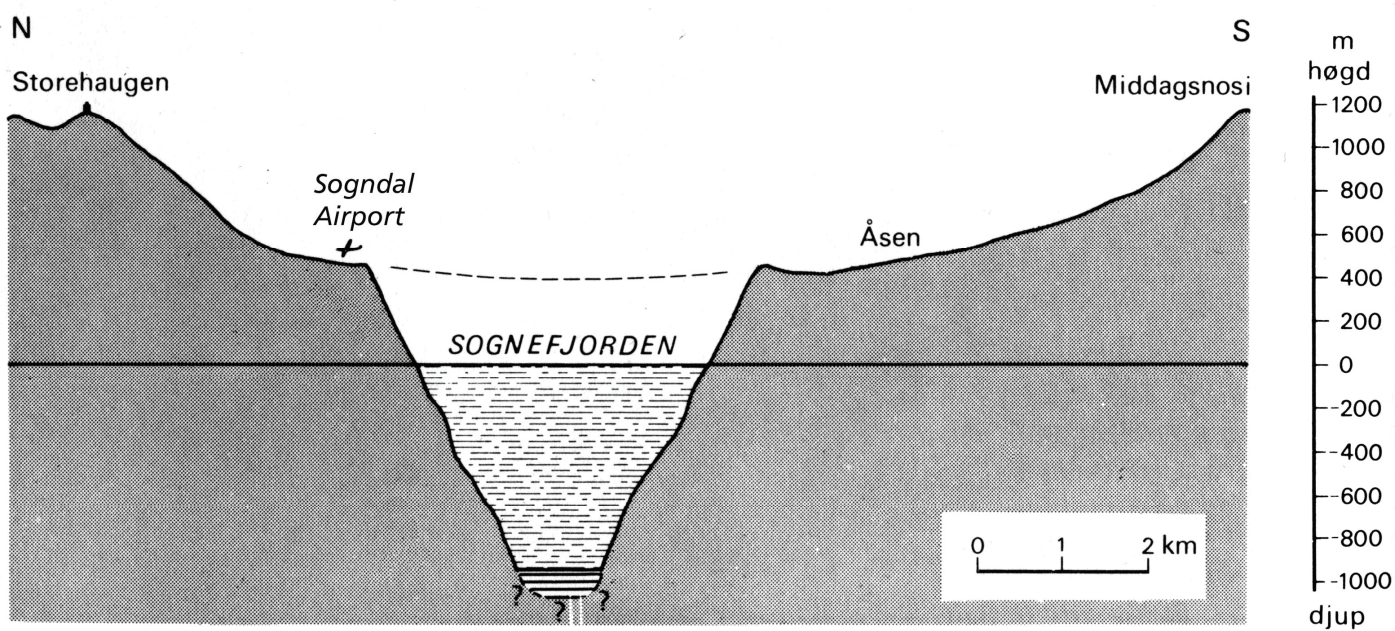


### Lokalitet 9 – Fodnes: Ferje Fodnes – Mannhiller (UTM 0413169 6780460)

Der ferja kryssar Sognefjorden er han 824 m djup. 10 km lenger vest finn ein rekorden for relieff i Noreg. Den vertikale høgdeskilnaden frå kanten av stupet på Bleia (1660 moh.) ned til den 920 m djupe fjorden der det ligg 200 m tjukke sedimentlag er om lag 2800 m over ein horisontal strekning på 4 km. Dette er nesten det doble av relieffet i den kjende "Grand Canyon" i USA. Eit tverrprofil av fjorden litt lenger vest syner tydelege knekkpunkt mellom den gamle elvedalen, der Sogndal Flyplass no ligg, og den is-gravde fjorden (Fig. 17, Aarseth 1980).

Vegen mot Sogndal går gjennom Kaupangerskogen som utgjer ein gamal elvedal frå før istidene. Rett før Sogndal kryssar vegen terskelen (8 m djup) til den 80 m djupe Barsnesfjorden som manglar oksygen i djupare delar og har anoksiske botnsediment (Paetzel & Schrader 1992).

Fig. 17. Tverrprofil av Sognefjorden 15 km vest for ferjestaden Fosnes – Mannhiller. Sogndal flyplass ligg på ei dalskulder frå før istidene (Aarseth 1980).



## 2. DAG: SOGNDAL - NORDFJORDEID

Første del av dagen kører ein langs "Geovegen" der det på fleire rasteplassar er sett opp plakatar og kart som syner ting av geologisk interesse. Frå Sogndal går turen på Rv-5 til Skei og vidare på E-39 til Nordfjordeid med ferje Anda – Lote over Nordfjord. På Norsk Bremuseum i Fjærland (opna i 1991) er det og ei klimautstilling. Det kan gjerast stopp ved fleire av utløpsbreane til Jostedalsbreen (Supphellebreen og Bøyabreen) før ein kører i tunnel under den sørlege delen av Jostedalsbreen. Dette er den største breen på det europeiske fastlandet (487 km<sup>2</sup>). Høgste "Breakulen" når opp til 1957 moh. og det er meir enn 30 utløpsbrear.

På nordsida av den 6,4 km lange tunnelen under breen går vegen langs Kjøsnestfjorden (arm av Jølstravatnet) der fjell-sidene har fint utvikla dalsprekker (avlastningssprekker parallelt med fjellsida). Skredfaren langs vegen har gjort at det er bygd fleire tunnelar. Jølstravatnet har skifta utløp på grunn av den skeive landhevinga. No renn Jølstra mot Førde frå Vassenden i sørvest.

Når ein nærmar seg Nordfjord vil ein koma nærare endemorenar avsett i den kalde perioden "yngre dryas" som avslutta siste istid for 12.800 til 11.500 år sidan. Under dette breframstøytet delte isbreen i Nordfjord seg i tre brearmar (Fig. 23, side 23). Den sørlege gjekk ut Gloppen, den mellomste ut hovudfjorden og den nordlege kom frå Hornindalsvatnet og nådde nesten ut til Nordfjordeid. Store ende- og sidemorenar er synlege både over og under MG og seismiske profil avslører enorme moreneryggar på fjordbotnane. Utanfor ryggen ved Anda – Lote er det registrert 350 m tjukke avsetningar av ishavsleire på fjordbotnen. Det meste av dette vart avsett når brefronten stod ved Anda – Lote.

### Sogndalsdalen

Elva i Sogndalsdalen drenerer eit område med opp til 1600 m høge fjell og eit par mindre botnbrear. Nedre del av elva er relativt bratt og manglar flomslette ovanfor deltaet ut i fjorden. I nedre del av Sogndalsdalen er det marine terras-sar 125-130 moh. som på ein instruktiv måte syner kor høgt havet stod relativt til i dag under isavsmeltinga. Øvre del av dalen har eit par innsjøar der Dalavatnet (398 moh.) er det største. Under arbeid med vegen på sørsida av dalen kom det fram 5-6 m tjukk morenejord som låg over lagdelte sediment. Desse må ha vore avsett i ein isfri periode under siste istid (Aa & Sønsteaard 2001). Det var ved 380

moh. at det låg eit 3 m tjukt lag med bresjøsediment over 20 cm gytje som inneheldt pollen frå eit ope, trelaust landskap. To radiokarbon- dateringar tyder på at avsetningane er frå midt i siste istid. I Frudalen øvst i Sogndalsdalen er det til dels mektige moreneryggar som vart avsette mot slutten av siste istid. Moreneryggane er lett synlege frå vegen.

### Lokalitet 1 – Vatnasete rasteplass (UTM 0388975 6801593)

Her er det fleire plakatar med geologisk informasjon, m.a. med danninga av deltaet ut i Dalavatnet. Her kan ein og "gå" attende langs ein tidsakse der ein går 100 år attende for kvar steinhelle i historisk og forhistorisk tid, heilt til ein kjem attende til istida. Dette området er og utsett for snøskred og det er bygd fleire skredvollar for å stoppa skredmassane.

### Lokalitet 2 – Berge rasteplass (UTM 0380233 6807254)

Denne rasteplassen ligg rett vest for Frudalstunnelen med eit storslått utsyn over Fjærlandsfjorden. Plakatar forklarar danninga av fjordar og fjordsediment. Sedimentasjonen her er relativt stor sidan elvane kjem rett frå breen. Dateringar av sedimentkjernar ved hjelp av blyisotopar (<sup>210</sup>Pb) syner 4 mm/år dei siste 90 åra 2,2 km frå deltaet og 1,2 mm/år 6,5 km frå deltaet (Aarseth 1988). Deltaet i Fjærland bygde seg ut 2,5 m kvart år i perioden 1820 – 1950.

### Lokalitet 3 – Norsk Bremuseum, Fjærland (UTM 0380566 6811956)

Bremuseet er ei stifting som kvart år har 50-60.000 besøkande. Stiftarane er Den internasjonale glasiologforeininga, DNT, NVE, Norsk Polarinstitut, Høgskulen i Sogn og Fjordane og universiteta i Bergen og Oslo. I tillegg til faste utstillingar vert det år om anna synt nye attraksjonar som har med isbrear og klima å gjera. I tillegg vert det synt film frå breen på fem store skjermar (supervideograf). Ulltveit-Moe klimasenter, som er ein del av museet, vart opna sommaren 2007. Der gjer ein ei reise frå danninga av jorda, gjennom istidene og heilt fram til år 2100. Klimahistoria er det sentrale, og ein endar opp med det forskarane trur vert vår felles framtid.

#### Lokalitet 4 – Supphellebreen (UTM 0383862 6816223)

Supphellebreen er ein 0,1 km<sup>2</sup> stor bre som dannar seg der rasa av is frå den 11,8 km<sup>2</sup> store Flatbreen samlar seg nede i dalen. Flatbreen startar 1740 moh. og endar 740 moh. der han kalvar utfor stupet mot Supphellebreen som ligg frå 320 til 60 moh. (Fig. 18). Han er såleis den lågastligande breen i Sør-Noreg. Under "den vesle istida" nådde han 800 m lenger ned i dalen. Undersøkingar av Supphellebreen i åra 1963 – 1967 synte at 2 millionar kubikkmeter is kvart år losna frå Flatbreen. Om ein reknar om til iskubar for drinkar ville dei, plassert etter kvarandre, nå 50 gonger rundt jorda ved ekvator (Orheim 1970).

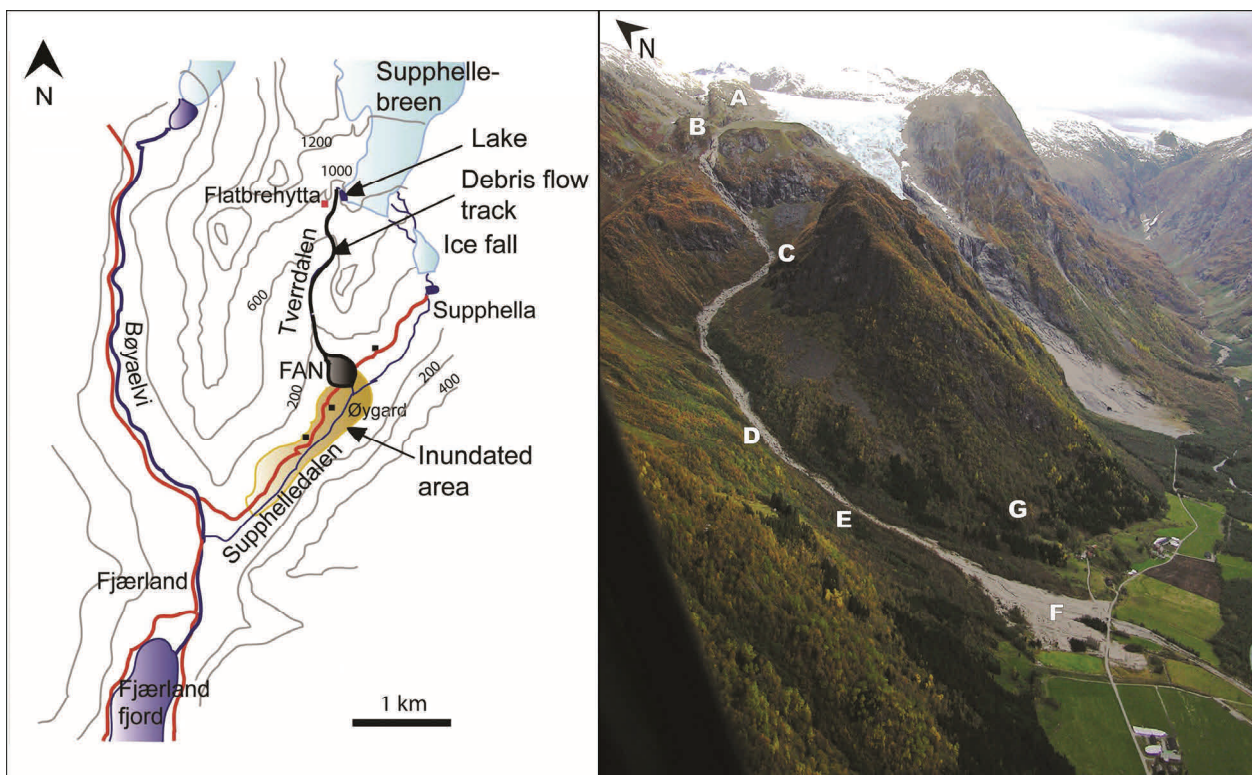


Fig. 18. Supphellebreen sin regenererte bre, Fjærland. Foto: I. Aarseth 2007.

#### Lokalitet 5 – Øygard skredvifte (UTM 0382853 6815246)

Kvar sommar dannar det seg ein bredemd sjø mellom eit stort endemorenekompleks og brefronten i 1000 m høgde like ved Flatbrehytta. Til vanleg vert denne sjøen tappa i kanalar under breen og vatnet renn ned til Supphellebreen. I mai 2004 vaks bresjøen så snøgt at han 8. mai fløynde over moreneryggen og heile bresjøen vart tømd som eit "jøkullhaup" ned Tverrdalen. Vatn og sediment frå endemorena fløynde ~1000 m unnabakke ned til flatare lende ved Øygard, der det meste av den flate garden vart overgrytt av materiale frå steinblokker store som bilar på sjølve vifta til stein, grus, sand og silt vidare nedover, (Fig. 19, Breien et al. 2008).

Fig. 19. Kart over Øygard jøkullhaup 2005, og bilde av flaumvegen. Foto: A. Elverhøi 2007 (Breien et al. 2008).



## Lokalitet 6 – Bøyabreen (UTM 0380237 6818677)

Bøyabreen er 5,7 km lang og dekkjer eit areal på 13,9 km<sup>2</sup>. Horisonten av breen sett frå parkeringsplassen ligg på 1000 moh. og breen nådde i 2007 ned til 490 moh. Nedanfor brefronten er det ein liten regenerert (nydanna) bre som når nesten ned til Bøyavatnet (Fig. 20). På grunn av overskot i breen sin massebalanse i 1990-åra, hadde breen eit større framstøyt slik at han på austsida gjekk saman med den nydanna breen og eit stykke ut i Bøyavatnet. I Bøyadalen er det fleire tydelege moreneryggar frå 'den vesle istida'. Dei to ytste moreneryggane (M1 og M2) er frå isavsmeltinga etter siste istid (Fig. 21, Aa og Sjøstad 2000).

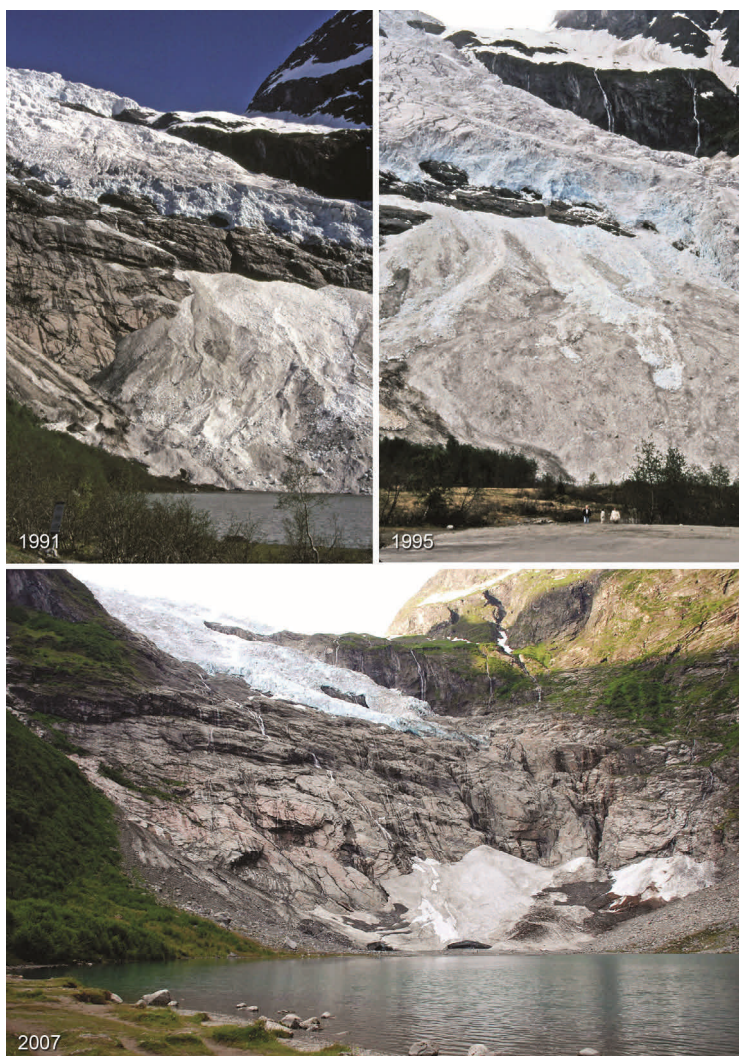


Fig. 20. Bøyabreen, 1991, 1995 og 2007; Foto: I. Aarseth.

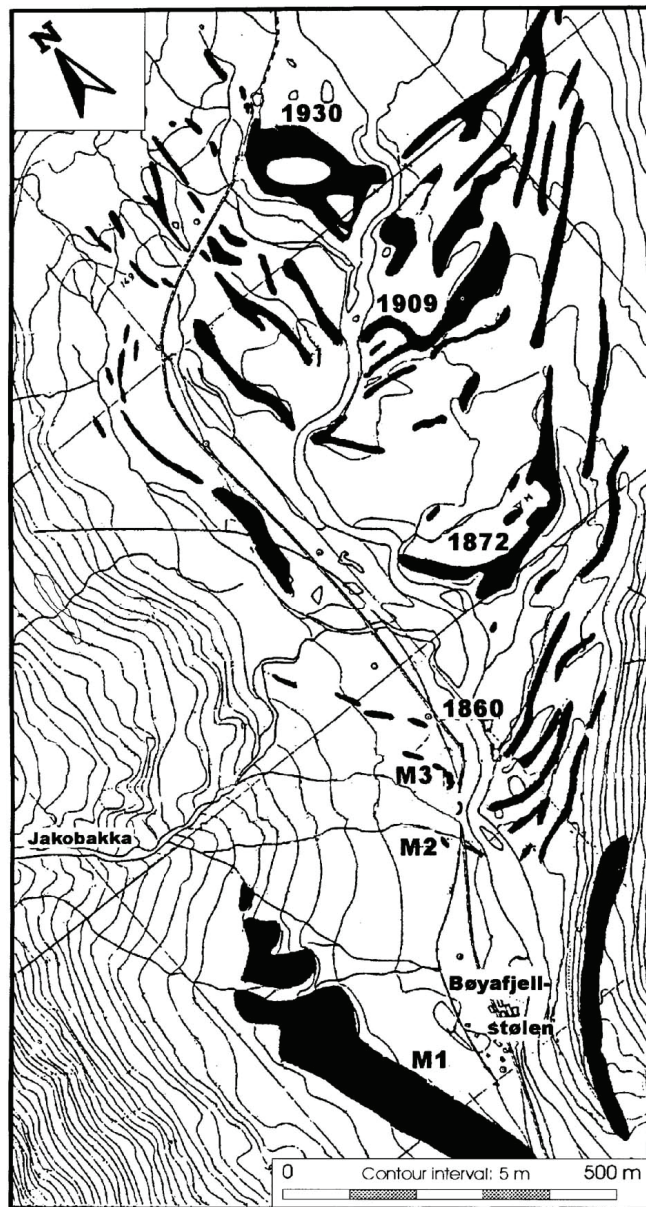


Fig. 21. Kart over moreneryggane utanfor Bøyabreen (Aa & Sjøstad 2000).

### Lokalitet 7 – Kjøsnesfjord (UTM 0373469 6823261)

På nordsida av Fjærlandstunnelen går vegen gjennom fleire tunnelar langs den skredfarlege Kjøsnesfjorden. På motsett side er det fine eksempel på avlastnings-sprekker i gneisen om lag parallelle med fjelloverflata. Dei vart danna på grunn av trykkavlastning då fjellet kom opp i dagen og bergtrykket minka. Slike sprekker er mest vanlege i homogene bergartar som granitt, men kan og opptre i gneis dersom han er lite "foliert" (bladdelt).

### Lokalitet 8 – Jølstravatnet, Skei 207 moh. (UTM 0366339 6829295)

Det 22 km lange og 40 km<sup>2</sup>vatnet har eit største djup på 233 m og når såleis ned under havnivået. Fleire sidedalar munnar ut mot vatnet som hengjande dalar. Ved studium av strandliner og innsjøsediment fann Klakegg & Rye (1990) at innsjøen har hatt skiftande utløp etter istida (Fig. 22). Under isavsmeltinga var vatnet ei tid demd av breen og rann ut ved Vassenden i vest fram til for 9500 C-14år sidan. Under fase II og III rann det ut mot Breimsvassdraget i nordaust (9500 – 7500 B.P.). Sidan landet steig mest i aust følgde ein fase der aust og vestenden hadde same høgd, og vatnet hadde ei tid to utløp (Fase IV :7500 – 6000 B.P.). Dei siste 6000 åra har så Jølstravatnet runne ut ved Vassenden i vest.

### Våtedalen

Rett nord for vegkrysset ved Skei går vegen frå dalen som tidlegare drenerte Jølstravatnet, og ved Klakegg kjem ein inn i den flate Våtedalen. Elva fell berre 10 m på ei strekning på fleire km og fører med seg steinmjøl frå Jostedalsbreen og Myklebustbreen. Store raskjegler (steinrøysar) vitnar om aktiv frostsprenging og snøskred frå dei bratte fjellsidene som er parallelle med N-S sprekkene i området.

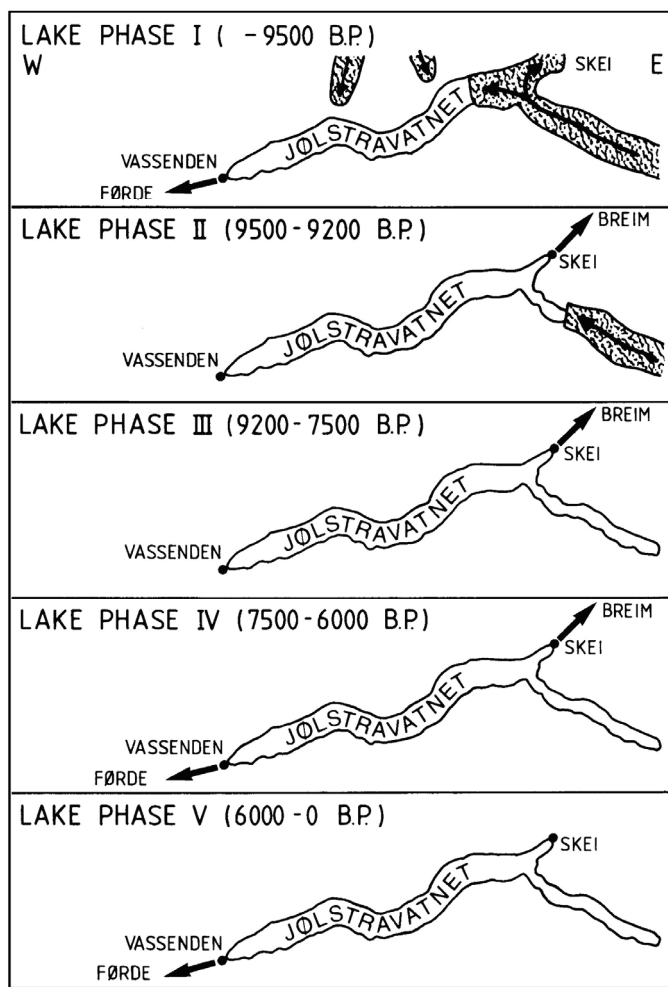


Fig. 22: Utviklinga av dreneringa frå Jølstravatnet (Klakegg et. al. 1990)

NGU Bulletin 408 – Fareth – Plate 2

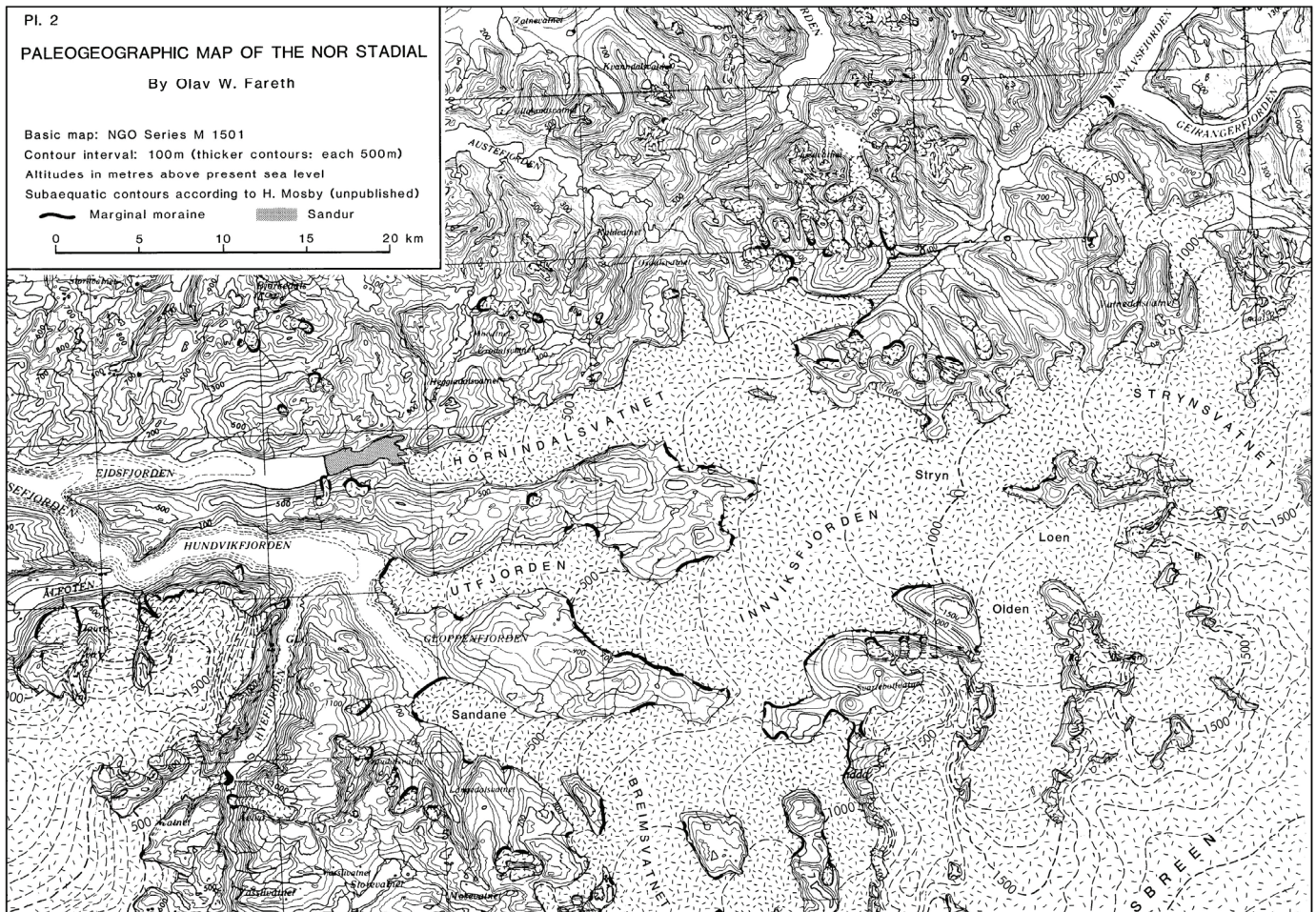
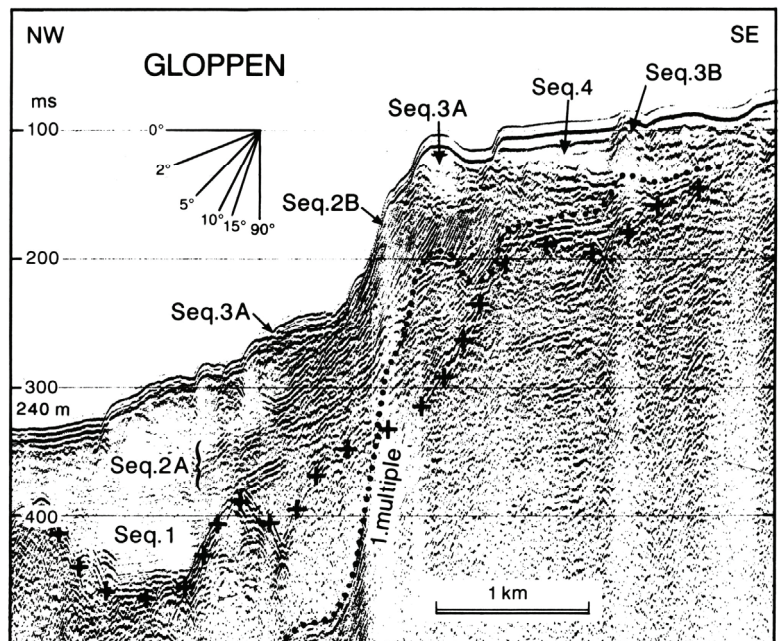


Fig. 23. Paleogeografisk kart av Nor Stadiet (yngre dryas) i Nordfjordområdet (Fareth 1987).

### Gloppen

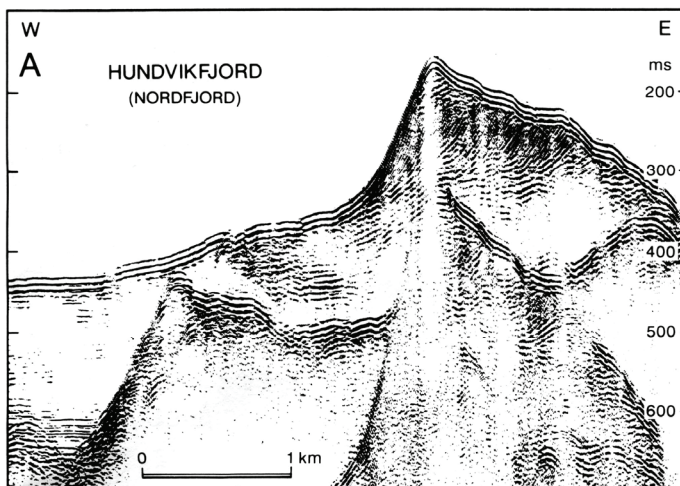
Fjorden inn til Sandane heiter Gloppen. Ei av Bretungene i Nordfjord (Fig. 23), strøymde eit stykke ut i denne fjorden under den kalde perioden yngre dryas (for 12.800 – 11.500 kalenderår sidan). Frå vegen ser ein over fjorden til Rygg dit brefronten nådde og skuva saman fleire moreneryggar (Fareth 1987). Dei kan følgjast ut i fjorden, der seismiske profil syner at det har vore minst to breframstøyt, Fig. 24 (Aarseth et al. 1997). På det kvartærgeologiske kartet er det funne tre moreneryggar (Klakegg & Nordahl-Olsen 1985).

Fig. 24. Seismisk profil (sparker) av endemorener og distale sediment avsett under yngre dryas i fjorden Gloppen. To breframstøyt kan utskiljast. +++ indikerar fjellgrunnen (Aarseth et al. 1997).



### Lokalitet 9 – Føleide (UTM 0351220 6858014)

Bretunga i hovudfjorden nådde eit lågt passpunkt på sørsida av hovudfjorden der det vart avsett ei stor endemorene på Føleide (Fareth 1987). Moreneryggen utgjer det lokale vasskiljet mellom Nordfjorden og Gloppen med ei høgd på 197 moh. Sjølv om det ligg fleire gardar i området, ser ein den store endemorena som no er oppdyrka. Dreneringa frå sida av breen har erodert ein dal gjennom morenemassane. Denne smeltevassselva nådde fjorden på Vereide, der det vart bygd opp eit delta som no dannar Vereide-terrassen.



### Lokalitet 10 – Vereide, Gloppen (UTM 0350013 6856364)

Vegkrysset på Vereide ligg på terrassen med ei høgd på 69 moh., som markerer MG i dette området.

### Ferje Anda - Lote (Anda: UTM 0346432 6860506 )

I den kalde perioden yngre dryas rykka breen fram og avsette ein stor endemorene nett der ferja no kryssar fjorden. Botntopografien syner ein 100 m høg ryggen som utgjer ein terskel i fjorden med eit vassdjup på 130 m. Eit seismisk profil syner at det under ryggen er 200 m tjukke sediment (Fig. 25). Underst er det flatliggjande lag av ishavleire. Over desse er det 50-100 m tjukke skrålag med breelvmateriale (sand og grus) og på toppen ligg det ein 50 m tjukk morenerygg frå det siste breframstøytet. Då breelva bygde opp dei skrå gruslaga, vart fjorden grunnare. Dette førde truleg til redusert kalving som igjen førde til at breen rykka fram siste gongen (Aarseth et al. 1997).

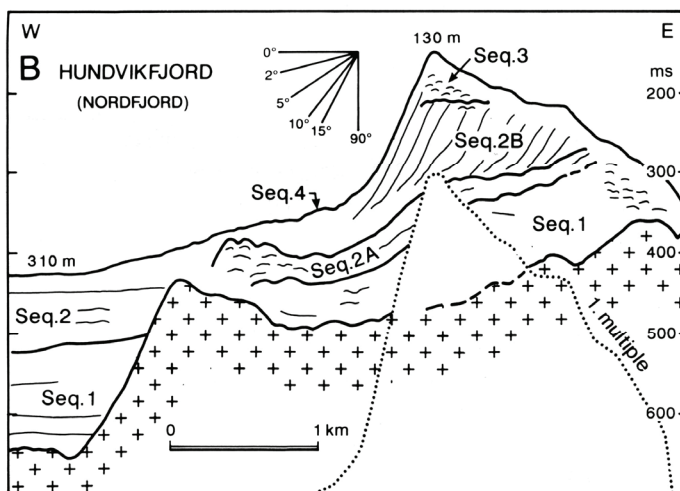


Fig. 25. Seismisk tverrprofil (sparker) av israndavsetninga (yngre dryas) ved Anda- Lote i Nordfjord (Aarseth et al. 1997).

På vegen frå Lotetunnelen til Eid kryssar vegen ein endemorene avsett samstundes av ein lokal bre frå ein botn på nordsida av fjellet Trollenyken; 898 moh., (Fareth 1987).



### DAG 3: NORDFJORDEID – MÅLØY – KRÅKENES – NORDFJORDEID

Den tredje dagen av ekskursjonen skal ein fokusera på landformer danna av isbrear så vel som ved forvitring og av prosessar i strandsona. Ein kjem nær Nordsjøen der kysten vart tidleg isfri og soleis lite påverka av glasial erosjon, særleg på toppen av øyane slik som på Vågsøy.

#### Vågsøy

Vågsøy ligg heilt ut mot havet nord for munninga av Nordfjord og har eit relativt stort relieff med bratte kystklipper og toppar opp mot 600 meters høgde, Fig. 26. Øya har både avrunda former som er lite påverka av iserosjon og lokale botnar og trau som syner det motsette. Det tyder på tynnarer isdekke i lange periodar sjølv om øya har vore dekkja av is under fleire istider.

Hovudretninga til breane var frå aust (Nordfjord) og nord-aust under maksimal nedising i siste istid. Avsmeltinga i siste istid starta på eggakanten like utanfor Vågsøy for om lag 20.000 år sidan og øya vart isfri for 13-14.000 år sidan. Så var øya isfri i fleire tusen år, men brear vart nydanna i



Fig. 26. 3D modell av Vågsøy mot N. Lokaliseringa av Kannesteinen er merka med raud ring.

botnar på nordsida av øya under kuledeperioden yngre dryas. Her er lokalmorenen på Kråkenes ein nøkkellokalitet.

Klimaet på Vågsøy kan skildrast som oseanisk med årsmiddeltemperatur på 7,1 °C (2,5 °C i januar og 13,0 °C i august). Normal nedbør er 1280 mm i året (minimum i april og maksimum i september). Kråkenes er ein av stadene i Noreg med flest stormdagar.

#### Lokalitet 1 – Kannesteinen (UTM 0293989 6877107)

Kannesteinen er ein kjend naturleg "skulptur" i ei bukt på vestsida av Vågsøy, Fig. 26. Veggen dit er smal og større buskar kjem ikkje heilt fram. Kannesteinen er eit resultat av marin abrasjon (bølgjer som gjer at rullesteinar vert sett i rørsle og abraderar (slit) på fjellet). Bølgjene kastar rullesteinar maksimalt ~2 meter opp og undergrev difor berget slik at det vert forma som ein sopp, Fig. 27. Området rundt har ei plattform danna på same måten. Kannesteinen er danna etter istida ettersom ein isbre ville ha knekt den skjøre "soppen".



Fig. 27. Kannesteinen på Vågsøy. Foto: Inge Aarseth 2008.

## Lokalitet 2 – "Saprolitt" i Movatnet grustak (UTM 0291946 6881798)

Denne lokaliteten (Fig. 28) vart omtalt av Roaldset et al. (1982) og Longva et al. (1983) som ein stad der fjellet var forvittra på staden før istidene til ein sokalla "saprolitt" (forvittringsjord på staden).

Dei bygde tolkinga på at det finst kjernesteinar i forvittringsgrusen. I tillegg syner analyser med XRD (røntgendifraktometer) at grusen inneheld leirmineralet kaolinit som tyder på forvitring i eit mykje varmare klima. Det vart og funne kaolinit i morenematerialet i nærleiken, noko som tyder på at breen har grave i forvittra fjell og blanda det inn i morenejorda. Berggrunnen i nærleiken syner kontakt mellom augegneis og gabbro. Her kan kontaktmetamorfose ha ført til at berggrunnen er svekka, noko som kan ha ført til utluting. I tillegg er det vanskeleg å skilja mellom leirminerala kaolinit og kloritt. Det er soleis usikkert om dette er forvitring frå før istida sjølv om kjernesteinane tyder på djupvitring på staden.

Seinare studier syner at forvittringsmaterialet er sandig-grusig med lite leire. XRF analysar syner at 28-37 % av berggrunnen er utluta ved kjemisk forvitring og har danna forvittringsorda. Si + Al + Na + K utgjer 50 % av utlutinga og dei vanlige feltspatminerala er stort sett vitra ut. Dette i sin tur gjer saprolitten sers porøs.



Fig. 28. 3D model av den vestlege delen av Vågsøy og Kråkenes sett mot SA. Kartlagde saprolittlokalitetar er markert med raud ring. Lokalitet med Tafoni har blå ring.

## Lokalitet 3 – Kråkenes botn og lokalmorene Av Eiliv Larsen

I fint vær er utsikta frå Mehuken (433 moh.) ei oppleving. Vegen frå Movatnet opp forbi vindmøllene er 1,5 km lang og stig 150 høgdemeter (ca. 30 min.). Her ser ein mot Stad i nord og sørover til Bremangerlandet.

På Vågsøy er det ein botn med ei velutvikla botnmorene der moreneryggen er 16 m høg på utsida. Smeltevatn frå breen som låg i denne botnen drenerte ut i det vesle Kråkenesvatnet der det vart avsett laminert silt og leire (glasilakustrint sediment). Dateringar over og under desse sedimenta syner at botnbreen vart danna og forsvann att i yngre dryas, d.v.s. at han eksisterte i 1000-1200 år. Botnbreen var ikkje ein isrest frå istida sidan innlandsisen hadde smelta bort frå staden om lag 2000 år tidlegare.

Lenger inne i fjordane var brear i botnane restar av innlandsisen som berre vaks litt under kuldeperioden yngre dryas.

Botnbreen fekk snø frå lesideakkumulasjon (fokksnø frå platået) og skred frå kanten av stupet. Dei låge sommar-temperaturane reduserte smeltinga og var med på å vedlikehalda botnbreen. Ved maksimum utbreiing var breen truleg i likevekt med klimaet på staden. Nedsmeltinga av breen kan ha byrja på grunn av nedfall av vulkansk oske frå Island ("Vedde- oska"). Smeltinga fortsette ved stigande temperaturar i smeltesesongen (Larsen & Mangerud 1981).

Frå sedimentkjernar i vatnet, seismikk på deltaet og måling av volumet av moreneryggane er det totale sedimentvolumet produsert av botnbreen rekna ut. Omrekna til fast fjell og fordelt over heile botnen er så erosjonsraten til breen rekna ut. Om ein går ut frå at breen har erodert i gjennomsnitt 700 år for heile breen kjem ein til ei erosjonsrate på 0,5 – 0,6 mm/år. Med ei konstant erosjonsrate vil det då ta frå 80.000 til 125.000 år for å danna denne botnen, men dette må sjølv sagt fordelast over mange istider.

## Lokalitet 4 – Forvittringsgroper og tafonis ved Kråkenes (UTM 0290117 6884412)

Parker bil/buss 500 m aust for fyrhuset på Kråkenes (UTM 0290488 6884 475) og gå til fyret. Denne lokaliteten dekkjer eit område på høgderyggen "Klumpen" og "Hardtua" aust for Kråkenes fyr. Nær fyret er det fleire eksempel på forvittringsgroper i gabbro. Dei kunne klassifiserast som "alveoli" eller "bikubeforvitring". Det går ein sti opp den bratte bakken like bak fyret. Stien er sikra med tau og fører opp til meteorologiske instrument og radioantenne. Ein kan gå vidare austover og ned grasbakken til bilvegen ovanfor Stiksvika, om lag 500 m lenger aust. Oppe på høgdedraget er det spektakulære eksempel på forvittringsgroper og Tafonis, særleg like sør for høgda "Klumpen" og i fleire berghamrar nedover mot sjøen (Syn varsemd, grasbakken er bratt og glatt!). Det går ei berggrunnsgrense langs høgdedraget med gabbro på nordsida og augengneiss på sørsida, Fig. 29.

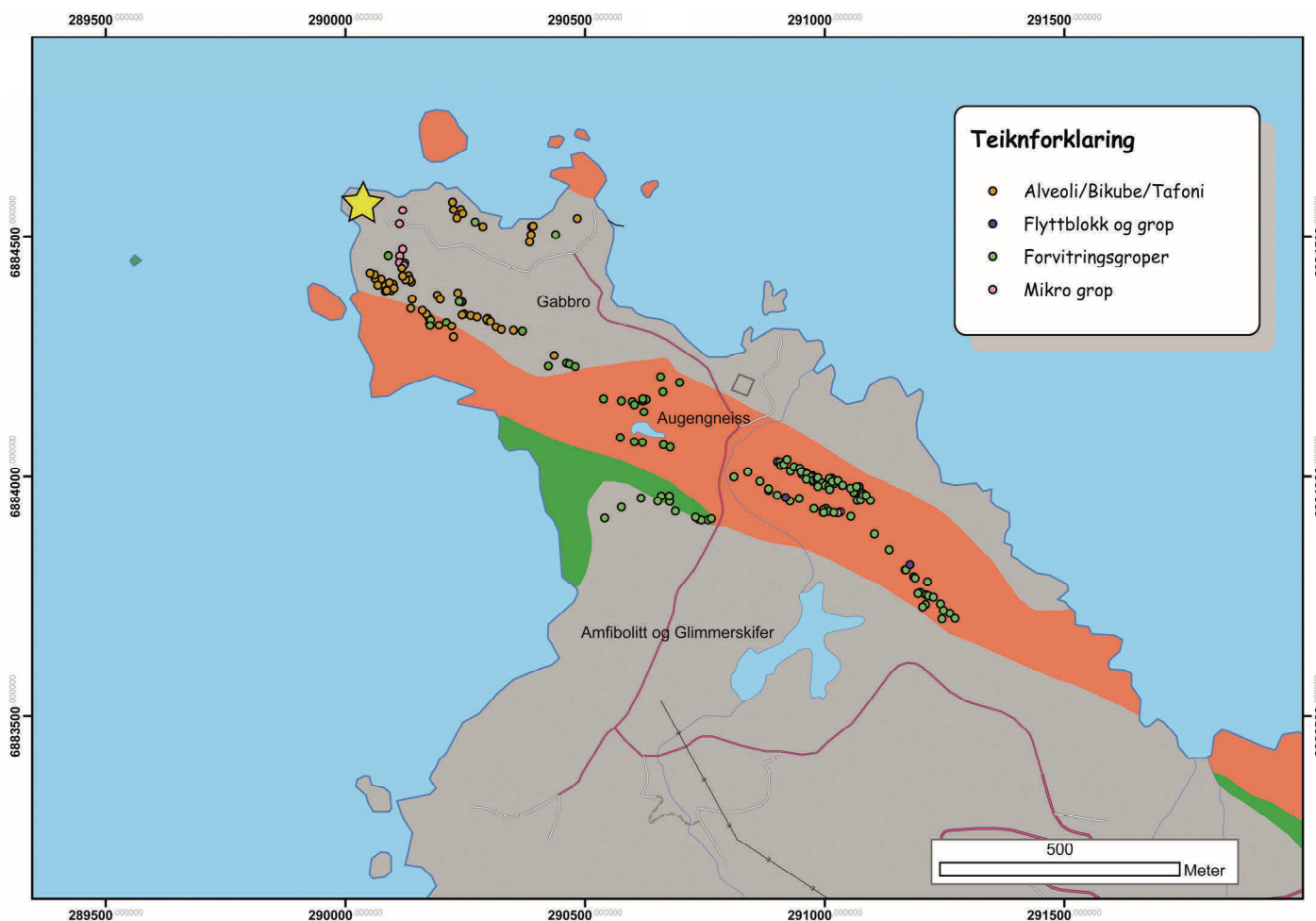


Fig. 29. Berggrunnskart og kartlagde forvittringsgroper og tafonis som syner samanheng mellom berggrunn og morfologi. Kråkenes Fyr er merka med gul stjerne.

I gabbroen er det fine eksempel på tafoni eller bikubeforvitring, Fig. 30A, medan augegneisen har klassiske forvitringsgroper, Fig. 30B. Det er difor klart at berggrunnen har spela inn for kva slag groper som er danna. Avstanden til sjøen er avgjerande når det gjeld storleiken. I uvær, og det er det ofte på Kråkenes, vil sjøroket gje sjøsprøyt langt oppetter. Dei største gropene og tafoni holromma er utvikla nærast sjøen.

Det første spørsmålet som melder seg er alderen til desse formene. Intuitivt vil ein tru at dei er sers gamle, men ein veit at staden har vore dekt av is i lengre periodar under siste istid, og iserosjon ville ha fjerna desse formene. Området har vore isfritt i 14-15.000 år. Det er difor mest sannsynleg at dei er danna etter deglasiasjonen. Undersøkingar frå andre stader syner at former på storleik 0,5 – 1 m kan dannast på 15.000 år.

Turen går så attende til Nordfjordeid.



Fig. 30 A og B

A) Foto av forvitringsgroper samanbundne av kanalar i augegneis.

B) Tafoni i gabbro. Foto: Ola Fredin

## Dag 4 NORDFJORDEID – STRANDA – VALLDAL - GEIRANGER (alternativt frå Stranda attende til Hellesylt og ferje til Geiranger).

Denne dagen skal ein sjå på dalar med tjukke avsetningar så vel som kontrasten til dette: fjordar, sjøar og dalar med iserosjon. Det ekstreme relieffet har ført til førhistoriske så vel som historiske masserørsler (skred) og tsunami.

Før breframstøytet seint i yngre dryas smelta fjordane opp langt innetter og skal av molluskar (skjell) frå allerødperioden (før yngre dryas) er funne heilt til austenden av Hornindalsvatnet og datert til  $11.360 \pm 70$  BP (C-14år). Breen rykka så fram og nådde vestenden av vatnet ved Nor der breelva bygde opp ei sandur ("breelvslette"). Samstundes vart det danna ein bredemd sjø i øvre del av Hornindal der ein i dag kan sjå ei strandline i lausmassar langs fjellsida. Under denne fasen gjekk dreneringa over passet (389 moh.) til Hellesylt.

Frå ein rasteplass nord for Hellesylt kan ein sjå fjellsida med den potensielt farlege rasstaden ved Åknes 6 km lenger nord. Den ustabile fjellsida ved Åkneset utgjør minst 10-15 millionar kubikkmeter, men ein kan ikkje utelukka at eit volum på 70-90 million kubikkmeter losnar og fell ned i fjorden. Utrekningar av høgder på ein eventuell tsunami tyder på at bylgja i så fall vil nå om lag

85 moh. ved Hellesylt, 65 m i Geiranger og frå 3-9 m lenger ute i Storfjorden.

Åknes-Tafjord varslingscenter har base i Stranda. Der som ein kontaktar dei, vil ei gruppe sikkert kunne få ei innføring i det arbeidet dei gjer med overvaking av dei potensielle fjellskreda i Åknes og Tafjord. (Ferda vidare er avhengig av om det går ferje Valldal – Geiranger eller om ein må returnera til Hellesylt for å ta ferja Hellesylt-Geiranger). Førebels (2012 – 2014) vil ferja gå 20. juni – 20. august med avgang frå Valldal 14.45. Plasstinging påkrevd.

## Eidsdalen

Eidsdalen mellom Eidsfjorden (i vest) og Hornindalsvatnet (i aust) er ein vid dal med både breelvterrassar, ishavsleire og finkorna elvesediment. C-14 dateringar av skal frå molluskar gav aldrar på 10.750 og 10.930 B.P. Molluskane levde på botnen av fjorden like før isbreen kom fram til Nor der han avsette ei stor sandur, Fig. 31 (Fareth 1987).

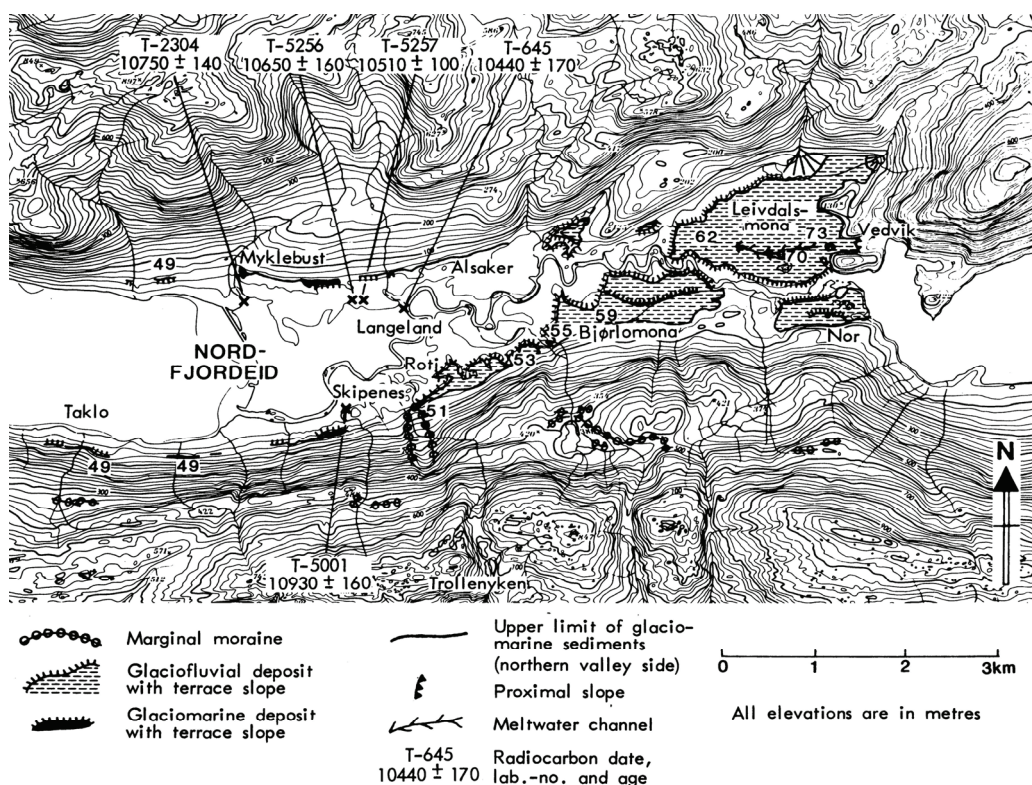


Fig. 31. Kart av dalføret mellom Eid og Hornindalsvatnet. Med endemorener, terrassar og  $^{14}\text{C}$  dateringar av marine molluskar (Fareth 1987).

### **Lokalitet 1 – Vedvikmona grustak (UTM 0347498 6868337)**

Tre dateringar av molluskar frå dei glasimarine sedimenta utanfor Normorenen ligg mellom 10.440 og 10.650 B.P. Under "Nor-stadiet" bygde breelva opp ei stor sandur (breelvslette) vest for Hornindalsvatnet. Den strekkjer seg 3 km nedover dalen mot Nordfjordeid. Høgda på 73 moh. nærast breen skrånar til marin grense 55 moh. og 49 moh. lengst i vest. Eidselva har nedskorne meandrar i aust og meandrerar på flaumsletta lenger vest. Her er det 2-3 m tjukk elvesand ovanpå glasimarine avsetningar som silt og leire (Klakegg & Nordahl-Olsen 1985).

### **Lokalitet 2 – Hornindalsvatnet (514 m djupt)**

Det 24 km lange Hornindalsvatnet (52 moh.) er den djupaste innsjøen i Europa og kan likna på ein lang fjord, noko det var i ein kort periode i "allerød" før breen rykka fram til Nor. Provet på dette er skal av molluskar som vart funne i austenden og datert til 11.360 +/- 70 BP (C-14år). Då den nordlege bretunga i Nordfjord fylte Hornindalsvatnet i "yngre dryas", demde breen opp ein ferskvass-sjø i øvre del av dalen. Denne bresjøen rann over passpunktet (389 moh.) og ned til Hellesylt. Langs bresjøen vart det erodert strandliner i lausmassane i den nordlege dalsida i Hornindalen. Desse kan ein lett sjå frå riksvegen som horisontale liner i dalsida (Fareth 1987).

### **Lokalitet 3 – Nibbedalen: Flott alpint landskap med lokalbrear og store side- og endemorenar (UTM 0382017 6889150)**

Ta ein avstikkar frå veg 60 ved Tryggestad opp til Nibbedalen, ca. 6-7 km til Fivelstadhaugen. Nibbedalen har eit flott alpint landskap med tindar opp mot 1700 moh. og store side- og endemorenar. Dette er Sunnmørsalpane på det flottaste. Nokre kilometer nærare Øye ligg Lygnstølsvatnet der ein kan sjå stølstuffer under vassflata.

Det var fjellskredet i 1908 frå fjellet Keipen som demde opp vatnet.

### **Lokalitet 4 – Hellesylt. (UTM 0388833 6885550)**

Hellesylt sentrum er den busetnaden som ligg nærast Åknes. Heile sentrum ligg nede på deltaflata like over dagens havnivå. Modellerings av ein eventuell tsunami vil nå heile 85 m høgare enn dagens havflate og øydeleggje det meste av sentrum. Både Hellesylt og dei andre bygdene langs Sunnylvsfjorden, Geirangerfjorden og Storfjorden har difor

fått planar for evakuering og eit system med sirener og varsling på mobiltelefon.

### **Lokalitet 5 – Ljønbba utsiktspunkt. Foto-stopp (UTM 0391731 6890276)**

Like før tunnelen kan ein sjå nordover mot Åkneset. Langt oppe i lia ser ein ein kvit flekk dersom det er god sikt. Det er helikopterplattforma ein nyttar for å inspisere den øvre sprekk der det og er mange slag måleinstrument. Fjellsida ned mot Åknes ser ikkje dramatisk bratt ut i høve til dei berghamrane som er nærare utsiktspunktet.

### **Lokalitet 6 – Stranda (UTM 0393700 6910221)**

Nede på kaien i Stranda står det ein bauta til minne om skredulukka då Skafjellet på motsett fjordside fall ned i fjorden i 1731 og danna ein tsunami som øydela sentrum i Stranda. Lenger oppe i bygda har Aknes-Tafjord varslings-senter sitt hovudkvarter. Her kan ein truleg få ei omvising om ei gruppe kontaktar senteret på førehand.

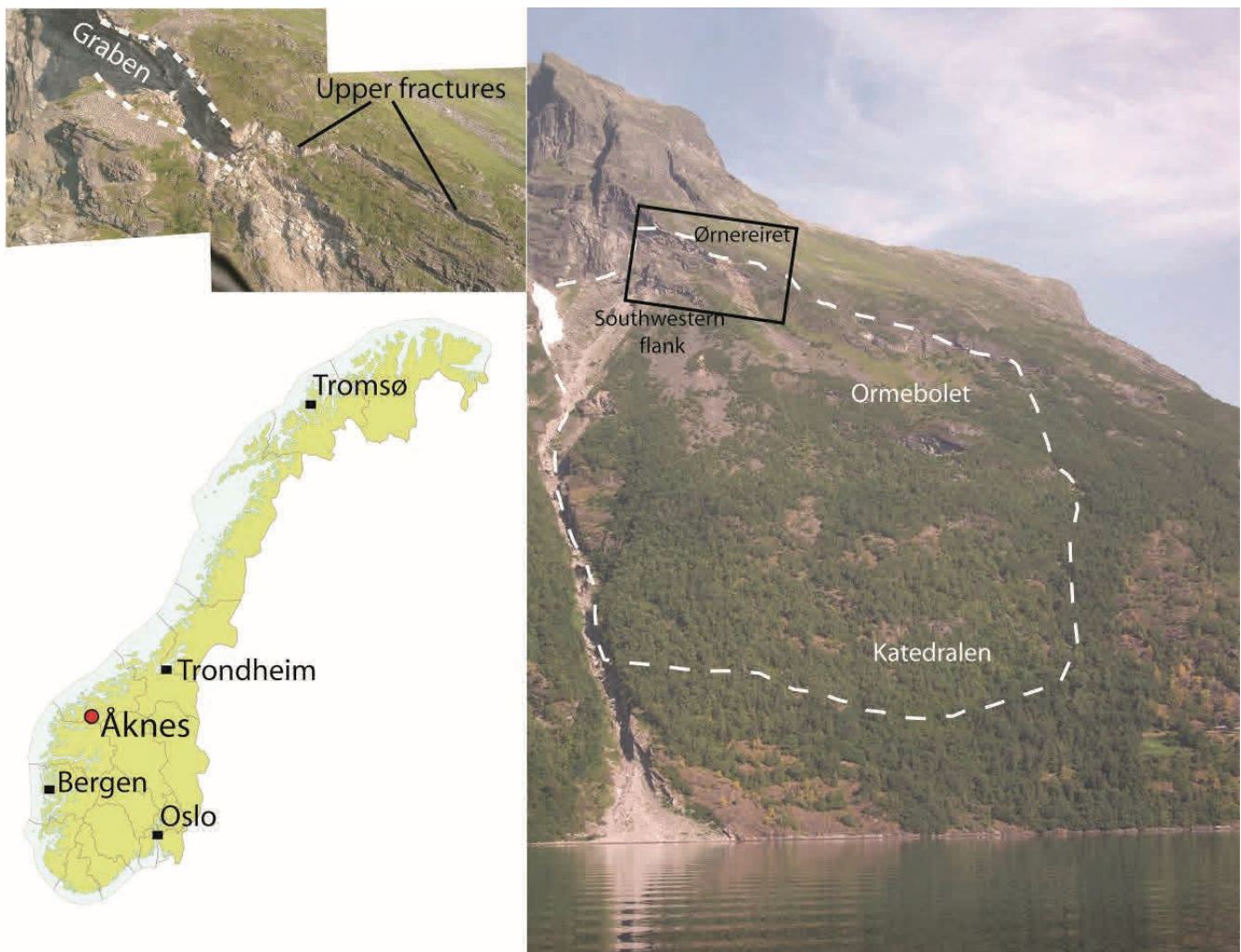
**Ferda vidare er avhengig av om det går turistferje Vall-dal – Geiranger. Førebels (2012 – 2014) går det som-marferje: 20. juni – 20. august, to gonger om dagen. Siste avgang 1445 frå Valldal. Om det ikkje går ferje må ein returnera til Hellesylt og ta ferje til Geiranger. Her og er det ei føremun å tinga plass på ferja, særleg i sommarsesongen. Til Valldal kjem ein med FERJE STRANDA – LIABYGDA og vidare kjøring til Valldal for ferjetur til Geiranger.**

## Åknes fjellskred (UTM 0396140 6895145) Lars Harald Blikra

Åknesskredet ligg i det vestlege gneisområdet med gneis av prekambrisk alder. (Fig. 32) Fjellskråninga har ei rekkje karakteristiske kjenneteikn som er lista i figurteksten (Fig. 33). Nord for Åkneset er det fleire gamle rasskard på vestsida av fjorden og seismiske profil syner at det ligg store skredmassar på fjordbotnen. Ved Åkneset ligg det lause fjellpartiet frå 100 moh. og opp til 900 moh. der det er ein fjellsprekk som utvidar seg (tensjonssprekk). Det lause partiet dekkjer om lag 1 km<sup>2</sup> og er truleg 70-90 mill m<sup>3</sup>. Det er målt rørsler på 3-10 cm/år. Instrumenta som vert nytta i overvakinga er strekkstag med ekstensiometer (måler utvidinga av sprekkjen), laser, GPS, hellingsinstrument i borhola, geofonar, seismometer og klimastasjon. Alle måleresultata kan følgjast i overvakingssentralen i Stranda. Det er ein auke i rørsle langs skråninga ved auka nedbør/snøsmelting. Auking av rørslene vert overvaka. Frå Alpane veit ein at større skred har hatt fleire dagar med aukande rørsle før skredet vart utløyst. Det er erfaringar frå Alpane som gjer at Åknes-Tafjord varslingssenter har fem alarmni-

vå, der det høgste omfattar råd om full evakuering når rørslene er 10-20 mm/døgn.

Fig. 32. Fjellskredet ved Åknes og lokaliseringa i Vest-Noreg.



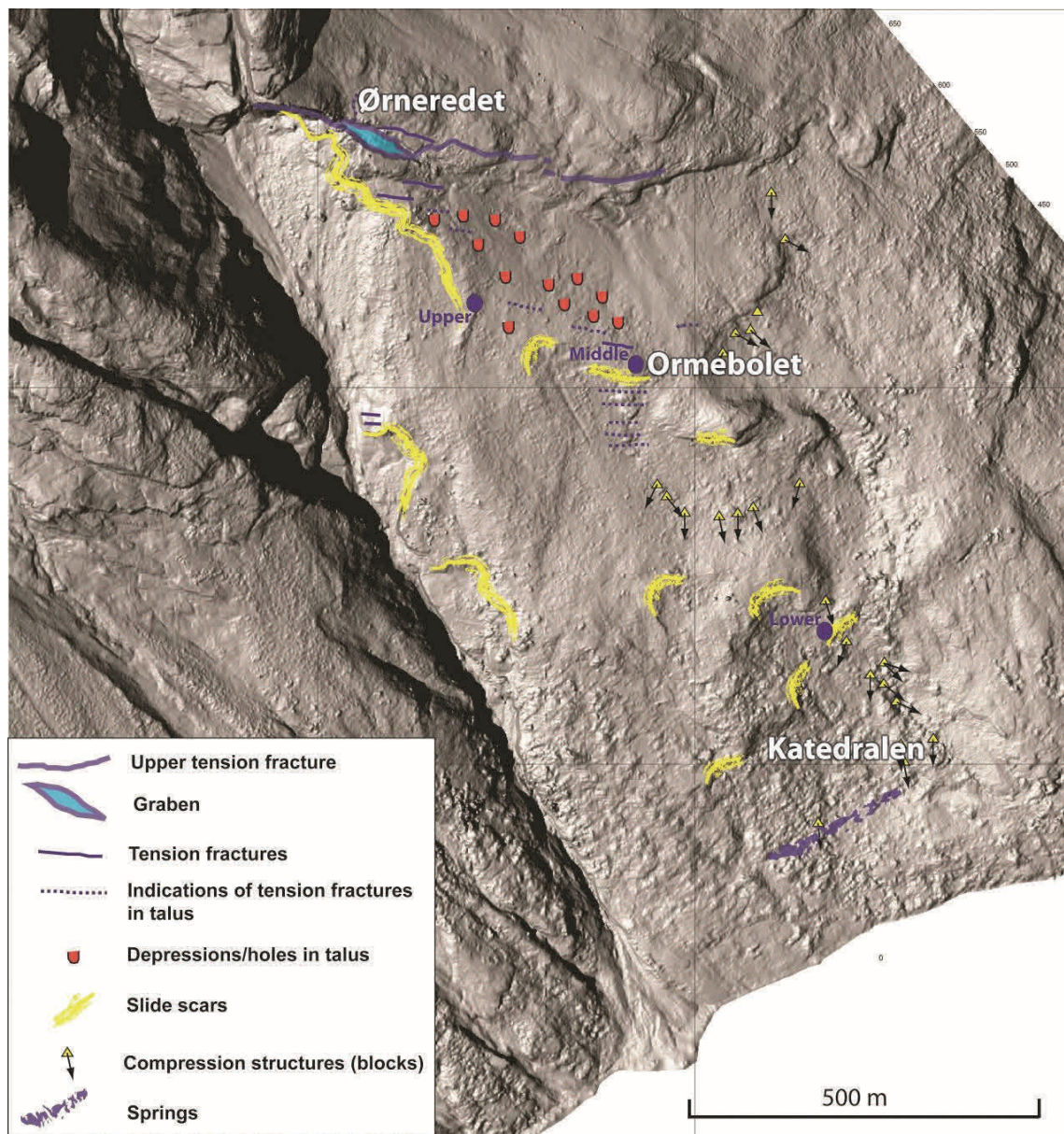


Fig 33. Skuggelagt relieffkart av området ved Åknesskredet med ymse morfologiske kjenneteikn.

1. Ei om lag 500 m nesten samanhengande sprekk (øvre tensjonsprekk).
2. Ei stor forsenking i øvre venstre hjørne, utvikla som ein graben. Vertikal forskuving 20-30 m.
3. Ein serie tensjonsprekker frå øvre til midtre del av skråninga. Dei er orientert med retning VNV – ASA og har opp til 1 m opning i berggrunn og forsenkingar.
4. Markerte skredbaner langs det sørvest -lege gjelet. Historiske data indikerar eit skred i øvre del på slutten av 1800-talet og utglidningar i 1940 og 1960.
5. Små utglidningar i nedre del av skredet.
6. Store blokker eller deler av berggrunn kjem ut av skråninga i to område, i midtre del og i nedre del av skredet.
7. Tydlege vasskjelder i nedre del av skredet ved om lag 100 moh.



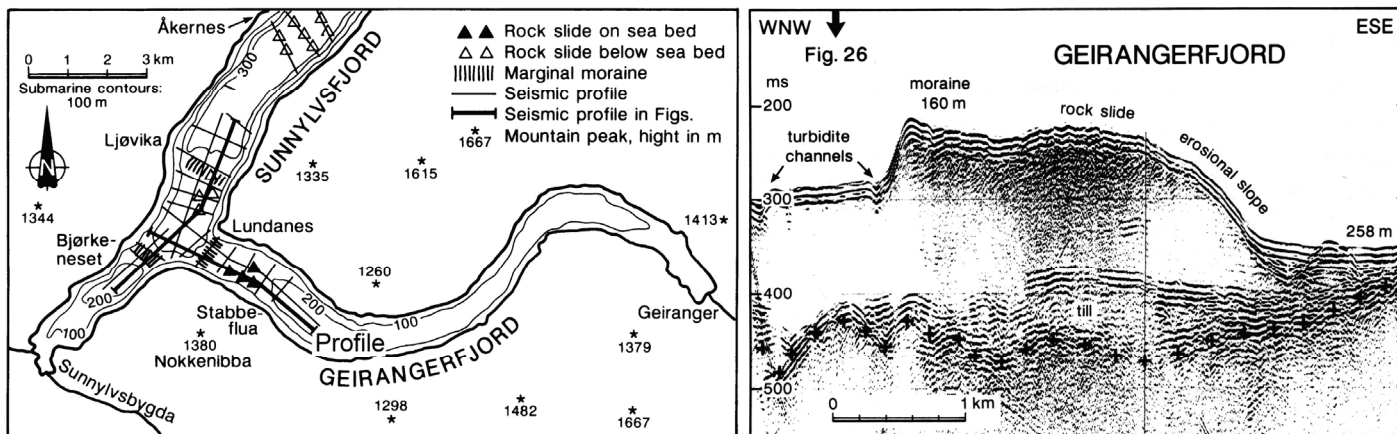


Fig 34. Kart over indre del av Sunnølvfjorden og Geirangerfjorden (venstre). Seismisk profil av yngre dryas endemorene i Geirangerfjorden (høgre) (Aarseth et al. 1997).

## Sunnølvfjorden – Geirangerfjorden. Endemorener og skred i fjorden

Der dei to fjordane Geirangerfjorden og Sunnølvfjorden møttest, ligg det fleire store endemorenar på fjordbotnen. Breen ut Sunnølvfjorden gjorde fleire breframstøyt under yngre dryas og etter at brefronten hadde kalva innover i Geirangerfjorden, rykka han fram att og avsette ein endemorene i fjorden, Fig. 34 (Aarseth et al. 1997). Her ser ein isoverskredne sediment i botnen med skrålag av sand og grus ovanpå ut til ytste ryggen like ved Matvik. Etter dette har det gått store og små steinsprang frå Nokkenibba (1320 moh.) i sør der skredmassane no ligg oppå endemorenen.

### Tidlegare busetnad langs Geirangerfjorden

På turistferja er det guide som fortel om den gamle busetnaden langs fjorden. Her er det fleire gamle gardshus, enten nede ved sjøen eller oppe på små utflatingar i fjordsida, noko som tyder på at stadane representerar gamle dal- eller fjordgenerasjonar på same måte som ein såg i Aurlandsfjorden. Nokre av gardane var busette fram til 2. verds-krigen. Fleire av gardane er restaurerte av "Vener av Storfjorden" og verdsarvsøknaden listar opp 19 gardar langs fjorden som har vore busette. Bygningane var plassert slik at dei låg trygge for stein- og snøskred. På Fjord-senteret i Geiranger kan ein sjå korleis folk livnærte seg på desse gardane.

## DAG 5: GEIRANGER – STRYN – OLDEN – LOEN og eventuelt retur til Bergen

Dersom veret tillet det, vil den siste føremiddagen gå til dei tre beste utsiktsstadene ved Geiranger: Ørnesvingen, Flydalsgjuvet og Dalsnibba. Ved dei to første kan ein demonst-

rere landformer langs ein buktande fjord med avkutta fjordnes og fjord- og dalskuldrar. På fleire av fjordskuldrene kan ein sjå husa på fråflytta gardar. Frå Dalsnibba (1476 moh.) vil ein voneleg sjå både fjorden langt der nede og den alpine topografien som kjenneteiknar denne delen av Møre og Romsdal. Nede på hovudvegen att (R-63) passerar ein Langevatnet med bratte fjellsider som er utsette for snøskred (spesielt frå Stabbrekka) kvar vår før vegvesenet torer å opna vegen for sommarsesongen. Det kan liggja is på Langvatnet heilt til byrjinga av august.

Den "nye" Strynefjellsvegen (R-15) går gjennom tre tunnelar, i Grasdalen ligg Norges Geotekniske Institutt (NGI) sin snøskredstasjon eit lite stykke frå vegen. Store kjegler av lausmateriale er fleire stader bygd for å sikra denne viktige heilårsvegen. Strynedalen er ein klassisk U-dal og ein bør ha eit fotostopp der den nye vegen kjem saman med den gamle like utanfor den tredje tunnelen.

Briksdalsbreen har lenge vore ein turistmagnet, men han er og viktig for breforsking sidan det har vore gjort målingar av brefronten sin posisjon sidan 1900 og sidan brefronten har ei kort reaksjonstid (3-4 år) i høve til endringar i massebalansen til denne delen av Jostedalbreen. På 1990-talet gjekk brefronten mykje fram på grunn av nedbørrike vintrar. Breen nådde si største utbreiing i 1996/97 og bre-tunga dekte då nesten heile brevatnet. Etter 2000 har brefronten smelta mykje tilbake og sidan 1996 har han smelta tilbake nesten ein halv kilometer. I august 2011 delte den nedre delen av bre-tunga seg i to.

Lovatnet (52 moh.) og strendene langs vatnet har vore utsette for store tsunami fleire gonger i det 20. århundre. Fleire små grender vart heilt utradert ved dei store skreda frå Ramnefjellet i 1905 og 1936, og i alt 135 menneske omkom ved desse hendingane.

### Lokalitet 1 – Ørnesvingen: Utsyn over Geirangerfjorden (UTM 0404405 6889604)

Etter å ha sett og fotografert det klassiske utsynet frå Ørnesvingen, (Fig. 35) er det tid for å sjå på berggrunnen og landformene i området. Den folierte gneisen ved Ørnesvingen har tydelege dalsprekker som skrånar ut mot fjorden. Desse sprekkene må ha vore viktige for danninga av fjorden. Dei har gjort det lettare for isbreen i plukkingsprosessen når isbreen fylte fjorden (under glasialar og stadialar). Dei har og auka utvidinga av fjorden og ført til steinsprang i isfrie periodar (interglasialar og interstadialar). Samspelet mellom dei skrå dalsprekkene og dei vertikale sprekkene aukar faren for skred langs fjordsidene. Ved utbygginga av den nye utsiktsplattforma har ein måtta forankra plattforma djupt i fjellet.

Slik som i utsikta frå Stegastein ved Aurlandsfjorden kan ein her freista å rekonstruere gamle dal- og fjordgenerasjonar ved å sjå på dei skrå hyllene langs fjorden. Og på same måte som i Aurlandsfjorden ser ein at dei gamle gardane ligg på slike fjordhyller. Den kjende fossen "Dei sju systre" fell utfor ei loddrett fjellside som utgjer eit avkutta "fjordnes".

### Lokalitet 2 – Flydalsgjuvet. Utsikt mot Geiranger sentrum (UTM 0407211 6885471)

I tillegg til å syna indre del av Geirangerfjorden syner Flydalsgjuvet korleis elva har skore seg ned gjennom og jamna ut det som opphavelig var eit glasialt daltrinn.

Strukturane i bergarten har ført til at austsida av juvet får overhengande fjellsider.

Både her og i Ørnesvingen har vegvesenet nytta landskapsarkitektar for å utforme utsiktsstaden.

### Lokalitet 3 – Dalsnibba (1476 moh.). (UTM 0409535 6903702)

Om veret tillet er ein tur til Dalsnibba ei oppleving. Husk at vind og temperatur er annleis enn nede ved fjorden. I tillegg til å sjå Geirangerfjorden i fugleperspektiv har ein eit flott utsyn over toppane i "Sunnmørsalpane" med egger og tindar i om lag same høgde (16-1800 moh.). Her er det få flate toppar frå den førglasiale overflata, slik som lenger sør, men toppnivået er likevel nær det nivået landet vart heva til i byrjinga av tertiær. På toppen av Dalsnibba er det ikkje utvikla "blokkhav" (resultat av frostvitring på staden) som for eksempel på andre fjelltoppar på Møre, i indre Nordfjord og i Jotunheimen.

### Lokalitet 4 – Grasdalen nær snøskredstasjonen. (UTM 0411675 6874597)

Gamle Strynefjellsvegen har vore og er ein sommarveg. Då nyevegen vart planlagd, var det trong for både skredvarsling og skredsikring. Difor vart det i 1973 bygd ein feltstasjon driven av NGI, for studiar av snøskred. Den nye stasjonen er frå 2006 (den gamle brann ned i 2005). Ein kan lasta ned automatiske data om veret på [www.fonnbu.no](http://www.fonnbu.no). Elles finn ein informasjon om skredfaren ved å gå inn på [www.snoskred.no](http://www.snoskred.no). Like nedanfor stasjonen ligg ei rekkje store lausmassekjegler som skal hindra snømassar å nå ned til vegen.

### Lokalitet 5 – Videseterkrysset: Fotostopp av Strynedalen (UTM 0408834 6868443)

### Lokalitet 6 – Briksdalsbreen kafé (UTM 0384630 6838590)

Parkering for fottur til Briksdalsbreen (om lag 30 min.).



Fig 35. Indre del av Geirangerfjorden sett frå utsiktsplattforma i "Ørnesvingen". Foto: I. Aarseth 2007.

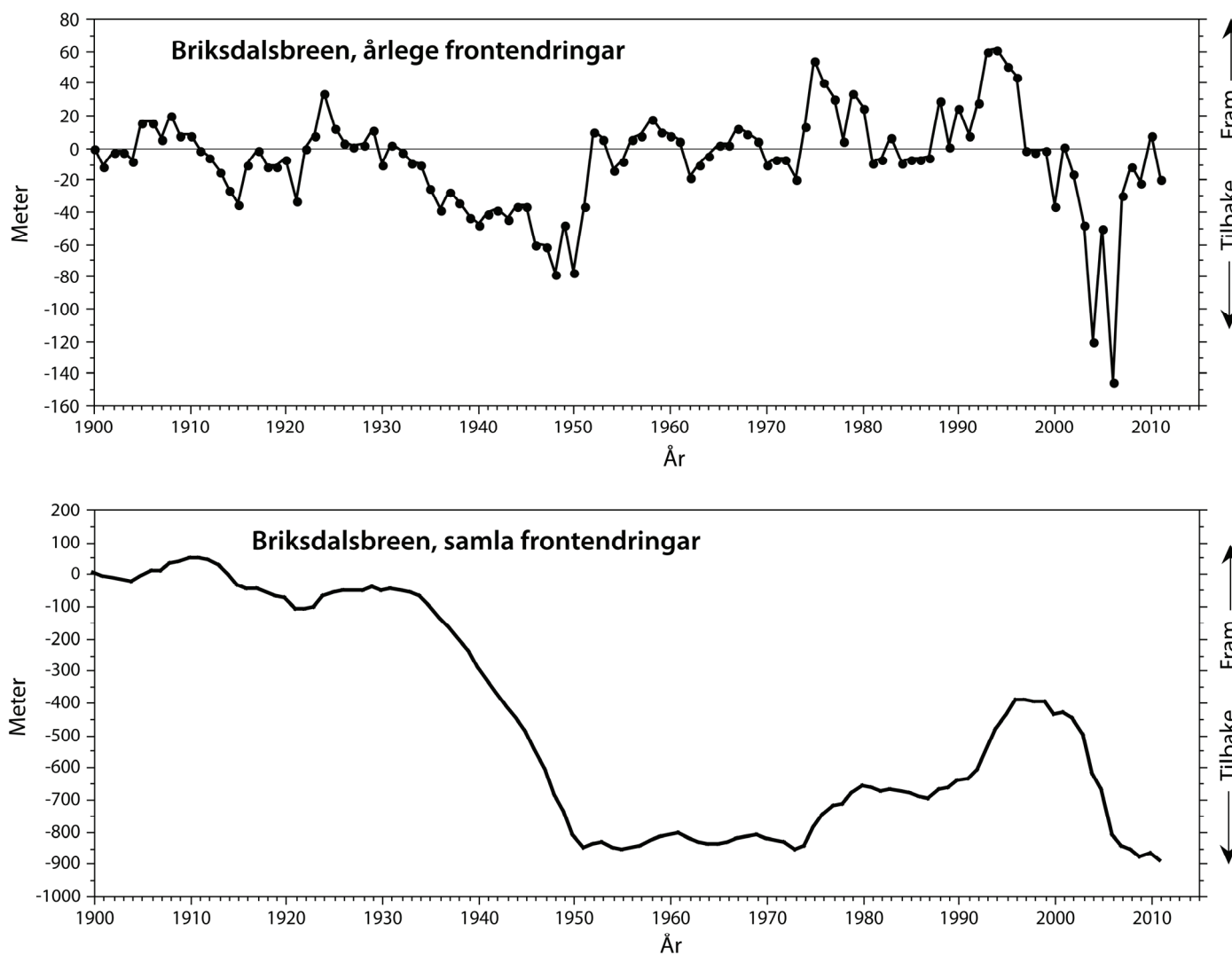
## Endringar av brefronten til Briksdalsbreen, ein vestleg utløpsbre frå Jostedalsbreen

Av Atle Nesje

Briksdalsbreen (11,94 km<sup>2</sup>) er ein bratt utløpsbre frå Jostedalsbreen (487 km<sup>2</sup>), som er den største iskappa på det Europeiske fastlandet. Breen har ei vertikal utbreiing frå 1910 til 350 moh. over ein horisontal avstand på 6 km (Østerem et al. 1988). Breen nådde maksimum under "den vesle istida" rundt 1760-65. Årlege målingar av brefronten til Briksdalsbreen starta i 1900 av Johan Rekstad ved Bergen Museum. Fig. 37 syner foto av breen i 1871, 1900, 1953 og 1963. I første delen av det 20. århundre var brefronten nokolunde stabil, berre med eit mindre framstøyt i 1910. I 1930- og 40-åra smelta breen mykje attende med den største tilbakesmeltinga i 1948 (79 m). Den ytre delen av Briksdalsbrevatnet (maksimaldjup på 20 m i 80-åra), var heilt fri for bre tidleg i 1940-åra. Midt på 1950-talet var brefronten lengst attende, heile 862 m relativt til fronten i 1900, Fig. 36. Mellom 1952 og 1973 var brefronten om lag i same posisjon, men mellom 1974 og 1980 gjekk fonten

fram 186 m. I 1988 starta eit større breframstøyt som kulminerte i 1994 med 61 m, den største årlege breframstøyten i det 20. århundre. Breen nådde lengst fram i 1996/97 då Bretunga dekte nesten heile brevattet. Etter 2000 har brefronten smelta raskt attende med maksimal smelting i 2006 då brefronten trekte seg attende 145 m. Avstanden mellom brefronten sin posisjon i 1996/97 og i dag (2011) er nesten ein halv kilometer, Fig. 38. I august 2011 delte den nedre delen av Bretunga seg i to.

Fig 36. Øvst: Årlege brefrontvariasjonar til Briksdalsbreen AD 1900 – 2007 (data NVE). Nedst: Kumulative brefrontvariasjonar av Briksdalsbreen i same periode.



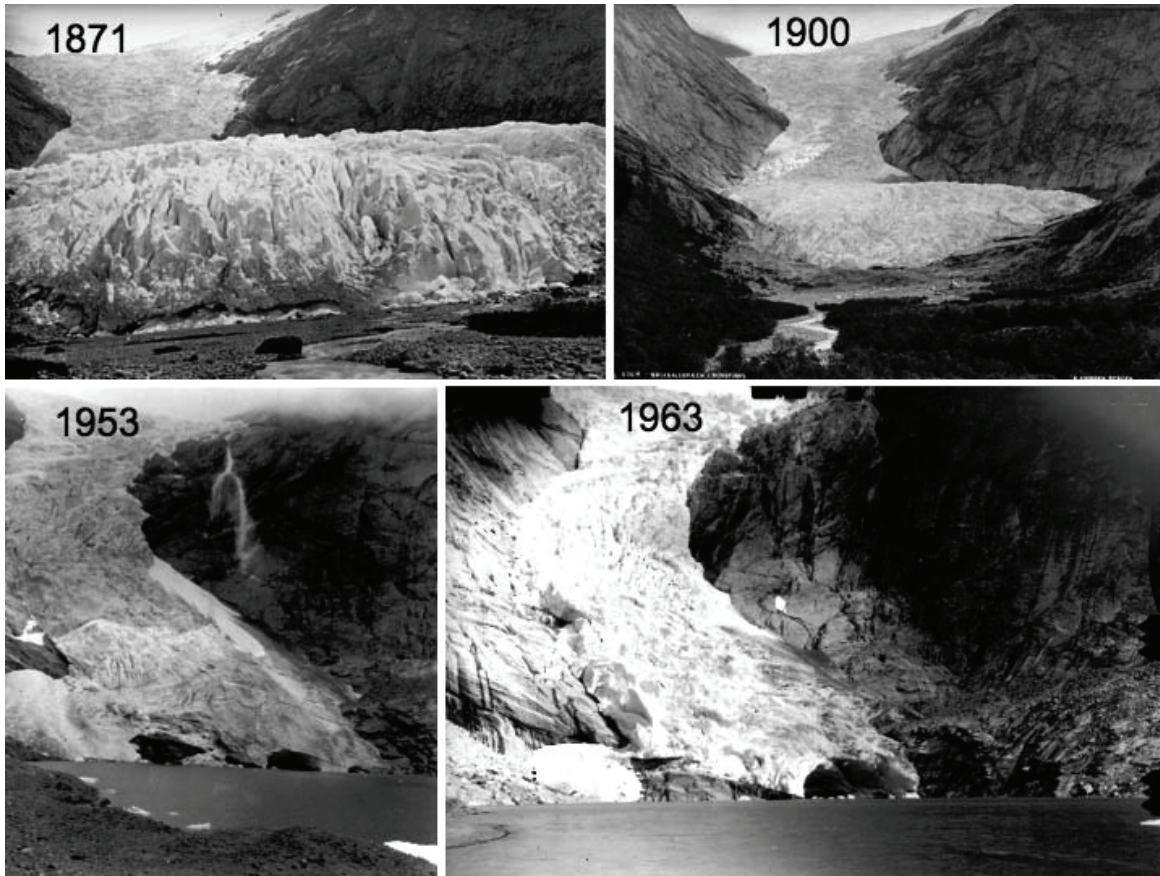
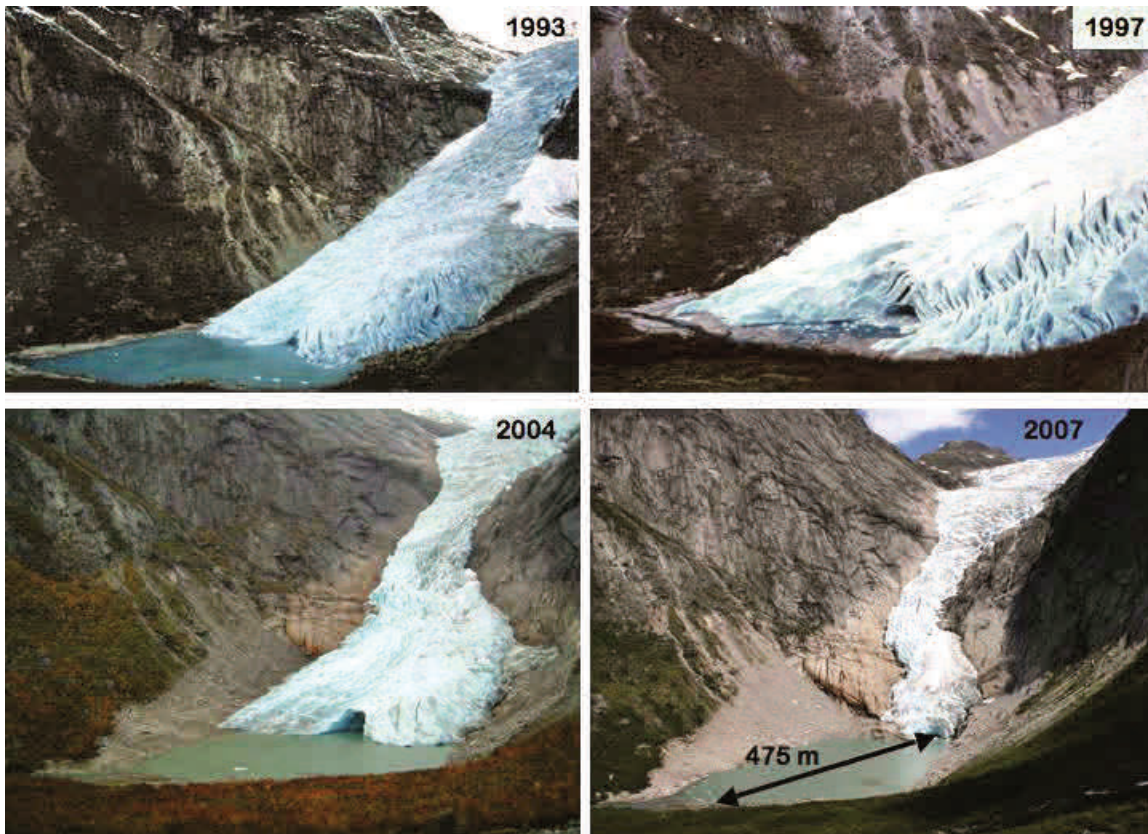


Fig 37. Briksdal breen i 1871 og 1900; Foto Knud Knudsen, Billedsamlingen UiB. 1953 og 1963; Foto: Olav Liestøl.

Fig 38. Briksdalsbreen hausten 1993 og 1997. Foto: Sigbjørn Myklebust. Hausten 2004 og sommaren 2007; Foto: Atle Nesje.



### Klimaendringar i Vest-Noreg og Briksdalsbreen sine reaksjonar på desse

Briksdalsbreen sine årlege brefrontvariasjonar mellom 1900 og 2007 har vore samanlikna med vinternedbøren og sommartemperaturen i Bergen i same perioden.

Dette er gjort for å studere årsakene til dei observerte brefrontvariasjonane (Nesje 2005). Mellom 1901 og 1910 reagerte breen mest på låge sommartemperaturar. Etter dette smelta brefronten attende fram til 1921, følgd av eit lite framstøyt i 1931. I perioden 1932 – 1955 trekte brefronten seg attende så mykje som 809 m. Denne markante smeltinga skuldast både høge sommartemperaturar og lite vinternedbør, særleg i byrjinga av 1940-åra. I 1956 starta breen å rykka fram som ein kombinasjon av låg sommartemperatur og mykje vinternedbør. I dei fire åra mellom vintrene 1992/93 og 1995/96 rykka Briksdalsbreen fram 202 m på grunn av høg vinternedbør. Mellom 1997 og 2007 smelta fronten attende heile 475 m. Største smeltinga i fronten skjedde i 2005/06 med 145 m. Dette er den største tilbaketrekkinga sidan målingane byrja i 1900. Den viktigaste grunnen til at brefronten trekte seg så mykje attende i slutten av det 20. og byrjinga av det 21. hundreåret var ein kombinert effekt av lite vinternedbør og høg sommartemperatur. Resultata av målingane av brefrontposisjonane til Briksdalsbreen syner at breen ikkje berre reagerar på temperaturane i smeltesesongen, men og i høg grad reagerar på kva som skjer i akkumulasjonssesongen (mykje eller lite vinternedbør). Briksdalsbreen har ikkje vore så liten som i dag i historisk tid, og ein må truleg om lag 1500 år tilbake i tid for å finne ein periode då breen var like liten (basert på rekonstruksjonar av Jostedalsbreen sin storleik ved hjelp av innsjøsediment).

### Daterte trestokkar

I 1990-åra rykka breen ut i Briksdalsbrevatnet og skuva opp fint materiale (bresjø-sediment) (Winkler & Nesje 1999). I 1995 vart det funne ein godt bevart trestokk i endemorenen som vart danna ved brefonten (Nesje 2005). Stokken, som synte seg å vera ei selje, hadde 62 årringar. C-14 datering av stokken gav ~ 8400 kalenderår før nåtid. Seinare vart det funne to seljestokkar til som og vart daterate og gav liknande aldrar (8325 og 8160 år før nåtid). Desse dateringane syner at trea vaks like før ein kuldeperiode som er kalla "Finsehendinga" (Nesje et al. 2000). Dateringane syner når trea døydde. Dei vart truleg ein del av sedimentet i Briksdalsbrevatnet rett før eller under det breframstøytet som var resultat av "Finsehendinga". Når breen rykka fram i "den vesle istida" øydela han ikkje stokkane.

### Lokalitet 6 – Bødalen, Loen (UTM 0394531 6852848)

#### Fjellskred frå Ramnefjellet i 1905 og 1936 med øydeleggjande tsunami- bølger i Lovatnet

15. januar 1905 og 13. september 1936 skjedde to av dei verste naturkatastrofane i nyare tid i Noreg. Dei to fjellskreda frå Ramnefjellet utløyse store tsunamibølger langs strendene av Lovatnet. 61 og 74 personar omkom i desse ulukkene, til saman 135 menneskje i den vesle bygda. I perioden 1905 – 1950 var det sju store fjellskred frå Ramnefjellet (Tabell). Ein har rekna ut at tilsaman 3 millionar m<sup>3</sup> har ramla ned frå dette fjellet sidan 1905.

**Tabell**

Dato	Volum fjell (m <sup>3</sup> )	Steinrøys/ morene (m <sup>3</sup> )	Fallhøgde m	Bølgehøgde m (max)	Omkomne
15.01.1905	50.000	300.000	500	40,5	61
20.09.1905	ca. 15.000	~50.000	400	> 15	0
13.09.1936	1 million	-	800	74,2	74
21.09.1936	ca. 100.000	-	800	ca. 40	0
06.10.1936	?	-	800	?	0
11.11.1936	> 1 million	-	800	> 74	0
22.06.1950	ca. 1 million	-	800	ca. 15	0

*Fjellskred frå Ramnefjellet i Loen frå 1905 til 1950*

### **Fjellskredet 15. januar 1905**

Søndag kveld 15. januar, mellom kl. 23 og midnatt hørde ein to sterke smell frå Ramnefjellet. 50.000 m<sup>3</sup> fall frå om lag 500 m høgde ned på ei steinur der til saman 300.000 m<sup>3</sup> morenemassar og steinur vart sett i rørsle ned mot vatnet. Ein har rekna ut at 870.000 tonn materiale fall ned i vatnet. Dette danna bølger med ei maksimal høgde på 40,5 m i Lovatnet (52 moh.). Bølgjene nådde høgst midt imot skredet og i fleire vikar der dei vart "fokusert". På nesa var det mykje mindre bølger.

### **Fjellskredet 13. september 1936**

Skredet 13. september 1936 skjedde rundt kl. 04.30 om natta. 1 million kubikkmeter berg datt rett ned i vatnet og danna bølger med ei maksimal høgde på 74,2 m (Jørstad 1968). Båten "Lodalen" som var skola opp på land under tsunamien i 1905 vart no vaska 33 m høgare opp "og vart heilt øydelagd". Enno kan ein sjå vraket av båten som ligg 350 m frå stranda der den låg før ulukka i 1905. Ved vegen er det ei minnetavle over dei ein ikkje fann att etter skredulukkene.

### **Undersjøisk skred i Innvikfjorden i 1967**

Undersjøiske skred er vanlege i dei vestnorske fjordane. Studiar av "turbidittar" (slamstraumar) i Hardangerfjorden (Holtedahl 1975) avslørte mange lag av sand og grus i sedimentkjernar i fjorden. Det tolka han som resultat av slamstraumar.

3 km sør for Stryn vart det i 1982 oppdaga eit nyare skred på botnen av fjorden (Aarseth et al. 1989). Oppmålingar Sjøkartverket gjorde i mai 1967 og april 1983 synte at fjorden hadde vorte 55 m djupare i eit område. Ved å samanlikna dei to karta fann ein at 15 mill m<sup>3</sup> leire på fjordbotnen hadde rasa ut ein gong i dette tidsrommet. Den lokale avisa gjorde ei spørjeundersøking om nokon hadde sett noko uforklarleg på fjorden i denne tida. Ein mann melde seg og fortalde om tre bølger på fjorden ein dag det var heilt stilt. Han var nede ved stranda og lossa høy frå båten sin opp på stranda. Bølgjene der han var, 10 km lenger ute i fjorden, var opp mot 1 m høge. Televerket rapporterte og om skade på sjøkabelen som kryssar fjorden nett der raset gjekk. Nyare seismiske profil over rasstaden syner tydeleg at dei nesten flate leirlaga er "kutta av" og har rasa ned ein bratt skråning, Fig. 39 (Hjelstuen et al. 2009).

Eventuell retur til Bergen langs E39 (280 km) vil ta ca. 5 timar.

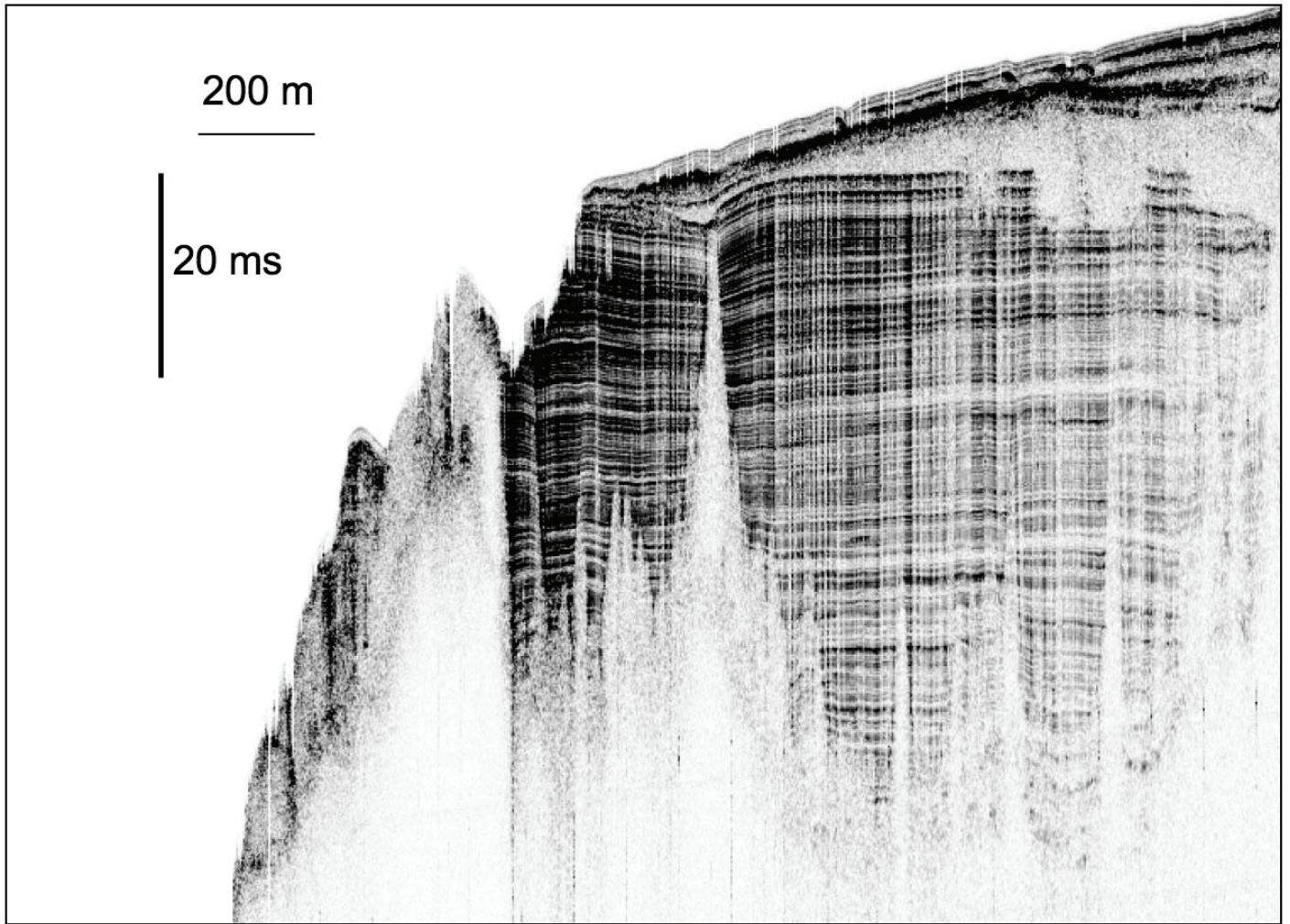


Fig 39. TOPAS høgoppløseleg seismisk profil frå indre del av Nordfjord. Det syner akustisk godt laminerte glasimarine sediment og akustisk transparente skredsediment over berggrunnen. Skredet i Nordfjord i 1967 danna ein 15 m høgt skredkant i dei glasimarine sedimenta (Hjelstuen et al. 2009).

## Anbefalt litteratur

- Aarseth, I. 1980: Fjell og fjord, stein og jord. I Schei, N. (red.) *Sogn og Fjordane*. Gyldendal Norsk Forlag. 97-121.
- Aarseth, I. 2005: Vidde, dal, fjord. Det vestnorske landskapet. I Helland-Hansen, W. (red.) *Naturhistorisk Vegbok Hordaland*. Nord4, 60-66.
- Aarseth, I., Fossen, H. og Haflidason, H. 2010: Hvordan ble fjordene våre til? I Johannessen, P., Sætre, R., Kryvi, H. og Hjelle, H. (red.) *Bergensfjordene – natur og bruk*. John Grieg AS, Bergen.
- Andersen, B.G., 2000: *Istider I Norge*. Universitetsforlaget, 216 pp.
- Nesje, A., 2012: *Brelære*. 2. utgåve, Høyskoleforlaget.
- Fossen, H. 2008: *Geologi - stein, mineraler, fossiler og olje*. Fagbokforlaget. 169 pp.
- Ramberg, I.B., Bryhni, I. og Nøttvedt, A. (red.) 2006: *Landet blir til - Norges geologi*. Norsk Geologisk forening. 608 pp.
- Trømborg, D., 2006: *Geologi og landformer*. Landbruksforlaget. 130 pp.

## Referansar

- Aa, A.R. & Sønstegaard, E. 2001: Middle Weichselian interstadial sediments in Sogndalsdalen, western Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 81, 17-23.
- Aa, A.R. & Sjøstad, J.A. 2000: Schmidt hammer age evaluation of the moraine sequence in front of Bøyabreen, western Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 80, 27-32.
- Aarseth, I. & Mangerud, J. 1974: Younger Dryas end moraines between Hardangerfjorden and Sognefjorden, Western Norway. *Boreas*, 3, 3-22.
- Aarseth, I. 1980: Fjell og fjord, stein og jord. I Schei, N. (red.) *Sogn og Fjordane*. Gyldendal Norsk Forlag. 97-121.
- Aarseth, I. 1988: Sediments and sedimentary processes in the Fjærlandsfjord and parts of the Sognefjord. In Orheim, O. (ed.) *Glaciology, Hydrology and Glacial Geology around Jostedalbreen. Field Guide to excursion 1988*. Norwegian Polar Institute, Oslo.
- Aarseth, I. 1997: Western Norwegian fjord sediments: age, volume, stratigraphy, and role as temporary depository during glacial cycles. *Marine Geology* 143, 39-53.
- Aarseth, I. 2004: Gjelvandring mellom jettegryter. I Helland-Hansen, W. (red.) *Naturhistorisk Vegbok Hordaland*. Nord4, 451.
- Aarseth, I. 2005: Vidde, dal, fjord. Det vestnorske landskapet. I Helland-Hansen, W. (red.) *Naturhistorisk Vegbok Hordaland*. Nord4, 60-66.
- Aarseth, I., Braanaas, T. & Henriksen, H. 2006: Rallarvegen – geologi og landformer. *Gråsteinen* 11, 110 pp.
- Aarseth, I., Lønne, Ø. & Giskeødegaard, O. 1989: Submarine slides in glaciomarine sediments from some western Norwegian fjords. *Marine Geology* 88: 1-21.
- Aarseth, I., Austbø, P.K. & Risnes, H. 1997: Seismic stratigraphy of Younger Dryas ice-marginal deposits in western Norwegian fjords. *Norsk Geologisk Tidsskrift* 77, 65-85.
- Aarseth, I., Fossen, H. og Haflidason, H. 2010: Hvordan ble fjordene våre til? I Johannessen, P., Sætre, R., Kryvi, H. og Hjelle, H. (red.) *Bergensfjordene – natur og bruk*. John Grieg AS, Bergen.
- Ahlmann, H.W:son 1919: Geomorphological studies in Norway. *Geografiska annaler* 1, 208; 210 pp.
- Andersen, B.G., Mangerud, J., Sørensen, R., Reite, A., Sveian, H., Thoresen, M. & Bergstrøm, B. 1995: Younger Dryas ice-marginal deposits in Norway. *Quaternary International* 28, 147-169.
- Bergstrøm, B. 1975: Deglasiasjonsforløpet I Aurlandsdalen og områdene omkring. Vest-Norge. *Norges geologiske undersøkelse* 317. 33-69.
- Braathen, A., Blikra, L.H., Berg, S.S. & Karlsen, F. 2004: Rock-slope failures in Norway, type, geometry, deformation mechanisms and stability. *Norwegian Journal of Geology* 84. 76-88.



- Breien, Hedda, Fabio V. De Blasio, Anders Elverhøi, and Kaare Høeg. 2008. "Erosion and Morphology of a Debris Flow Caused by a Glacial Lake Outburst Flood, Western Norway." *Landslides* 5, no. 3: 271-80.
- Corner, D. 2005a: Atlantic Coast and Fjords. In Matti Seppälä (ed.) *The Physical Geography of Fennoscandia*. Oxford University Press. 203-228.
- Corner, D. 2005b: Scandes Mountains. In Matti Seppälä (ed.) *The Physical Geography of Fennoscandia*. Oxford University Press. 229-254.
- Eide, F. & Sindre, E. 1987: Late Eemian and early Weichselian sediments in the Vinjedalen valley, Vossestrand, West Norway. *Norges geologiske undersøkelse* 409, 21-27.
- Fareth, O.W., 1987. Glacial geology of Middle and Inner Nordfjord, western Norway. *Norges geologiske undersøkelse*, 408: 55 pp.
- Gjessing, J. 1967: Norway's paleic Surface. *Nor. Geogr. Tidsskr.* 21, 69-132.
- Hjelstuen, B.O., Hafliðason, H., Sejrup, H.P., Lyså, A., 2009. Sedimentary processes and depositional environments in glaciated fjord systems – a case study from the west coast of Norway. *Marine Geology*, 258, 88-99.
- Holtedahl, H., 1967: Notes on the formation of fjords and fjord valleys. *Geogr. Ann. Ser. A* 49: 188-203.
- Holtedahl, H., 1975: The geology of the Hardangerfjord, West Norway. *Nor. Geol. Unders.* 323: 87 pp.
- Jørstad, F. 1968: Waves generated by landslides in Norwegian fjords and lakes. *Norwegian Geotechnical Institute Publication* 79. 20 pp.
- Klakegg, O. & Nordahl-Olsen, T. 1985: Nordfjordeid. Description of the Quaternary geological map 1218 I (scale 1:50 000). *Nor. Geol. Unders.* 71: 29 pp.
- Klakegg, O. & Nordahl-Olsen, T., 1986. Nordfjordeid. 1218 I. Quaternary map. Scale 1:50 000. *Nor. Geol.*
- Larsen, E. & Mangerud, J. 1981: Erosion rate of a Younger Dryas cirque glacier at Kråkenes, Western Norway. *Annals Glaciol.* 2: 153-158.
- Longva, O., Larsen, E. & Mangerud, J. 1983: Stad, Beskrivelse til kvartærgeologisk kart 1019 II. NGU 393.
- Mangerud, J., 1980. Ice-front variations of different parts of the Scandinavian Ice Sheet, 13,000-10,000 years BP. In: J.J. Lowe, J.M. Gray & J.E. Robinson (Eds.), *Studies in the lateglacial of North-West Europe*. Pergamon Press, Oxford, 23-30.
- Nesje, A. 2005: Briksdalsbreen in western Norway: AD 1900-2004 frontal fluctuations as a combined effect of variations in winter precipitation and summer temperature. *The Holocene* 15, 1245-1252.
- Nesje, A. & Dahl, S.O. 1993: Lateglacial and Holocene glacier fluctuations and climatic variations in western Norway; a review. *Quaternary Science Reviews* 12: 255-261.
- Nesje, A. & Whillans, I.M. 1994: Erosion of Sognefjord, Norway. *Geomorphology* 9: 33-45.
- Nesje, A., Johannessen, T. and Birks, H. J. B. 1995: Briksdalsbreen, western Norway: climatic effects on the terminal response of a temperate glacier between AD 1901 and 1994. *The Holocene* 5, 343-47.
- Nesje, A., Lie, Ø. and Dahl, S.O. 2000: Is the North Atlantic Oscillation reflected in Scandinavian glacier mass balance records? *Journal of Quaternary Science* 15, 587-601.
- Norwegian Nomination. 2004: The West Norwegian Fjords. *Norwegian Ministry of the Environment, Oslo*. 159 pp.
- Orheim, O. 1970: Glaciological investigations of Store Sphellebre, West-Norway. *Norsk Polarinstitutt Skrifter* 151, 48 pp.
- Paetzel, M. & Schrader, H. 1992: Recent environmental changes recorded in anoxic Barsnesfjord sediments: western Norway. *Marine Geology* 105: 23-36.
- Roaldset, E. Pettersen, E., Longva, O. & Mangerud, J. 1982: Remnants of preglacial weathering in western Norway. *Nor. Geol. Tidsskr.* 62, 169-178.
- Rye, N., Nesje, A., Lien, R. and Anda, E. 1987: The Weichselian ice sheet in the Nordfjord-Sunnmøre area and deglaciation cronology for Nordfjord, western Norway. *Norsk Geogr. Tidsskr.* 41: 23-43.
- Sejrup, H.P., King, E.L., Aarseth, I., Hafliðason, H. & Elverhøi, A. 1996: Quaternary erosion and depositional processes: western Norwegian fjords, Norwegian Channel and North Sea Fan. In M. De batist and P. Jacobs (eds.) *Geology of Siliclastic Shelf Seas*. Geological Society Special Publication No. 117.
- Syvitski, J.P., Burrell, D.C. & Skei, J.M. 1987: *Fjords*. Springer, New York. 379 pp.
- Østrem, G, Dale, Selvig, K. & Tandberg, K. 1988: Atlas over breer i Sør-Norge. *Meddelelse* 61. Norges vassdrags- og energiverk, Hydrologisk avdeling.
- Winkler, S. & Nesje, A.. 1999: Moraine formation at an advancing temperate glacier: Brigsdalsbreen, western Norway. *Geografiska Annaler* 81A, 17-30.

NGF

Geologiske guider

Nummer 2, 2014

