



SKRIFTER 85

BRATTVÅG OG ONA

Kvartærgeologiske
kystsonekart

1220 III og 1220 IV

– M 1:50 000

Forklaring til karta



BRATTVÅG og ONA

Kvartærgeologiske kystsonekart 1220 III og 1220 IV - M 1:50 000 Forklaring til karta

EILIV LARSEN, OVE KLAKEGG og ODDVAR LONGVA

Larsen, E., Klakegg, O. Longva, O.: Brattvåg and Ona. Quaternary geological maps 1220 III and 1220 IV - scale 1:50,000 with description.
Norges geologiske undersøkelse, Skrifter 85, 1-41.

The superficial deposits within the map sheets are described and classified according to their genesis. Within map sheet Brattvåg both land and sea areas are mapped. The dominant deposits are tills, marine sediments, weathering material and bogs. The area has been glaciated at least three times during the Weichselian with intervening interstadial periods. The last deglaciation occurred some time before 12,300 years B.P., and several moraines were deposited. During Younger Dryas the ice front was situated far to the east of the area, but several cirque moraines were formed within map sheet Brattvåg. The regression was very rapid just after deglaciation and up to 9000 years B.P., but levelled off during Younger Dryas. The Holocene transgression maximum was reached at about 6000-7000 years B.P.

E. Larsen, O. Klakegg og O. Longva, Norges geologiske undersøkelse, Postboks 3006, N-7002 Trondheim, Norway.

INNHALD

Innleiing	1
GENERELL INNFORING	2
Kvartærgeologi og lausmassar	2
Det kvartærgeologiske kystsonekart	3
Utarbeiding av kartet	3
Forholdet mellom land og sjø i kartbiletet	4
Teiknforklaring til kartet	4
Nøyaktigheit på kartet	8
Bruk av kvartærgeologiske kystsonekart	8
LANDSKAP, BERGGRUNN og LAUSMASSAR	9
Landskap	9
Berggrunn	11
Lausmassar	14
Lausmassar på land	14
Lausmassar i sjøen	26

KVARTÆRGEOLOGISK HISTORIE	30
Brevariasjonar i siste istid	30
Isavsmelting	31
Isavsmeltingsforløpet	31
Alderen på isavsmeltinga	34
Havnivåendringar	36
ENGELSK SAMANDRAG - ENGLISH SUMMARY	37
Superficial deposits	37
Quaternary history	38
LITTERATUR	39
TILLEGG	40
Posisjonering, sjø	40
Refleksjonsseismiske målingar	40
Refraksjonsseismiske målingar, land og til 40 m vassdjup	41
Kornfordelingsanalyser	41
¹⁴ C-dateringar	41

Innleiing

Kartlegginga på kartblada Brattvåg (1220 III) og Ona (1220 IV) (Fig. 1) er ein del av eit samarbeidsprosjekt mellom Møre og Romsdal Fylkeskommune og Norges geologiske undersøkelse. Formålet frå fylkeskommuna si side var å få ei generell oversikt over naturressursane innan fylket som eit grunnlag for forvaltning. Kartblad Brattvåg vart gitt høg prioritet fordi fleire av øyane har problem med stabil vassfor-

syning. Fylket ynskte derfor å finne fram til moglege vassleidningstrarar mellom fastlandet og øyane. Denne problemstillinga kravde maringeologiske undersøkingar, og kartblad Brattvåg vart bestemt produsert som NGU sitt første kombinerte kvartærgeologiske land/sjøkart i målestokken 1:50 000. Denne karttypen har vi kalt eit kvartærgeologisk kystsonekart. Undersøkingane av moglege vassleidningstrarar vart summerte opp i NGU-rapport 85.138 (Larsen mfl. 1985). Kartbladet har igjen fått au-

ka aktualitet som eit grunnlag for planlegging av vegsamband mellom øyane, til fastlandet og over/under fjordar.

Feltarbeidet på land vart utført i 1983 og 1984, medan sjøregistreringane vart gjorde i 1984. Kartlegginga av sjøareala vart utført av NGU med M/S "Sjøskvett", utlånt frå Norges sjøkartverk.

Med små endringar bygg disposisjonen på

"Beskrivelse til kvartærgeologiske kart" (Bargel mfl. 1981). Første delen er ei kortfatta innføring i kvartærgeologi og i framstillinga av eit kvartærgeologisk kystsonekart. Det blir lagt vekt på å få fram skilnadane i kartbiletet på land og i sjøen. Teiknforklaringa og nøyaktigheita til kartet blir også omhandla særskilt. I tillegg blir det gitt ein oversikt over kva dei ulike lausmassane kan brukast til. Deretter blir dei viktigaste lausmassane i området skildra, og til slutt blir den kvartærgeologiske historia framstilt.

Generell innføring

Kvartærgeologi og lausmassar

Kvartærgeologi er læra om geologien i *kvartærtida*, den yngste perioden i Jorda si historie. Denne perioden omfattar dei siste ca. 2 mill. år, og er prega av sterke klimasvingingar som på våre breiddegradar har gitt vekslingar mellom istider (glasialtider) og mellomistider (interglasialar). Alt tyder på at vi no lever i ei slik mellomistid. Under istidene vart landet vårt dekt av store isbrear (innlandsis), men i løpet av istidene var det mildare periodar (interstadialar) då isbreane var mindre og deler av landet isfritt. Mellomistidene synest å ha vore langt kortare enn istidene (ca. 10-15 000 år mot ca. 100 000 år). Siste istida (Weichsel), som vi naturleg nok veit mest om, börja for drygt 100 000 år sidan og slutta for 10 000 år sidan då den noverande mellomistida tok til. Under denne siste istida nådde isen si største utbreiing for ca. 20 000 år sidan (Fig. 1), men det var store vekslingar i isutbreiinga før isen smelta bort. Både klimavariasjonar og topografiske forhold gjorde at breen hadde fleire opphald eller framrykk under tilbakesmeltinga. Langs slike tidlegare brerandsoner finn ein gjerne både moreneryggar og store sand- og grusavsetningar. Avsetningar frå den mest markerte av desse brebrandsone- ne kan følgjast meir eller mindre samanhengande langs heile kysten og inn i nabolanda våre. Denne brebrandsona, som på Austlandet

blir kalla Raet, vart danna i den såkalla yngre dryas-tida frå 11 000-10 000 år sidan. Dei fleste sand-, grus- og randmoreneavsetningane i landet vart danna under den siste isavsmeltinga.

Tyngda av dei store ismassane førte til at jord-skorpa i dei nedisa områda vart pressa ned. Då isen smelta bort og trykket minka, heva landet seg igjen. Hevinga var naturleg nok sterkast i indre strom der istjukna var størst. Dei fleste stader er landet etter siste istid enno ikkje kome i likevekt. Denne hevinga har ført til at store område som under og like etter isavsmeltinga var hav- og fjordbotn, no er blitt tørt land. Det øvste nivået havet har stått i etter at isen smelta vekk, blir kalla marin grense (MG). Ved Oslo er MG ca. 220 m, ved Trondheim ca. 175 m medan MG i austlege deler av kartblad Brattvåg er ca. 60 m. Dei store leir- og siltavsetningane som i dag finst, særleg i Oslofjord- og Trondheimsfjordområdet, er havavsetningar danna under og like etter isavsmeltinga. Samanlikna med danninga av lausmassar på den tida, skjer det i dag svært lite nydanning. Sett i eit menneskeleg tidsperspektiv, må derfor lausmassane sjåast på som ein ikkje fornybar ressurs. Lausmassane er eit nødvendig grunnlag for plantevekst og dyreliv, og dermed for bosettinga i landet. Disponeringa av areal til ulike formål (jordbruk, skogbruk, utbygging, grunnvatn, avfall, massetak osv.) legg band på lausmassane for lang tid. Derfor er kunnskapen om eigenskapane og utbreiinga til lausmassane eit viktig grunnlag for å kunne forvalte både areal og lausmassar.

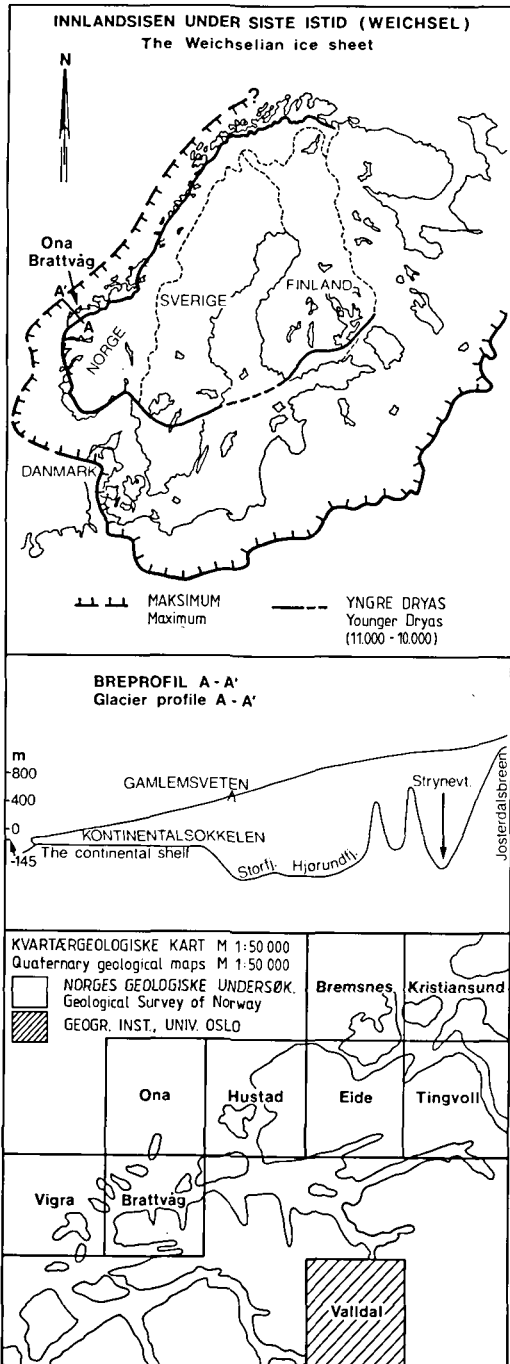


Fig. 1. Utbreiinga av den skandinaviske innlandsisen i to stadier av siste istid (Weichsel). Maksimal isutbreiing utanfor Vest-Noreg er etter Sejrup mfl. (1987). Eit lengdeprofil som viser overflata av breen frå Jotunheimen og ut på sokkelen er vist på figuren i midten (Nesje mfl. 1987). Profilet er justert for eit havnivå på -145 m. Nedst er det ei oversikt som viser kvartærgeologiske kart i målestokk 1:50 000 i Møre og Romsdal.

The extent of the Scandinavian ice sheet during two Weichselian phases. The maximum ice-sheet extent outside western Norway is according to Sejrup et al. (1987). The longitudinal glacier profile is according to Nesje et al. (1987). The profile is adjusted for a -145 m sea level. An overview of Quaternary map sheets at a scale of 1:50 000 in the Møre area is given in the lower figure.

Det kvartærgeologiske kystsonkartet

Eit kvartærgeologisk kystsonkart i målestokk 1:50 000 er eit oversiktskart som gir opplysning om danning, utbreiing, mektigheit og lagfølgje (evt. aldersforhold) av lausmassane på land og i sjøen. Eit tradisjonelt kvartærgeologisk kart viser det same, men berre på land.

Utarbeiding av kartet

Det topografiske grunnlaget for kartlegginga på land er M 711-serien til Statens kartverk i målestokk 1:50 000. I tillegg blir det brukt Økonomisk kartverk, vesentleg i målestokk 1:20 000, og flyfoto i målestokk 1:20 000. Kontureringa av djupnekotene i sjøen er gjort på grunnlag av hydrografiske originalar frå Statens kartverk i målestokkane 1:20 000, 1:10 000 og 1:5000. NGU har valt å overføre data frå sjøkart til landkart for å tilpasse det kvartærgeologiske kystsonkartet til NGU sine øvrige geologiske kartseriar. UTM-koordinatar blir brukte i teksten for å lokalisere punkt på kartet.

Kartlegginga inneber forarbeid, feltarbeid, laboratoriearbeid og bearbeiding:

- Forarbeidet omfattar gjennomgang av geologiske kart og publikasjonar, innhenting av opplysningar om grunnundersøkingar osb. og flyfototolkning.
- Feltarbeid på land er basert på flyfototolkning i tillegg til omfattande feltregistreringar. Stikkbor og spade er viktige reiskapar. Alle tilgjengelege snitt i lausmassane blir også granska og prøver blir innsamla for laboratorieanalyser. Observasjonane blir manuelt overførte til det topografiske kartet. På sjøen omfattar feltarbeidet seismisk registrering eventuelt supplert med prøvetaking. Navigasjonssystem blir

valt avhengig av nødvendig nøyaktighetsgrad. Ved høg-precisionsnavigering blir dei seismiske profilinjene plotta automatisk på kart medan datainnsamlinga pågår.

- Laboratorieanalysene omfattar kornfordelingsanalyser, bergarts- og mineraltellinger, rundingsanalyser, dateringar m.m.

- Bearbeidinga består av tolking av seismikk, tolking av analysedata, samanstilling av manuskriptkart og utarbeiding av beskrivelse.

Forholdet mellom land og sjø i kartbiletet

Kartbiletet er svært forskjellig over og under strandlinja. Dette skuldast at kartleggingsmetodikken på land og i sjøen er forskjellig. Metodikken på land gir ei oversikt over den viktigaste jordarten i dei øvre 0,5-1 m under markoverflata. Det er jordartstypen i dette øvre intervallet som gjenspeglast i fargevalet på kartet. I sjøen blir informasjon om jordartane innsamla ved seismiske registreringar. Ulike typar seismisk

utstyr har ulik grad av oppløysing (utstyret si evne til å "sjå" detaljar i vertikalplanet). Eit gjennomsnittleg seismisk utstyr for kvartærgeologiske undersøkingar, har vertikal oppløysingsevne på omlag 5 m. Det betyr at ei avsetning må vere 5 m eller tjukkare for å bli registrert. Såleis vil øvste jordarten kartlagt på land, ofte mangle i sjødelen av kartet.

Teiknforklaringa til kartet

Lausmassar

Lausmassane er delte inn etter måten dei er danna på og miljøet dei er danna i. Det er såleis dei ulike geologiske prosessane som speglar av fargebruken på kartet. Lausmassar som er transporterte og avsette av rennande vatn er

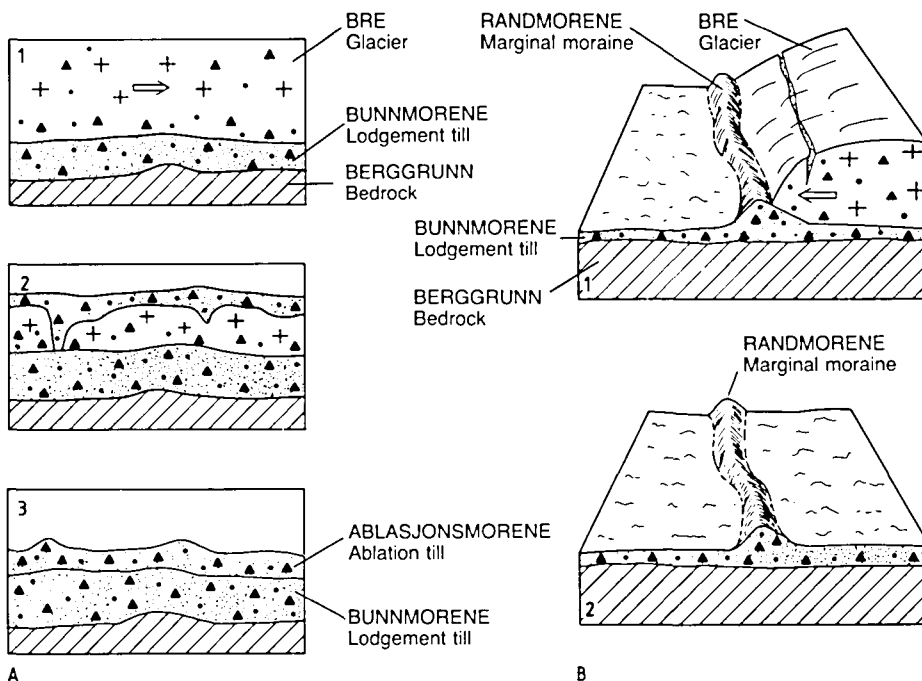


Fig. 2

A. Danning av morenemateriale

1. Bre i rørsle transporterer/avset materiale.
2. Stagnert bre smeltar og avset materiale frå breen og breoverflata.
3. Basalmorene (underst) og ablasjonsmorene.

B. Danning av randmorenar

1. Breen rykkjer fram og avset ein rygg av morenemateriale.
2. Randmorenen etter at breen har trekt seg tilbake.

A. Genesis of till

1. Till deposited by a moving glacier.
2. Till deposited from a stagnant glacier.
3. Lodgement till and ablation till.

B. Genesis of marginal moraines

1. Marginal moraine formed by an advancing glacier.
2. The marginal moraine after the recession of the glacier.

t.d. gitt gule eller orange fargar, medan lausmassar som er transporterte og avsette av is, er gitt grøne fargar. Ein del avsetningstypar, t.d. morenemateriale, er i tillegg gitt ei underinndeling etter tjukna på avsetninga ved hjelp av mørk og lys fargetone.

Følgjande avsetningar og formelement er skilde ut på kartblada Brattvåg og Ona:

Morenemateriale er danna ved at breen har rive laus materiale frå fjell eller lausmassar og transportert og avsett materialet (Fig. 2). Der vi har registrert morenemateriale som er smelta ut av breen (ablasjonsmorene) har vi markert det med bokstavsymbolet A på kartet. Morenematerialet er inndelt etter mektigheita og mengda av fjellblotningar:

Morenemateriale, samanhengande dekke, stadvis med stor mektigheit blir brukt for areal med få eller ingen fjellblotningar. Småformene i berggrunnen kjem ikkje fram fordi morenematerialet til vanleg er frå 0,5 m til nokre meter mektig (Fig. 3). Morenedekket kan vere langt mektigare. Dette gjeld særleg i sjøen.

Morenemateriale, usamanhengande eller tynt dekke over berggrunnen blir brukt i område der morenedekket er lite mektig. Småformene i berggrunnen kjem tydeleg fram og mange små fjellblotningar finst som regel. Så tynne jorddekke let seg ikkje kartlegge i sjøen med den metodikken som er brukt.

Randmorene er ei ryggforma avsetning av morenemateriale, danna ved framrykking (eller stillstand) av brefronten (Fig. 2).



Fig. 3. Typisk jordartfordeling over marin grense på kartblad Brattvåg (utsikt austover frå Gamlemsveten):

- samanhengande dekke av forvitningsmateriale (blokkhav) på dei høgaste fjelltoppane (Hildrehesten)
- skredmateriale og ur i dei bratte fjellssidene
- samanhengande morenedekke i dalar (Hildredalen) og ein del lavareliggande fjellområde
- tynt morenedekke/bart fjell på lavareliggande fjelltoppar

Typical distribution of the superficial deposits above marine limit on the map sheet Brattvåg (view eastwards from Gamlemsveten):

- boulder fields on the highest mountains (Hildrehesten)
- rapid mass-movement deposits in the steep valley sides
- continuous cover of till in the valleys (Hildredalen) and some lowerlying mountain areas
- thin cover of till/exposed bedrock on the lowerlying mountains

Breelvavsetningar (glasialfluviale avsetningar) er lausmassar transporterte og avsette av strøymande smeltevatn frå isbrear. Dei har som kjenneteikn at materialet er lagdelt og sortert etter kornstorleikar. Breelvavsetningane består oftast av grus og sand. Stein og gruskorn er som regel runda.

Hav- og fjordavsetningar (marine avsetningar) samanhengande dekke, ofte med stor mektigheit, er lausmassar botnfelte i havet. På grunn av landhevinga, finst desse avsetningane ofte høgt over dagens havnivå. Silt og leir dominerer.

Strandavsetningar (marine strandavsetningar), samanhengande dekke, er materiale utvaska ved bølge- og straumaktivitet i strandsona. Dei ligg som oftast som eit lag over andre avsetningstypar. Mektigheita kan lokalt vere fleire meter. Grusig sand og sandig grus er vanlegast, men det finst også avsetningar som består av godt sortert sand.

Hav- og fjordavsetningar og strandavsetningar, usamanhengande eller tynt dekke over berggrunnen, brukast for område med både hav- og fjordavsetningar og strandavsetningar der det førekjem talrike fjellblotningar. I forsenkningar kan mektigheita vere fleire meter. Kornstorleiken varierer frå stein til leir. Sorteringa viser også store variasjonar.

Elve- og bekkeavsetningar (fluviale avsetningar) er avsetningar danna etter istida ved at rennande vatn har grave, transportert og avsett materialet. Materialet er lagdelt på same måte som breelvavsetningar, men som regel betre sortert og korna betre runda. Det kan innehalde små mengder organisk materiale.

Vindavsetningar (eoliske avsetningar) er materiale transportert og avsett av vind. Dette materialet er svært godt sortert og dominerande kornstorleik er fin sand.

Forvittringsmateriale er danna ved fysisk og kjemisk nedbryting av det faste fjellet. Materialet er kjenneteikna ved at fragmenta er skarpkanta og ved at overgangen til fast fjell er gradvis. Som regel er desse avsetningane lite mektige.

Forvittringsmateriale, blokkhav, er brukt om

område dekte av frostsprengde blokker (Fig. 3 og omslagsbiletet).

Skredmateriale er brukt om materiale i bratte dal- eller fjellsider og er ei blanding av nedrasa forvittringsmateriale og morenemateriale med innslag av ur og organisk materiale. Mektigheita aukar gjerne ned mot dei lavareliggande delar av skråninga. Særleg mektig er skredvite- ne framfor trange gjel og slukter i dalsida der snøskred og flaumskred medverkar til danninga (Fig. 3).

Torv og myr (organisk materiale) er brukt som fellesnemning for førekomstar av torv, dy og gytje.

Humusdekke/tynt torvdekke over berggrunnen omfattar område dekkja av humus eller tynne torvavsetningar. Mektigheita er til vanleg ca. 0,1-0,3 m, men i enkelte område kan eit råhumusdekke ha litt større mektigheit.

Fyllmassar er lausmassar tilførde av menneske, t.d. steintippar, søppelfyllingar og andre store fyllingar. Bakkeplanering i jordbruksområde er ikkje inkludert.

Bart fjell

Bart fjell er skilt ut med eigen farge når felta er tilstrekkeleg store. Symbolet for lita fjellblotning er brukt for mindre blotningar innan område som elles har eit samanhengande lausmassedekke.

Små eller vanskeleg avgrensbare avsetningar i område dominert av andre lausmassar/bart fjell.

Slike avsetningar blir viste ved hjelp av bokstavsymbol. Symbola blir brukte for avsetningar i overflata som har for lita mektigheit eller er for små til at dei kan skiljast ut med eigen farge og for lausmassar som er blanda inn i den dominerande lausmassetypen.

Kornstorleik

Alle sorterte avsetningar er gitt symbol for korn-

storleik. Desse byggjer hovudsakleg på feltvurderingar. For usorterte avsetningar, t.d. morenemateriale, er kornstorleiken ikkje vist på kartet, men blokkrik overflate og store enkeltblokker er markerte.

Mektigheit og lagfølgje

I eit område med fleire jordartar oppå kvarandre er det jordarten i overflata som blir framstilt med farge på kartet så sant denne er meir enn 0,5 m mektig og utbreiinga er tilstrekkeleg stor. Mektigheit og lagfølgje blir framstilt med tal og bokstavsymbol. Til grunn for desse opplysningane ligg vanlegvis studier av vegskjeringar, grustak, elvenedskjeringar, byggjegroper o.l. Slike granskningar kan supplerast med boringar, seismiske undersøkingar eller elektriske motstandsmålingar.

Isrørsleretningar

Isrørsleretningar er framstilt med symbol for *skuringsstriper*, *steinorientering i morene*, *parallele furer i overflata (fluted surface)* og *drumlinliknande former*.

Skuringsstriper er striper danna ved at stein og blokk fastfrosne i bresolen, har skura og slipt fjelloverflata langs breen si rørsleretning (Fig. 4).

Steinorientering i morene viser retninga på avlange partiklar. Den dominerande retninga er vist med ei pil og samsvarer med isrørsleretninga då morenen blei avsett.

Parallele furer i overflata (fluted surface) er striper i moreneoverflata utforma av bresolen. Retninga på stripene viser vanlegvis siste isrørsleretninga.

Drumlinliknande form er ei langstrekt ryggform, vanlegvis i morenemateriale, avsett eller utforma under isen medan denne var i rørsle. Ryggen er ei lausmasseform, men kan vere bygt opp omkring ei kjerne av fjell. Lengdeaksen viser retninga på isrørsla då ryggen blei danna.

Andre overflateformer

Breelvnedskjering er store nedskjeringar i lausmassar, og er danna av smeltevatn frå breen.

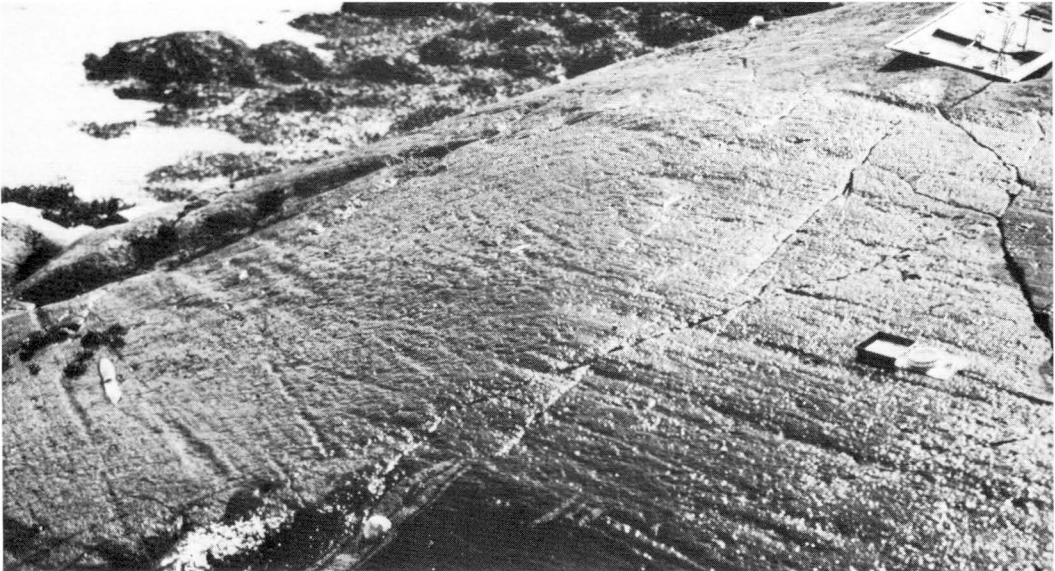


Fig. 4. Eksempel på isskuringsstriper på Årsetneset (657 343). To sett med nordvestlege striper viser ei svak dreiging i isrørsleretninga.

Example of glacial striation on Årsetneset (657 343). Two sets of NW striations show a moderate shift in the ice movement.

Smeltevassløp er mindre erosjonsspor etter breelvar. Løpa er vanlegvis utforma i lausmassar.

Overløp over passpunkt. Under isavsmeltinga blei smeltevatn oppdemt av isen. Symbolet viser erosjon i lausmassar/fjell der smeltevatnet drenerte over passpunkt.

Elve- eller bekkenedskjering er ei markert forsenkning eller ein skrent i lausmassar danna ved at rennande vatn eroderer.

Gjel er erosjonsspor etter rennande vatn i fast fjell. Er gjelet utforma av breelvar er symbolet raudt, elles svart.

Raviner er danna ved langsam erosjon av overflatevatn eller grunnvatn. Dei er forma som lange, smale dalsøkk med V-forma tverrprofil. I finkornige avsetningar er ravinerer vanleg, men det førekjem også i andre avsetningstypar.

Terrassekant markerer skrenten til ei terrassflate. Symbolet er brukt der det er usikkert om skråninga er ei avsetnings- eller ei erosjonsform.

Vifteform blir først og fremst brukt for å framheve forma på skredvifter og på elve- og bekkevifter.

Strandvoll dannast i strandsona ved at lausmateriale blir kasta opp på land og avsett i vollar under stormperiodar. Materialet er ofte grovt, godt sortert og svært godt runda.

Strandlinje i lausmassar/fjell brukast for å markere eit nivå som kan følgjast som ei linje i terrenget og som er danna ved at havet har erodert i lausmassar/fjell.

Abrasjonskant er ein tydeleg brattkant danna ved bølgeerosjon.

Tydeleg skredløp er brukt for skar som er danna ved skredaktivitet.

Skredkant blir brukt om brattkantar etter skred i lausmassar.

Rygg markerer ryggformer i lausmassar.

Haug- og ryggforma overflate blir brukt for område karakterisert av mindre haugar og vilkårlig orienterte ryggar. Desse formene er vanlege i område der breen har stagnert og smelta vertikalt ned.

Sigejordtunger (solifluksjonstunger) brukast om valkar med tungeform som blir danna ved langsam siging av mineraljord i skrånande terreng. Tungene er sjeldan over 1 m høge i fronten, men breidda kan vere fleire titals meter.

Høgt blokkinnhald i overflata viser område der meir enn ca. 20% av overflata er dekt av blokker.

Nøyaktigheit på kartet

Det er hovudsakleg tre forhold som påverkar nøyaktigheita:

1. Graden av sikkerheit i geologisk tolking
2. Vertikal og horisontal oppløysing
3. Nøyaktigheit i plassering av observerte/tolka fenomen

1. Kartlegginga både på sjo og land er basert på tolking. På land kan jordartane observerast direkte og det gir relativt god sikkerheit i tolkinga. På sjøen derimot er all tolking av jordartane basert på seismikk. Det gir større rom for feiltolking. Skilnaden blir i nokon mon mindre ved at seismikken gir oss høve til å følgje laghorisontar kontinuerleg.

2. Oppløysinga avgjer kor små avsetningar/fenomen som blir registrerte. Skilnaden i vertikal oppløysing mellom land- og sjømetodikken (diskutert over) gjer at tynnare avsetningar blir registrerte på land. Den horisontale oppløysinga på sjøen vil først og fremst avhenge av avstanden mellom profila. På land vil dette avhenge av kvaliteten på flyfotoa og kor tett feltregistreringane blir gjorde.

3. Nøyaktigheita i plasseringa på kartet er avhengig av orienteringa i terrenget/navigasjonen, storleiken på fenomenet som skal plasserast, overføringa frå flyfoto til kart og målestokken saman med ekvidistansen til kartet. Overgangen mellom to jordartar i naturen er ofte gradvis. Plasseringa av grenselinja på kartet vil derfor i stor mon avhenge av skjønet til kartleggaren. For å få med viktige detaljar på kartet, blir storleiken overdriven, medan andre detaljar kan vere utelatne.

Bruk av kvartærgeologiske kystsonekart

Kvartærgeologiske kart-/kystsonekart er veligna for å avleie ulike typar temakart m.a. mektigheitskart, grusressurskart, grunnvasskart, jordsmonnkart osv. Dette gir godt grunnlag for å sjå naturressursane i ein samanheng

og hjelpe oss til å forvalte dei fornuftig. Døme på bruk av kartet:

- *Fysisk planlegging.* Kartet kan på eit tidleg planleggingsstadium gi alternative bruksformer for ulike avsetningstypar. Det vil også innehalde informasjon om kvar det er nødvendig med oppfølgjande undersøkingar (t.d. innan rasfårlege område, område der bru- eller tunnelsamband er aktuelle, hamneområde osv.).

- *Byggeråstoff.* Det kvartærgeologiske kartet viser m.a. arealfordelinga til jordartar eigna til byggeråstoff. Grus- og sandforekomstar til betong- og vegformål er helst knytte til brelv- og elveavsetningar. Sandige og grusige morenetypar kan også eigne seg til vegformål. Oppfølgjande undersøkingar må gjerast for å klarlegge kvalitet og mengde.

- *Byggegrunn.* Korleis lausmassane eignar seg som byggegrunn avheng særleg av mektigheit, teleeigenskapar, bereevne, stabilitet og dreneringstilhøve. Kvartærgeologiske kart i M 1:50 000 kan brukast på planstadiet til å avgrense moglege område med "dårleg" byggegrunn der detaljundersøkingar er nødvendige, t.d. fin-kornige avsetningar og myr.

- *Dyrkingsjord.* Denne finst vesentleg innan område med havavsetningar, myrområde og område med samanhengande dekke av morenemateriale. Elve- og brelvavsetningar kan også vere eigna, men det er sterkt avhengig av kornstorleik og grunnvassforhold. Innanfor desse områda viser kartet m.a. areal som er lite eigna til dyrkingsjord på grunn av blokkrik overflate, haugar og rygger, raviner o.l.

- *Vern - freding.* I dei seinare åra har interessa og trongen for sikring av verneverdig natur au-ka. Dette gjeld også lausmassane, ut frå følgjande målsettingar:

- Å sikre område eller objekt som dokumentasjon av Noregs kvartærhistorie til bruk i undervisning og forskning
- Å verne sjeldan og eigenarta natur
- Å verne verdfulle friluftsområde

Annan bruk. Karta kan brukast i forskning og undervisning i geologi, geografi og planleggingsfag. Vidare er karta veileigna utgangspunkt for spesialundersøkingar m.a. innan ingeniørgeologi og geoteknikk. Dei vil også gjere eit viktig grunnlagsmateriale for oppbygging av ressursoversikter og ressursrekneskap.

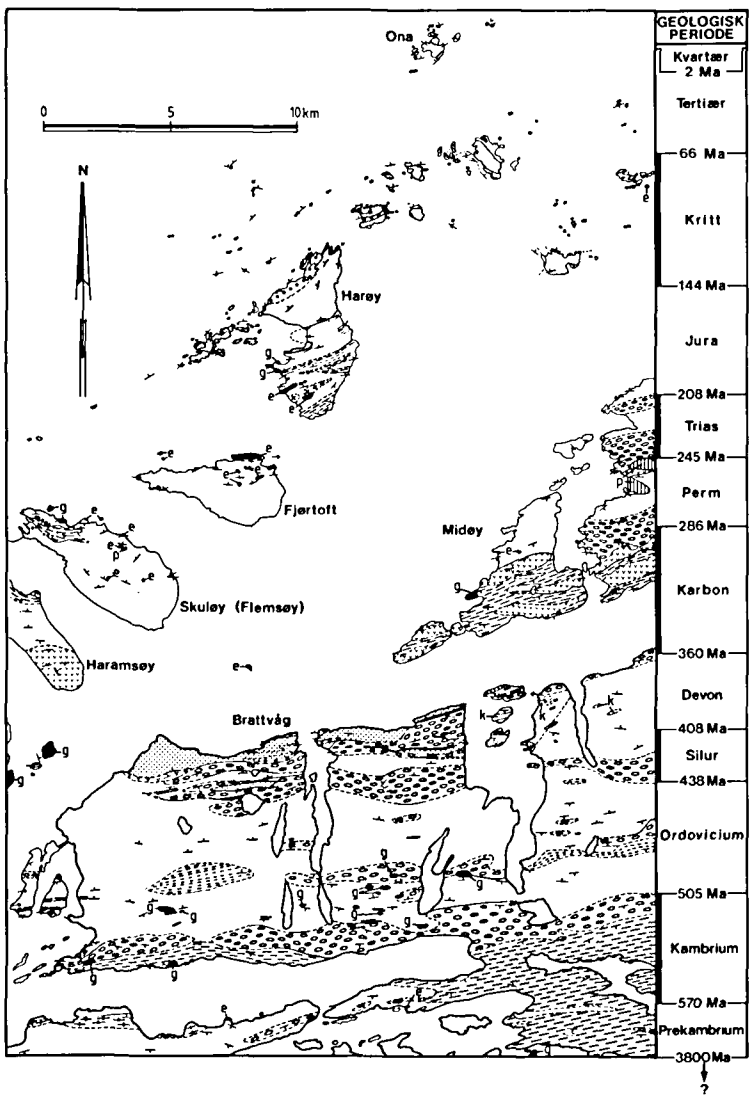
Landskap, berggrunn og lausmassar

Landskap

Det kartlagde området ligg i Møre og Romsdal fylke (Fig. 1). Dei viktigaste elementa i landskapet (omslagsbiletet) er dalar, fjordar og fjell med maksimalt relieff på omlag 1000 m, og øyane utanfor kysten. Desse landskapselementa blei anlagt i tertiærtida (for omlag 66 til 2 mill. år sidan) då det var stor landheving og nedskjering av elvedalar. Dei har fått si noverande form i kvartærtida (yngre enn 2 mill. år), hovudsakleg som følgje av isbreerosjon. Eit særst viktig trekk i landskapet på den ytste kysten frå Stavanger til Finnmark er strandflata. Ho er godt utvikla på øyane (Fig. 21), og blei første gongen omtala av Reusch (1894). Både alderen og måten ho er danna på har vore mykje diskutert, sist av Larsen og Holtedahl (1985) og Anda (1986). Dei førstnemnde forfattarane

fattarane meiner at strandflata er danna i kvartærtida, hovudsakleg ved sjøis-erosjon og frostsprenging. Anda (1986) peikar på betydninga av vertikale jordskorperørslar i utforminga av denne flata. Det treng ikkje vere noko motsetning mellom desse to syna, idet vertikale jordskorperørslar kan ha gjort store landområde "tilgjengelege" for dei prosessar Larsen og Holtedahl (1985) skriv om.

Strandflata er altså ei erosjonsform i fast fjell. Ofte ligg det lausmassar oppå, som på Skuløy (Fig. 21). Seismiske profil frå dette området (Fig. 6) viser at det ligg eit relativt jamnt morenedekke over den tilnærma horisontale strandflata.



TEGNFORKLARING

Legend

METASUPRKRUSTALER AV UKJENT ALDER (SENPREKAMBRISKE - KALEDONSKE?)
Metasupracrustal rocks of unknown age (Late Precambrian - Early Palaeozoic?)

HETEROGENT KOMPLEKS MED GLIMMERSKIFER, GRANAT-KALKGLIMMERSKIFER, KALKSILIKATBERGARTER / MARMOR, AMFIBOLITT, FYLLONITTISKE OG MYLONITTISKE BERGARTER
Heterogeneous complex - mica schist, calcareous garnet-mica schist, calc-silicate rocks/marble, amphibolite, phyllonitic and mylonitic rocks

AMFIBOLITT OG "GRØNNSTEIN" (RETROGRAD AMFIBOLITT)
Amphibolite and 'greenstone' (retrogressed amphibolite)

KVARTSITT
Quartzite

HARØYSUITEN

Harøy Suite

GRANAT-KYANITT-GNEIS, GRANAT-BIOTITT-GNEIS
Garnet - kyanite gneiss, garnet-biotite gneiss

META-EKLOGITT / GRANAT-AMFIBOLITT MED LAG AV KALKSILIKATGNEIS, MARMOR, GRANAT-BIOTITTGNEIS, EKLOGITT
Meta-eclogite / garnet amphibolite with layers of calc-silicate gneiss, marble, garnet-biotite gneiss and eclogite

PREKAMBRISKE GNEISER

Precambrian gneisses

FELSISKE ORTHOGNEISER

Felsic orthogneisses

GRANITISK GNEIS MED VARIERENDE DEFORMASJONSGRAD, SLIREGNEIS, MIGMATITTGNEIS
Granitic gneiss with variable degree of deformation, banded gneiss, migmatite gneiss

GRANITISK ØYEGNEIS
Granitic augen-gneiss

GRANITISK GNEIS MED FELTSPAT-PORFYROBLASTER
Granitic gneiss with feldspar porphyroblasts

GRANATRIK GNEIS, GRANULITT
Garnet-rich gneiss, granulite

MAFISKE GNEISER OG AMFIBOLITT
Mafic gneisses and amphibolite

AMFIBOLITTISK GNEIS, GRANAT-AMFIBOLITT
Amphibolitic gneiss, garnet amphibolite

BÅNDET AMFIBOLITTISK / FELSISK GNEIS, HORNBLENDERIK MIGMATITTGNEIS
Banded amphibolitic / felsic gneiss, hornblende-rich migmatite gneiss

INTRUSJONER, LAG OG INNESLUTNINGER I GNEISENE
Intrusions, layers and xenoliths in the gneisses

GABBRO: OLIVIN-GABBRO, LEUCO-GABBRO-NORITT (KORONITTISKE)
Gabbro: olivine gabbro, leucogabbro-norite (coronitic)

AMFIBOLITT (METADOLERITT)
Amphibolite, metadolerite

EKLOGITT
Eclogite

ULTRAMAFISKE BERGARTER, PERIDOTITT, GRANATPYROXENITT
Ultramafic rocks, peridotite, garnet pyroxenite

TRONDHEMITT
Trondhjemite

STRØK / FALL AV HOVEDSKIFRIGHET, FOLDEAKSE
Strike/dip of main schistosity, fold axis

ANTATT BERGARTSGRENSE
Assumed lithological boundary

DEFORMASJONSSONE
Zone of deformation

Fig. 5. Forenkla berggrunnskart over området.

Simplified bed-rock map.

Berggrunn

MAI BRITT E. MØRK

IKU, Postboks 1883 Jarlesletta, 7001 Trondheim.

Geologisk tilhører Brattvåg-Ona-området den vestnorske basalgneis-regionen, som består av sterkt omdannede (metamorfe) bergarter av forskjellig opprinnelse. *Granittisk gneis* er den mest utbredte bergarten på fastlandet (Brattvåghalvøya), på nordsiden av Oterøy og Midøy og på Skuløy og Fjørtoft. Den granittiske gneisen kan inndeles i øyegneis, sliregneis, migmatittgneis, og homogen gneis. *Mørke (mafiske) gneiser* og amfibolitt opptre på sydsiden av Midøy og Oterøy og syd på Brattvåghalvøya (Fig. 5). Gabbro, amfibolitt, eklogitt, trondhemitt og ultramafiske bergarter (granatperidotitt og granatpyrokse-nitt) forekommer som inneslutninger, lag eller intrusjoner i gneisene (Gjelsvik 1952, Carswell 1973, Mørk 1985). Gabbroene viser forskjellige stadier av omdannelse til eklogitt, og videre til amfibolitt. Flere av amfibolittsonene i gneisen kan derfor være omdannet gabbro.

Metasuprakrustalbergarter er avsatt på overflaten, enten som vulkanske avsetninger eller som sedimenter, og har senere blitt omdannet på dypere nivå i jordskorpen. *Harøysuiten* består av både omdannede sedimentære bergarter (granat-kyanittgneis, granat-biotittgneis, kalksilikatgneis og marmor) og av basiske bergarter som muligens kan ha vulkansk opprinnelse (granat-amfibolitt/metaeklogitt). Harøysuitens bergartslag er intenst sammenfoldet med granittisk gneis. Harøysuiten har størst utstrekning nord på Harøy, og granatamfibolitt/metaeklogitt danner også de fleste av småskjærene sydvestover fra Harøy og øyene i nord (Finnøy, Orta, Sandøy, Ona).

Metasuprakrustalene nord på Brattvåghalvøya består av kalkrike skifere, glimmerskifer, amfibolitt og mylonittiske bergarter. De mylonittiske bergartene er tette og finkornete og er dannet ved høy grad av deformasjon og nedknusing av metasuprakrustalbergarter. Kvart-sittisk skifer er innfoldet i gneisene på øyene i Vatnefjorden og på fastlandet i nordøst.

Bergartene har vært utsatt for flere faser med deformasjon som har skjedd ved forskjellige

metamorfe betingelser. Brattvåghalvøya er karakterisert ved en dominerende og velutviklet øst-vest-gående skifriighet (hovedfoliasjon), som er foldet i yngre steiltstående regionale folder. Hovedfoliasjonen kuttes av steile nord-syd sprekker som danner markante topografiske trekk.

Metasuprakrustalene nord på Brattvåghalvøya er nedfoldet i gneisene og inngår i den regionale synformen langs Moldefjorden (Gjelsvik 1951). Amfibolittsonen ytterst langs kysten på Brattvåg er tolket som en vestlig forlengelse av Trondheimsfeltets Støren-grønnstein (Gjelsvik 1951, Hernes 1955, Krill og Sigmond 1987).

Dateringer

Rb-Sr-dateringer av granittisk øyegneis og migmatittgneis gir aldre i området 1480-1780 Ma (millioner år) (Harvey 1983, Carswell og Harvey 1985, Mørk, upubliserte data). Sm-Nd dateringer av gabbroinneslutninger i den granittiske gneisen gir aldre på 1200-1300 Ma og 920 ± 70 Ma (Mørk og Mearns 1986), som er tolket som intrusjonsaldere for gabbroene. Yngre, senkaljonske aldre er oppnådd ved Sm-Nd dateringer av eklogittminerale (400 \pm 16 Ma; Mørk og Mearns 1986) og ved Rb-Sr totalbergart og mineraldateringer av Harøysuitens granat-kyanittgneis (Mørk, upubliserte data).

Metamorf omdanning

Eklogitt og granatperidotitt og granatpyrokse-nitt er bergarter som dannes ved relativt høye trykk og middels høye temperaturer. Ut fra de kjemiske sammensetningene til eklogittminerale har en regnet ut verdier for trykk og temperaturbetingelsene som eklogittene krystalliserte under (geobarometri og geotermometri). Eklogittene på Skuløy har krystallisert under trykk på 15-20 kbar og temperaturer på $750 \pm 60^\circ\text{C}$ (Mørk 1985). Tilsvarende høye trykk og temperaturer er også beregnet for gneis i kontakt med eklogitt på Midøy (Griffin og Carswell 1985). Ofte viser imidlertid gneisene litt lavere trykk- og temperatur-verdier, som svarer til amfibolittfacies, dvs. medium metamorf grad.

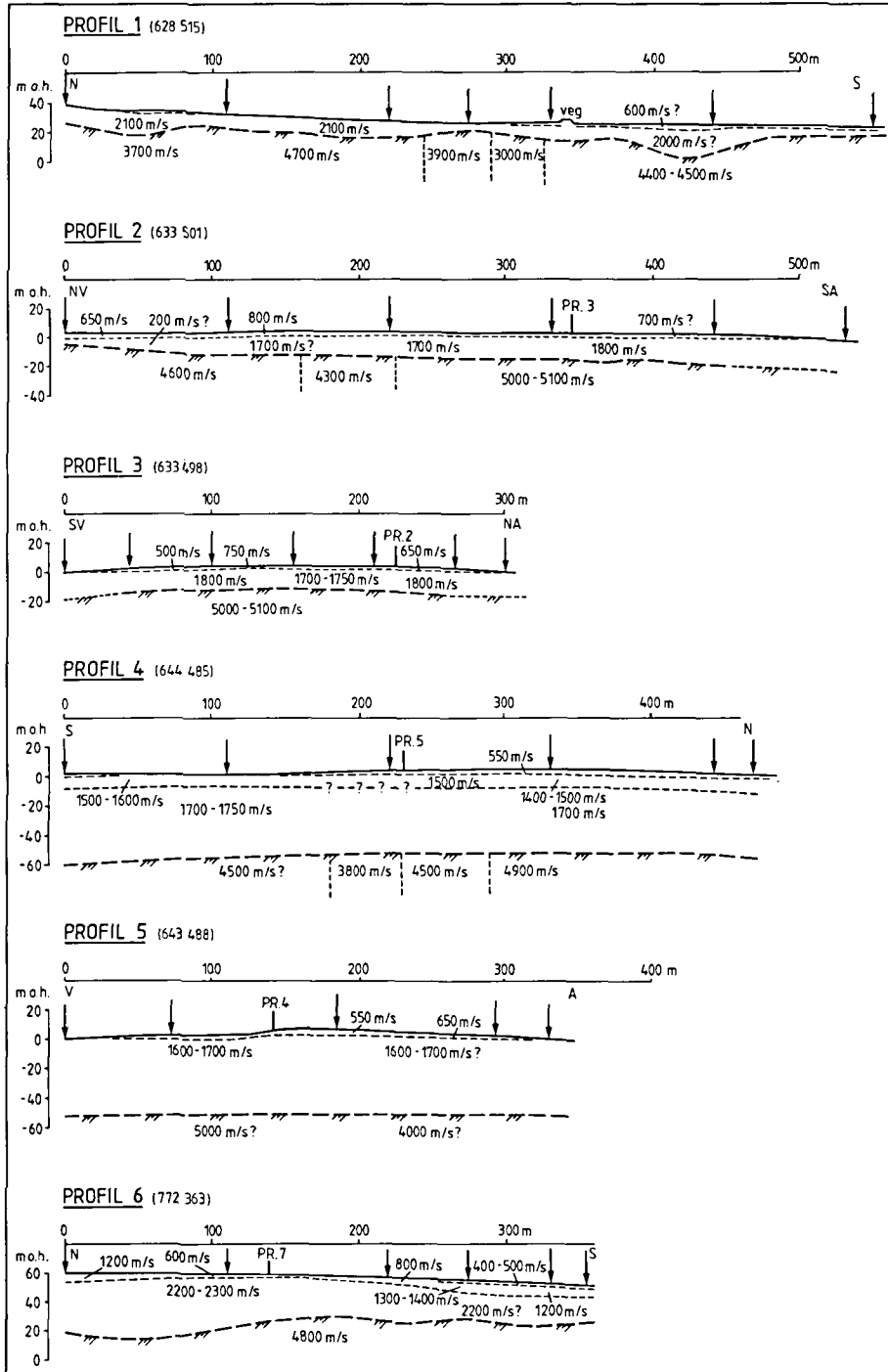
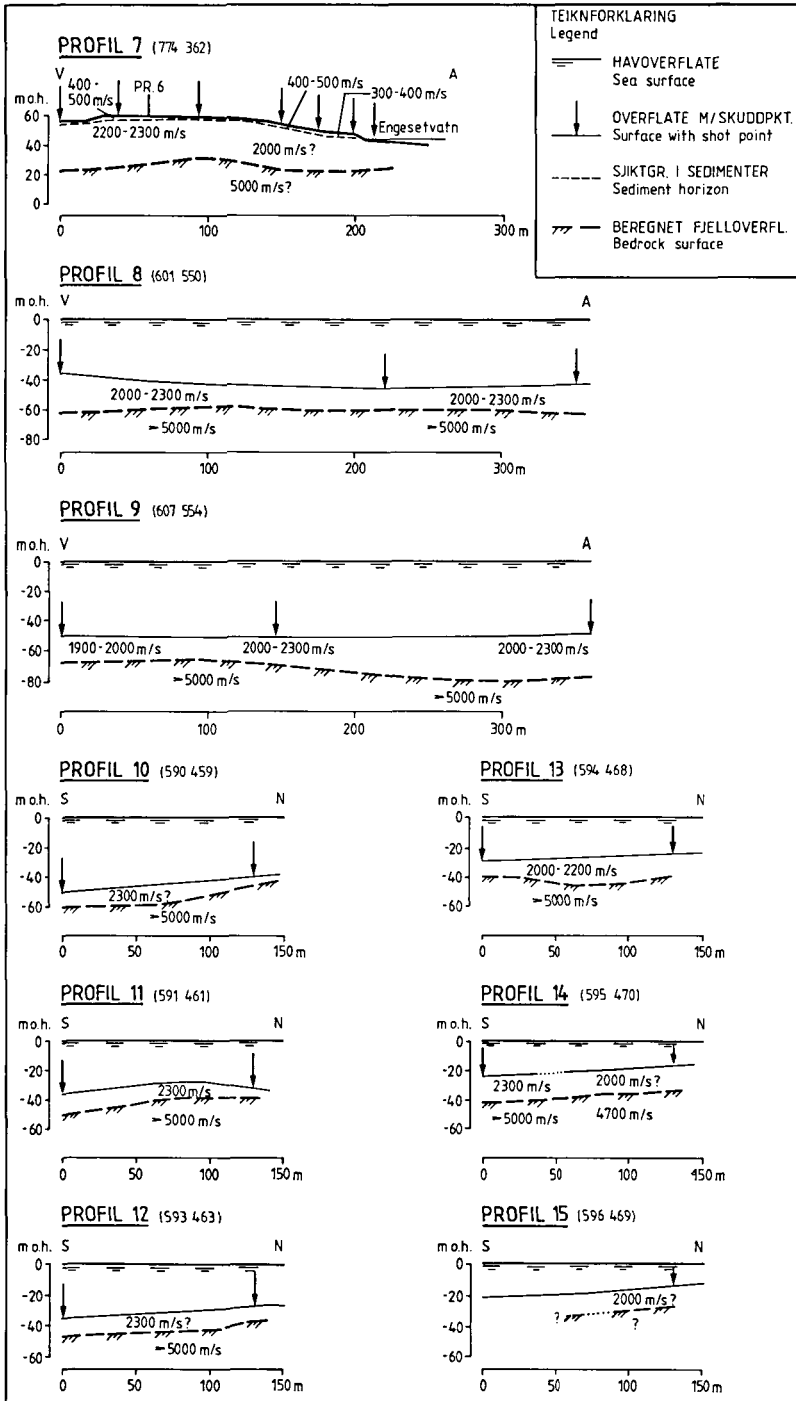


Fig. 6. Refraksjonsseismiske profil innan kartblad Brattvåg.

Refraction seismic profiles within map sheet Brattvåg.



Geologisk utvikling - tolkning

De granittiske gneisene har magmatisk opprinnelse (ortogneiser; Carswell og Harvey 1985, Harvey 1983), og deres dannelse representerer en episode med tilvekst til den granittiske skorpen langs kanten av det Baltiske skjoldet i tidlig til midt-proterozoisk tid (prekambrium). Opprinnelsen til de mafiske gneisene er ikke helt klarlagt. Carswell og Harvey (1985) tolket dem som paragneiser, dvs. derivert fra sedimenter. Metasedimenter utgjør trolig bare en liten del av de mafiske gneisene. De granittiske bergartene ble intrudert av basiske smelter som størknet til gabbro i relativt grunne nivåer av jordskorpen. Det har vært flere episoder med basiske intrusjoner i midt-proterozoisk tid. De ultramafiske bergartene har en mer komplisert dannelseshistorie (Carswell 1986, Mearns 1986). En av flere mulige tolkninger er at de representerer tektonisk transporterte bergartsmasser som er skjøvet inn i gneisområdet før den sterke omdanningen fant sted.

Både de proterozoiske gneisene og Harøysuitens metasuprakrustaler ble sterkt omdannet som følge av den kaledonske fjellkjedefoldingen. Trykk og temperaturberegningene antyder at disse bergartene ble bragt ned til dyp som svarer til 40-60 km overlaging. Dette betyr at jordskorpen må ha vært unormalt tykk, noe som er i samsvar med en situasjon med kollisjon mellom to kontinenter. Den sterke metamorfe omdannelsen med forgneising og eklogittdannelse kan ha skjedd på dypet i en slik kollisjonssone, der kanten av det baltiske skjoldet ble presset ned under et vestlig kontinent (den grønlandske platen) (Krogh 1977, Cuthbert mfl. 1983, Griffin mfl. 1985). Denne hendelsen fant sted i sen-kaledonsk tid, og hevingen av de dypere delene av terrenget og dermed trykkavlastningen og avkjølingen startet rundt 400 Ma, dvs. tidlig i devon. Mylonittene og medium-grad mineraliselskapene i metasuprakrustalbergartene i området ble dannet etter at terrenget var hevet til grunnere nivåer i jordskorpen. Denne sterke, sene deformasjonsfasen kan også ha sammenheng med tektonisk transport av de minst omdannede bergartene til deres nåværende posisjon som sammenfoldete lag innimellom de eldre gneisene.

Lausmassar

I denne delen blir dei viktigaste lausavsetningane innanfor kartblada Brattvåg og Ona skildra. For å gjere stoffet lettare tilgjengeleg for lesarane, og for å markere skiljet mellom prinsipielt forskjellig datagrunnlag, blir lausavsetningane på land og i sjøen omhandla i to separate underkapittel.

Lausmassar på land*Morenemateriale*

Morenemateriale er den mest vanlege jordarten i området. Det meste er avsett av innlandsisen under siste istid.

Samanhengande dekke av morenemateriale ligg vanlegvis i dalgangar og terrengforsinkingar, men i området rundt Gamlemsveten (620415), Rambjørøa (650437), på Haramsøya (585503) og Skuløya (610523) ligg det samanhengande dekke også i fjellområda. Dette skuldast truleg at det i desse områda låg rikeleg med forvittringsmateriale før innlandsisen kom (Longva mfl. 1983). Tjukna på morenedekket i desse områda er sjeldan over 5 m.

Dei tjukkaste moreneavsetningane finn vi i dalgangar som går på tvers av den nordvestlege hovedisrørsla frå siste istid og i drumlinliknande former som er parallelle med denne isrørsla. Refraksjonsseismiske undersøkingar av ein slik drumlin på Vasset (772363) viser at det ligg 25-40 m morenemateriale under ca. 2 m breelv- og strandmateriale (Fig. 6). Både her og på nordsida av Grytafjorden er det ein tendens til at morenematerialet er avsett på støtsida i forhold til den nordvestlege isrørsla. Ved Gryta (650373) er morenedekket lokalt over 25 m mektig, ved Slyngstad (727377) over 11 m. Tilsvarende avsetningar finn vi også som drumlinliknande former på den landvendte sida av øyane vest for Harøyfjorden (Nordøyane) (Fig. 23), medan det på Gamlem (595425) og Hildre (635450) ligg moreneavsetningar meir i le av denne rørsla. På Skuløy (630505) og Hildre er avsetningane komplekse idet mykje av morenematerialet er brerandavsetningar frå avsmeltingsfasen (Fig. 24). Refraksjonsseismiske profil på Skuløy (Fig. 6) viser opp til 20 m morenemateriale under strandavsetningar.

Haug- og ryggformer i morenedekket er det lite av i området. Formene i Vatnedalen (825395) stammar frå nedsmeltinga av dei siste restane av innlandsisen.

Under marin grense er moreneavsetningane for ein stor del dekte av strandavsetningar. Dette gjeld særleg øyane og dei delar av fastlandet som er mest utsette for bølgevasking. Tilsvarende lagfølgje som går fram av det seismiske profilet frå Skuløy (Fig. 6), vil vi også kunne finne på dei andre øyane. Sjølv om det ikkje er funne morenemateriale i overflata på kartblad Ona, finst det også her under andre sediment.

Det er berre gjort nokre få kornfordelingsanalyser av morenematerialet i området (Fig. 7). Variasjonen i samansetning er stor, men morenemateriale under marin grense har jamnt over eit større innhald av silt og leir på grunn av innblanding av gamle havavsetningar.

Randmorenerygg er gitt eigen farge på kartet. Dei fleste er avsette av innlandsisen, men fleire kan knytast til lokale botnbreiar (Fig. 24).

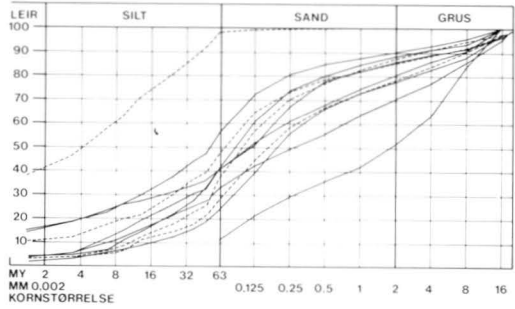


Fig. 7. Kornfordelingskurver av morenemateriale (heiltrekte) og hav- og fjordavsetningar (stipla).

Grain size distribution of tills (full line) and glaciomarine sediments (dashed).

Randmorenar etter innlandsisen ligg nesten utan unntak under marin grense i området. Dei opptre som regel i seriar av fleire ryggar og er resultat av at brefronten stansa opp eller gjorde mindre framrykk under avsmeltinga. Slike randmorenar er vanlegast i Vestrefjorden (800460), Vatnefjorden (763434), Samfjorden (695414) og på Hildre (630450). Ryggane er sjeldan over



Fig. 8. Randmorene etter botnbreen i Trollhøla (630 412). (Fotografert av J. Mangerud, Geol. Inst., Univ. i Bergen.)

Marginal moraine from the cirque glacier in Trollhøla (630 412).

5 m høge. Pga. bøljevasking under landhevinga har ryggane ofte blokkrik overflate. Ryggane i Hildredalen (630435) og Vatnedalen (815394) er dei einaste innlandsisen har avsett over marin grense i det kartlagte området. Snitt ved marin grense i Hildredalen (Fig. 12) viser at brefonten har lege ved strandkanten og rykt litt fram før han har smelta tilbake.

Dei største randmoreneryggane som er kartlagte på land, er avsette av lokale botnbrear. Desse breane blei danna 1000-2000 år etter at innlandsisen smelta bort og hadde rikeleg tilgang på forvitnings- og skredmateriale. Trollhola (630412) ved Gamlemsveten er eit eksempel på dette (Fig. 8).

Breelavsetningar

Alle breelavsetningane ligg på kartblad Brattvåg og dei fleste er små. For dei største avsetningane er det gjort volumoverslag og kvalitetsanalyse (Tabell 1 og 2.) Det er også laga eigne sand- og grusressurskart for området (Klakegg og Longva 1985, Klakegg mfl. 1985). Kommunevis oversikt er gitt i Grusregisteret (Stokke 1984).

Breelavsetninga på Vestre (813433) er bygt opp både under avsmeltinga av innlandsisen og i yngre dryas. Den eldste delen er avsett som eit viftedelta ved marin grense, ca. 55 m o.h. Materialet vekslar i kornstorleik med dominans av steinige gruslag med tynnare lag av silt/finsand i mellom (Fig. 9). Den yngste delen samsvarar med havnivået i yngre dryas, ca. 35 m o.h. Deltautbygginga i dette nivået er dels resultat av materialtilførsle frå botnbreen i dalen ovanfor, og dels utvasking frå den eldre delen av avsetninga. Volumet er anslått til vel 1 mill. m³, men i dag er det meste fjerna. Breelavsetninga på Eik (805460) har ei liknande historie som den på Vestre, men materialet er er grovare og volumet er langt mindre.

Den største avsetninga innanfor dei to kartblada ligg i Vatnedalen (795383). Framfor dei siste restane av innlandsisen er det her avsett eit sandurdelta. Deltaet svarar til eit havnivå på ca. 60 m o.h. og dette er marin grense for området. Sandurdeltaet dekte opphøveleg heile dalbotnen, men det som låg sentralt i dalen er seinare fjerna ved elveerosjon. Snitt ved fronten viser skrålag dominert av sand med ein topplagpakke av steinig grus på knapt 1 m. Ved Hatlehol (793388) er avsetninga bygt 5-10 m



Fig. 9. Snitt i breelvdeltaet på Vestre (813 433) viser skrålag dominert av sand og grus.

A section in the glaciofluvial delta at Vestre (813433) show foresets dominated by sand and gravel.

Forekomst nr./Navn	Kartblad navn	Matr. type	Sanns. mekt.	Volum 1000m ³	Areal 1000m ²	Arealbruk i %				
						M	B	D	S	A
HARAM										
1 HATLEHOL	Brattvåg	S	6	1040	173	30	5	20	0	45
2 MYRANE	Brattvåg	S	7	2731	390	5	0	25	0	70
3 EIDSVIKEIDET	Brattvåg	S	0	0	0	0	0	0	0	0
4 SLYNGSTAD	Brattvåg	S	4	195	48	20	0	20	0	60
5 GRYTA	Brattvåg	S	15	813	54	0	40	50	0	10
6 GAMLEM	Brattvåg	S	2	61	30	0	70	30	0	0
7 VESTRE 1	Brattvåg	S	8	1146	143	20	5	15	0	60
8 VESTRE 2	Brattvåg	S	0	0	0	0	0	0	0	0
9 EIK	Brattvåg	S	0	0	0	0	0	0	0	0
MIDSUND										
3 AKSVOLL	Brattvåg	S	1	40	40	20	0	0	0	80
4 AKSLAHORNET	Brattvåg	A	6	88	14	10	0	0	0	90
5 BLØFETEN	Brattvåg	S	2	121	60	0	30	0	0	70
6 RUNDALSHORNET	Brattvåg	A	6	89	14	30	0	0	0	70
7 NYGÅRDSAKSLA	Brattvåg	A	0	0	0	30	0	0	0	70
Sum 14	1			6328	971	13	8	20	0	59

Tabell 1: Oversikt over registrerte sand- og grusforekomstar innan kartblada Brattvåg og Ona.

Volume estimates of sand and gravel deposits within the map sheets Brattvåg and Ona.

TABELLFORKLARING

KARTBLADNAMN = Namn på sand- og grusressurskartet i målestokk 1:50 000.

MATR.TYPE = Materialtype; S = sand og grus, P = pukk, A = andre materiale.

SANNS.MEKT. = Overslag over den mest sannsynlege mektigheit i meter.

VOLUM = Volum i heile 1000 m³ basert på den midlare (50% sannsynlege) mektigheit og ressursarealet (totalarealet evt. fråtrekt massetaksarealet).

AREAL = Totalareal i heile 1000 m² (fråtrekt eit evt. massetaksareal).

AREALBRUK I % = Arealbruksfordeling i % av totalarealet;

M = Massetak, B = bygningar og kommunikasjon, D = dyrka mark, S = Skog, A = anna.

SUM = Antal forekomstar, antal ulike kartblad, volum, areal og gjennomsnittsverdien for arealbruk.

over havnivå. Snitt viser ein 4-6 m mektig lagpakke dominert av grus med lavt blokkinnhald (Fig. 10). Laga har svakt fall ut dalen mot vest. Snitt ut mot elva viser at det ligg ein sandpakke mellom grus og morene sentralt i dalen. Ved

MG ligg grusen direkte på morene. I Grusregisteret er avsetninga registrert som to forekomstar: Hatlehol og Myrane (Tabell 1). Volumanslaget på heile avsetninga er 3,7 mill. m³. Uttak etter 1984 er ikkje registrert.

Forekomst Nr. Navn	Masse- tak nr.	Bergartsinnh.				Mineralinnhald				
		AA	BB	CC	NN	G	A	B	M	A
HARAM										
4	SLYNGSTAD	1	5	86	9	2	98	3	10	87
5	GRYTA	1	8	84	8		99	6	9	85
7	VESTRE 1	1	9	88	3		99	3	9	88
MIDSUND										
SUM	14	11								

Tabell 2: Mineral- og bergartsanalyser som er utførte på sand- og grusforekomstar i området.

Mineral and rock analyses of some sand and gravel deposits in the mapped area.

TABELLFORKLARING

BERGARSTINN. % = Vurdering av styrken på bergartskorna (8-16 mm)

AA = Prosentandel av 'svært sterke korn', BB = Prosentandel av 'sterke korn', CC = Prosentandel av 'svake korn', NN = Prosentandel av 'svært svake korn'. Ein del analysar er utførte utan skilje mellom gruppe AA og BB.

MINERALINN. % = Vurdering av mineralinnhald i sandfraksjonen

Fraksjon 0,5-1,0 mm:

G = Glimmer (frikorn), A = Andre korn (vesentleg bergartsfragment og frikorn av kvarts/feltspat).

Fraksjon 0,125-0,250 mm:

B = Glimmer (frikorn) og skiferkorn, M= 'Mørke' mineral (amfibol, pyroksen, epidot og granat), A = Andre korn (vesentleg kvarts og feltspat).

SUM = Antal førekomster og massetak.

Grusavsetninga på Vatneeidet (765375) er tolka som breelvvavsetning og er i så fall resultat av ein kortvarig stans i tilbaketrekninga av innlandsisen. Men avsetninga *kan* også vere strandmateriale avsett i straumsundet som skilde "Brattvågøya" frå fastlandet. Sjølv om avsetninga dekker eit stort areal, er ho ikkje registrert som førekomst i Grusregisteret fordi gjennomsnittleg mektigheit er mindre enn 2 m.

På Vasset (774363) ligg breelvmateriale under strandmateriale. Store delar av avsetninga er fjerna ved grusuttak (Fig. 14).

Breelvvavsetninga på Skuløy (620514) er det

naturleg å knyte til brerandavsetningane som er funne i sjøen like ved (Fig. 24), men tolkninga er usikker. Avsetninga er over 4 m mektig og inneheld kun sand. Straumrefler viser avsetningsretning mot aust.

Dei andre breelvvavsetningane frå innlandsisen er små delta som er bygde ut der breelvane munna ut i havet. Desse viser derfor marin grense på staden. I Vatnefjorden har vi slike delta ved Bjørnegotten (754413) og Os (769388) som viser eit havnivå på omlag 60 m o.h. Ved Årset på Ellingsøya (655333) er det restar av eit tilsvarande delta som viser at havstanden her var 45 m o.h. Det meste av grusen



Fig. 10. Snitt i topplagspakken av sandurdeltaet i Vatnedalen ved Hatlehol (793 388). Sand- og gruslag med svakt fall ut dalen viser at avsetninga er bygt opp over marin grense.

A section of the topset of the sandur delta in the Vatnedalen valley at Hatlehol (793388). The slightly dipping sand and gravel beds indicate deposition above the marine limit.

er fjerna i desse avsetningane og volumover-
slag er derfor ikkje utført.

Det er alt nemnt eit par avsetningar som delvis er knytte til lokalglasiasjonen i yngre dryas (Vestrefjorden). I tillegg til desse er det kartlagt slike avsetningar på Gryta (651368), ved Hildrevatnet (645416), på Ringstad (703432), i Skoradalen (728453) og på indre Strand (752426). Størst er viftedeltaet på Gryta. Dette er danna ved at ein botnbre i Grytakopen (645404) har demt Grytavatnet og tvinga dreneringa mot sør. Denne breelva har erodert kraftig i det tjukke morenedekket ovanfor Gryta og avsett materialet ut mot yngre dryas havnivå, ca. 23 m o.h. Eit snitt i framkant av deltaet viser skrålag av sand og sandig grus. Stein- og blokkinnhaldet i topplaget aukar opp mot rotpunktet av vifta. Volumet er anslått til 0,8 mill. m³ og harde mineral- og bergartskorn dominerer (Tabell 1 og 2).

Avsetninga i Hildredalen er også knytt til botnbreen i Grytakopen. Mektigheita er størst ut mot Hildrevatnet. På Ringstad er det bygt ut eit breelvdelta nedanfor botnbreen i Ringstaddalen. Det meste av deltaet er fjerna ved seinare elveerosjon og grusuttak. I Skoradalen er det bygt ut ei lita breelvvifte under avsmeltinga av botnbreen som låg her i yngre dryas. Breelvavset-

ninga på indre Strand er utbygt nedanfor botnbreen i Sætrredalen. Deltaet ligg ca. 30 m o.h. og viser havstanden i yngre dryas. Volumet på desse avsetningane er for små til å bli registrerte som førekomstar i Grusregisteret (under 50 000 m³).

Elveavsetningar

Elveavsetningane utgjør ein liten del av lausmassane i området. Dei fleste er resultat av erosjon i breelvavsetningar eller morenedekke og ligg mellom marin grense og dagens havnivå.

Dei arealmessig største førekomstane finn vi nedanfor breelvavsetningane i Vestrefjorden (806435), Vatnedalen (787380) og på Engset (822360). Desse er elvedelta som er bygt ut i hav eller vatn. Dei inneheld store volum sand og grus, men berre ein liten del ligg over grunnvasstanden. Dei er derfor ikkje registrerte som førekomstar i Grusregisteret.

Tilsvarende elveavsetningar ligg nedanfor breelvavsetningane på Ringstad (701433), Gryta (653367) og ved Vatnefjorden. Desse avsetningane har berre små mengder sand og grus og det meste ligg under grunnvasstanden.

To elveavsetningar er registrert som førekomst i Grusregisteret (Tabell 1): Slyngstad (727374) og Gamlem (603403). Begge er resultat av elveerosjon i morenedekket ovanfor. Erosjonen har for det meste føregått i yngre dryas sidan storparten av avsetningane er bygde ut mot havnivået på den tida. Snitt i framkanten av deltaet på Slyngstad viser skrålag dominert av sand og grus, men fleire av laga inneheld også finsand/silt. Materialet i topplaget er grov grus. Volumet er anslått til 0,2 mill. m³. Avsetninga på Gamlem er eit viftedelta med skrålag av sand og grus. Topplaget inneheld steinig grus og blokkinnhaldet aukar opp mot rotpunktet. Volumet er omlag 60 000 m³.

Hav- og fjordavsetningar

Denne avsetningstypen har liten "synleg" utbreiing i dei kartlagde landområda. På Rogne (633503) er det kartlagt silt og siltig leir med ei mektigheit på eit par meter. Kornfordeling av eit 0,8 m leirlag mellom hardpakka skalførande morene og strandmateriale (632500) er vist på Fig. 7. Framfor sanduren på Vatne (719376) vart finkornige siltige sediment avsett i havet.

På toppen ligg gjerne ei tynn hinne med strand-sediment.

I grøfter på fleire av øyande t.d. Skuløy (624506), Harøy (709621), Orta (793638) og Finnøy (724655) har vi påvist eit siltig, blokkrikt sediment. Det skil seg frå morene ved å vere lausare pakka og tilsynelatande ha betre sortert finmateriale. Kornfordelinga er lik den ein finn i morene (Fig. 7). Vi har tolka dette materialet til å vere avsett i havet dels frå suspensjon og dels ved utsmelting frå isfjell. Sedimentet skriv seg mest sannsynleg frå oppkalfvingsperioden (sjå omtalen av isavsmeltinga) og har ganske stor utbreiing. Det ligg under ei kappe av strandmateriale.

Strandavsetningar

Bølgjer og straum har vaska i sedimenta under marin grense og danna ei hinne av strandmateriale. Øyane rundt Harøyfjorden og nordvestsida av Brattvågshalvøya ligg mest utsett til for havet. Her finst dei mest markerte strandlinjene i form av strandhakk og strandvollar og dei største akkumulasjonane av strandmateriale. I



Fig. 11. Snitt i tapesvollen på Sandøy (770682) ca. 15 m o.h. Legg merke til dei godt runda steinane.

Section in the Tapes beach ridge on Sandøy (770682) c. 15 m a.s.l.

øvrigt område finst berre spreidde førekomstar gjerne som ei tynn hinne i toppen av andre sediment.

Det meste av strandmaterialet innanfor kartblada er danna ved vasking av morenemateriale, og dei finaste kornstorleikane er fjerna. Som regel har utstikkande nes og bakkar eit dekke av grusig steinig materiale, medan bukter og flater i landskapet har meir sandige sediment. På dei fleste sandflatene i dei mest eksponerte områda ligg mindre stormvollar av steinig grusig materiale, som t.d. på Haramsøya (577503). Strandsedimenta er jamnt over 0,5-1 m tjukke, men mektigheiter opp til 3 m er ikkje uvanleg. Dei refraksjonsseismiske profila (Fig. 6) viser denne huden av strandmateriale over andre sediment. Elles finst det store akkumulasjonar i form av strandvollar. Dei er oftast bygde

opp av godt runda stein i ein sandig matriks (Fig. 11). Dei største strandvollarne er knytte til dei tre mest markerte strandlinjene, i MG-, yngre dryas- og i tapesnivået.

MG-nivået er oftast markert med abrasjons-hakk eller strandvollar. Bak strandvollarne er det avsett lagunesediment slik at avsetninga får form av ein terrasse (Fig. 12).

Yngre dryas strandlinja er eit anna svært markert landskapstrekk. Den er også for det meste utvikla som ein abrasjonskant som kan bli opp til 7-8 m høg. Den seine landhevinga i tidsrommet rundt 10 500 år før notid, gjorde at havet stod lenge i omlag same nivået (Fig. 26). Stein i strender frå denne tida, t.d. på Åkre (582493) og Longva (601526), er frostsprengd og spalta opp i flate heller (Fig. 13). Ingen andre

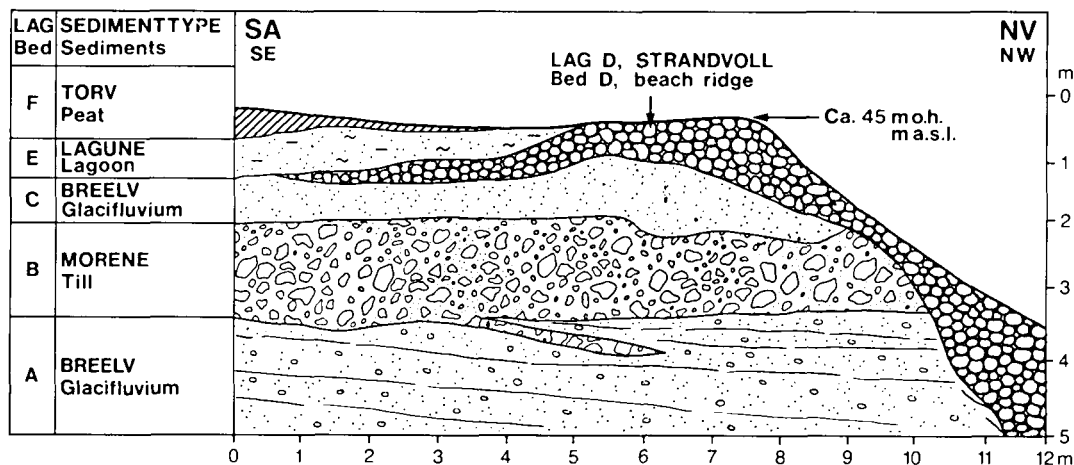


Fig. 12. Skisse av lagfølge i massetak i Hildredalen (627 438). Snittet viser følgjande geologiske historie:
Lag A: Breen i Hildredalen munnar ut i sjøen. Smeltevattn strøymde ut under breen og avsette lagdelt grus og sand.
Lag B: Avsetning av morene over lag A anten ved eit lite breframrykk eller ved utrasing frå breoverflata..
Lag C: Breen låg innanfor lokaliteten og smeltevattn førte sand ut i sjøen som la seg oppå morenen.
Lag D: Sjøen har erodert i avsetningane og bygt opp ein strandvoll av store, godt runda stein. Vollen markerer MG.
Lag E: Bak strandvollen blei det danna ei grunn lagune som blei delvis oppfylt av silt og sand.
Lag F: Etter isavsmeltinga har det vakse torv oppå avsetningane.

Section in gravel pit in Hildredalen (627438). The section reveals the following geological history:

Bed A: The valley glacier of Hildredalen had its terminus in the sea. Meltwater streams from the glacier deposited layered sand and gravel.

Bed B: Deposition of flow till or lodgement till, the latter alternative evidencing a minor glacier readvance.

Bed C: The glacier terminus was located landwards of the site. Meltwater carried sand into the sea.

Bed D: The sea eroded the deposits and built a beach ridge of well rounded stones. The ridge marks the marine limit.

Bed E: A shallow lagoon dammed behind the beach ridge was partly filled by silt and sand.

Bed F: During the Holocene, peat has grown on the deposits.



Fig. 13. Frosprengd stein i strandmateriale i yngre dryas nivået på Longva (601 526). Den store blokka i overflata har rasa ut frå fjellsida ovanfor. Nedst i snittet ligg sandig morenemateriale.

Frost-cracked stones in beach deposits in the Younger Dryas niveau (601526). The large block on the surface has slid from the mountain escarpment above. Sandy till lies in the bottom of the section.

strandnivå, korkje eldre eller yngre, har frosprengd stein i større mengder. Det stabile havnivået og kaldt klima med sterk frostaktivitet i strandsona, gjorde dette strandhaket særleg velutvikla. På Baraldsneset (745457) er yngre dryas strandlinja utvikla i fast fjell. Landhevinga etter yngre dryas gjekk svært raskt (Fig. 26) og derfor er ein del havavsetningar blitt bevart under dette nivået som t.d. på Rogne.

Tapesvollen som blei danna under stigande havnivå (transgresjon) for 6-7000 år sidan, er den mest markerte strandvollen i dei ytste kyststroka. Han kan følgjast meir eller mindre samanhengande på dei ytre øyane og på strekninga Gamlem (595420) til Alvestad (650445). Til vanleg er han 1-2 m høg. Vollen kjem godt fram i kartbiletet fordi dei eldste vegane som regel ligg på toppen av den. Fleire stader er det påvist opptil 1 m torv under vollen, som på Haram like vest for kartbladramma (Hafsten og Tallantire 1978). Det er funne fleire steinalderbuplassar under vollen, t.d. i Dysvikja (676541) (Indrelid 1973, 1974) og på Longvastølen (615506) (Bjerck 1982). Då havet stod på sitt høgste under transgresjonen, eksisterte

det grunne laguner bak vollen der det vart avsett siltige, sandige sediment. Spesielt fin var laguna bak tapesvollen på Orta (794637). Vollen heng på to små fjellknausar i SV og danner utanom desse det høgste punktet på øya. Den går i ein ring rundt eit myrfyllt basseng med over 2 m mektig torv. Ei tid hadde derfor øya form nærmast som ein ringatoll.

I område der strandavsetningane er mindre utbreidde, bør nemnast avsetninga ved enden av Engsetvatnet (773360). Her ligg ei vel 1 m mektig hud av strandmateriale over breelvasetningar og morene (Fig. 6 og 14). I vasskanten er mengder av skal, vesentleg butt sandmusling som står i voksestilling.

Vindavsetningar

Det er kartlagt tre små felt med flygesand: på Fjørtoft (693545), Harøya (709595) og Ona (692623). Avsetningane består av fin sand og ligg som eit teppe til dels med dyneform over andre sediment. Mektigheita er opptil eit par m.



Fig. 14. Strandmateriale over breelvvavsetning på Vasset ved enden av Engsetvatnet (773 360).

Beach deposits on top of glacialfluvium at Vasset (773 360).

Forvittringsmateriale

I låglandet er det berre funne to område med forvittringsmateriale som er store nok til å skiljast ut på kartet (700326, 725325). Utover desse finst det små, sporadiske førekomstar der fjellet har smuldra opp i eit grusig, sandig materiale. Eit område med djupvittra gneis finst i austskråninga av Fjellsenden (583504).

På toppar over ca. 500 m o.h., ligg meir eller mindre samanhengande blokkhav (Fig. 3 og omslagsbiletet). I sør- og vestsider er forvittringsmaterialet transportert eit godt stykke nedover fjellsida som følge av solifluksjon. Blokkhava er danna ved frostvittring, men kan også innehalde kjemisk vittra materiale av høg alder. I finkornig forvittringsmateriale på Gamlemsveten (617413) er det påvist leirmineralar

som må vere danna under tropiske klimaforhold for meir enn 2 mill. år sidan (Roaldset mfl. 1982). Snitt langs vegen opp til Gamlemsveten (Fig. 15) og blokk i overflata viser at mengda av forvittringsmateriale aukar merkbar over ca. 600 m o.h. Fjell i dagen utan større forvittring i overflata finst opp til knappe 400 m. Under dette nivået er det langt mindre solifluksjon enn ovanfor, der fjellsidene er sterkt prega av jord-sig og andre skråningsprosessar. Opp til ca. 500 m finst få frostsprengde blokker. Frå 500-600 m o.h. endrar blokkene i overflata karakter frå typiske kantrunda moreneblokker til flate lange stavar, dvs. blokker som er betinga av strukturen i den skifrige gneisen som utgjer underliggande berggrunn. Moglege istransporterte blokker er observerte på flata mellom 630-640 m o.h.

Undergrensa av blokkhava ligg på 500-600 m o.h. ute ved kysten og stig innover i landet. Sollid og Sørbel (1979) og Nesje mfl. (1987) meiner at blokkhava låg over innlandsisen og at desse toppane dermed var isfrie under siste istid. Det finst lågare toppar som også har blokkhavsvitring, t.d. Skulen (625524), Grøts-hornet (758402) og Storhornet (675375). Det er uvisst om dei stakk opp av isen under den maksimale nedisinga.

Skredmateriale

Det ligg mykje skredmateriale i og langs dei steile fjellsidene på Brattvågshalvøya og omkring Vestrefjorden. Særleg rundt Hildrehesten (665405), på vest- og nordsida av Hellands-hornet (720435) og på nordsida av Eikenakken (814465) er dette vanleg. Avsetningane er tynne og usamanhengande i dei bratte fjellsidene, men aukar i mektigheit mot fjellfoten. Det finst

mange godt markerte skredfar med store levéar, som endar i vifteforma avsetningar, t.d. under Hellandshornet (707434).

På austsida av Gamlemsveten (630405) ligg den største vifta i området. Vifta har avrunda form både på tvers og i lengderetninga. Snøskred er den einaste kjente prosessen som gir vifter med slik overflateform. Det ligg mindre vifter på toppen av hovudforma og ei snøskredgrop like sør for denne. På vestsida av Grøtrefjellet (810412) ligg ei stor blokkrik fjellskredtunge (Fig. 16). Ho er ca. 30 m høg i fronten. Skredsåret der fjellhammaren losna er tydeleg.

Ur (Talus)

Ved foten av dei fleste bratte fjellsider og stup ligg det ur. Overflata er som regel storblokkig med dei største blokkene lengst frå fjellfoten. Under det storblokkige laget ligg finare materi-



Fig. 15. Blokkforvitring av gneis i søraust-skråninga av Gamlemsveten(625400). Materialet i snittet er skarpkanta, medan blokkene på overflata er kantrunda. Foto mot nordvest.

Block-weathering on Gamlemsveten (625400).

ale. Langs fjella på dei største øyane er det eit nestan samanhengande belte av ur. På vest- og austsida av Gamlemsveten (604415) ligg to av dei største urene innan kartet. Det er også ur i området Hellandshorn/Storfjellet (730423) og i fjellpartia rundt Vestrefjorden (800460) og inst i Vatnefjorden. I urene på begge sider av Vatnefjorden er det markerte strandlinjer frå yngre dryas nivået (Fig. 17). Det betyr at rasaktiviteten her var størst like etter isavsmeltinga og at lite har skjedd dei siste 10 000 åra. I nokre av urene er det massetak, t.d. på Myskja (587484) og i Midsund (813530).

Torv- og myrdanning

Torv- og myrutvikling oppstår når opphopinga av organisk materiale er større enn nedbrytinga. Dette skjer oftast i vatn eller område med høg grunnvasspegel, og då særleg om temperaturen er låg (Næss 1969). Dei vanlegaste myrtypene er gjengroingsmyr, bakkemyr, terengdekkande myr og forsumpingsmyr.

Gjengroingsmyrer er danna ved botnfall av dy

og gytje i tjern. Etter kvart blir bassenga fylte opp av slike sediment. Døme på gjengroingsmyr finn vi ved Stettetjønna (785347) og Loms-tjønna (771375).

Bakkemyrar finst i hellande tereng, særleg i fjelltraktene. Denne myrtypen er avhengig av vassig frå høgareliggande område. Døme på dette finn vi i Eikedalen (825420).

Det finst og eksempel på tjukke myrslag som dekker høgdedrag i terrenget. Slike terengdekkande myrer er vanleg i kystfjella på Vestlandet og finst godt utvikla t.d. vestover frå Skulen (623525). Ei datering frå Ullahornet like vest for kartbladkanten på Haramsøya, viser at myrdanninga starta for 2500-3000 år sidan då klimaet blei fuktigare og kjølegare (T-794: 2730±90 BP, Hafsten og Tallantire 1978).

Forsumpingsmyrane har oppstått ved at opprinneleg fastmark er blitt dekte av torvjordartar. Dei største myrane i området er danna på denne måten. Dei ligg på strandflata, kan danne eit samanhengande dekke på fleire kvadratkilometer og vere opptil 4-5 m mektige som på



Fig. 16. Fjellskred på vestsida av Grøtrefjellet (810 412). Fronten på skredtunga er ca. 30 m høg. Området framfor tunga er blankspylt av smeltevatt som drenerte frå breen i Vatnedalen mot Vestrefjorden. (Foto: E. Lebesbye.)

Rapid mass movement deposit on the western side of Grøtrefjellet (810 412). The tongue is at maximum 30 m high.

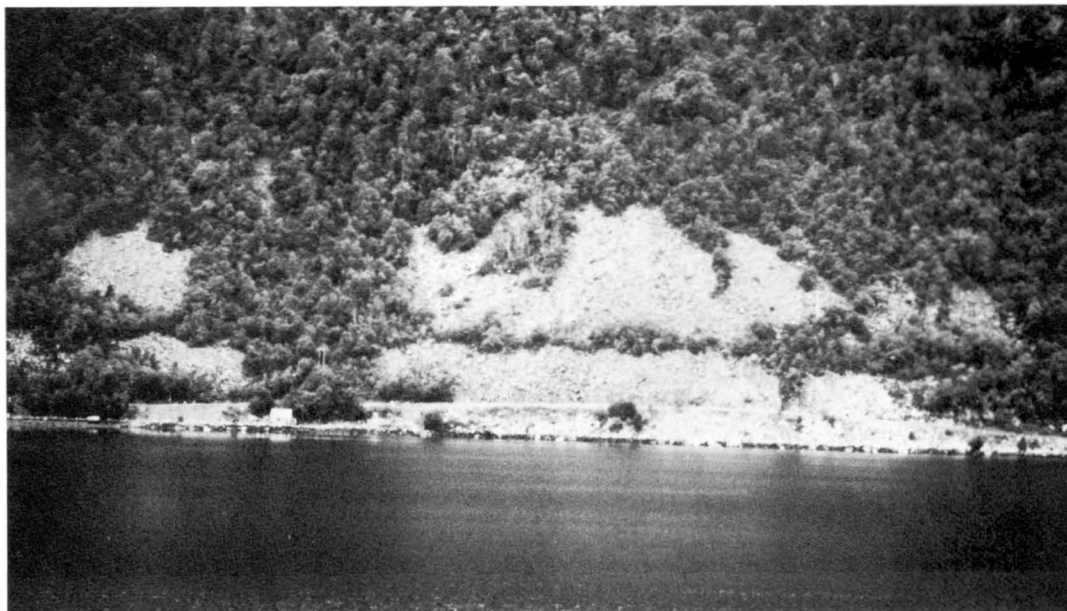


Fig. 17. Ur frå vestsida av Vatnefjorden (767395). Vegetasjonsbeltet tvers over ura viser strandlinja frå yngre dryas.

Talus in Vatnefjorden (767395). The Younger Dryas shoreline is marked as a belt of vegetation across talus.

Gamlem, Skuløy, Fjørtoft og framfor alt på Harøy. Danninga av desse myrane skuldast først og fremst klimaendringa for 2500-3000 år før notid, men tapesvollen (sjå tidlegare omtale) har også demt områda bak slik at vi fekk forsumping. Røter i botnen av myrane viser at det vaks furuskog i området under varmetida. Jordbruk og skjering av brenntorv har fjerna store torvareal.

Lausmassar i sjøen

Omtalen bygg på tolking av refleksjonsseismiske data, og på presentasjonen av desse data i kartform (kartblad Brattvåg med temakarta A, B og C). Mektigheiter (tjukner) er oppgitte i ms. (lydhastigheit i millisekund) med unntak av nokre få punktobservasjonar der mektigheita er oppgitt i meter. Det er gitt ein nærare omtale av metodikken for refleksjonsseismikk og nokre føresetnader for omrekning frå millisekund til meter i tillegg heilt bak i heftet.

Sedimentmektigheit over fjell

Tjukna av sedimenta frå sjøbotnen til den underliggende fjelloverflata er vist i temakart C. I store område, særleg i skipsleia mellom fastlandet og Nordøyane, var det uråd å måle djupet til fjell. Dette skuldast delvis datakvaliteten, men først og fremst at fjelloverflata blei maskert av dobbeltekko (multippel, sjå Tillegg), anten som fylgje av grunt vatn eller store sedimentmektigheiter. I dette området vil kart B (sedimentmektigheit over regional basalmorene) gi *minimumstjukne* av sediment over fjell. Truleg ligg fjelloverflata ofte så nær den regionale basalmorenen at denne tjukna er eit bra overslag. Der djupet til fjell er oppgitt (kart C), er konturering utført berre der observasjonane ligg tett nok (Midfjorden og Nogva fjorden). Kontureringa i den ytre delen av Grytafjorden er etter Hamborg og Lien (1984). Elles er mektigheitene gitt som punktobservasjonar.

Dei tjukkaste sedimentlaga er observerte i Midfjorden (798488). Denne delen av fjorden kan karakteriserast som eit stort skålforma trau. Dette trauet ender mot ein fjellterskel i vest

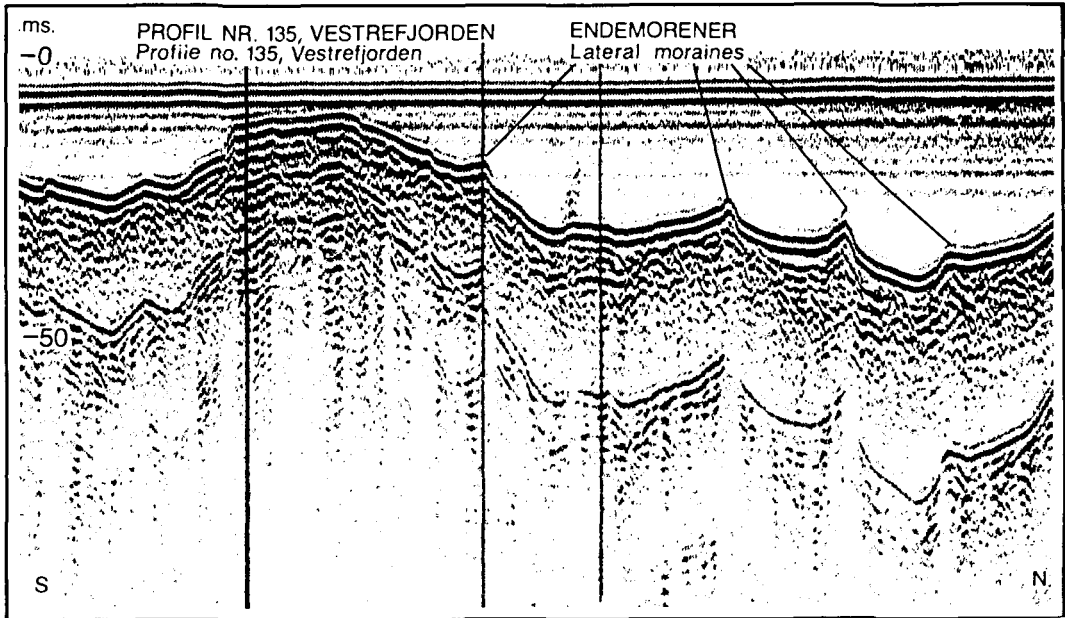


Fig. 18. Refleksjonsseismisk profil frå Vestrefjorden (800460) (nr. 135). Det er tolka fjell i overflata langs heile profilet, men små kular representerer truleg framhaldet av endemorenar på land.

Reflection seismic profile from Vestrefjorden (800460) (no. 135). The profile itself is interpreted to show only bedrock, but small bumps may represent the seaward continuation of end moraines.

(747475) der sedimentmektigheita "berre" er 70 ms. To andre sedimentbasseng (735473 og 720470) har mektigheiter på 120 ms. og 90 ms. Utanfor munninga av Midfjorden (698480) ligg eit basseng med opp til 80 ms. sediment. Utanom desse stadene er det tjukke sediment ved koordinatane 758600, 745589, 600501, 610488, 743519, 798526, 748516, 697426 og 621356. Også i ytre delen av Grytafjorden er det fleire lokale sedimentbasseng.

Fast fjell på sjøbotnen (inga lausmasseoverdekking) er funne fleire stader. Størst er utbreiinga langs Midfjorden, på vestsida av Midøya, omkring Rødholmen (659482), mellom Skuløy og Fjørtoft og mellom Fjørtoft og Harøy. Det seismiske profilet frå Vestrefjorden (Fig. 18) viser bart fjell, men med nokre små ryggformer som truleg kan settast i samanheng med moreneryggane på land. Desse ryggformene er for små til å bli skilde ut frå bart fjell i dei seismiske registreringane (sjå Tillegg).

Morenemateriale

Morenematerialet i området er delt inn i basalmorene og randmorenrygg/randmorenebelte.

Basalmorene. Utbreiinga av basalmorene på sjøbotnen er vist på hovudkartet. Det seismiske biletet viser at det i fleire område ligg to morenelag over kvarandre. Desse har forskjellig alder og er delvis skilde av mellomliggande finkornige sediment (sjå profil i Temakart B). Den undre (eldste) av desse er av regional karakter og er kartlagt i heile området. Dei to basalmorenane vekslar om å utgjere sjøbotnen der det er kartlagt morene. Der det er null overdekning på mektigheitskart B utgjør den eldste basalmorenen sjøbotnen:

- Mellom Lovsoya og Haramsoya
- Delar av Longvafjorden
- Størstedelen av Noggvafjorden
- Morenområdet i leia mellom koordinatane 636457 og 697504
- Fleire mindre moreneområde i ytre delar og utanfor munninga av Midfjorden
- Området omkring koordinat 690520
- Området nærast opp til Harøy
- Heilt i nordaust av kartbladet

Sedimentmektigheita over den regionale basalmorenen (kart B) er størst aust/søraust for Harøya og inne i Midfjorden (150 ms.) Som tidlegare nemnt, ligg truleg den undre basalmorenen nær fjell dei fleste stader. Den seismiske karakteren tyder på at denne morenen

liknar morenemateriale på land og er samansett av usortert materiale med både stein og blokk. Den øvre basalmorenen er også samansett av slikt materiale, men der breen har gått over finkornige sediment har den erodert og morenen består i hovudsak av finmateriale.

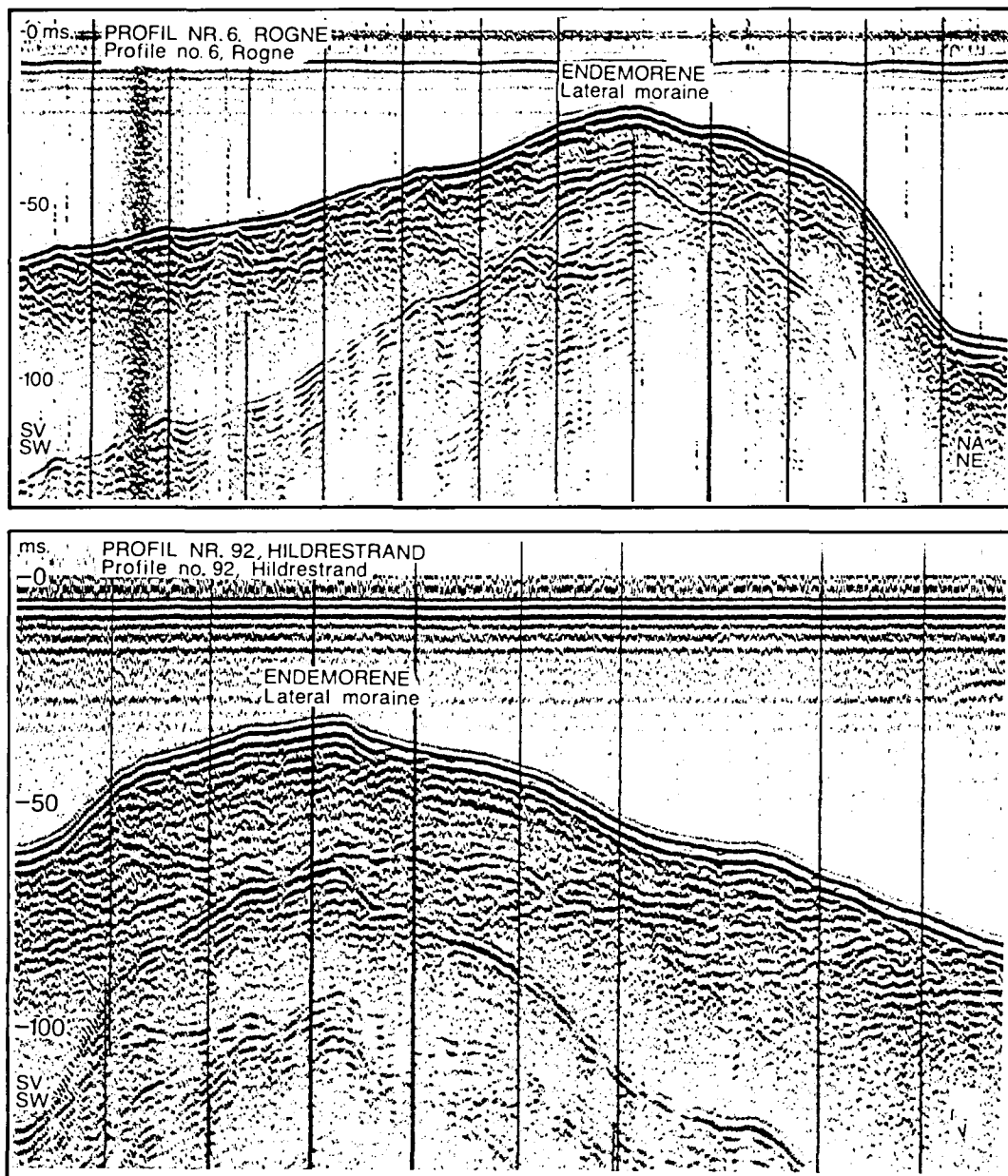


Fig. 19. Refleksjonsseismiske profil over randavsetningane ved Rogne (650480) (nr. 6) og ved Hildrestrand (620 465) (nr. 92).

Reflection seismic profiles across the lateral moraines at Rogne (650480) (no. 6) and Hildrestrand (620465) (no. 92).

Randmorenar. Det går ei øyr over Longvafjorden fra Flem til Ulla. Denne har vi tolka som randavsetning dels basert på overflateform og dels på seismikk som viser ei svak lagdeling.

Rogneholmen og Rogneneset har ei klar ryggform. Seismiske granskingar (Tønnesen 1986, profila 2, 3, 4 og 5 i Fig. 6) viser at ryggen består av sandig, grusig materiale med mektigheit opptil 60 m. Denne ryggforma (Fig. 19) kan følgjast vidare utover i sjøen mot søraust, og mot vest og over Longvafjorden. Materialet er svakt lagdelt. Gravingar på Rogneneset (Mangerud mfl. 1981, Dagbok J. Mangerud og E. Larsen 1979, 1980) viser at ryggen også inneheld noko morenemateriale. Desse granskningane tyder på at Rogneholmen/Rogneneset er danna ved ein brefront og hovudsakeleg sammansett av breelvmateriale.

Ei tilsvarande ryggform kan følgjast ut frå Haugsneset (Fig. 19) i fortsettinga av randmorener på land. Materialet synest å vere relativt

usortert. Denne er og tolka som randavsetning, men vi ser ikkje bort frå at hovudforma er ei drumlinliknande form (Fig. 23).

Ytst i Midfjorden ligg det markerte moreneryggar. Vi har ikkje klart å følgje dei samanhengande over fjorden, men alt tyder på at det er eit kompleks av tre ryggar som markerer ein brefront.

Hav- og fjordavsetningar

Omlag halvparten av arealet på sjøbotnen har denne avsetningstypen i overflata. Den verkelege utbreiinga er truleg enda større, men sedimenta er for tynne til å bli registrerte ved hjelp av seismikk. Dei største mektigheitene finst i dei nordaustre delar av kartbladet og i Midfjorden (120-140 ms.).

Havavsetningane er finkornige og består av ei veksling av leir-, silt- og sandlag. Dei kan delast

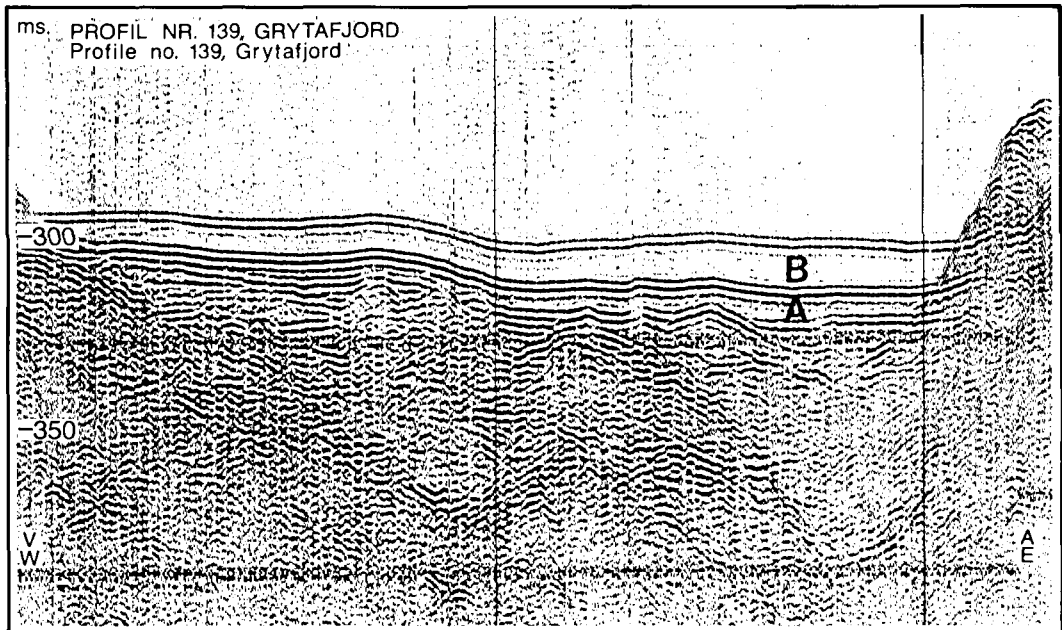


Fig. 20. Refleksjonsseismisk profil (nr. 139) frå Grytafjorden (640369). A: Brenær, glasimarin avsetning. B: Distal, glasimarin avsetning.

Reflection seismic profile (no. 139) from Grytafjorden (640369) showing acoustic bedding disappearing upwards (A through B) due to increasing distance to the ice front.

i tre grupper etter kor faste dei er:

- Avsetningar eldre enn den øvre basalmorenen og som breen har gått over, er samanpakka og faste.
- Avsetningar danna etter at området var isfritt, men medan breane kalva i fjorden og førte store sedimentmengder ut i

havet, er blautare. Dette har ei klar akustisk lagdeling som skuldast vekslande lag med ulik korstorleik (A, Fig. 20).
 - Etter at isen trekte seg på land minka sedimenttilførsla til havet og eit lag med litt organisk innhald tok til å avsettast. Dette sedimenta er svært blaute og viser inga akustisk lagdeling (B, Fig. 20).

Kvartærgeologisk historie

I Fig. 22 er nokre av dei viktigaste geologiske hendingane under og etter siste istid i Ålesundområdet oppsummerte.

Brevariasjonar i siste istid

Klimasvingningane under siste istid førte til at isbreane kom og forsvann igjen fleire gongar i løpet av dei ca. 100 000 åra denne istida varte. Ein av dei mest kjende isfrie periodar frå siste istid i kystnoreg, blei første gong definert i dette området og gitt namnet Ålesund interstadial

(Mangerud mfl. 1979, Mangerud mfl. 1981). Alderen på denne isfrie perioden er fastsett til ca. 30 000 år før notid. Dette er vist ved ^{14}C -datering av skjel som levde på denne tida t.d. på Rogne (Tabell 3) og beina i Skjonghellaren (Larsen mfl. 1987). Både faunaen frå Skjonghellaren og skjelfaunaen (Mangerud mfl. 1979, Mangerud mfl. 1981), tyder på at klimaet i den mildaste delen av perioden omtrent tilsvarte dagens kystklima i Finnmark. Vi har funne sediment med denne alderen innekapsla i morene fleire stader. Mest sannsynleg er havavsetningane under den øvre basalmorenen i Harøyfjor-

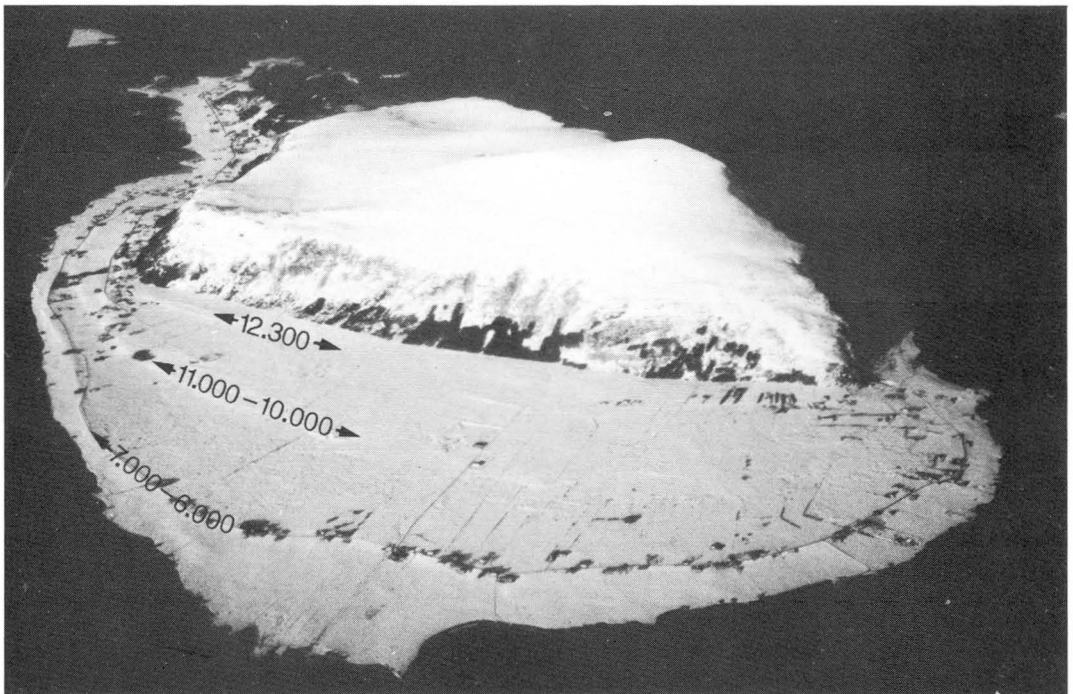


Fig. 21. Foto over Skuløy med godt utvikla strandflate. Alderen på dei mest markerte strandlinjene er indikert. Foto mot nordvest. (Fotografert av I. Aarseth, Geol. Inst., Univ. i Bergen.)

Photo overlooking Skuløy with the strandflat in the foreground. Ages of most clearly developed shorelines are indicated. Photo looking NW.

den (sjå profil i temakart B) danna i Ålesund interstadial. Undersøkingane i Skjonghellaren har klart vist at det også var andre isfrie periodar i løpet av siste istid i området (Fig. 22), men ingen av desse er registrerte innan kartblada Brattvåg og Ona. Då isen var på sitt største under siste istid (for ca. 20 000 år sidan), nådde ytterkanten langt ut på kontinentalsokkelen (Fig. 1, Rokoengen 1980). Den øvste basalmorenen i Harøyfjorden (og på øyane) er truleg avsett under denne nedisinga.

Det har vore mykje diskutert om isen då den var på sitt største, dekte alle fjelltoppane, eller om det fanst såkalla "nunatakkar". Nyare undersøkingar (Mangerud mfl. 1979, Sollid og Sørbel 1979, Nesje mfl. 1987) peikar i retning av at dei høgste toppane var isfrie. Nesje mfl. (1987) argumenterer for at Gamlemsveten var ein av desse toppane.

Hovudrørsleretninga for innlandsisen under maksimal nedising var mot nordvest. Dei fleste har tidlegare meint at isen då var så tjukk at rørselene var heilt topografisk uavhengige, men dette kan ikkje vere tilfelle dersom det fanst nunatakkar. Det er registrert fleire langstrekte, slake ryggformer i lausmassar parallelt med

hovudrørsleretninga mot nordvest. Med unntak av ryggane på Gossa og Magerøy (Fig. 23), ligg alle desse i støtsideposisjon for fjell. Ryggane er kartlagte både på land og ved seismikk i Harøyfjorden der vi kan sjå at ryggforma ikkje berre skuldast akkumulasjon, men også erosjon. Vi har tolka desse ryggane som drumlinar danna under innlandsisen i Weichsel maksimum.

Isavsmelting

Isavsmeltingsforløpet

Fleire dateringar frå Sunnmøre viser at kysten blei isfri for litt meir enn 12 000 år sidan (Mangerud mfl. 1979, Mangerud mfl. 1981, Tabell 3). Dei eldste (ytste) randavsetningane frå innlandsisen i det kartlagte og i nærliggande område er funne i Sulafjorden (Lien 1986), på Godøya, i Longvafjorden, ved Rogne og Hildrestrand og i munningen av Midfjorden (Fig. 23). Då breen låg ytst i Longvafjorden må den i hovudsak ha hatt fronten like utanfor øyrekkja (Fig. 23). Innanfor denne breranda dannar randavsetningar, isskuring og topografi grunnlaget

Lab.ref.	Lokalitet site	Datert materiale/ sediment Dated material/ sediment	¹⁴ C alder før notid ¹⁴ C age B.P. ± 1	¹³ C ‰/∞
T-6299	Larselva, UTM 632 501	Skjel/Morene Shells/Till	30.500±450	+ 1,0
T-5263	Stette UTM 769 350	Skjel/Morene Shells/Till	11.950±130	+ 1,0
T-5262	Stavset UTM 744 348	Skjel/Strandgrus i morene Shells/Beach gravel in till	11.890±130	+ 1,0
T-6119	Vikane UTM 779 401	Skjel/Glasimarint Shells/Glaciomarine	10.250±110	+ 1,0
T-6118	Vasset UTM 775 359	Skjel/Strandsedim. Shells/Beach sedim.	11.820±120	+ 1,0

Tabell 3: ¹⁴C-dateringar utført i samband med utarbeiding av kartblad Brattvåg.

¹⁴C- dates performed during the preparation of map sheet Brattvåg.

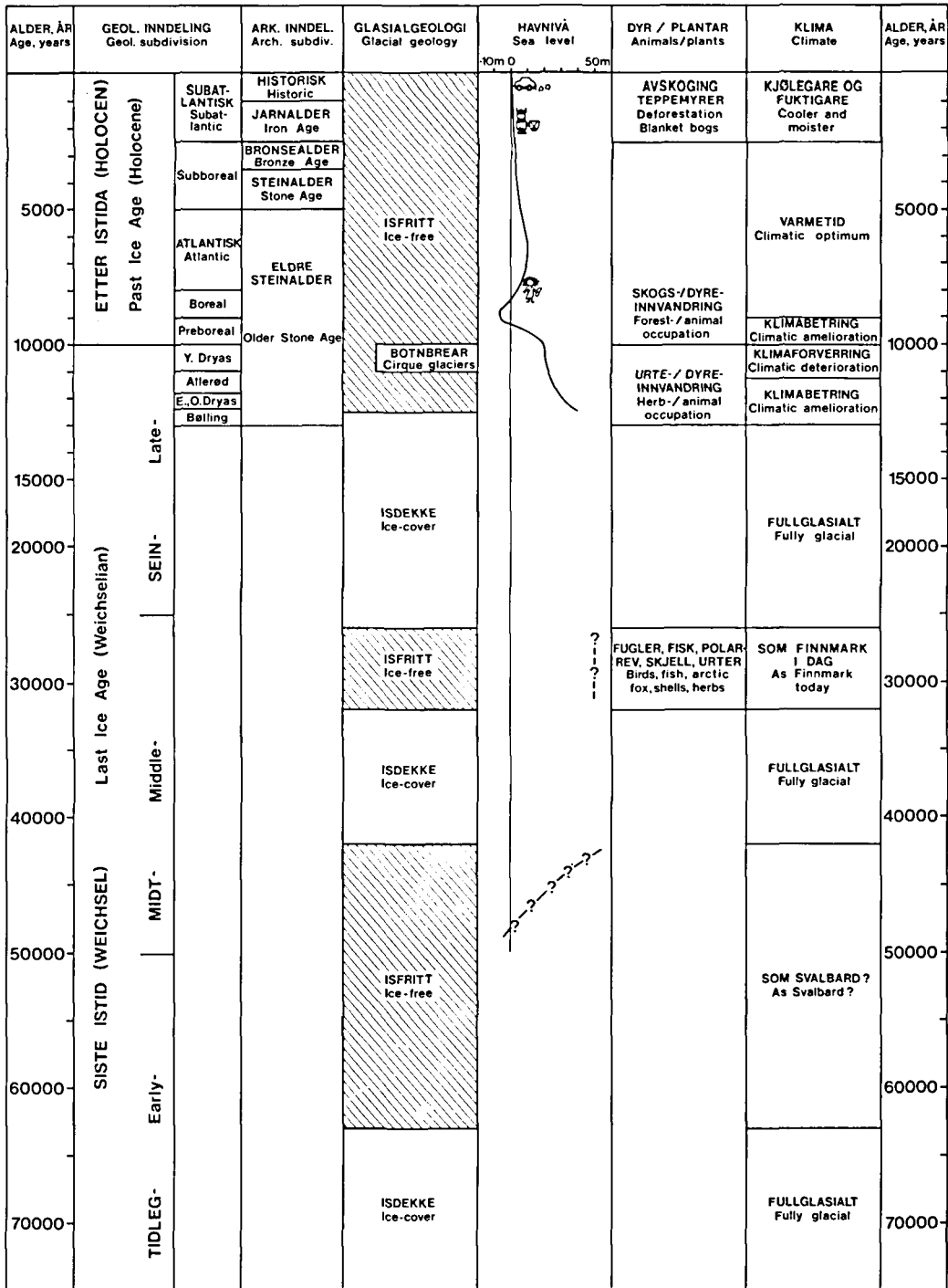


Fig. 22. Nokre geologiske hendinger under og etter siste istid i Ålesundsområdet. Basert på Mangerud mfl. (1981, 1985). Landvik og Mangerud (1985), Larsen mfl. (1987) og Svendsen og Mangerud (1987). Merk skifte i tidsskala ved 15 000 år for notid.
Some geological events during and after the Last Ice Age in the Ålesund area. Based on Mangerud et al. (1981, 1985), Landvik & Mangerud (1985), Larsen et al. (1987) and Svendsen & Mangerud (1987). Note changes in time scale at 15,000 years B.P.

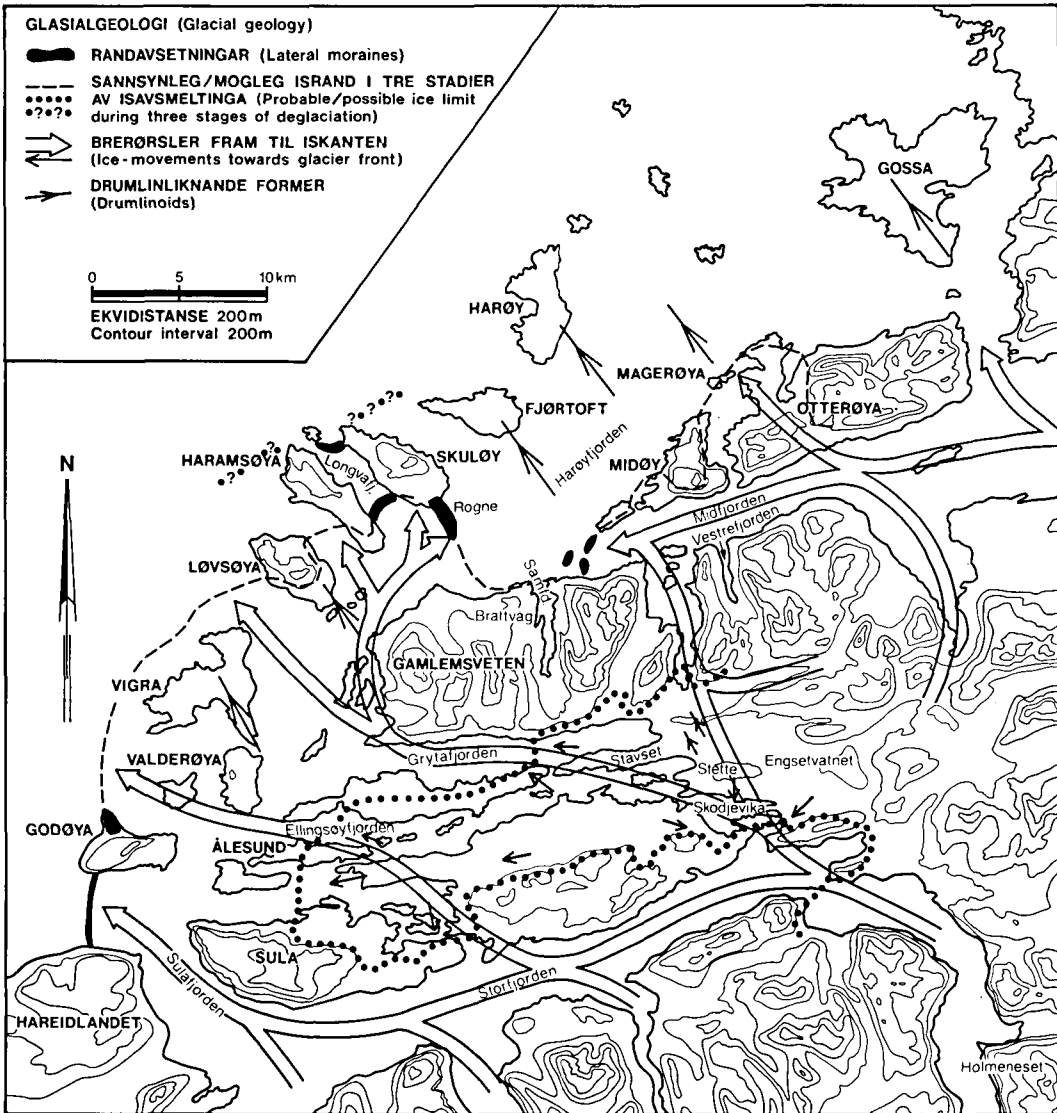


Fig. 23. To fasar i utbreiinga av innlandsisen under isavsmeltinga. Rekonstruert på grunnlag av randavsetningar, iskuringsstriper og topografi. Drumlinliknande former viser ei eldre nordvestleg isrørsle.

Two phases of ice sheet extent during deglaciation. Reconstructed from lateral moraines, striae and topography. An older northwesterly ice movement is indicated by the long axis of drumlinoids.

for den foreslåtte breranda frå Sulafjorden i sørvest til Otterøya i nordaust (Fig. 23). Utfrå denne modellen skjedde det ei rask isavsmelting med kalving sørover i Harøyfjorden medan iskanten var temmeleg stabil frå Skuløy og ned til Sulafjorden. Modellen inneber dermed ei brekulminasjonssone søraust for området vist i Fig. 23, med Storfjorden som ein hovuddre-

neringsveg for ismassane (Nesje mfl. 1987). På kartblad Brattvåg er det kartlagt fleire randmorenar frå innlandsisen innanfor dei som tilhøyrer breranda nemnt ovanfor (Fig. 24). Desse gir ikkje grunnlag for å rekonstruere ei samanhengande brerand. I Vestrefjorden og Samfjorden ligg mange små randmorenar. Nokre av desse morenane kan også sporast i sjøen (Fig.

18). Moreneryggane er truleg danna ved små breframstøt kvar vinter medan breen generelt kalva innover desse fjordane (Sollid og Sørbel 1981). I Fig. 23 er det markert ei brerand som viser ei meir avgrensa isutbreiing over områda mellom Storfjorden og Grytafjorden. Denne israndsituasjonen er ikkje representert ved randsætningar, men må sjåast på som "augneblinksbilete" av ein situasjon etter at breen har kalva innover Grytafjorden og Storfjorden. Rekonstruksjonen er basert på isskuringsmønsteret.

Etter at hovudisen hadde smelta bort frå området vaks det fram små, lokale brear som danna randmorenar i botnar og nedanfor fjellskråningar (Fig. 24). Tilsvarande lokalmorenar er svært vanlege på kysten, og er i dei næraste områda kartlagde av Reite (1967) og Henningsen og Hovden (1984).

Alderen på isavsmeltinga

For omlag 13 000 år sidan låg innlandsisen minimum 100 km nordvest av Ålesund (Roko-

engen 1980, Rokoengen og Rise 1984). ^{14}C -dateringar (Mangerud mfl. 1981) viser at den ytste kysten blei isfri for omlag 12 300 år sidan. Tilsvarande aldrar er funne i ytre Nordfjord (Larsen mfl. 1984) og på Nordmøre (Follestad 1986). Dateringar vidare innover i landet (Fig. 25) og strandforskyvningskurva (Fig. 26), tyder på at denne breen hadde smelta inn til kysten alt for 12 500-12 600 år sidan. Dette gir ei avsmeltingshastigheit frå sokkelen og inn til kysten i storleiksorden 250 m/år. Frå dei ytste øyane og vidare innover må isavsmeltinga også ha gått fort som dateringane tyder på (Fig. 25). Dateringane heilt i søraust på kartutsnittet tyder på at isen i Storfjorden hadde smelta forbi Holmeneset før ca. 11 500 år før notid, men enno var det ismassar igjen i høgareliggende område.

Henningsen og Hovden (1984) forklarte skjel i og under morene med at breen gjorde eit framrykk over Skodjevikaområdet for omlag 11 500 år sidan. Under kartlegginga på Brattvåg er skjelførande morene funne på Stette og på Stavset. Lokaliteten på Stette blei tolka som ein kompakt basalmorene som låg over isskurt

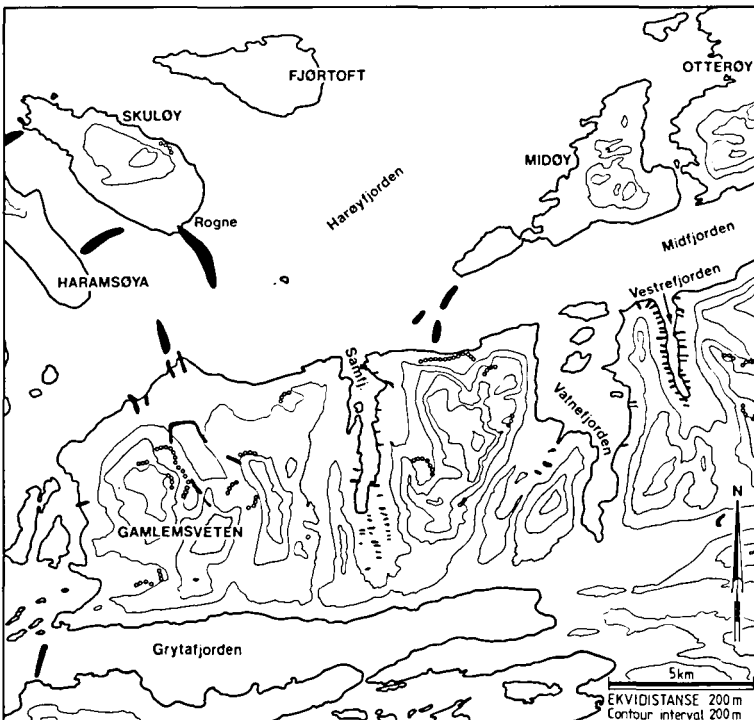


Fig. 24. Randmorenar frå innlandsisen (heiltrekte linjer) og frå lokale botnbrear (sirkklar) innan kartblad Brattvåg.

Lateral moraines from the ice sheet (solid lines) and from cirque glacier (open circles) within map sheet Brattvåg.

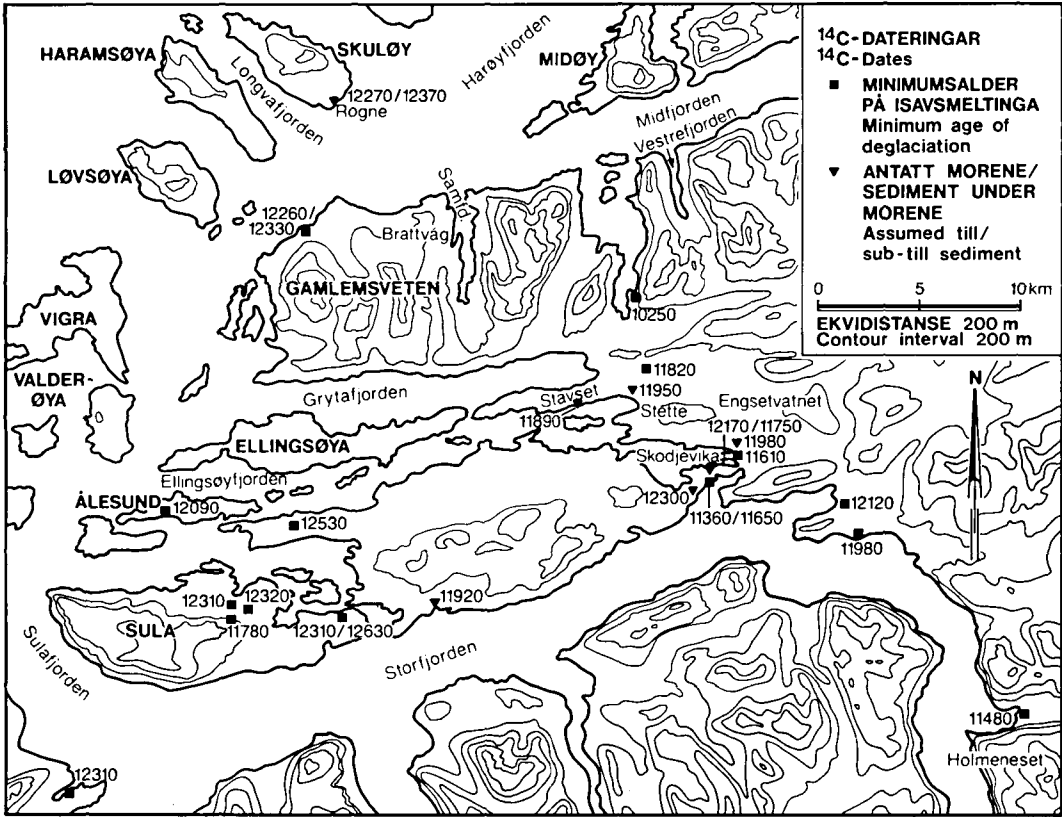


Fig. 25. Kart som viser fordelinga av ¹⁴C-dateringar frå isavsmeltinga i Ålesundområdet. Etter Mangerud mfl. (1981), Lomo og Lie (1981), Henningsen og Hovden (1984), Kristiansen og Mangerud (i trykk) og dette arbeidet.

Map of the Ålesund area showing ¹⁴C-dates related to deglaciation. According to Mangerud et al. (1981), Lomo & Lie (1981), Henningsen & Hovden (1984), Kristiansen & Mangerud (in print) and this paper.

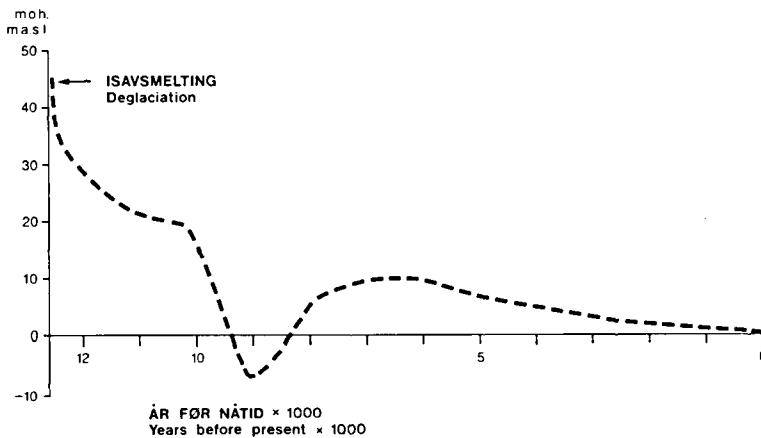


Fig. 26. Konstruert strandforskyvningskurve for områda Syvik (605 378) og Alvestad (658 446). Yngre dryas (10 300 år før notid) havnivå var 20 m høgare enn noverande havnivå i desse områda. Kurva er basert på data frå Svendsen og Mangerud (1987).

Constructed shoreline displacement curve for Syvik (605 378) and Alvestad (658 446). Younger Dryas (10.3 Ka B.P.) sea level was 20 m higher than present sea level in these areas. The curve is based on data in Svendsen & Mangerud (1987).

stein. Ein breframstøyt av det omfanget Henningsen og Hovden (1984) tenkte seg er vanskeleg å få til på den tida (Fig. 25), og er heller ikkje i samsvar med strandlinjediagrammet (Fig. 27, Svendsen og Mangerud 1987). Ein slik framrykk skulle ha gitt eit "knekk" (fall) i marin grense over brerandsona. Fleire breoscillasjonar som t.d. i Vestrefjorden (Fig. 24) i løpet av ei generell avsmelting, kan avsette skjelførande morenar over skjelførande sediment uten at det influerer på strandforskyvinga eller at dateringane kjem i konflikt med kvarandre. Modellen er i samsvar med isskuringsbiletet som tyder på ei rask oppkalving og avsnøring av ein isdom mellom Storfjorden og Grytafjorden (Fig. 23). Ei slik rask oppkalving gir ein bratt, ustabil brefront som lett fører til lokale breframrykk.

I yngre dryas, 11 000 til 10 000 år før notid var det ei kraftig klimaforverring som førte til opphald og tildels framrykk av innlandsisen (Mangerud 1980). På denne tida låg innlandsisen i dei indre fjordstroka på Sunnmøre. Dei lokale botmorenane (Fig. 24) blei truleg avsette av brear som blei danna og forsvann igjen innanfor dette tidsrommet, slik det er vist på Vågsøy i ytre Nordfjord (Larsen mfl. 1984). For ca. 10 000 år sidan betra klimaet seg kraftig og vegetasjon med m.a. bjørk etablerte seg raskt i området (Lømo og Lie 1981, Kristiansen mfl. (i trykk).

Havnivåendringar

I dei kartlagte områda er det fleire spor som viser at havnivået har endra seg over tid (Fig. 11, 12, 17 og 21). Desse endringane skuldast samspelet mellom endra volum i verdshava som ein følgje av vatn bunde i innlandsis, og istyngda som pressa landet ned.

Under arbeidet med kartblada, er det ikkje gjort detaljerte undersøkingar som viser alle desse endringane over tid. Slike undersøkingar er imidlertid gjorde i nærleiken (Lømo og Lie 1981, Lie mfl. 1983, Svendsen 1985, Svendsen og Mangerud, 1987), og resultatata deira let seg overføre til det kartlagte området. Fig. 26 viser ei omtrentleg kurve for korleis havnivået har endra seg frå isavsmeltinga fram til i dag i områda Alvestad og Syvik (basert på data i Svendsen og Mangerud 1987). Høgdena for havnivå av same alder stig innover landet (Fig. 27), men den generelle formen på kurva blir lite endra. Stigninga innover (Fig. 27), skuldast at istjukna og dermed vekta auka innover slik at landet var mest nedtyngd i indre strok.

Havet sto høgst like etter isavsmeltinga då landet var sterkast nedpressa av istyngda (Fig. 21 og 26). Då isvekta forsvann, steig landet raskt og stranda flytta seg nedover (Fig. 26). I yngre

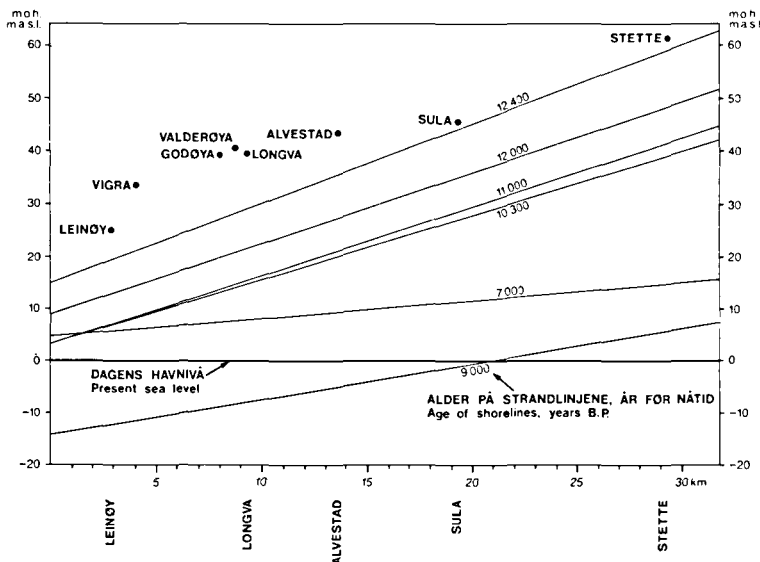


Fig. 27. Strandlinjediagram frå den ytre kysten (venstre) og innover i landet (høgre). Strandlinjer av same alder stig innover i landet. Prikkar er lokalitetar med havnivå høgare enn den eldste konstruerte strandlinja (12 400 år for notid). Etter Svendsen og Mangerud (1987).

Shoreline diagram from the outer coast (left) and to the inner parts of the investigated area (right). Shorelines of the same age raise inland. Dots are sites with sea level higher than the oldest constructed shoreline (12,400 years B.P.). After Svendsen & Mangerud (1987).

dryas (for 11 000 til 10 000 år sidan), var havnivået meir stabilt (Fig. 26). Dette skuldast at innlandsisen gjorde opphald og framrykk slik at hevinga av landet vart seinka. Dette stabile havnivået, men også det kalde klimaet i perioden, ga særst velutvikla strandmerke (Fig. 21). Etter yngre dryas trekte isen seg raskt tilbake. Den minke isvekta gjorde at stranda flytta seg hurtig nedover igjen (Fig. 26), og det lågaste nivået for omlag 9000 år sidan var under havoverflata i dag. Dette låge nivået skuldast at det totale isvolumet i verda framleis var større enn i dag slik at det var mindre vatn i verdshava.

Stranda flytta seg deretter oppover igjen (Fig. 26) som følge av at innlandsisane, særleg i Nord-Amerika, smelta heilt vekk. Stranda nådde sitt høgaste nivå for 6-7000 år sidan. Sediment i samband med dette nivået er datert fleire stader på Nordøyane (Indrelid 1973, 1974, Hafsten og Tallantire 1978, Hafsten 1979, Bjerck 1982). Strandvollar fra dette høge havnivået er særleg godt utvikla på øyane (Fig. 11 og 21). Frå omlag 6000 år sidan og fram til i dag har stranda flytta seg sakte nedover igjen. Dette skuldast at landet enno ikkje heilt har kome i likevekt etter at ismassane forsvann.

Engelsk samandrag - english summary

The map sheets Brattvåg and Ona are situated on the outer coast of Møre og Romsdal county (Fig. 1). The main topographic elements are fjords and valleys, with a maximum relief of about 1000 m, and the strandflat (Cover photo and Fig. 21). The superficial deposits are mainly underlain by granitic and granodioritic gneisses, migmatites, amphibolites, gabbros, eclogites, mica schists, mica gneisses and amphibolitic gneisses (Fig. 5).

Superficial deposits

The superficial deposits are classified according to their genesis and thickness. The maps also contain information on textures, structures and morphology.

Tills are subdivided according to thickness:

- Till, continuous cover, locally of great thickness.
- Till, discontinuous or thin cover.

A continuous cover of till is most common in valleys, fjords and other depressions. In some mountain areas (e.g. Gamlemsveten 620 415, and Rambjøra 650 437) a continuous till cover is also found.

Lateral moraines are only found within map sheet Brattvåg. They were all deposited during the last deglaciation, either by the retreating ice

sheet or by cirque glaciers (Fig. 24). These moraines contain both true till and glaciofluvial material.

Glaciofluvial deposits are few and scattered and are only found within map sheet Brattvåg. The largest deposit, a sandur delta, is found in the valley Vatnedalen (795 383). Estimates of volumes and quality for the largest deposits are given as Tables 1 and 2.

Fluvial deposits have limited distribution. The largest deposits are found in Vestrefjorden (806 435), Vatnedalen (787 380) and Engset (822 360).

Marine deposits includes both normal marine deposits and glaciomarine deposits.

Beach deposits are found both as normal beach sands and as beach ridges. Beach ridges are most extensively developed on the western islands (Fig. 21).

Eolian deposits. Only three small deposits of this sediment are mapped.

Weathering material occurs only sporadically in lowland areas. Above c. 500 m weathering material is very common, mainly as block fields (Fig. 15). The main process is frost-shattering, but pre-Quaternary chemical weathering pro-

ducts also occur (Roaldseth et al. 1982).

Rapid mass movement deposits are very common at the slopes of steep hills and along valley sides.

Talus is common within map sheet Brattvåg. The Younger Dryas beach level is very well preserved in the talus some places (Fig. 17), showing that talus formation was most active just after deglaciation.

Organic deposits (bogs) have a wide distribution. Both geogenic and ombrogenic bogs occur. The geogenic blanket bogs started to form about 2.500-3.000 years ago (Hafsten & Tallantire 1978).

Quaternary history

Some of the main Quaternary geological events are summarized in Fig. 22. The area was covered by ice-sheets at least three times during the Weichselian (Larsen et al. 1987). During the ice-free period about 30,000 years ago (the Ålesund interstadial), a rich vertebrate, mollusk and shell fauna existed along with a vegetation dominated by herbs (Mangerud et al. 1981, Larsen et al. 1987). The climatic optimum of this interstadial was comparable to the climate of coastal Finnmark today (Larsen et al. 1987). The glacial advance that followed (the Weichselian maximum) reached the continental edge (Rokoengen 1980), but it seems that the highest peaks (e.g. Gamlemsveten) extended as nunataks above the ice surface (Sollid & Sørbel 1979, Nesje et al. 1987). The deglaciation of the area occurred some time before 12.300 years B.P. (Mangerud et al. 1981). Several lateral moraines from the deglaciation period are recorded (Fig. 24), and supposed ice limits during two phases of deglaciation are constructed (Fig. 23). Some seemingly conflicting dates from the deglaciation period are plotted in Fig. 25. We believe that the conflict in data stems from the fact that deglaciation was very rapid, with several very brief halts or readvances, and that ^{14}C dates do not have precise enough resolution to record this deglaciation pattern. During Younger Dryas the ice-sheet had reached a position far inland of the mapped area (Fig. 1). Several moraines deposited by cirque glaciers are, however, thought to have been formed du-

ring this period as is the case just to the south of this area (Larsen et al. 1984). Shore-level studies have been carried out by several investigators in this part of western Norway (summarized in Svendsen & Mangerud 1987). Both the constructed shore line displacement curve and the shore line diagram (Figs. 26 and 27) are based on Svendsen & Mangerud (1987). The marine limit is about 40 m a.s.l. to the west of the mapped area and rises to about 60 m a.s.l. to the east. Several beach levels are very pronounced, especially the marine limit, the Younger Dryas level and the Tapes level (Fig. 21). The Holocene regression minimum reached below present sea level (Fig. 26).

ETTERORD

Feltarbeidet blei utført i 1983-1984. Utanom forfatarane har E. Anda, K. Bjerkli, M. Hamborg, T. Henningsen, E. Lebesbye, P. Moen, H. Olsen og L. Olsen deltatt i feltarbeidet. E. Sorensen, I. Lundquist, A. Haugan, L. Holilokk, P. Sviggum og L. Øverby har utført kartkonturering, reinteikning av figurar, reproarbeid og reinskriving av manuskript. K. Bjerkli og A. Reite har lese manuskriptet kritisk. Den engelske teksten blei korrigeret av A. Krill. Vi takkar alle for godt samarbeid.

Litteratur

- Anda, E. 1986: Nordvestlandet: regional topografi og den tertiære landheving. *Geolognytt 21*, s. 12.
- Bargel, T. H., Bergstrom, B. og Sveian, H. 1981: Beskrivelse til kvartærgeologiske kart. *Nor. geol. unders. rapp. 1633/16*, 31 s.
- Bjerck, H. B. 1982: Archaeological and radiocarbon dating of the Holocene transgression maximum (Tapes) on Skuløy, Sunnmøre, western Norway. *Nor. Geol. Tidsskr. 62*, 87-93.
- Carswell, D. A. 1973: Garnet pyroxenite lens within Uglevik layered garnet peridotite. *Earth Planet. Sci. Lett. 20*, 347-352.
- Carswell, D. A. 1986: The metamorphic evolution of Mg-Cr type Norwegian garnet peridotites. *Lithos 19*, 279-297.
- Carswell, D. A. og Harvey, M. A. 1985: The intrusive history and tectonometamorphic evolution of the Basal Gneiss Complex in the Moldefjord area, west Norway. In: Gee, D. G. og Sturt, B. A. (Eds.): *The Caledonide Orogen-Scandinavia and related areas*. John Wiley og Sons, 843-858.
- Cuthbert, S. J., Harvey, M. A. og Carswell, D. A. 1983: A tectonic model for the metamorphic evolution of the Basal Gneiss Complex, Western South Norway. *J. metamorphic geol.* 1, 63-90.
- Follestad, B. A. 1986: Kristiansund 1321 II og Bremsnes 1321 III. Beskrivelse til kvartærgeologiske kart M 1:50 000 (med fargetrykte kart). *Nor. geol. unders. Skr. 74*, 27 s.
- Gjelsvik, T. 1951: Oversikt over bergartene i Sunnmøre og tilgrensende deler av Nordfjord. *Nor. geol. unders. 179*, 1-45.
- Gjelsvik, T. 1952: Metamorphosed dolerites in the gneiss area of Sunnmøre. *Nor. Geol. Tidsskr. 30*, 33-134.
- Griffin, W. L. og Carswell, D. A. 1985: *In situ* metamorphism of Norwegian eclogites: an example. In: Gee, D. G. og Sturt, B. A. (Eds.): *The Caledonide Orogen - Scandinavia and related areas*. John Wiley og Sons, 813-822.
- Griffin, W. L., Austrheim, H., Brastad, K., Bryhni, I., Krill, A., Krogh, E. J., Mørk, M. B. E., Qvale, H. og Torudbakken, B. 1985: High-pressure metamorphism in the Scandinavian Caledonides. In: Gee, D. G. og Sturt, B. A. (Eds.): *The Caledonide Orogen Scandinavia and related areas*. John Wiley og Sons, 783-802.
- Hafsten, U. 1979: Late and post-Weichselian shore level changes in South Norway. In: Oele, E., Schuttenhelm, R. T. E. og Wiggers, A. J. (Eds.): *The Quaternary History of the North Sea. Acta Univ. Ups. Symp. Univ. Ups. Annun Quingentesium Celebrantis 2*, 45-59.
- Hafsten, U. og Tallantire, P. A. 1978: Palaeoecology and post-Weichselian shore level changes on the coast of Møre, western Norway. *Boreas 7*, 109-122.
- Hamborg, M. og Lien, R. 1984: Valderøya, kvartærgeologisk kart AOP 105106 (forsokskart), M 1:20 000. *Nor. geol. unders./Inst for kont.sokkelunders./Nor. sjøkartverk*.
- Harvey, M. A. 1983: A geochemical and Rb-Sr study of the Proterozoic augen orthogneisses on the Molde peninsula, west Norway. *Lithos 16*, 325-338.
- Henningsen, T. og Hovden, Ø. 1984: *Weichsel stratigrafi, deglasiasjon, lokalglasiasjon og strandforskyvning i Ålesundområdet*. Upubl. hovedoppg., Univ. i Bergen, 307 s.
- Hernes, I. 1955: Geologisk oversikt over Molde-Kristiansundområdet. *Det Kgl. Norske Vidensk. Selsk. Skr. 5*, 1-16.
- Indrelid, S. 1973: En mesolittisk boplass i Dysvikja på Sunnmøre. *Arkeo 1*, 7-11.
- Indrelid, S. 1974: C-14 datering av boplassen i Dysvikja på Fjørtoft. *Arkeo*, s. 10.
- Klakegg, O. og Longva, O. 1985: Ona 1220 IV, sand- og grusressurskart M 1:50 000. *Nor. geol. unders.*
- Klakegg, O., Longva, O. og Anda, E. 1985: Brattvåg 1220 III, sand- og grusressurskart M 1:50 000. *Nor. geol. unders.*
- Krill, A. G. og Sigmond, E. M. O. 1987: Surnadalens dekkefølge og dens fortsettelse mot vest. Sammendrag. Norsk Geologisk Forenings 10. landsmøte. *Geolognytt 21*, s. 35.
- Kristiansen, I. L., Mangerud, J. og Lomo, L.: Late Weichselian/Early Holocene pollen and lithostratigraphy in lakes in the Ålesund area, western Norway. Sendt til *Paleobot. and palynol.*
- Krogh, E. J. 1977: Evidence for a Precambrian continent - continent collision in western Norway. *Nature 267*, 17-19.
- Landvik, J. og Hamborg, M. 1987: Weichselian glacial episodes in outer Sunnmøre, western Norway. *Nor. Geol. Tidsskr. 67*, 107-123.
- Landvik, J. og Mangerud, J. 1985: A Pleistocene sandur in western Norway: facies relationships and sedimentological characteristics. *Boreas 14*, 161-174.
- Larsen, E., Eide, F., Longva, O. og Mangerud, J. 1984: Allerød Younger Dryas climatic inferences from cirque glaciers and vegetational development in the Nordfjord area, western Norway. *Arct. Alp. Res. 16*, 137-160.
- Larsen, E., Gulliksen, S., Lauritzen, S.-E., Lie, R., Løvlie, R. og Mangerud, J. 1987: Cave stratigraphy in western Norway; multiple Weichselian glaciations and interstadial vertebrate fauna. *Boreas 16*, 267-292.
- Larsen, E. og Holtedahl, H. 1985: The Norwegian strandflat: A reconsideration of its age and origin. *Nor. Geol. Tidsskr. 65*, 247-254.
- Larsen, E., Tønnesen, J. F. og Olsen, H. 1985: Seismiske undersøkelser innen kartblad Brattvåg, 1220 III. *Nor. geol. unders. rapp. 85.138*, 9 s.
- Lie, S. E., Stabell, B. og Mangerud, J. 1983: Diatom stratigraphy related to Late Weichselian sea-level changes in Sunnmøre, Western Norway. *Nor. geol. unders. 380*, 203-219.
- Lien, R. 1986: Hareid fastlandssamband. Kryssing av Breisundet og Sulafjorden. *Notat 20.10.86, Dr.ing. O. T. Blindheim*, 7 s.
- Longva, O., Larsen, E. og Mangerud, J. 1983: Stad. Skildring av kvartærgeologiske kart 1019 II - M 1:50 000 (med fargetrykt kart). *Nor. geol. unders. 393*, 1-66.
- Lomo, L. og Lie, S. E. 1981: *En lito- og biostratigrafisk undersøkelse av marine og limniske sedimenter i Ålesund-området*. Upubl. hovedoppg., Univ. i Bergen, 235 s.
- Mangerud, J. 1980: Ice-front variations of different parts of the Scandinavian ice sheet, 13,000-10,000 B.P. In: Lowe, J. J., Gray, J. M. og Robinson, J. E. (Eds.): *Studies in the Lateglacial of North-west Europe*. Pergamon, 23-30.
- Mangerud, J., Larsen, E., Longva, O. og Sønstegeard, E. 1979: Glacial history of western Norway 15,000-10,000 B.P. *Boreas 8*, 179-187.
- Mangerud, J., Gulliksen, S., Larsen, E., Longva, O., Miller, G. H., Sejrup, H.-P. og Sønstegeard, E. 1981: A Middle Weichselian ice-free period in Western Norway: the Ålesund Interstadial. *Boreas 10*, 447-462.
- Mangerud, J., Greve, S., Henningsen, T., Hovden, Ø., Landvik, J., Larsen, E., Lie, S. E., Lomo, L. og Svendsen, J. I. 1985: Shore-line excursion in the Ålesund area, western

- Norway. In: "Sea-level changes on the West-Norwegian coast. Excursion and symposium in Norway 16. June - 23. June 1985. Excursion Guide." IGCP Project 200: Sea-level changes and applications.
- Mearns, E. W. 1986: Sm-Nd ages for Norwegian garnet peridotite. *Lithos* 19, 269-278.
- Mørk, M. B. E. 1985: A gabbro to eclogite transition on Flemsøy, Sunnmøre, west Norway. *Chem. Geol.* 50, 283-310.
- Mørk, M. B. E. 1987: Berggrunnskart 1:50 000, kartblad Brattvåg og Ona. *Nor. geol. unders.* Under utarbeidelse.
- Mørk, M. B. E. og Mearns, E. W. 1986: Sm-Nd isotopic systematics of a gabbro-eclogite transition. *Lithos* 19, 255-267.
- Nesje, A., Anda, E., Rye, N., Lien, R., Hole, P. A. og Blikra, L. H. 1987: The vertical extent of the Late Weichselian ice sheet in the Nordfjord-Møre area, western Norway. *Nor. Geol. Tidsskr.* 67, 125-141.
- Næss, R. 1969: Østlandets myrområder - utbredelse og morfologi. Den norske komite for Den internasjonale hydrologiske dekade, Oslo. Rapp. 1,75-87.
- Reite, A. J. 1967: Lokalglassiasjon på Sunnmøre. *Nor. geol. unders.* 247, 262-287.
- Rise, L. og Rokoengen, K. 1984: Surficial sediments in the Norwegian sector of the North Sea between 60°30' and 62° N. *Marine geol.* 58, 287-317.
- Roaldseth, E., Pettersen, E., Longva, O. og Mangerud, J. 1982: Remnants of preglacial weathering in western Norway. *Nor. Geol. Tidsskr.* 62, 169-178.
- Rokoengen, K. 1980: De øvre lags geologi på kontinentalsokkelen utenfor Møre og Romsdal. *IKU publ.* 105, 49 s.
- Sejrup, H. P., Aarseth, I., Ellingsen, K. L., Lovlie, R., Reither, E., Bent, A., Brigham-Grette, J., Jansen, E., Larsen, E. og Stoker, M. 1987: Quaternary stratigraphy of the Fladen area, central North Sea: a multidisciplinary study. *J. Quaternary Science* 2, 35-58.
- Sollid, J. L. og Sorbel, L. 1979: Deglaciation of western central Norway. *Boreas* 8, 233-239.
- Sollid, J. L. og Sorbel, L. 1981: Kvartærgeologiske verneverdige områder i Midt-Norge. *Miljøverndept. Avd. for naturvern og friluftsliv, rapp. T-524*, 207 s.
- Svendsen, J. I. 1985: *Strandforskryvning på Ytre Sunnmøre*. Upubl. hovedoppg., Univ. i Bergen.
- Svendsen, J. I. og Mangerud, J. 1987: Late Weichselian and Holocene sea-level history for a cross-section of western Norway. *J. Quat. Sci.* 2, 113-132.
- Stokke, J. A. 1984: Grusregulering i Møre og Romsdal. *Nor. geol. unders. rapp.* 84.151.
- Tønnesen, J. F. 1986: Seismiske undersøkelser ved Rogne, på Rogneholmen og ved vestenden av Engsetdalsvatnet i Haram kommune, Møre og Romsdal. *Nor. geol. unders. rapp.* 86.157, 12 s.

Tillegg

Posisjonering, sjø

Automatisk posisjonering

Utstyr: Motorola Miniranger, Falcon 484
HP9836 datamaskin med to diskettstasjoner.

Posisjonering ved hjelp av Motorola Miniranger er basert på å måle avstanden frå båten til to koordinatbestemte punkt på land. Ei sendar/mottakareining ombord i båten sender ut radiopulsar til transponderar på land. Transponderane "svarar" med å sende pulsar tilbake via sendar/mottakareininga til ei prosessoreining ombord i båten der radiopulsane si gangtid blir omrekna til avstandar i meter. Posisjonerings-systemet blir styrt frå ein HP9836 datamaskin kopla til prosessoreininga. I datamaskina blir båten sin posisjon omrekna til det koordinatsystem som på førehand er definert. Ut frå posisjonen til båten, blir også slepet sin posisjon utrekna. Posisjonsdata lagrast på diskett. Seilingslinja til båten kjem fram på den grafiske skjermen til datamaskina saman med digitalisert kystkontur og punkt som viser plasseringa av transponderane. Motorola Miniranger er eit radioposisjoneringssystem som er avhengig av fri sikt mellom sendar/mottakareininga ombord og transponderane på land. Posisjoneringssystemet er også avhengig av tilfredsstillande skjæringsvinkel mellom transponderane og båten for å få god posisjonsbestemmelse. Den nominelle nøyaktigheita til utstyret er ± 2 m. Ved å plassere transponderane på oppmålte fastpunkt (NGO), kan ein operere i det nominelle nøyaktighetsområdet. I område der det ikkje finst eigna oppmålte punkt, må ein foreta innmåling utfrå lokalisering av punkt i kart, og nøyaktigheita vil då bli noko mindre. Etter feltarbeidet blir posisjonsdata overførte til NGU sitt dataanlegg for lagring. Posisjonsdata (utseilte profilinjer) kan deretter plottast ut i onnska målestokk saman med den digitaliserte kystkonturen.

Radarposisjonering

Utstyr: Furuno FCR 1411 fargeradar, gyrostabilisert via Anschutzgyrokompass. 2 variable avstandsringar. Elektronisk peilelinjal.

Posisjonsutrekningane er baserte på avstandsmåling til to peilepunkt på land i tillegg til kurspeilingar. Avstandsmålingane blir plotta ut i kartet etterkvart. Deretter blir posisjonspunkta digitaliserte og kan om ønskeleg plottast ut saman med posisjonsdata frå det automatiske posisjoneringssystemet. Posisjonering ved hjelp av radar blir kun nytta til oversiktskartlegging og orienterande profil. Nøyaktigheita ved denne type posisjonsbestemming vil vere ca. 20-80 m. Innfor kartblad Brattvåg er profila 133-142 koyrde med radarposisjonering. Dei øvrige profila er koyrde med automatisk posisjonering.

Refleksjonsseismiske målingar

Ved den refleksjonsseismiske metoden blir ei seismisk bolgje (lydpuls) sendt ut frå eit punkt, og mottatt i eit anna punkt. I praksis skjer dette ved at det sendast ut lydsignal fra ei lyd kjelde. Lyden forplantar seg i mediet den blir sendt ut i for så å bli reflektert ved overgangen til eit anna medium. Det reflekterte signalet blir fanga opp av ein hydrofonkabel ("lytekabel"). Ved refleksjonsseismiske målingar registrerer ein "2-veis gangtid" til den utsendte lydpulsen. Det er tida lydpulsen brukar på å forplante seg frå lyd kjelda, ned til ein reflekterande horisont, og derifrå tilbake til hydrofonkabelen. Dei reflekterande horisontane representerar grenseflater mellom media med ulike fysiske eigenskapar, mellom anna med skilnad i tettleik og seismisk hastigheit. Dome på slike grenseflater er overgangen mellom vatn/sediment og overgangen sediment/fast fjell. Noko av energien frå ei lydbolgje som er reflektert til havoverflata, vil bli reflektert ned igjen frå grenseflata vatn/luft. Lydbolgja vil dermed gå ein,

eller normalt fleire gonger opp og ned i sjøen og før kvar gong blir signalet fanga opp av hydrofonkabelen. På dei seismiske registreringane vil dette bli teikna ut som nye horisontar mot aukande djup. Desse "falske" horisontane kallast multiplar. I mange tilfelle kan det vere vanskeleg å identifisere geologiske grenseflater under 1. multipl. Der- som ein kjenner den seismiske hastigheita for eit lag, kan ein ved å måle tida frå lyden blir sendt ut og til den blir mottatt, finne mektigheita til laget.

Eksempel:

Lydhastigheit for laget: 2000 m/s

Målt 2-vis gangtid: 100 ms = 0,1 s

Mektigheita til laget: 2000 m/s x 0,1 s/2 = 100 m

Vanlege lydhastigheiter (seismiske hastigheiter) i sjøen vil vere:

Vatn: ca. 1500 m/s

Leir: 1500-1800 m/s

Sand/grus: 1500-1700 m/s

Morene: 1500-2800 m/s

Fjell: ca. 4000 m/s

Penetrasjonsevna (evne til å trenge ned i lausmasser/bergartar) vil vere avhengig av type signalkjelde, men også av geologiske forhold. Lydpulsen vil generelt forplante seg lett gjennom silt/leirhaldige sediment. Ein større del av energien vil derimot reflekterast frå overflata av morene og godt sortert sand/grus.

Den vertikale oppløysinga (detaljeringsgraden) vil hovudsakleg avhenge av type signalkjelde. Seismiske signalkjelder som Uniboom, Sparker, Luftkanon og Elma gir registreringar med vertikal oppløysing på ca. 5-15 ms.

Dei signalkjeldene NGU nyttar er:

Luftkanon, oppløysing 8-10 ms

Elma, oppløysing 5-7 ms

Innan kartblad Brattvåg er Elma nytta som signalkjelde.

Refraksjonsseismiske målingar, land og til 40 m vassdjup.

Impulsar frå sprengladningar eller kraftige slag breier seg med ulik fart i lausmassar og bergartar. Ved å plasser geofonar (spesielle mikrofonar) i ulike avstandar frå skotpunkt

langs ei profilinje, kan gangen av lydbølgjene gjennom avsetningane avgjerast. Den seismiske farta i lausmassar aukar med aukande vassinnhald og pakkingsgrad. Det er derfor relativt enkelt å avgjere avstanden til grunnvass-spegelen og til fjell. Lausmassar under grunnvass-spegelen vil, når dei er metta med vatn, gi omlag same lydfart for nesten alle typer avsetningar. Til orientering er det under gitt nokre generelle fartsområde for vanlege avsetningstyper.

Over grunnvass-spegelen

Sand 200- 800 m/s

Grus 200- 800 m/s

Morene 700-1500 m/s

Under grunnvass-spegelen

Sand 1400-1700 m/s

Grus 1400-1700 m/s

Leire 1100-1800 m/s

Morene 1500-2800 m/s

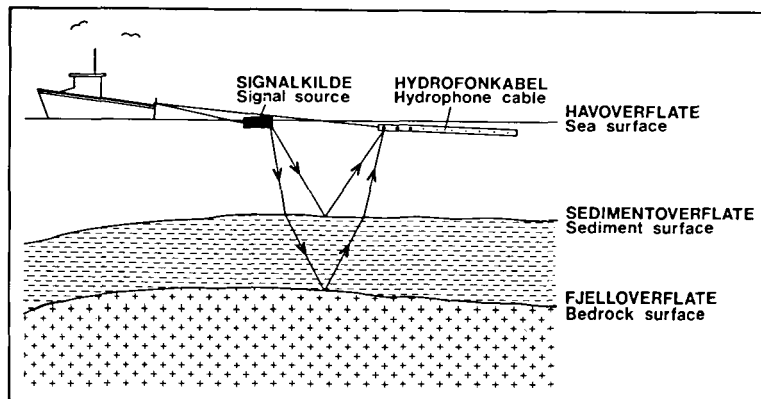
Fjell > ca. 4000 m/s

Kornfordelingsanalysar

Dei innsamla jordartsprøvene er kornfordelte i samsvar med analyseføreskriftene til Statens Vegvesen. Av praktiske årsaker er berre materiale mindre enn 19 mm analysert. Det er laga statistiske parametrar og kornfordelingskurver for alle prøvene. Dette materialet ligg lagra i databanken til NGU i Trondheim, og utskrifter kan ein få på førespurnad.

¹⁴C-dateringar

Alle levande organismer tar opp radioaktivt karbon frå lufta eller vatnet. Når organismen doyr skjer det ei gradvis minsking av radioaktiviteten, slik at den er redusert til halvparten etter ca. 5570 år. Ved å måle radioaktiviteten til karbonisotopen ¹⁴C i dautt organisk materiale, kan ein bestemme omtrentleg alder. Prøvemateriale som er opp mot 50 000 år gammalt kan daterast på denne måten, men til høgere alderen blir, til større feil må ein rekne med. Det statistiske avviket i sjølve målinga blir oppgitt med eit standardavvik, t.d. 5550±150 år før notid (1950), men det er mange andre feilkjelder knytt til metoden. I Noreg blir ¹⁴C-analyser utført ved Laboratoriet for radiologisk datering, NTH, Trondheim.



Prinsskisse som viser korleis refleksjonsseismiske data blir innsamla.
Reflection seismic data collection shown schematically.



KVARTÆRGEOLOGISK KART 1:50 000

TEIKNFORKLARING
Legend

- LAUSSASSAR**
Surficial deposits
- HAV- OG FJORDAVSETNING, SAMANHENGANDE DEKKE, OFTE MED STOR MEKTIGHET
Marine deposit (excluding shore deposit), continuous cover, often of great thickness.
 - MARIN STRANDAVSETNING, SAMANHENGANDE DEKKE
Marine shore deposit, continuous cover
 - HAV- OG FJORDAVSETNING OG STRANDAVSETNING, USAMANHENGANDE ELLER
Marine deposit, discontinuous or thin cover on bedrock
 - VINDAVSETNING (EOLISK AVSETNING)
Eolian deposit
 - TORV OG MYR (ORGANISK MATERIALE)
Peat and bog (organic material)
 - HUMUSDEKKE/TYNT TORVDEKKE OVER BERGGRUNNEN
Humus cover or a thin cover of peat on bedrock
 - FYLLMASSE (ANTROPOGENT MATERIALE)
Anthropogenic material
- BART FJELL**
Exposed bedrock
- BART FJELL
Exposed bedrock
 - LITA FJELLBLØTTING
Small exposure of bedrock

SMÅ ELLER VANSKELEG AVGRENSBARE AVSETNINGAR I OMRÅDE
DOMINERT AV ANDRE LAUSSASSAR/BART FJELL
Sporadic deposits in areas dominated by other surficial deposits or exposed bedrock

- H HAV- OG FJORDAVSETNING
Marine deposit
- U MARIN STRANDAVSETNING
Marine shore deposit
- V VINDAVSETNING
Eolian deposit
- T TORV OG MYR
Peat and bog
- Z FYLLMASSE
Anthropogenic material

KORNSTORLEIK
KORNSTØRRELSE
Grain size

- ○ ○ ○ BLOKK (B) > 256 mm
Block
- ● ● ● STEIN (St) 256 mm - 64 mm
Cobble
- ● ● ● GRUS (G) 64 mm - 2 mm
Gravel
- · · · SAND (S) 2 mm - 0.063 mm
Sand
- — — SILT (Sl) 0.063 mm - 0.002 mm
Silt
- ~ ~ ~ LEIR (L) < 0.002 mm
Clay

Symbola blir brukte enkeltvis når ein fraksjon utgjer meir enn 80%. Samansette symbol blir brukte når fleire fraksjonar inngår med meir enn 10%, hovudfraksjonen blir nemnt sist.
The symbols are employed individually when one fraction exceeds 80%. Combined symbols are used when several fractions exceed 10%, the largest fraction being indicated last.

EKSEMPEL
Examples

- ● ● ● GRUS (G) MEIR ENN 80%
Gravel (G) more than 80%
- ● ● ● SANDIG GRUS (SG), MEST GRUS, SAND MEIR ENN 10%
Sandy gravel (SG). Most gravel, sand exceeds 10%
- ● ● ● GRUSIG SAND (GS), MEST SAND, GRUS MEIR ENN 10%
Gravelly sand (GS). Most sand, gravel exceeds 10%
- ~ ~ ~ LEIRIG SILT (LS), MEST SILT, LEIR MEIR ENN 10%
Clayey silt (LS). Most silt, clay exceeds 10%

MEKTIGHET OG LAGFØLGE
Thickness and stratigraphy

- 3 DEN KARTLAGDE AVSETNINGA ER 3 M MEKTIG
The thickness of the mapped deposit is 3 m
- +2 MEKTIGHETA TIL DEN KARTLAGDE AVSETNINGA ER STORRE ENN 2 M
The thickness of the mapped deposit exceeds 2 m
- +1S/3S/5S/10S DEN KARTLAGDE AVSETNINGA BESTÅR AV 1 M SAND, UNDER ER DET 3 M SANDIG GRUS OVER FJELL
The mapped deposit consists of 1 m sand, which is underlain by 3 m of sandy gravel on bedrock
- +2/1S/10M DEN KARTLAGDE AVSETNINGA ER 2 M MEKTIG, UNDER ER DET 5 M MEKTIG
The mapped deposit is 2 m thick, this is underlain by a glacioluvial deposit of 5 m over till which exceeds a thickness of 2 m

ISRØRSLERETNING
Direction of ice movement

- ISSKURINGSSTRIPE, RØRSELT MOT OBSERVASJONSPUNKTET
Glacial striation, movement towards the observation point
- KRYSSANDE ISSKURINGSSTRIPER, AJUKANDE ANTAL HAKER MED AJUKANDE RELATIV ALDER
RELATIV ALDER IKKE FASTLAGT
Crossing glacial striations, increasing number of ticks indicate increasing relative age.
Relative age undetermined.

OVERFLATEFORMER
Surface morphology

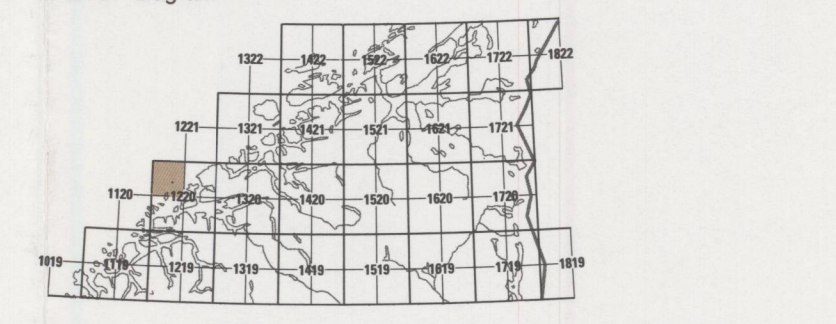
- STRANDVOLL
Beach ridge
- ABRASJONSKANT
Marine erosion scarp (cliff)

ANDRE SYMBOL
Other symbols

- HØGT BLOKKINNHOLD I OVERFLATA
High frequency of boulders on the surface
- MASSETAK, NEDLAGT ELLER SPORADISK I DRIFT
Gravel pit, worked out or sporadically in operation

Kvartærgeologisk kartlag av NGU 1984
Feltarbeidet er utført av M. Hamborg, T. Henningsen, O. Klakegg, og O. Longva.
Referanse til kartet: KLAKEGG, O. & LONGVA, O. - 1988: DNA 1220 IV, kvartærgeologisk kart M 1:50 000 (Norges geologiske undersøkelse).

KARTBLADINDELING
Location diagram



BRUK AV UTM RUTENETT FOR REFERANSEPUNKTER
Instruction in using UTM for reference points

SOMMERTE GRID ZONE DESIGNATION	KARTREFERANSE GRID REFERENCE	ECHEMPEL EXAMPLE	VOLLEN SAMPLE POINT	TO GIVE A STANDARD REFERENCE ON THIS "GRID TO NORTH" IS BETTER
32V	300 km rate (cf. Fig. 11) vertically	LQ	77 4	Point letters identifying 100 000 meter square in which the point lies
LQ	100 m rate 1000000 METER SQUARE IDENTIFICATION		67 3	Locate first VERTICAL grid line to LEFT of point and read LARGE figure labeling the line either in the top or bottom margin, or on the line itself. Estimate meters from grid line to point.
				Locate first HORIZONTAL grid line BELOW point and read LARGE figure labeling the line either in the left or right margin, or on the line itself. Estimate meters from grid line to point.
				Locate first BOLD/ITALIC grid line below point and read LARGE figure labeling the line either in the left or right margin, or on the line itself. Estimate meters from grid line to point.
				SMÅ rutete gir full koordinat. Small letters give full coordinate.
				ECHEMPEL EXAMPLE
				ECHEMPEL EXAMPLE