

NGU-rapport nr. 87.054

Refleksjonsseismiske undersøkelser i
Isfjorden og Innfjorden (Åndalsnes)
Møre og Romsdal



Norges geologiske undersøkelse

Leiv Eirikssons vei 39, Postboks 3006, 7001 Trondheim - Tlf. (07) 92 16 11
Oslokontor, Drammensveien 230, Oslo 2 - Tlf. (02) 50 25 00

Rapport nr. 87.054	ISSN 0800-3416	Åpen XXXXXXXX	
Tittel: Refleksjonsseismiske undersøkelser i Isfjorden og Innfjorden (Åndalsnes), Møre og Romsdal			
Forfatter: Eiliv Larsen	Oppdragsgiver: Møre og Romsdal fylkeskommune NGU		
Fylke: Møre og Romsdal	Kommune: Rauma		
Kartbladnavn (M. 1:250 000) Ålesund	Kartbladnr. og -navn (M. 1:50 000) 1319 IV Valldal 1320 III Åndalsnes 1320 II Eresfjord		
Forekomstens navn og koordinater:		Sidetall: 14	Pris: 140,-
		Kartbilag: 10	
Feltarbeid utført: juli 1986	Rapportdato: april 1987	Prosjektnr.: 2301.00	Prosjektleder: K. Bjerkli
Sammendrag: <p>Det er utført refleksjonsseismiske målinger i Innfjorden og Isfjorden. Formålet var å kartlegge de kvartære avsetningene med tanke på stabilitet/massebevegelser. I denne sammenheng ble det pekt på områdene opptil Raumas delta. Resultatene er presentert i kart og eksempler på tolkede seismiske profiler.</p> <p>Innfjorden har lite kvartære sedimenter mens det i Isfjorden maksimalt er en mektighet på 255 ms. Glasimarine avsetninger, brerandavsetninger og skredavsetninger dominerer kartbildet. Et stort skred har startet fra den trange delen av Isfjorden og gått 9 km utover og endt foran munningen av Innfjorden.</p> <p>Stabiliteten til Raumas delta er ikke undersøkt geoteknisk. Underliggende, tildels bløt leire og undersjøiske renner som starter ved deltafronten, indikerer imidlertid at det kan være fare for utrasninger.</p>			
Emneord	Seismikk	Geologisk risiko	
Kvartærgeologi	Refleksjonsseismikk	Skredmateriale	
Marin geologi	Løsavsetning	Fagrapport	

INNHOUDSLISTE

	Side
1. Innledning	4
2. Sjøbunnstopografi	5
3. Fordeling og mektighet av løsmasser	5
4. Overflatesedimenter	6
5. Kwartærgeologisk historie	7
6. Skredet (-ene) i Isfjorden	8
7. Raumas delta	9
Referanser	11
Appendix:	12
Refleksjonsseismiske målinger	
Posisjonering	

KARTBILAG

87.054-01:	Havbunnstopografisk kart. M 1:20 000
-02:	Utseilte refleksjonsseismiske profiler. M 1:20 000
-03:	Sedimentmektighet over fjell. M 1:20 000
-04:	Overflatesedimenter. M 1:20 000
-05:	Brerandavsetning. M 1:20 000
-06:	Tolket refleksjonsseismisk profil
-07:	" " "
-08:	" " "
-09:	" " "
-10:	" " "

1. INNLEDNING

I juli 1986 ble det utført refleksjonsseismiske målinger (Appendix 1) i Isfjorden og Innfjorden, Møre og Romsdal. Undersøkelsens hovedformål var kartlegging av kvartære sedimenter med tanke på stabilitet/massebevegelser. Området opptil Raumas delta ved Åndalsnes er spesielt viktig i denne sammenheng.

Det undersøkte området strekker seg fra Hovdeneset - Skottehammeren i vest og helt inn i de to fjordarmene Isfjorden og Innfjorden.

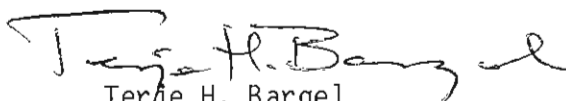
Som kartgrunnlag er det benyttet Serie M711 i målestokk 1:50 000 (Kartene 1319-IV, 1320-II og III) og Hydrografisk original i målestokk 1:20 000 (Kart VI-152) fra Statens kartverk. Posisjoneringen ble utført v.h.a. Motorola Miniranger (Appendix 2).

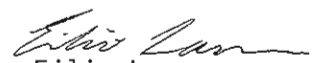
Feltarbeidet ble utført fra NGUs forskningsfartøy "Seisma" (55 fot), og følgende personer fra NGU deltok:

- O. Longva (skipper/geolog)
- P.T. Moen (teknisk drift)
- R. Myhren (EDB-posisjonering)

Prosjektet er et samarbeid mellom Møre og Romsdal fylkeskommune og NGU. Tilskuddsmidler til feltarbeidet ble bevilget av fylket. Øvrige utgifter er dekket av NGU.

Trondheim, 8. april 1987
Seksjon for løsmassekartlegging


Terje H. Bargel
seksjonssjef


Eiliv Larsen
forsker

2. SJØBUNNSTOPOGRAFI

Sjøbunnstopografien er gitt i tegning nr. 87.054-01. Kartet er i målestokk 1:20 000 med 20 m ekvidistanse i forhold til havnivå ved springfjære. Dette kartet må ikke brukes til navigasjon.

Fjordbunnen i den indre delen av Isfjorden er svært jevn med dybder ned til 60 m nord for Åndalsnes. Det er så en relativt bratt skråning ned mot den videste delen av Isfjorden. Videre utover Isfjorden er det en nokså jevn skråning ned til 340 m vanndyp utenfor fjordkrysset til Isfjorden og Innfjorden.

Innfjorden er adskillig trangere enn Isfjorden. Fjorden har et relativt slakt midtparti med dyp mellom 140 og 220 m. Ut mot Isfjorden faller fjordbunnen nokså bratt.

Innfjorden kan betraktes som en hengende sidefjord til Isfjorden. Det samme er tilfelle for den indre, smale delen av Isfjorden i forhold til den bredere, ytre delen.

3. FORDELING OG MEKTIGHET AV LØSMASSER

De geologiske tolkningene i denne rapporten er basert på refleksjonsseismiske målinger. En nærmere omtale av metodikken er gitt i Appendix 1. Tegning 87.054-02 viser en oversikt over utseilte profiler som ligger til grunn for disse tolkningene.

Tegning 87.054-03 viser det tolkede mektighetskartet. Mektigheten av løsmasser over fjell er gitt i millisekund (ms) to-veis gangtid med konturintervall 20 ms. I Appendix 1 er forutsetningene og fremgangsmåten gitt for å kunne gjøre om dybdeverdier fra ms til m. Et mektighetskart i målestokk 1:200 000 med 50 ms konturintervall er tidligere presentert av Giskeødegaard (1983).

I Innfjorden er det svært lite løsavsetninger. Fjell utgjør sjøbunnen langs sidene og ut mot munningen av fjorden. I de sentrale deler av fjorden er også den kvartære overdekningen sparsom med 20-40 ms tykkelser over størstedelen av området. I to områder er det observert h.h.v. 41 og 43 ms overdekning.

Isfjorden skiller seg fullstendig fra Innfjorden hva fordeling og mektighet av løsmasser angår. Det er flere sedimentbassenger med varierende størrelse og dybde. Størst sedimentmektighet (255 ms) er registrert utenfor Torvik. Sedimenttykkelsen avtar så vestover for så å øke til 200 ms utenfor munningen av Innfjorden. I den indre delen av Isfjorden er det to store sedimentbasseng med opptil 195 og 157 ms mektighet.

4. OVERFLATESEDIMENTER

Overflatesedimenter og morfologiske element er vist i tegning 87.054-04. Inndelingen er gjort etter sedimentenes dannelsesmåte. Dannelsesmåten er avgjørende for sedimentenes sammensetning og egenskaper slik at kartet også gir informasjon om dette.

Avgrensingen av fast fjell i overflaten tilsvarer områdene med ingen overdekning av løsmasser i mektighetskartet (Tegning 87.054-03). Eksempel på dette er vist i profilene 27 og 33 (Tegningene 87.054-9 og -10).

Bunmorene i overflaten er observert i to områder i Innfjorden (Tegning 87.054-10) og i et begrenset område i den indre delen av Isfjorden.

Randmorenemateriale finnes bare utenfor randavsetningen ved Veblungnes-Åndalsnes hvor de to tangene utgjør landdelen av en større randavsetning avsatt av en bre som drenerte ut Romsdalen (Sollid & Sørbel 1979, 1981). Den maksimale utbredelsen av denne randavsetningen i sjøen (dels overdekket av yngre sedimenter) er vist i Tegning 87.054-05. Profilene 15 og 17 (Tegning 87.054-07 og -08) viser randavsetningen. Randavsetningen i sjøen er distalsedimenter til avsetningene på land. Disse ble avsatt i sjøen, og skrålagningen (Tegning 87.054-08) kan jevnføres med skrålagene i et delta. Grensen mellom det som kartlegges som distale israndsedimenter og glasi-marine sedimenter avsatt lenger bort fra den samme brefronten er basert på skjønn, og vil sikkert variere noe avhengig av person.

Marine og glasimarine sedimenter i overflata er påvist i et begrenset område i Innfjorden. Sedimenttypen dominerer fullstendig i den smaleste delen av Isfjorden, men finnes også langs sidene som erosjonsrester og ytterst i den brede delen av fjorden. Mektigheten av dette sedimentet varierer mye, og er opptil 30 ms i Innfjorden (Tegning 87.054-10). Her er forøvrig disse sedimentene tolket som distale, marine sedimenter til deltaet innenfor fjellterskelen ved bunnen av fjorden. Mektigheten av denne sedimenttypen er adskillig større i Isfjorden, opp mot 200 ms ytterst

(Tegning 87.054-07) og gjennomgående 60-150 ms i den indre delen (Tegning 87.054-06).

Sedimentet består hovedsakelig av silt og leir. Det har en klar lagdeling som trolig skyldes vekslinger i kornstørrelse. Denne akustiske lagdelingen avtar mot toppen, som en følge av jevnere sedimentasjon etter at isbreene smeltet bort.

Skredmateriale finnes i en lengdeutstrekning på omlag 9 km i den sentrale delen av Isfjorden. Disse er til dels skilt fra de glasimarine/marine sedimentene av en skredkant. Sammensetningen av dette sedimentet er den samme som i de glasimarine/marine sedimentene da det er sistnevnte sediment som har sklidd ut. En nærmere omtale av skredet i Isfjorden er gitt bak. Ved foten av de marine sedimentene i Innfjorden er "skredmateriale" kartlagt i et begrenset område. Disse kan klart skilles fra de marine sedimentene v.h.a. seismikk (Tegning 87.054-10). Dette sedimentet er trolig en del av den normale distale deltasedimentasjonen, og er antatt å være transportert og avsatt som gravitasjonsstrømmer (slamstrømmer).

På overflaten av sedimentene er det observert flere renner med levéutbygging på sidene (Tegning 87.054-09). Disse starter distalt for Raumas delta, går sammen til en hovedrenne og kan følges omlag 4 km utover fjorden (Tegning 87.054-04). Rennene synes å være aktive eller svært unge da de ikke er igjenfylt av sedimenter.

5. KVARTÆRGEOLOGISK HISTORIE

Bunnmorene er observert flere steder som nederste enhet over fjell (Tegningene 87.054-06, -07, -09 og -10). Disse ble avsatt mens det ennå lå breer utover i fjordene for mer enn ca. 11.000 år siden. Denne tolkningen forutsetter at alle glasimarine sedimenter ble avsatt i isavsmeltingsperioden. Giskeødegaard (1983) antydte at de nederste delene kunne være eldre og overskredet av is.

Da isen trakk seg innover i fjordene, ble det avsatt store mengder leir/silt i havet utenfor (f.eks. Tegning 87.054-06). Breen gjorde muligens et opphold på terskelen mellom den brede og den smale delen av Isfjorden og avsatte en randavsetning (Tegning 87.054-06). Tolkningen av denne randavsetningen er imidlertid usikker.

Ved Veblungsnes-Åndalsnes er det en markert randmorene. De distale delen av denne er vist i Tegningene 87.054-05, -06, -07 og -08. Denne ble avsatt i yngre dryas (11.000-10.000 år før nåtid) av en bre som drenerte ut Romsdalen og sendte en liten tunge opp Isterdalen samtidig som en bre lenger inn i Isterdalen drenerte nedover dalen (Sollid & Sjøbel 1979, 1981). Det er ikke helt klart om denne morenen ble avsatt etter et framrykk eller om det bare var en stans i tilbaketrekkinga. Trolig er det første tilfelle, idet det synes som om Isterdalen må ha blitt isfri før breer rykket inn i dalen fra begge ender. I så tilfelle vil dette framrykket være helt analogt med de som skjedde i Nordfjord i denne perioden (Mangerud et al. 1979, Klakegg & Nordahl-Olsen 1985).

Etter yngre dryas smeltet breene raskt tilbake, og den glasimarine sedimentasjonen avtok, for snart å opphøre. Et stort leirskred (omtalt bak) har trolig gått i sen Holocen tid. I dag er det tilførselen fra Rauma som gir mest sedimenter i fjorden.

6. SKREDET (-ENE) I ISFJORDEN

Utbredelsen av sedimenter som har deltatt i massebevegelse er vist i Tegning 87.054-04. Dette skredet er tidligere beskrevet av Giskeødegaard (1983) og Arnesen (1986). Tegningene 87.054-06 og -07 gir karakteristiske trekk ved sedimentene som har deltatt i massebevegelsen. I bakkant inn mot leir-/siltsedimentene er det en raskant. Denne varierer noe i høyde, men er vanligvis 10-20 ms høy. Lagdelinga i leira går "rett ut i lufta" ved denne raskanten, og viser klart en kutting. Tre andre større raskanter er observert langs sidene av rasmassene (Tegningene 87.054-04 og -08). Disse viser at det også har vært massebevegelser fra begge fjordsider og inn mot hovedraset som gikk langs de dypeste delene av fjorden. De glasimarine sedimentene langs fjordsidene er derfor for en stor del erosjonsrester. Forkastningene i leira under og bak rasmassene (Tegning 87.054-04) kan skyldes setninger og rotasjonsbevegelser som skyldes utrasningen.

Både i Tegningene 87.054-06 og -07 er det markerte forsenkninger. I den førstnevnte er dette en klar tensjonsdepresjon der massene har forflyttet seg både horisontalt og vertikalt bort fra rasskråningen som i realiteten er den blottede delen av hovedglideplanet for raset. Glideplanet følger dels skrålagningen i randavsetningen og går dels i leira (Tegning 87.054-07). Dette kan følges under hele raset. I den midtre delen av raset er det en småhaug overflate tolket å være forårsaket av små glideplan. Ved

fronten av rasmassene, er den underliggende leira oppskjøvet og foldet trolig som en følge av en "plogeffekt". I selve rasmassene er lagdelingen for en stor del bevart, men sterkt forstyrret. Dette viser at massene ikke gikk i suspensjon. Alle de beskrevne karakteristika indikerer at massebevegelsen foregikk som en "slump". Reading (1978) beskriver en "slump" som halvkonsoliderte masser som beveger seg langs et glideplan, samtidig som den indre lagdeling beholdes.

Hovedraset har trolig gått i en generasjon, dvs. at nær alt raste ut på en gang. Det er imidlertid påvist at det har rast ut noe etter 1971, det året den hydrografiske originalen som vanddypskaret (Tegning 87.054-01) er basert på, ble laget. Langs alle seismiske profiler (Tegning 87.054-01) ble vanddypet beregnet på nytt. Ved omregningen fra ms til m ble det benyttet en lydhastighet i vann på $1\,500\text{ ms}^{-1}$. Denne lydhastigheten ble testet i de flate områdene i den indre delen av Isfjorden der det helt opplagt ikke har rast noe. Denne lydhastigheten ga god overensstemmelse med de "gamle" målingene i dette området. I hovedsak var det også forøvrig god overensstemmelse mellom vanddypsmålingene fra 1971 og våre målinger. Ved område A (Tegning 87.054-04) utenfor Torvik er det en klar raskant. Våre målinger der ga et dyp på 235 m mens dypet på den hydrografiske originalen var 208 m. Her har det åpenbart rast ut en lagpakke på omlag 25-30 m mektighet. Trolig er det bare en liten "skalk" langs den eldre rasskråningen som har sklidd ut, da dybdemålingene ellers samsvarer godt.

Det er ikke spor etter yngre sedimenter over "slumpen" som visker ut den ujevne overflata. Dette er vist både ved seismikken som denne undersøkelsen er basert på, og ved penetrasjonsekkoloddprofiler med ca. 1 ms vertikal oppløsning (Giskeødegaard 1983, Arnesen 1986). Rauma fører relativt store sedimentmengder i dag, og en skulle forvente en relativt rask overlaging av sedimenter i deler av rasområdet. Siden dette ikke er tilfelle, tror jeg at raset har gått i sen Holocen (før 1971), men det er ikke mulig å fastslå dette nærmere. Det viktigste er likevel at raset har gått i et fjordmiljø som tilsvarer dagens miljø i fjorden.

7. RAUMAS DELTA

Det seismiske profilnett (Tegning 87.054-02) dekker ikke selve deltaområdet. Hovedområdet for deltaet ligger innenfor, og er altså begrenset

av randavsetningen ved Veblungsnes-Åndalsnes. Lagfølgen i fjorden dokumenterer at det under deltaet er betydelige mektigheter av leir og silt avsatt i fjorden under isavsmeltingen. Boringer utført av GeoVest, Molde på havna nord for jernbanestasjonen i Åndalsnes (UTM 327 383) påviste knapt 20 m sand over 12-14 m sand eller silt. Under der var det omlag 30 m leir før en igjen traff på sand eller silt. En kornfordeling i leira viste at leirinnholdet (<2 um) var omlag 65 %. Undersøkelsen til GeoVest har ikke påvist kvikkleire. En dreiesondering fra drøyt 30-35 m dyp viser overveieende 30-40 halve omdreininger pr. m innsynkning. I to soner er det nede i drøyt 10 halve omdreininger pr. m innsynkning. Dette klassifiseres som middels til liten sondermotstand (Janbu 1970), og er et mål på hvor bløt leira er. Dette er den samme leira som er påvist i fjorden, og som går inn under deltaet.

Det er ikke usannsynlig at randavsetningene foran har en "demmeeffekt" slik at utglidninger har blitt forhindret. Mellom Veblungsnes og Åndalsnes vil en slik demmeeffekt være noe mer begrenset selv om randavsetningen også her er påvist i sjøen (Tegning 87.054-05), men der ligger den lavere enn deltaflaten. Dersom det er riktig at randavsetningen ble avsatt ved et brefremstøt, må en forvente at det ligger leir/silt under denne. Dette betyr at selve randavsetningen kan være ustabil ved tung belastning.

Det er altså ikke påvist sikre rasstrukturer eller rasmasser som har sitt opphav fra deltaet. Renner av den type som vist i Tegning 87.054-04 er vanlige på fjorddeltaskråninger (Prior et al. 1981). Opprinnelsen er ikke kjent i detalj, men flere steder starter de ved deltafronten og synes altså ikke å være normale tilførselskanaler for sedimenter. En alternativ, nærliggende hypotese er at disse dannes p.g.a. utrasninger fra deltaskråningen og transport nedover som massestrømmer (Prior et al. 1981). I så tilfelle indikerer rennene en ustabil deltafront. For å vurdere stabiliteten på deltaet nærmere, trengs det oppfølgende geologiske/geotekniske undersøkelser.

REFERANSER

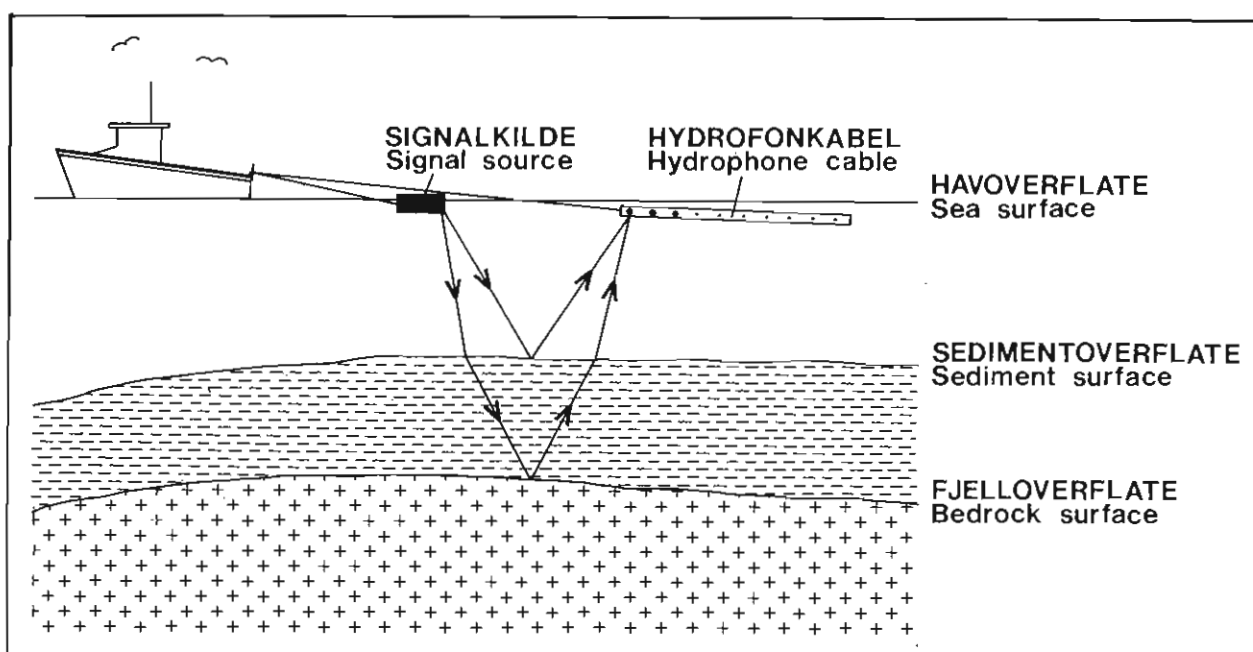
- Arnesen, L. 1986: Akustiske og sedimentologiske undersøkelser i noen fjorden på Nordvestlandet: Romsdalsfjorden, Norddalsfjorden og Sunnylvsfjorden. Upubl. hovedoppg. Univ. i Bergen, 99 s.
- Giskeødegaard, O. 1983: Akustiske undersøkelser av sedimentene i noen fjorder på Nordvestlandet. Upubl. hovedoppg. Univ. i Bergen, 143s.
- Janbu, N. 1970: Grunnlag i geoteknikk. Tapir forlag, 426 s.
- Klakegg, O. & Nordahl-Olsen, T. 1985: Nordfjordeid. Beskrivelse til kvartærgeologisk kart 1218 I - M 1:50 000 (Med fargetrykt kart). Nor. geol. unders. Skr. 71, 1-29.
- Mangerud, J., Larsen, E., Longva, O. & Sønstegaard, E. 1979: Glacial history of western Norway 15,000-10,000 B.P. Boreas 8, 179-187.
- Prior, D.B., Wiseman Jr., Wm.J., & Bryant., W.R. 1981: Submarine chutes on the slopes of fjord deltas. Nature 290, 326-328.
- Reading, H.G. 1978: Sedimentary Environments and Facies. Blackwell scientific publications, Oxford.
- Sollid, J.L. & Sørbel, L. 1979: Deglaciation of western Central Norway. Boreas 8, 233-239.
- Sollid, J.L. & Sørbel, L. 1981: Kvartærgeologiske verneverdige områder i Midt-Norge. Miljøverdept., Avdeling for naturvern og friluftsliv. Rapp. T-524, 207 s.

APPENDIX 1

REFLEKSJONSSEISMISKE MÅLINGER.

Ved den refleksjonsseismiske målemetoden sendes en seismisk bølge (lydpuls) ut fra ett punkt, og mottas i et annet punkt.

I praksis skjer dette ved at det sendes lydsignaler ut fra en signalkilde. Lyden vil forplante seg i det mediet den sendes ut i, for så å reflekteres ved overgangen til et annet medium. Mottak av det reflekterte signalet skjer ved hjelp av en hydrofonkabel ("lyttekabel").



Ved refleksjonsseismiske målinger registreres den utsendte lydimpulsens "2-veis gangtid". Dette er tiden lydimpulsen bruker på å forplante seg fra lydkilden, ned til en reflekterende horisont, og derfra tilbake til hydrofonkabelen. De reflekterende horisontene representerer grenseflater mellom medier med forskjellige fysiske egenskaper, blant annet forskjell i tetthet og seismisk hastighet. Eksempel på slike grenseflater er overgangen mellom vann/sediment og overgangen sediment/fast fjell.

Noe av energien fra en lydimpuls som er reflektert til havoverflaten vil bli reflektert ned igjen fra grenseflaten hav/luft. Lydimpulsen vil dermed gå en, eller normalt flere ganger ned til underliggende grenseflater for så å bli reflektert til overflaten og bli registrert på nytt. På de seismiske profilene vil dette bli tegnet ut som nye horisonter mot økende dyp. Disse "falske" horisonter kalles multipler. I mange tilfeller vil det

være vanskelig å identifisere geologiske grenseflater under 1. multippel.

Dersom en kjenner den seismiske hastigheten for et lag, kan en ved å måle tiden fra utsendelse til mottak av en lydimpuls, finne lagets mektighet.

Beregningseksempel:

Lydhastighet for laget: 2000 m/s
Målt 2-veis gangtid : 100 ms = 0.1s

Lagets mektighet: $2000 \text{ m/s} * 0.1 \text{ s} / 2 = 100\text{m}$

Vanlige lydhastigheter (seismiske hastigheter) for sedimenter i sjøen vil være:

Vann	:	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

Penetrasjonsevne (evne til å trenge ned i løsmasser/bergarter) vil være avhengig av type signalkilde, men også av geologiske forhold. Lydimpulsen vil generelt forplante seg lett gjennom silt/leir- holdige sedimenter, selv om disse kan inneholde en del sand og grus. En større del av energien vil derimot reflekteres fra overflaten av morene og godt sortert sand/grus.

Den vertikale oppløsningen (detaljeringsgraden) vil hovedsakelig avhenge av type signalkilde. Seismiske signalkilder som Uniboom, Sparker, Luftkanon og Elma, gir registreringer med vertikal oppløsning mellom ca. 5 - 15 ms.

De signalkilder NGU benytter er:

Luftkanon	, oppløsning	8 - 10 ms
Elma	, oppløsning	5 - 7 ms

APPENDIX 2

POSIJONERING.

Automatisk posisjonering.

Utstyr: Motorola Miniranger , Falcon 484
HP 9836 datamaskin med 2 diskettstasjoner

Posisjonering ved hjelp av Motorola Miniranger er basert på å måle avstanden fra båten til to koordinatbestemte punkter på land.

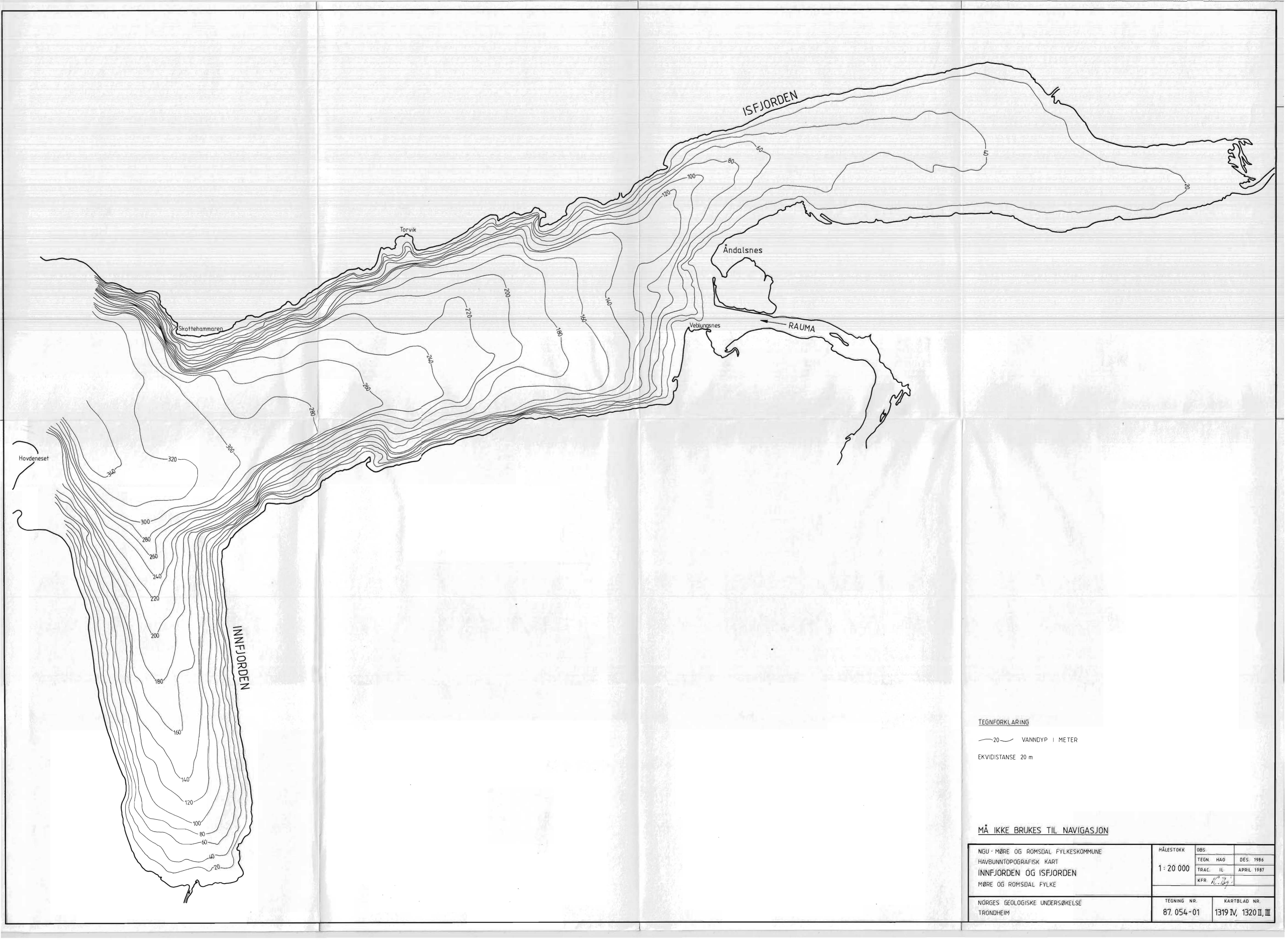
En sender/mottaker-enhet ombord i båten sender ut radiopulser til transpondere (peilestasjoner) plassert på land. Transponderne "svarer" med å sende pulser tilbake via sender/ mottaker-enheten til en prosessor-enhet ombord i båten hvor radiopulsenes gangtid omgjøres til avstander i meter. Posisjoneringssystemet styres fra en HP 9836 datamaskin koblet til prosessor-enheten.

I datamaskinen omregnes båtenes posisjon til koordinater i det koordinatsystem som på forhånd er definert. Ut fra båtenes posisjon, beregnes også slepets posisjon. Posisjonsdata lagres på diskett. Båtenes seilingslinje framkommer på datamaskinaens grafiske skjerm sammen med digitalisert kystkontur og punkter som viser transpondernes plassering.

Motorola Miniranger er et radioposisjoneringssystem som er avhengig av fri sikt mellom sender/mottaker-enheten ombord og transponderne på land. Posisjoneringssystemet er også avhengig av tilfredsstillende skjæringsvinkler mellom transponderne og båten for god posisjonsbestemmelse.

Utstyrets nominelle nøyaktighet er +/- 2m. Ved å plassere transponderne på oppmålte fastpunkter (NGO), kan en operere i det nominelle nøyaktighetsområdet. I områder hvor det ikke er tilgang på egnede oppmålte punkter, vil en måtte foreta innmåling ut fra lokalisering av punkter i kart, og nøyaktigheten vil bli noe mindre.

Etter feltarbeidet blir posisjonsdata overført til NGU's data-anlegg for lagring. Posisjonsdata (utseilte profillinjer) kan deretter plottes ut i ønsket målestokk sammen med digitalisert kystkontur.



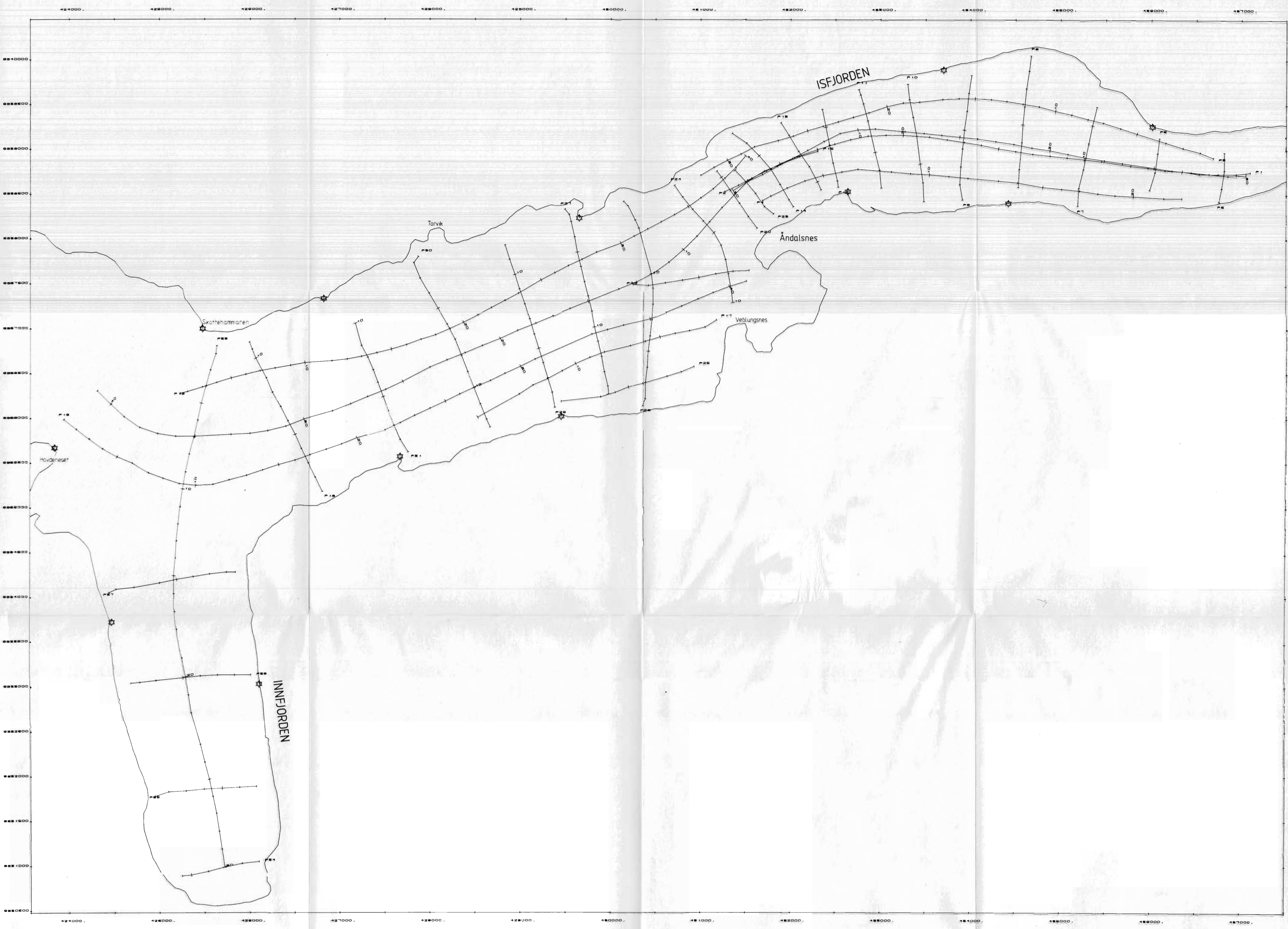
TEGNFORKLARING

—20— VANDDYP I METER

EKVIDISTANSE 20 m

MÅ IKKE BRUKES TIL NAVIGASJON

NGU - MØRE OG ROMSDAL FYLKESKOMMUNE HAVBUNNTOPOGRAFISK KART INNFJORDEN OG ISFJORDEN MØRE OG ROMSDAL FYLKE	MÅLESTOKK	OBS.
	1:20 000	TEGN. HAO DES. 1986 TRAC. IL APRIL 1987 KFR. K. Bj.
NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE TRONDHEIM	TEGNING NR. 87.054-01	KARTBLAD NR. 1319 IV, 1320 II, III

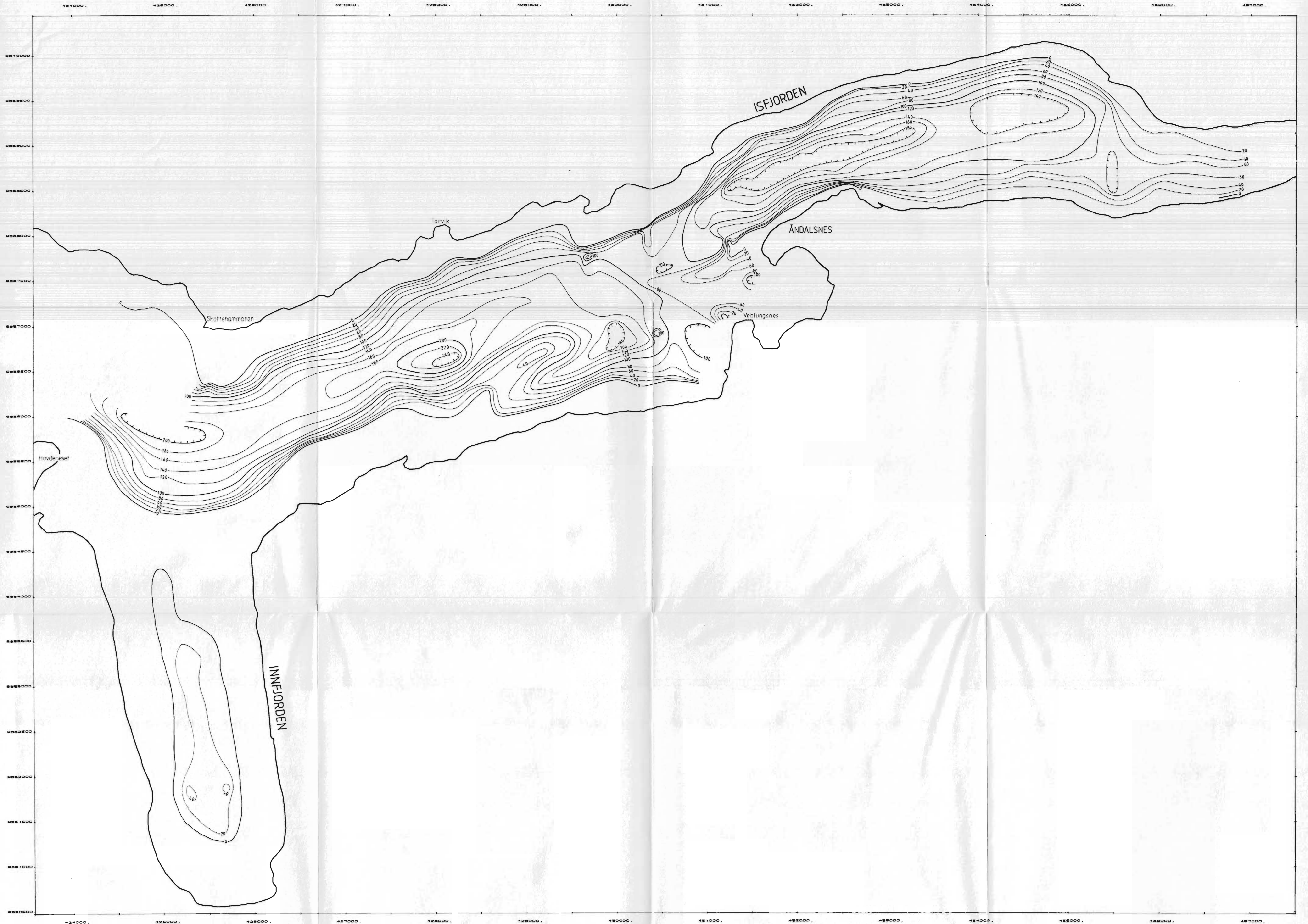


TEGNFORKLARING

P10 — Profillinje med nummer og posisjonsangivelse

☆ Transponder-lokalitet (Automatisk posisjonering)

INGU - MØRE OG ROMSDAL FYLKESKOMMUNE REFLEKSJONSSEISMIKK - UTSEILTE PROFILER INNFJORDEN OG ISFJORDEN MØRE OG ROMSDAL FYLKE	MÅLESTOKK	OBS. ØL	JULI 1986
	1:20 000	TEGN. EL	MARS 1987
		TRAC. IL	APRIL 1987
INGORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE TRONDHEIM	TEGNING NR.	KARTBLAD NR.	
	87.054-02	1319 IV, 1320 II, III	



TEGNFORKLARING

— 40 — Mektighet av kvartære avsetninger angitt i millisekund (ms)

○ Maksimal mektighet

EKVIDISTANSE 20 ms

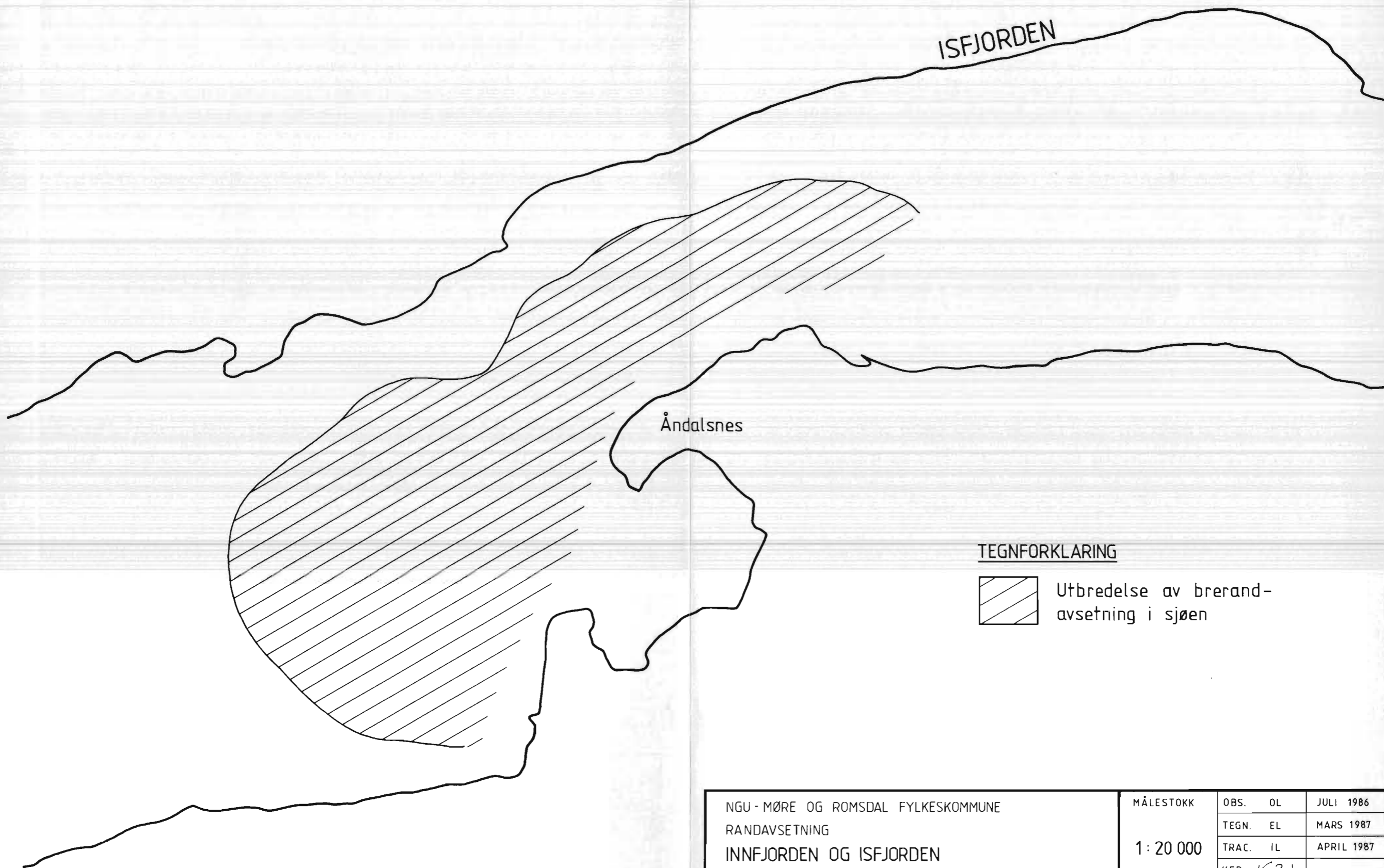
NGU - MØRE OG ROMSDAL FYLKESKOMMUNE MEKTIGHETSKART INNFIJORDEN OG ISFJORDEN MØRE OG ROMSDAL FYLKE	MÅLESTOKK	OBS. DL	JULI 1986
	1:20 000	TEGN. EL	MARS 1987
NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE TRONDHEIM	TEGNING NR.	KARTBLAD NR.	
	87.054 - 03	1319 IV, 1320 II, III	



TEGNFORKLARING

- FJELL
- LITEN FJELLBLOTNING
- BUNNMORENE
- RANDMORENE
- MARINE / GLACIMARINE SEDIMENTER
- SKREDMATERIALE
- BAKKANT AV SKREDSKRÅNING
- RENNER MED LEVÉER
- A OMRÅDE HVOR DET HAR RAST UT ETTER 1971

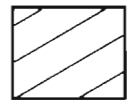
NGU - MØRE OG ROMSDAL FYLKESKOMMUNE SEDIMENTTYPER INNFJORDEN OG ISFJORDEN MØRE OG ROMSDAL FYLKE	MÅLESTOKK	OBS. DL	JULI 1986
	1: 20 000	TEGN. EL	MARS 1987
		TRAC. IL	APRIL 1987
	KFR.	K. Bj.	
NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE TRONDHEIM	TEGNING NR.	KARTBLAD NR.	
	87.054-04	1319 IV, 1320 II, III	



ISFJORDEN

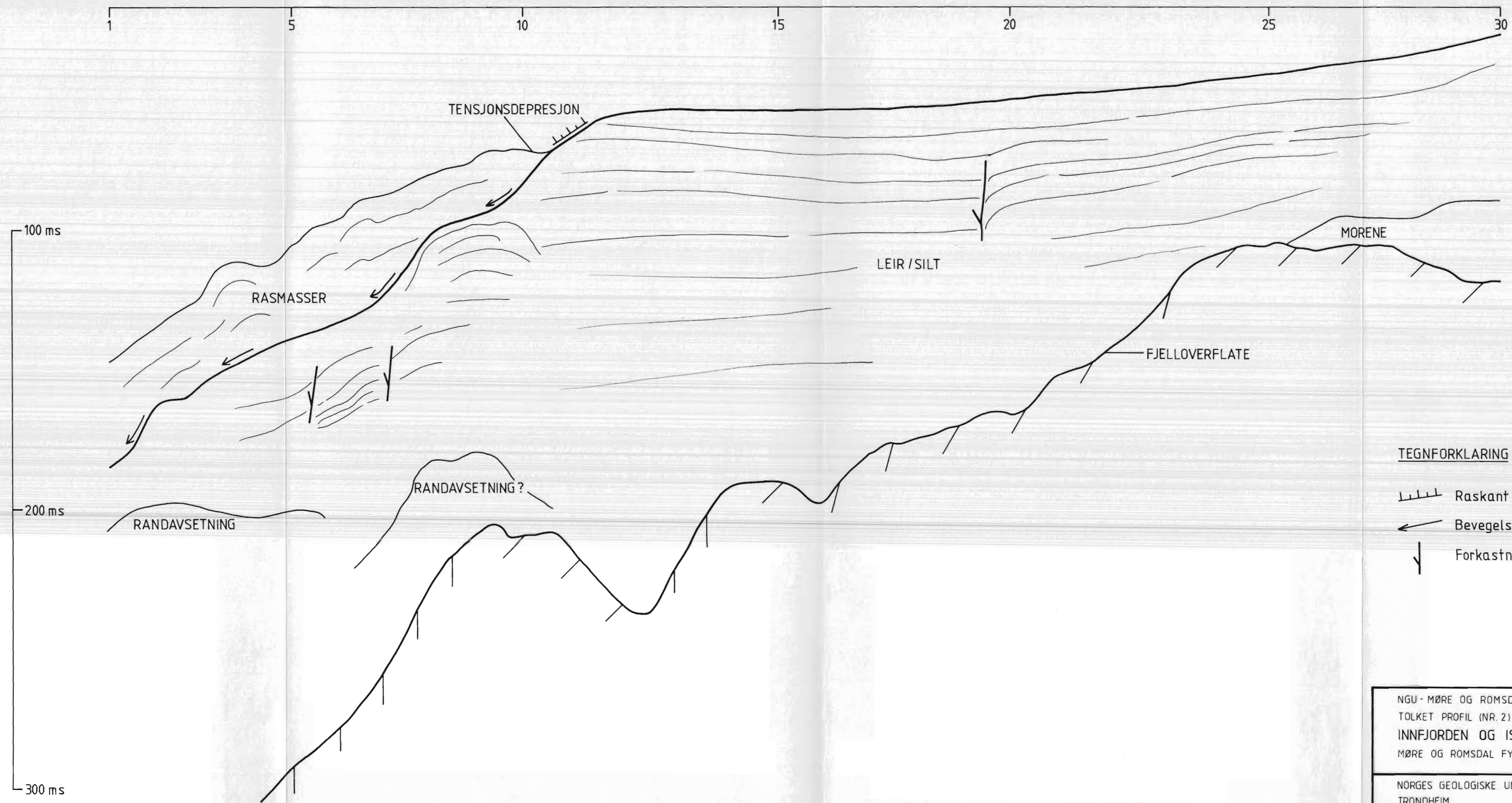
Åndalsnes

TEGNFORKLARING



Utbredelse av brerand-
avsetning i sjøen

NGU - MØRE OG ROMSDAL FYLKESKOMMUNE RANDAVSETNING INNFJORDEN OG ISFJORDEN MØRE OG ROMSDAL FYLKE	MÅLESTOKK 1: 20 000	OBS. OL	JULI 1986
		TEGN. EL	MARS 1987
		TRAC. IL	APRIL 1987
		KFR. <i>K.B.</i>	
NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE TRONDHEIM	TEGNING NR. 87. 054 - 05	KARTBLAD NR. 1319 IV, 1320 II, III	

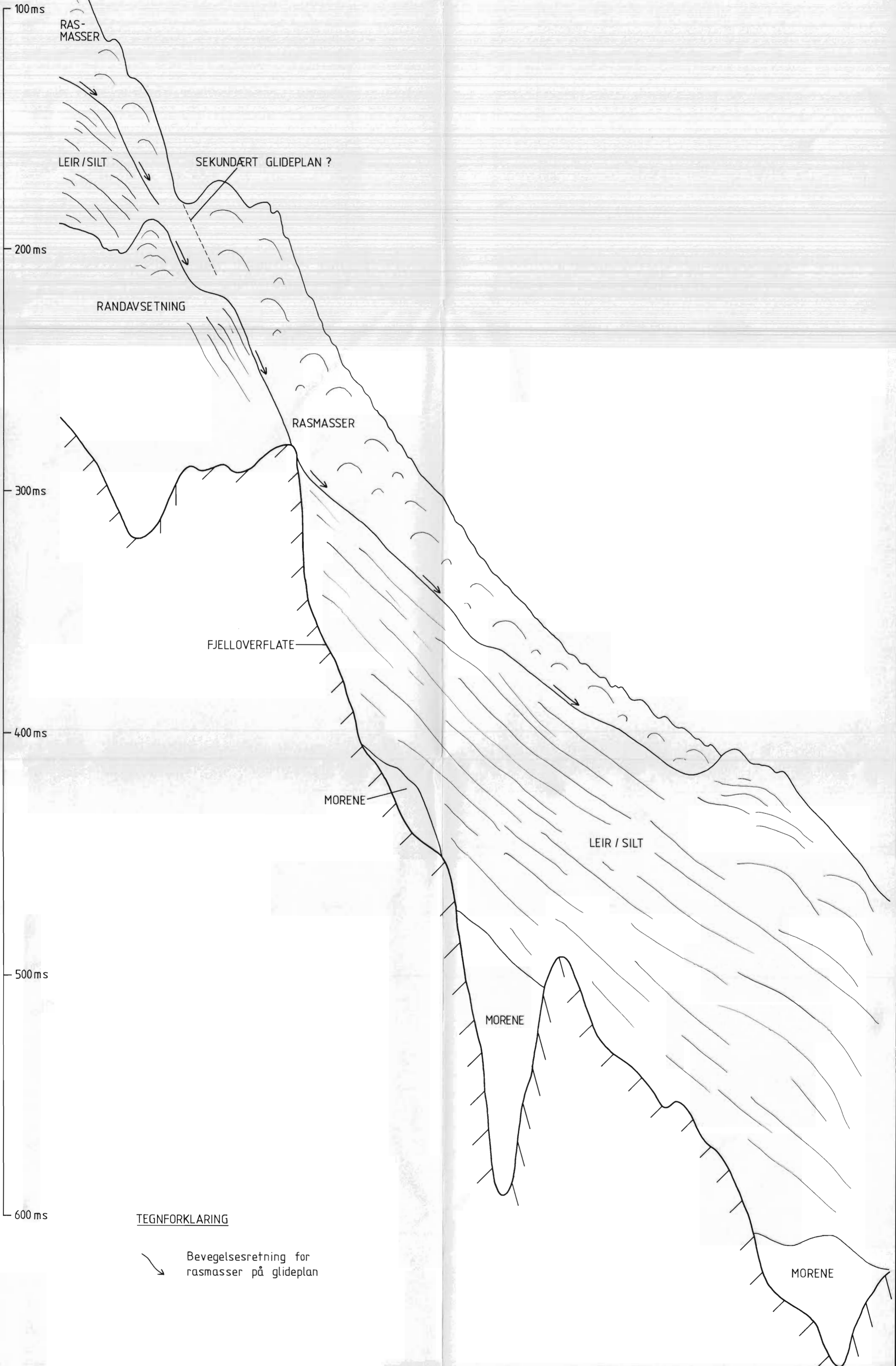


TEGNFORKLARING

- ⚡ Raskant
- ← Bevegelsesretning for rasmasser på glideplan
- ↓ Forkastning med bevegelsesretning

NGU - MØRE OG ROMSDAL FYLKESKOMMUNE TOLKET PROFIL (NR. 2) INNFJORDEN OG ISFJORDEN MØRE OG ROMSDAL FYLKE	MÅLESTOKK	OBS. OL	JULI 1986
		TEGN. EL	MARS 1987
		TRAC. IL	APRIL 1987
		KFR. <i>K.Bj.</i>	
NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE TRONDHEIM	TEGNING NR.	KARTBLAD NR.	
	87. 054 - 06	1319 IV, 1320 II, III	

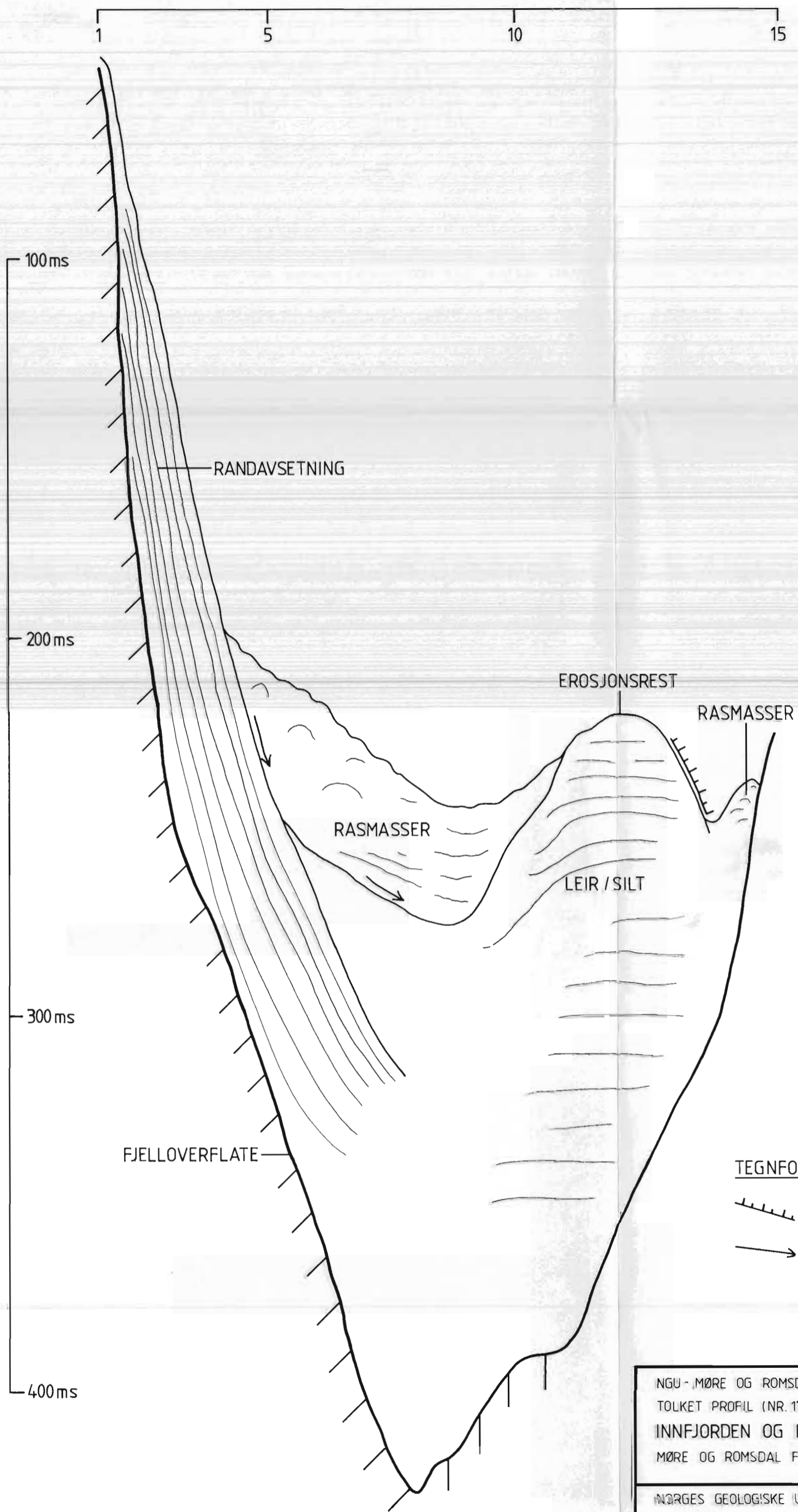
1 5 10 15 20 25 30 35 41





TEGNFORKLARING

↘ Bevegelsesretning for rasmasser på glideplan

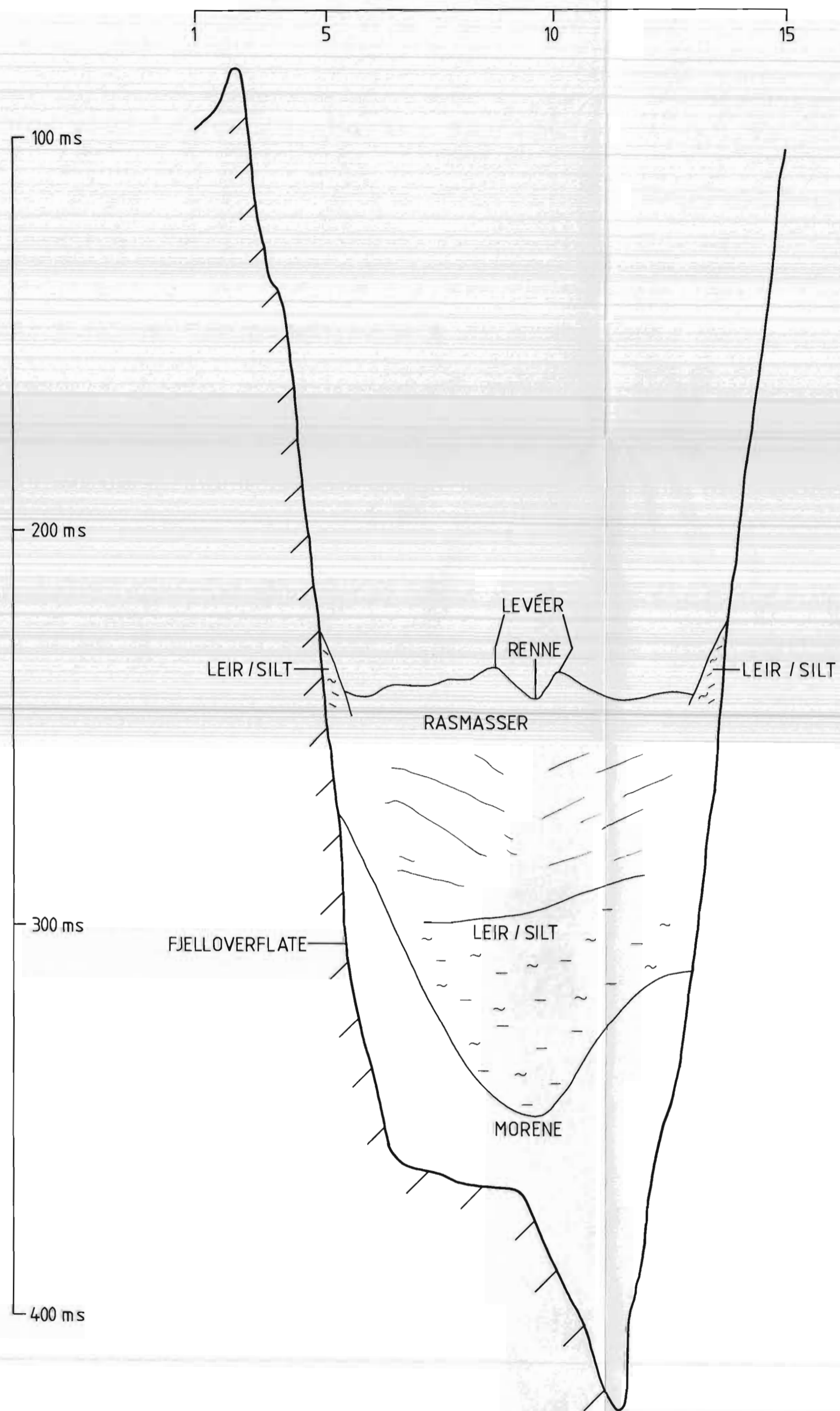
NGU - MØRE OG ROMSDAL FYLKESKOMMUNE TOLKET PROFIL (NR. 15) INNFJORDEN OG ISFJORDEN MØRE OG ROMSDAL FYLKE	MÅLESTOKK	OBS. OL	JULI 1986
		TEGN. EL	MARS 1987
		TRAC. IL	APRIL 1987
		KFR. <i>K.Bj.</i>	
NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE TRONDHEIM	TEGNING NR. 87. 054 -07	KARTBLAD NR. 1319 IV, 1320 II, III	



TEGNFORKLARING

-  Raskant
-  Bevegelsesretning for rasmasser på glideplan

NGU - MØRE OG ROMSDAL FYLKESKOMMUNE TOLKET PROFIL (NR. 17) INNFJORDEN OG ISFJORDEN MØRE OG ROMSDAL FYLKE	MÅLESTOKK	OBS. OL	JULI 1986
		TEGN. EL	MARS 1987
		TRAC. IL	APRIL 1987
		KFR. <i>K.Bj.</i>	
NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE TRONDHEIM	TEGNING NR. 87.054 - 08	KARTBLAD NR. 1319 IV, 1320 II, III	

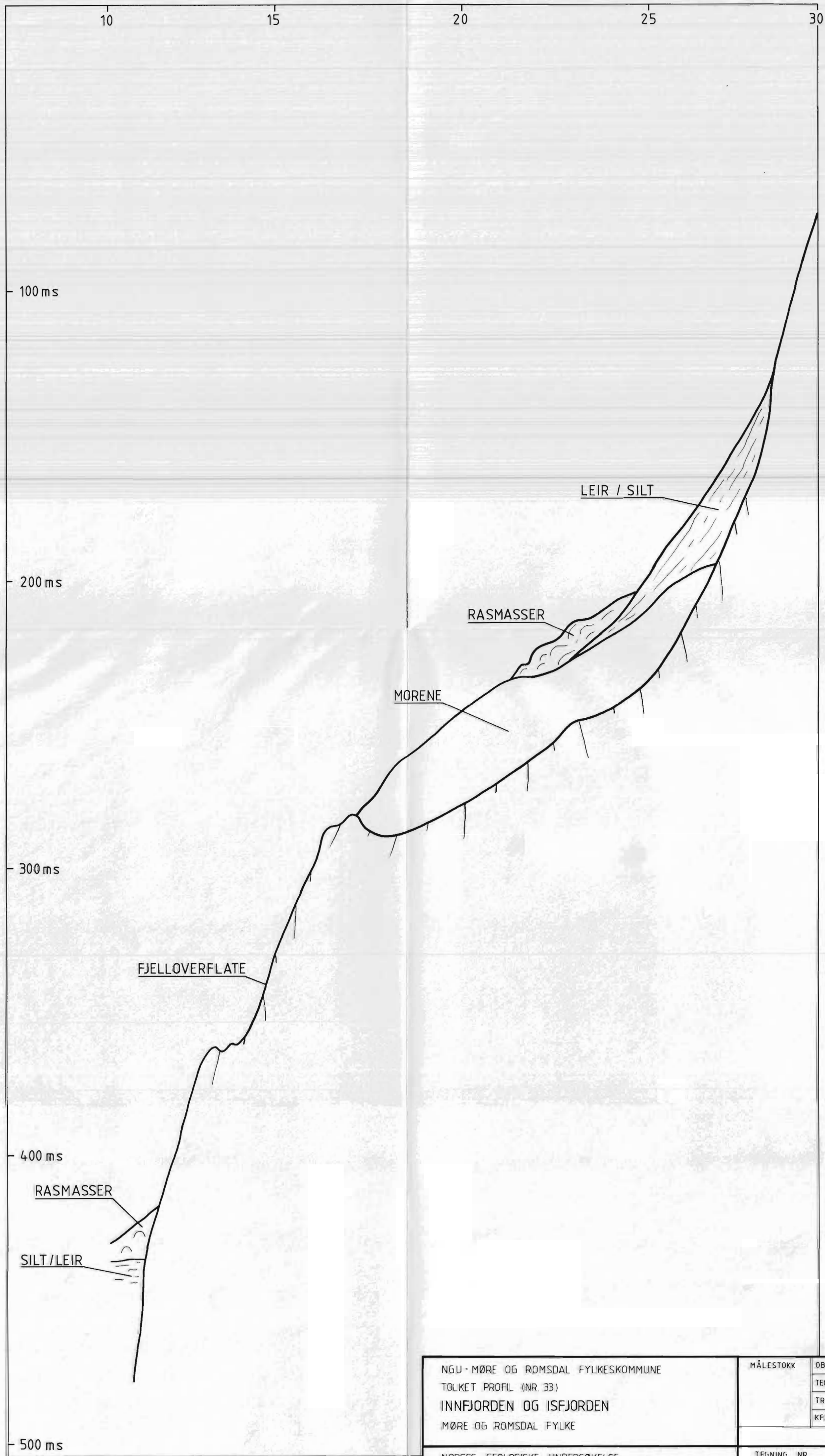


NGU - MØRE OG ROMSDAL FYLKESKOMMUNE
 TOLKET PROFIL (NR. 27)
 INNFJORDEN OG ISFJORDEN
 MØRE OG ROMSDAL FYLKE

MÅLESTOKK	OBS. OL	JULI 1986
	TEGN. EL	MARS 1987
	TRAC. IL	APRIL 1987
	KFR. <i>K. Bj.</i>	

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE
 TRONDHEIM

TEGNING NR.	KARTBLAD NR.
87.054-09	1319 IV, 1320 II, III



NGU - MØRE OG ROMSDAL FYLIKESKOMMUNE TØLKET PROFIL (NR. 33) INNFIJORDEN OG ISFIJORDEN MØRE OG ROMSDAL FYLKE	MÅLESTOKK	OBS. OL	JULI 1986
		TEGN. EL	MARS 1987
		TRAC. IL	MARS 1987
		KFR	K. Bj.
NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE TRONDHEIM	TEGNING NR. 87. 054 - 10	KARTBLAD NR. 1319 IV, 1320 II, III	