

Rapport 91.287

**Forprosjekt, neotektonikk langs Møre-
Trøndelag- forkastningssone,
Snåsavatnet-Sprova, Nord-Trøndelag.**

Rapport nr. 91.287		ISSN 0800-3416		Åpen/Forretnings	
Tittel: Forprosjekt, neotektonikk langs Møre-Trøndelagforkastningssone, Snåsavatnet-Sprova, Nord-Trøndelag					
Forfatter: Odleiv Olesen, Jan Reidar Skilbrei & Harald Sveian			Oppdragsgiver: NGU		
Fylke: Nord-Trøndelag			Kommune: Steinkjer		
Kartbladnavn (M. 1:250 000) Namsos			Kartbladnr. og -navn (M. 1:50 000) 1723 III Steinkjer		
Forekomstens navn og koordinater:			Sidetall: 16		Pris: 60,-
Feltarbeid utført: okt. 90 og mai 91		Rapportdato: 20.12.91		Prosjektnr.: 61.2509.38	
				Seksjonssjef: <i>Jan S. Reining</i>	
Sammendrag: <p>De siste årene er det rapportert unge bevegelser i berggrunnen langs forkastninger i Finnmark og på Sørvestlandet. Størrelsen på disse bevegelsene er 0.5 - 1 mm pr. år. Det er av interesse å finne ut om aktive forkastninger er begrenset til disse sørlige og nordlige områder av Norge eller om de også opptre i andre deler av landet. Renivellering av et presisjonsnivellement over Møre-Trøndelagforkastningssone fra Snåsavatnet til Sprova i Nord-Trøndelag ble derfor bestilt fra Statens kartverk og utført i oktober 1990 og mai 1991. Statens kartverk har bidratt med finansiering av renivelleringen slik at kostnadene er blitt redusert. Over forlengelsen av Verran-forkastningen som fortsetter gjennom Beitstad-fjorden, forbi sjøen Lømsen til Snåsavatnet, er det observert en liten endring i høyde av fastmerker, 0.16 mm pr. år. Denne endringen er ikke signifikant på 95 % nivå og er også betydelig mindre enn andre observerte unge bevegelser i Norge. Flybildestudier over Lømsenområdet har ikke resultert i noen konkret observasjon av landskapselementer som kan knyttes til neotektonikk. Høydedata for marin grense og feltobservasjoner av lagdelingen i 3 større grustak gir heller ingen indikasjoner. Man kan likevel ikke helt utelukke at unge bevegelser har funnet sted uten at sporene er tydelige i terrenget i dag. Basert på våre undersøkelser i Steinkjer-området og en studie av tilgjengelige data om landhevning i Norge vil vi anbefale NGU å konsentrere de neotektoniske studiene til Nordlandskysten, Nordvestlandet og Finnmark.</p>					
Emneord		Løsmasse			
Holocen		Forkastning			
Geofysikk				Fagrapport	

INNHOOLD

1. INNLEDNING	4
2. TIDLIGERE UNDERSØKELSER	4
3. MÅLET FOR FORPROSJEKTET	5
4. METODER OG UTFØRELSE	5
5. RESULTATER	5
5.1 Renivellering	5
5.2 Kwartærgeologiske studier	5
6. FRAMTIDIGE NEOTEKTONISKE UNDERSØKELSER	6
7. DISKUSJON OG KONKLUSJON	7
8. REFERANSER	8
9. LISTE OVER FIGURER	10
VEDLEGG. Vurdering av endringer i høydeforskjeller i Steinkjerområdet fra 1963 til 1990/91. (av Leif Grimstveit, SK)	18

1. INNLEDNING

De siste årene er det rapportert unge bevegelser langs flere forkastninger i Norge (Olesen 1988, Anundsen 1989). De mest aktive områdene synes å være Troms-Finnmark og Rogaland-Hordaland. I tre områder er det utført presisjonsnivelleringer av Statens kartverk som viser at forkastningene har vært aktive i løpet av de siste 4-20 år: Jæren og Sunnhordland i Sørvest-Norge (Anundsen 1989) og i Finnmark (Olesen o.a. i trykk, Skjøthaug 1991). Størrelsen på bevegelsene er 0.6 - 1 mm pr. år. I Laksefjord i Finnmark har Roberts (1991) observert en 58 mm forskyvning av et borhull i en veiskjæring som måtte ha funnet sted i løpet av en treårs periode.

På et geologisk møte i Stavanger i oktober 1990, "Post-Cretaceous uplift and sedimentation along the western Fennoscandian shield" ble det vist en stor interesse fra oljeselskapene for neotektonisk aktivitet langs kysten av Norge. Slike data vil gi en bedret forståelse av den tektoniske utviklingen på kontinentalsokkelen og kan ha betydning for planlegging av rørlednings-trasèer og fjordkryssinger i tunnel. På bakgrunn av dette vil det være viktig å finne ut om aktive forkastninger er begrenset til de sørlige og nordlige områder i Norge eller om de også opptrer i andre deler av landet.

Undersøkelsene av Anundsen (1989), Karpuz o.a. (1991), Olesen (1988) og Olesen o.a. (i trykk) viser at de aktive forkastningene opptrer langs eldre, regionale svakhetssoner, og at det opptrer jordskjelv i disse områdene. Det viktigste forkastningssystemet i Midt-Norge er Møre-Trøndelag-forkastningssonen. I den nordlige og sørlige avslutningen av denne forkastningen har det opptradd flere jordskjelv i de siste ti år (Bungum o. a. 1991). Dette er derfor områder hvor man kan forvente aktive forkastninger. Man bør imidlertid være klar over at man ikke kan dra motsatt konklusjon: at områder uten jordskjelv ikke kan ha aktive forkastninger. Langs deler av den aktive San Andreasforkastningen opptrer det f.eks. ikke jordskjelv til tross for en bevegelse langs denne forkastningen i størrelsesorden 10-20 mm pr. år (Hill o.a. 1990).

Beitstadfjord-Snåsavatn området pekte seg ut som et aktuelt område for nærmere undersøkelser. Statens kartverk har her et presisjons-nivellement fra 1963 som krysser både Hitra-Snåsa-forkastningen og Verranforkastningen. Berggrunnskart, kvartærgeologisk kart og helikoptermålinger forelå allerede for dette området. Det er tidligere også utført geofysiske bakkemålinger over Hitra-Snåsaforkastningen for å forsøke å lokalisere denne under marine avsetninger i Verrabotn og Steinkjer-Beitstadfjord-området. Imidlertid var sedimentene for tykke til at hovedforkastningen kunne påvises. Sideforkastninger kunne imidlertid detekteres (Fasteland & Skilbrei 1989).

En markert topografi med et høydeplatå på nordsiden av Hitra-Snåsa-forkastningen og et område med lavere åser, jordbruksland og fjorder på sørsiden (Fig. 1) er tegn som kan tyde på bevegelser de siste millioner år. En mulig modell er at Trondheimsfjord-Beitstadfjord-området utgjør en halvgraben som synker inn i forhold til Fosen-halvøya.

Grønlie o.a. (1991) har foreslått at NV-SØ-gående sprekker på Fosen kan være dannet i tilknytning til åpningen av Norskehavet i tertiær eller kvartær tid.

2. TIDLIGERE UNDERSØKELSER

Et kart over jordskjelvaktiviteten i området (Fig. 2) viser 6 jordskjelv (styrke 2-3 på Richters skala) i Inn-Trøndelag i tidsrommet 1980-1989 (Bungum o.a. 1991).

Måling av bergtrykks-spenninger (Fig. 3) viser at de er orientert forskjellig nord og sør for Trondheimsfjorden (Hanssen & Myrvang i trykk).

Trøndelag-området er foreslått av den norske Internasjonale Litofære Prosjekt (ILP) komiteen som et av fire prosjektområder de kommende årene. En eventuell oppfølging av forprosjektet ville kunne inngå i dette ILP-prosjektet. Det er allerede utført et dypseismisk profil gjennom området fra Storlien til Åfjord (Hurich o.a. 1988). Geofysisk kartlegging fra helikopter er også utført langs den nordlige delen av Møre-Trøndelag forkastningssonen (Fasteland & Skilbrei 1989). Området er også dekket med gravimetrisk målinger og detaljert petrofysikk de siste årene (Skilbrei

1988).

3. MÅLET FOR FORPROSJEKTET

- a) Undersøke om hovedforkastningene langs Møre-Trøndelag-forkastningssonen har vært aktiv de siste 27 årene i Beitstadfjord-Snåsavatn-området.
- b) Dersom det kan påvises en signifikant vertikal bevegelse, utarbeide en foreløpig analyse basert på tilgjengelige geologiske og geofysiske data. Deretter foreslå en plan for en multidisiplinær undersøkelse og analyse langs hele forkastningen.

4. METODER OG UTFØRELSE

Renivellering av presisjons-nivellemer vurderes for tiden å være den billigste og hurtigste metoden for å finne eventuelle aktive soner i berggrunnen. I oktober 1990 ble et 9 km langt profil nivellert fra Snåsavatnet til Hjellevatn. Etter dette arbeidet ble det besluttet å forlenge profilet med 10 km. Dette ble utført i mai 1991. Under renivelleringen oppsto det problemer fordi noen av fastmerkene fra 1963 var fjernet. Ti punkter langs et profil på 19 km ble imidlertid gjenfunnet og renivellert (Fig. 4). 5 km i den østlige enden av profilet kunne ikke benyttes til renivellering fordi fire fastpunkt var fjernet og ett var skadet. Nye fastpunkter ble imidlertid satt ned.

Studier av flyfoto er dessuten viktig for å kunne påvise eventuelle postglasiale forkastninger. Området rundt Lømsen ble studert. Observasjoner i grustak og eventuelle andre snitt gjennom glasiale avsetninger ble vurdert som en mulig måte å avsløre vertikale bevegelser på. Grustakene ble befart i november 1991. Eventuelle uregelmessige høydeobservasjoner av den marine grense ble vurdert som en interessant metode, og de foreliggende observasjoner ble gjennomgått.

5. RESULTATER

5.1 Renivellering

Langs en 1.7 km sone på nordsiden av sjøen Lømsen ble det observert en vertikal bevegelse på 4.6 mm som tilsvarer 0.16 mm pr. år. Vedlegg 1 (utarbeidet av Leif Grimstveit, Statens kartverk) og Fig. 5 viser resultatene fra målingene. Disse observerte endringer i høydene er betydelig mindre enn de som er observert i Finnmark og på Sørvestlandet: 0.6-1. mm pr. år (Anundsen 1989, Olesen o.a. i trykk). Statistisk analyse av resultatene langs profilet Snåsavatnet-Sprova viser også at de observerte endringene er for små til å være statistisk signifikante på 95 % nivå (vedlegg 1).

Renivelleringen resulterte i 9 høydeforskjeller, hvor det vestlige punktet med ett unntak lå lavere enn det østlige. De største observerte endringer i høydene av fastpunktene ble observert i Lømsen-området som ligger i forlengelsen av Verran-forkastningen. På begrunnsgeologisk kart Steinkjer i målestokk 1:50.000 finnes det dessuten en N-S gående forkastning gjennom Lømsen (Tietzch-Tyler & Roberts 1990). Flybilder ble derfor undersøkt for å finne eventuelle postglasiale forkastninger i dette området.

5.2 Kwartærgeologiske studier

På flybildene kunne man observere en rekke mindre svakhetssoner og sprekker i fjellgrunnen i tillegg til forkastningene som finnes på berggrunnskart i målestokk 1:50.000 (Tietzch-Tyler & Roberts 1990). Løsmasseoverflata ble studert i forlengelsen av forkastningene. Flere retninger kan observeres i fjellgrunnen: Tydeligst er de to retningene NØ-SV og N-S, men det fins også NV-SØ og NNØ-SSV gående sprekker.

Området er imidlertid ugunstig for sikker påvisning av unge bevegelser i berggrunnen. Spranghøyder på bare noen få meter kan vanskelig spores i dette terrenget med tykke marine sedimenter i lavlandet og bart fjell på høydene. De marine sedimentene ligger stort sett mye lavere enn den øvre marine grense og var derfor fjordbunn i 1000-4000 år etter at isen smeltet bort (tørrelagt mellom 9000 og 6000 år før nåtid). Spranghøyder som skyldes eventuelle tektoniske bevegelser før sedimentene ble hevet til tørt land, må man forvente ble utvisket av påfølgende strandprosesser. Spor av eventuelle bevegelser etter at sedimentene ble tørt land, kan også lett være utvisket av frost og jordsig. Høydeområdene har bart fjell hvor en lett kan se sprekkeretninger, men det er vanskelig å se om noen av sprekkekanalene kan ha vært i bevegelse etter siste istid. Det fins dessverre ikke noe moreneplatå slik man f.eks. har ved de påviste unge forkastningene på Finnmarksvidda. Dersom bevegelser har skjedd langs brattkanter akkurat i overgangen mellom sedimentene og bart fjell, vil de heller ikke være mulig å se på flybildene. Kalksteinen på østsida av Lømsen har betydelig granskog og her er det ikke mulig å se detaljer.

Noen av forkastningene/sprekkene ved Lømsen krysser eller peker mot isrand-avsetninger der det fins store grustak. Her skulle det være mulig å spore eventuelle vertikale bevegelser i form av forstyrrelser i sand- og gruslagene dersom grustakene ligger rett over forkastningene. Dette ble undersøkt i felt uten at det var mulig å påvise spor etter gjennomsettende bevegelser i lagene.

Høydedata for den marine grense (MG) i regionen ble gjennomgått. Det er ikke funnet klare indikasjoner på unge bevegelser i disse data. MG-observasjonene har vanligvis en usikkerhet på et par meter, og derfor kan en ikke helt utelukke at det har vært postglasiale bevegelser av denne størrelsesorden uten at vi greier å påvise det ved denne metoden.

6. FRAMTIDIGE NEOTEKTONISKE UNDERSØKELSER

For å kunne anbefale eventuelle neotektoniske studier i andre deler av Norge bør man studere tilgjengelige landhevingsdata i Norge av Sørensen o.a. (1987), Anundsen (1989), Bakkelid (1989, 1990). I tillegg til de tidligere nevnte områder på Sørvestlandet og i Finnmark finnes det et annet tydelig anomalt område, ved Dønna og Ranafjord på Helgelandskysten. Fra innmåling av rur- og tangrandmerker (Bakkelid 1990) viser tre punkt i Tomma-området landheving på 0.0 - 0.7 mm/år (Fig. 6) mens fire punkt i Meløy-Rødøy området, 80 km lenger nord langs kysten, viser landheving på 2.3-2.9 mm/år. Et punkt på Kleivhalsen som ligger mellom disse to områdene, har verdien 1.6 mm/år. I Velfjord og ved Tjøtta sør for Dønna-Ranafjord området viser landhevingen igjen "normale" verdier på henholdsvis 3.4 og 3.0 mm/år. Nordlandskysten er dessuten et av de mest aktive jordskjelv-områdene i Norge (Fig. 2). Grønlie (1923) har rapportert om mulige unge bevegelser i Høgtuva - Mo i Rana området. Grønlie (1923) konkluderte med at Høgtuva området har steget, men en alternativ forklaring er at området vest for Langvatnet (på nordsiden av Ranafjorden) kan ha sunket ned. Heltzen (1834) har malerisk beskrevet et større jordskjelv med flere etterfølgende skjelv i tiden 1819-1833:

"..... Man saae paa den blikstille Ranfiord Vandstraaler staae højt, som lægtmaster, og vandet steg op, skjønt Søen faldt, over sine højeste Floebredder. Nogle Steder sprudlede op en meget fin Sand, der synes at være hentet fra Iordens Indvolde, thi man har forgjeves søgt efter den. Fjeldene rystede saa stærkt at den forvittrede Stenmasse paa deres Toppe og fra deres Sider faldt ned med megen Brag og ligesom en Støvregn mod Solstraalene. Bækkene bleve plumrede med Leer og Iord. Iorden bævede saa stærkt at Menneskene, som vare ude paa Marken, kunne ej staae, da Knæerne ej ville bære dem."

Dette skjelvet som man antar hadde episenter i Lurøy-området, er beregnet til styrke 6 på Richters skala (Husebye o.a. 1978). Beskrivelsen av fin sand som pipler opp av bakken, er særlig interessant. Dette fenomenet tyder på at vannholdige sedimenter er blitt flytende pga. bevegelsene under jordskjelvet. Dette kan vanligvis observeres i områder med høy neotektonisk aktivitet, og kan kartlegges av kvartærgeologer som f.eks i Lansjärv-området i Nord-Sverige (Lagerbäck 1990).

Nordlandsryggen, som har vært hevet i Sen-tertiær tid (Muir Wood & Forsberg 1988, Riis pers. meddel. 1991) ligger utenfor Meløy-området (Fig. 7). Gabrielsen & Ramberg (1979) har relatert jordskjelv i området til et NNØ-SSV orientert forkastningssystem. Muir Wood (pers. meddel. 1991) har også observert skarpe topografiske lineamenter i Svartisen-Saltfjellet området som han mener kan representere postglasiale forkastninger.

Basert på våre undersøkelser i Steinkjer-området og en studie av tilgjengelige data om landhevning i Norge vil vi anbefale NGU å konsentrere de neotektoniske studiene til Nordlandskysten og Finnmark, der det synes mest sannsynlig at målbare bevegelser kan oppdages. Samtidig vil vi ikke utelukke at betydelig neotektonisk aktivitet kan påvises andre steder.

Kysten av Vestlandet er ved siden av Nordlandskysten det seismisk mest aktive området i Norge (Fig. 2 og Bungum o.a. 1991). På Sørvestlandet arbeider professor Karl Anundsen og professor Roy Gabrielsen fra Univ. i Bergen allerede med undersøkelser av neotektonisk aktivitet. På Møre, ved Breisunddjuvet mellom Hareidlandet og Ålesund, har Holtedahl (1959) rapportert forskyvninger av holocene strandflater. Fra undersøkelser av marine sedimenter fra interglasialer foreslår Mangerud o.a. (1981) og Sejrup (1987) 10-40 m neotektonisk heving av Vestlandet i løpet av 125.000 år. På grunnlag av dette ville også kysten av Nordvestlandet være interessant for undersøkelser i regi av NGU, f.eks. innenfor Midt-Norden prosjektet.

Vi anbefaler følgende undersøkelser på Nordlandskysten og på Nordvestlandet:

1. Flybildestudier for deteksjon av markerte topografiske lineamenter
2. Kwartærgeologisk kartlegging, spesielt med henblikk på eventuelle forskyvninger av marin grense eller andre kvartærgeologiske lag eller formelementer.
3. Utsetting av fastpunkter og nivellering ved hjelp av GPS (kan utføres av Seatex i Trondheim eller Statens kartverk i Hønefoss). Deteksjonsgrensen for eventuelle bevegelse er 5-10 mm for punkter med noen km avstand. Utviklingen av nye instrumenter medfører at denne grensen stadig reduseres. Fastpunktene kan settes ned av NGU, mens målingene fortrinnsvis gjøres av Seatex eller SK. Etter ca. 10 år kan eventuelle signifikante bevegelser detekteres. Innmåling av 7-8 punkter i et område med GPS vil koste i størrelsesorden kr 100.000,- inkludert reiser, oppholdsutgifter, måling, prosessering og rapportering (G.H. Mathisen pers. meddel. 1991). Denne innmålingen må altså utføres to ganger slik at totale kostnader blir ca. 200.000,-.
4. Undersøkelser av mulige aktive forkastninger med geofysiske og geologiske metoder.

I de innledende faser av undersøkelser bør punkt 1 og 2 gjennomføres.

Punkt 3 og 4 kan utføres i de mest interessante områdene fra de første undersøkelsene.

7. DISKUSJON OG KONKLUSJON

Over forlengelsen av Verran-forkastningen er det ved presisjonsnivellelement observert en liten endring i høyde av fastmerker, 0.16 mm pr. år. Denne endringen er ikke signifikant på 95 % nivå og er også betydelig mindre enn observerte bevegelser langs forkastninger i Finnmark og på Sørvestlandet. Gjentatte presisjonsnivellelement av Statens vegvesen over Nærøysundet på kysten av Nord-Trøndelag med ca. 12 års mellomrom har heller ikke gitt signifikante bevegelser (T. Thorsnes pers. meddel. 1991). Studier av flybilder over Lømsen-området hvor de største endringer er målt, er utført for om mulig å undersøke om det finnes spor av postglasiale forkastninger. Flybildestudiene har ikke resultert i noen konkret observasjon av landskapselementer som kan knyttes til neotektonikk. Man kan likevel ikke helt utelukke at bevegelser har funnet sted uten at sporene er tydelige i terrenget i dag. De utførte presisjons-nivellementene vil dessuten bare påvise vertikale bevegelser og ikke eventuelle horisontale forskyvninger langs forkastninger i det undersøkte området.

På grunnlag av arbeidet i denne rapporten vil vi anbefale NGU å konsentrere de neotektoniske studiene i første omgang til Nordlandskysten, Nordvestlandet og Finnmark. Ved eventuelle senere renivelleringer av lignende type som i Nord-Trøndelag bør det undersøkes hvor mange av de opprinnelige fastmerkene som fremdeles er intakte før renivelleringen begynner. Dersom et stort antall fastmerker er fjernet, noe som gjerne skjer ved større veitvidelser, reduseres nytten av slike renivelleringer betydelig. I fremtidige neotektoniske undersøkelser bør man også vurdere posisjonsbestemmelse av fastpunkter ved hjelp av GPS for å påvise eventuelle forskyvninger (både horisontale og vertikale, men nøyaktigheten vil være størst for horisontale bevegelser). Vi anbefaler videre at NGU tar kontakt med oljeindustrien for eventuell delfinansiering av slike undersøkelser.

8. REFERANSER

- Anundsen, K. 1989: Late Weichselian relative sea levels in southwest Norway: observed strandline tilts and neotectonic activity. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 111, 287-303.
- Bakkeliid, S. 1989: Innmåling av rur- og tangrandmerker i Finnmark. *Statens kartverk rapport 4/1989*, 31 s. + vedlegg.
- Bakkeliid, S. 1990: Innmåling av rur- og tangrandmerker i Nordland. *Statens kartverk rapport 3/1990*, 90 s. + vedlegg.
- Bungum, H., Alsaker, A., Kvamme, L.B. & Hansen, R.A. 1991: Seismicity and seismotectonics of Norway and nearby continental shelf areas. *Journal of Geophysical Research* 96, 2249-2265.
- Fasteland, F. & Skilbrei, J.R. 1989: Tolkning av helikoptergeofysikk, gravimetri og petrofysikk innenfor kartblad 1723 II Steinkjer, Nord-Trøndelag. *NGU rapport 89.158*. 31 s.
- Gabrielsen, R. & Ramberg, I. 1979: Tectonic analysis of the Meløy earthquake area based on Landsat lineament mapping. *Nor. Geol. Tidsskr.* 59, 183-187.
- Grimstveit, L. 1991: Vurdering av endringer i høydeforskjeller i Steinkjerområdet fra 1963 til 1990/91. *Statens kartverk*. 2 s.
- Grønlie, A., Nilsen, B. & Roberts, D. 1991: Brittle deformation history of fault rocks on the Fosen Peninsula, Trøndelag, Central Norway. *Nor. geol. unders.* 421, 39-57.
- Grønlie, O.T. 1923: Har Høgtuva steget i vor tid? *Naturen* 47, 139-141.
- Hanssen, T.H. & Myrvang, A. i trykk: Foreløpig kart over bergspenningsmålinger i Norge. *Inst. for geologi og bergteknikk, NTH*.
- Heltzen, I.A. 1834: Ranens Beskrivelse. (Opprinnelig håndskrevet manuskript trykt av *Rana museums- og historielag* i 1981). 290 s.
- Hill, D.P., Eaton, J.P. & Jones, L.M. 1990: Seismicity, 1980-86. I (R.E. Wallace, red.) "The San Andreas Fault System, California." *U.S. Geological Survey Professional Paper* 1515, 115-150.
- Holtedahl, H. 1959: Den norske strandflate med særlig henblikk på dens utvikling i kystområdene på Møre. *Norsk Geografisk Tidsskrift* 16, 285-305.
- Hurich, C.A., Palm, H., Dyrelius, D., Kristoffersen, Y., Wolff, F.C. & Roberts, D. 1988: Activation of Precambrian basement in the Scandinavian Caledonides: views from seismic reflection data. *Nor. geol. undrs. Special Publ.* 3, 66-69.
- Husebye, E.S., Bungum, H., Fyen, J. & Gøystdal, H. 1978: Earthquake activity in Fennoscandia between 1497 and 1975 and intraplate tectonics. *Norsk Geologisk Tidsskrift* 58, 51-68.
- Karpuz, M.R., Gabrielsen, R.H., Engell-Sørensen, L. & Anundsen, K. 1991: Seismotectonic significance of the 29 January 1989 Etne earthquake, SW Norway. *Terra Nova* 3, 540-549.
- Lagerbäck, R. 1990: Late Quaternary faulting and paleoseismicity in northern Fennoscandia, with particular reference to the Lansjärv area, northern Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 112, 333-354.
- Mangerud, J., Sønstegeard, E., Sejrup, H.P. & Haldorsen, S. 1981: A continuous Eemian-Early Weichselian sequence containing pollen and marine fossils at Fjøsanger, western Norway. *Boreas* 10, 137-208.

- Muir Wood, R. & Forsberg, C.F. 1988: Regional crustal movements on the Norwegian continental shelf. *ELOCS Report 1-3, NGI Rapport 515141-03*, 89 s.
- Olesen, O. 1988: The Stuoragurra Fault, evidence of neotectonics in the Precambrian of Finnmark, northern Norway. *Nor. Geol. Tidsskr.* 68, 107-118.
- Olesen, O., Henkel, H., Lile, O.B., Mauring, E., Rønning, J.S & Torsvik, T.H.: i trykk.: Neotectonics in the Precambrian of Finnmark, northern Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift* 72,
- Roberts, D., 1991. A contemporary small-scale thrust-fault near Lebesbye, Finnmark. *Norsk Geologisk Tidsskrift* 71, 117-120.
- Sejrup, H.P. 1987: Molluscan and foraminiferal biostratigraphy of an Eemian-Early Weichselian section on Karmøy, southwestern Norway. *Boreas* 16, 27-42.
- Skilbrei 1988: Geophysical interpretation of the Fosen-Namsos Western Gneiss region and northern part of the Trondheim Region Caledonides, Central Norway. *Nor. geol. undrs. Special Publ.* 3, 70-79.
- Skjøthaug, P. 1991: Renivellering av Stuoragurraforkastningen. *Statens kartverk rapport*.
- Sveian, H. 1988: STEINKJER 1723 III, kvartærgeologisk kart M 1:50.000. *Norges geologiske undersøkelse*, Trondheim.
- Sørensen, R., Bakkelid, S. & Torp, B. 1987: Land uplift. Scale 1 : 5 mill. *Statens kartverk, Hønefoss*.
- Tietzch-Tyler, D. & Roberts D. 1990: STEINKJER 1723 III, berggrunnsgeologisk kart M 1:50.000. *Norges geologiske undersøkelse*, Trondheim.

9. LISTE OVER FIGURER

Fig. 1. Topografi, Namdalen - indre Trondheimsfjord. Kartet er basert på digitale høydedata med 100x100 m celler fra Statens kartverk. Både Hitra-Snåsa- (H-S) og Verran- (V-V) forkastningene framtrer som tydelige lineamenter på dette kartet. Merk forskjellen i høyde over havet for områdene sør og nord for Trondheimsfjorden og Beitstadfjorden. Det renivellerte profilet fra Snåsavatnet til Sprova er vist med en sort linje.

Fig. 2. Jordskjelv i Midt-Norge, Nordland og tilgrensende områder (Bungum o.a. 1991). MTFZ - Møre-Trøndelag-forkastningssone.

Fig. 3. Kart over bergspenningsmålinger i Norge. (Hanssen & Myrvang i trykk).

Fig. 4. Plassering av renivellerte fastpunkter langs profilet Snåsavatnet-Sprova.

Fig. 5. Renivellering Snåsa - Sprova av Statens kartverk (se vedlegg 1). Endring i høyde av fastmerker relativt til fastmerke nr 40. "Normal landheving" fra Sørensen o.a. (1987) er også vist.

Fig. 6. Bestemmelse av nye landhevingsverdier fra vannstandsmålere og rur- og tangrandmerker i Nordland (Bakkelid 1990). Kartet er komplettert med nye målinger fra S. Bakkelid (pers. medd. 1991).

Fig. 7. Sen-tertiære inversjoner (hevninger), A-D, og sen-kvartære forkastninger, a-d, i det nordlige Fennoskandia (Muir Wood & Forsberg 1988).

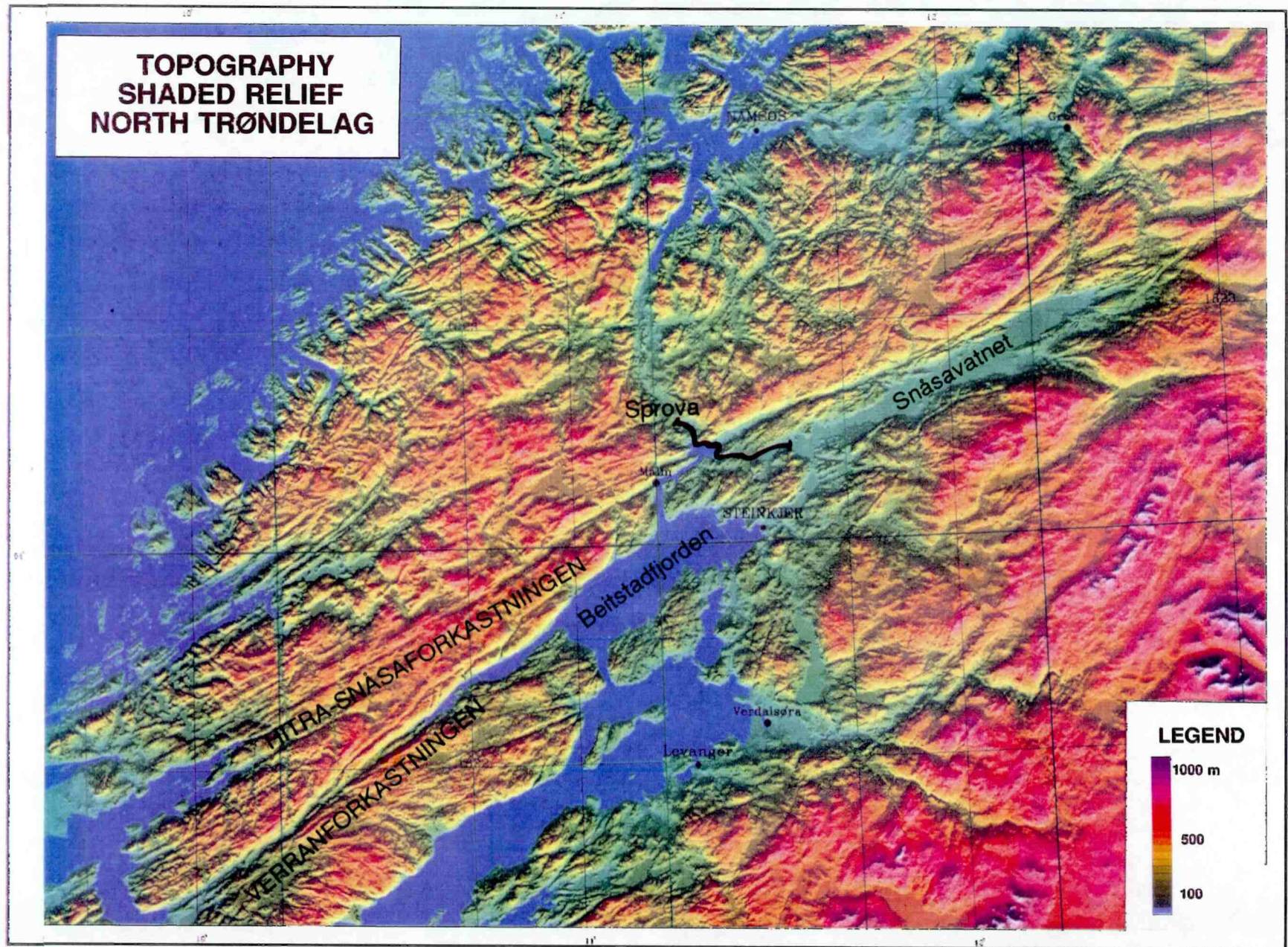


Fig. 1. Topografi, Namdalen - indre Trondheimsfjord. Kartet er basert på digitale høydedata med 100x100 m celler fra Statens kartverk. Både Hitra-Snåsa- og Verran-forkastningene framtrer som tydelige lineamenter på dette kartet. Merk forskjellen i høyde over havet for områdene sør og nord for Trondheimsfjorden og Beitstadfjorden. Det renivellerte profilet fra Snåsavatnet til Sprova er vist med en sort linje på kartet.

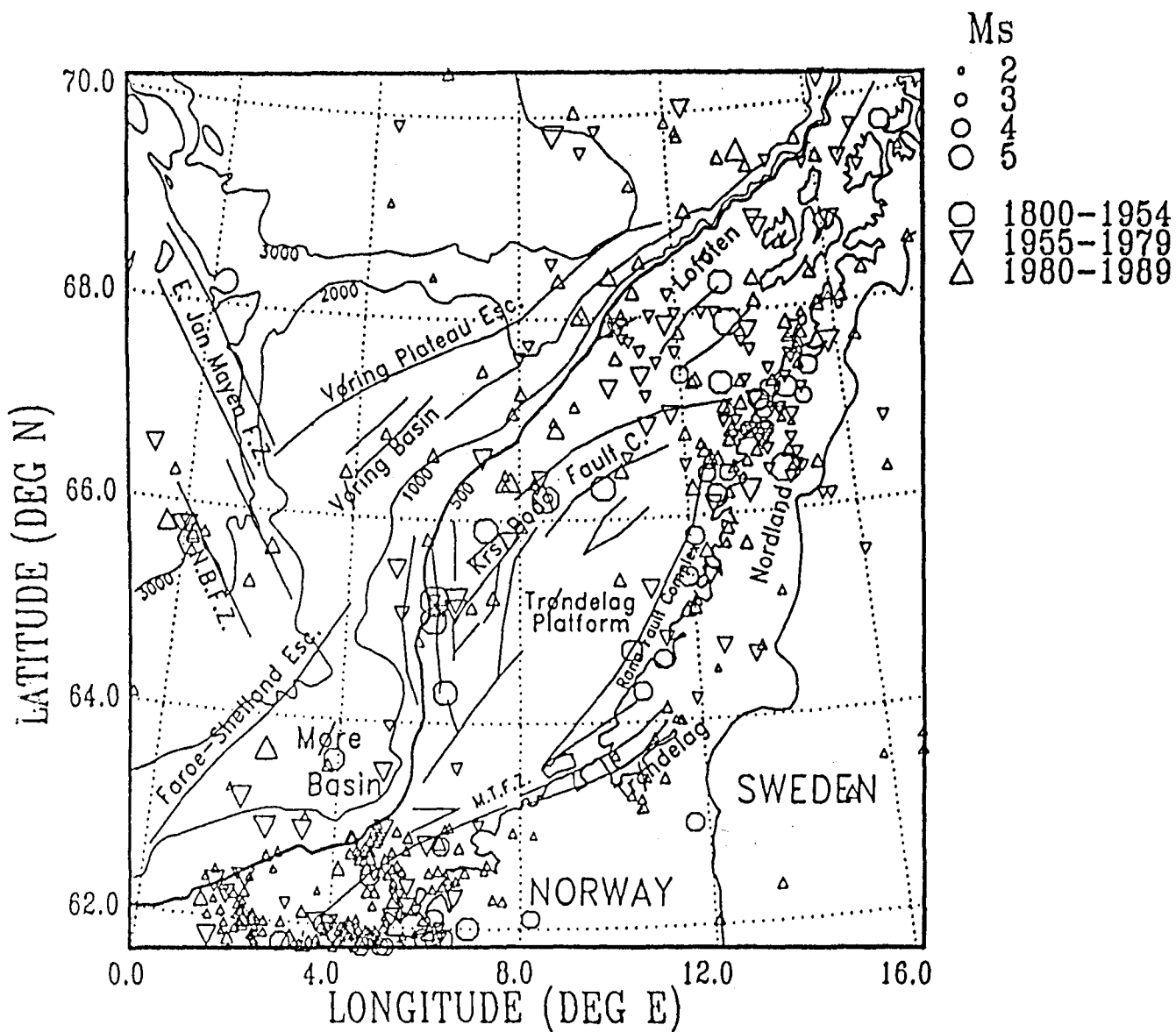


Fig. 2. Jordskjelv i Midt-Norge, Nordland og tilgrensede områder (Bungum o.a. 1991). MTFZ - Møre-Trøndelag-forkastningskompleks.

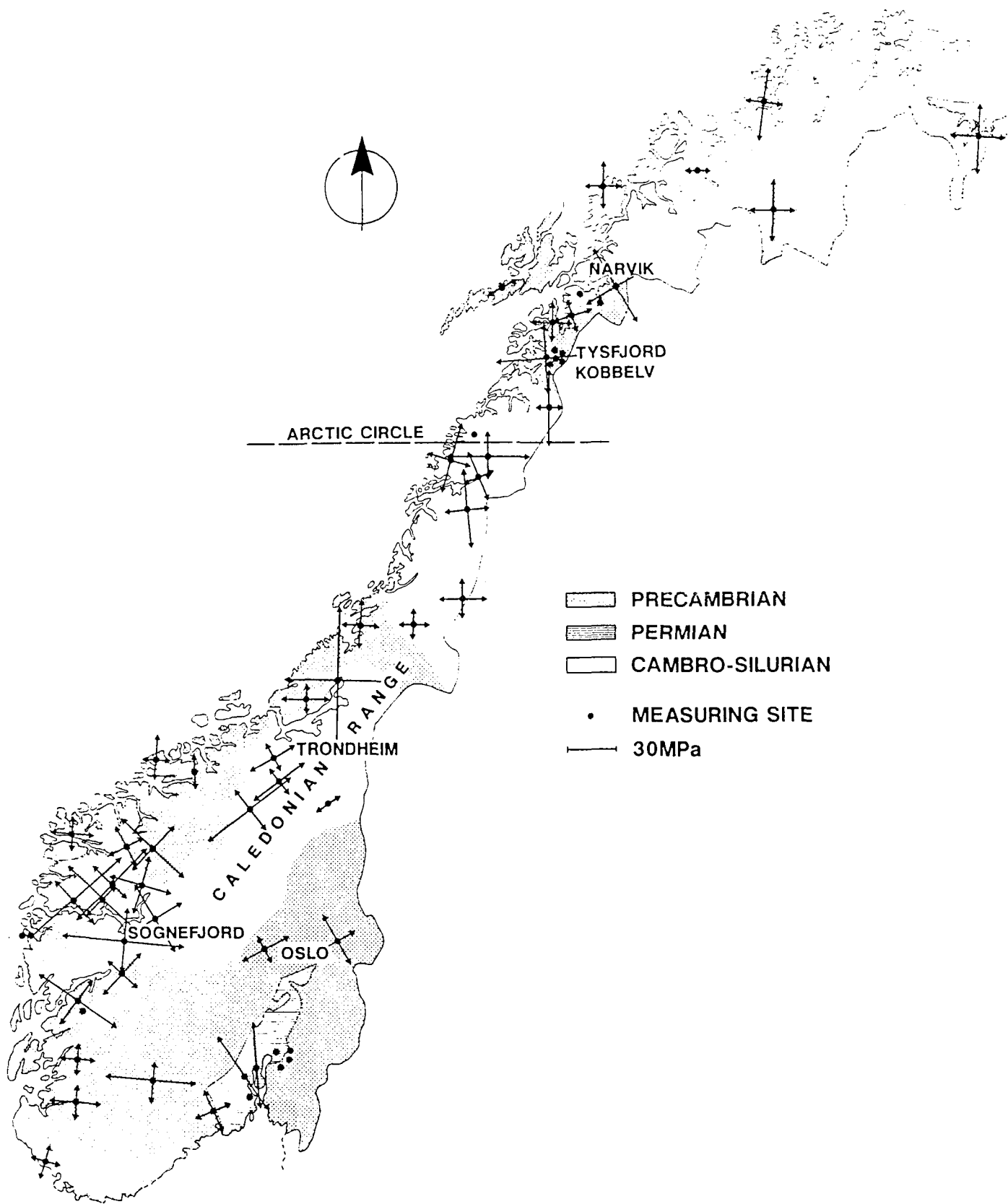


Fig. 3. Kart over bergspenningsmålinger i Norge. (Hanssen & Myrvang i trykk).

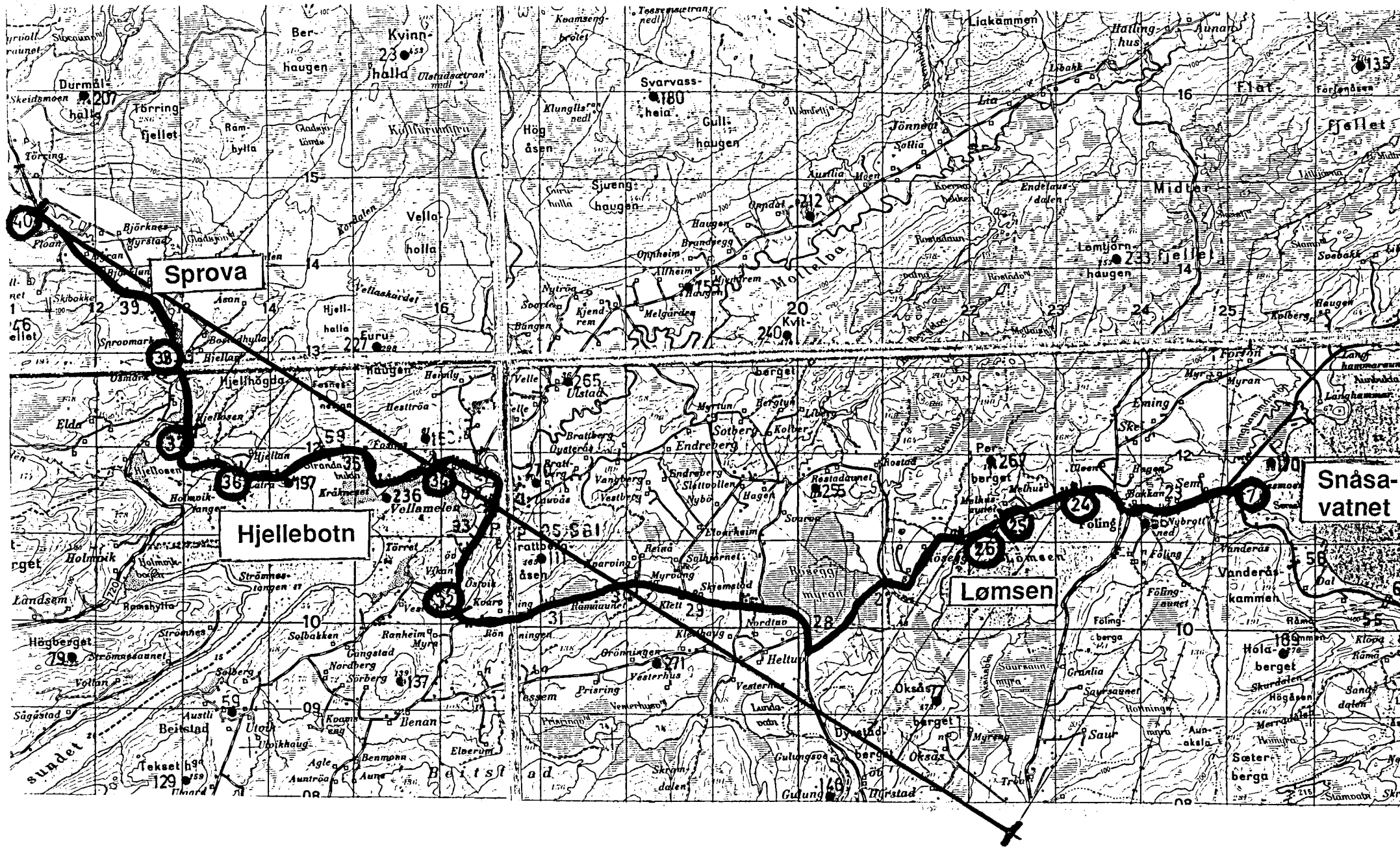


Fig. 4. Plassering av renivellerte fastpunkter langs profilet Snåsavatnet-Sprova. (Grimstveit 1991).

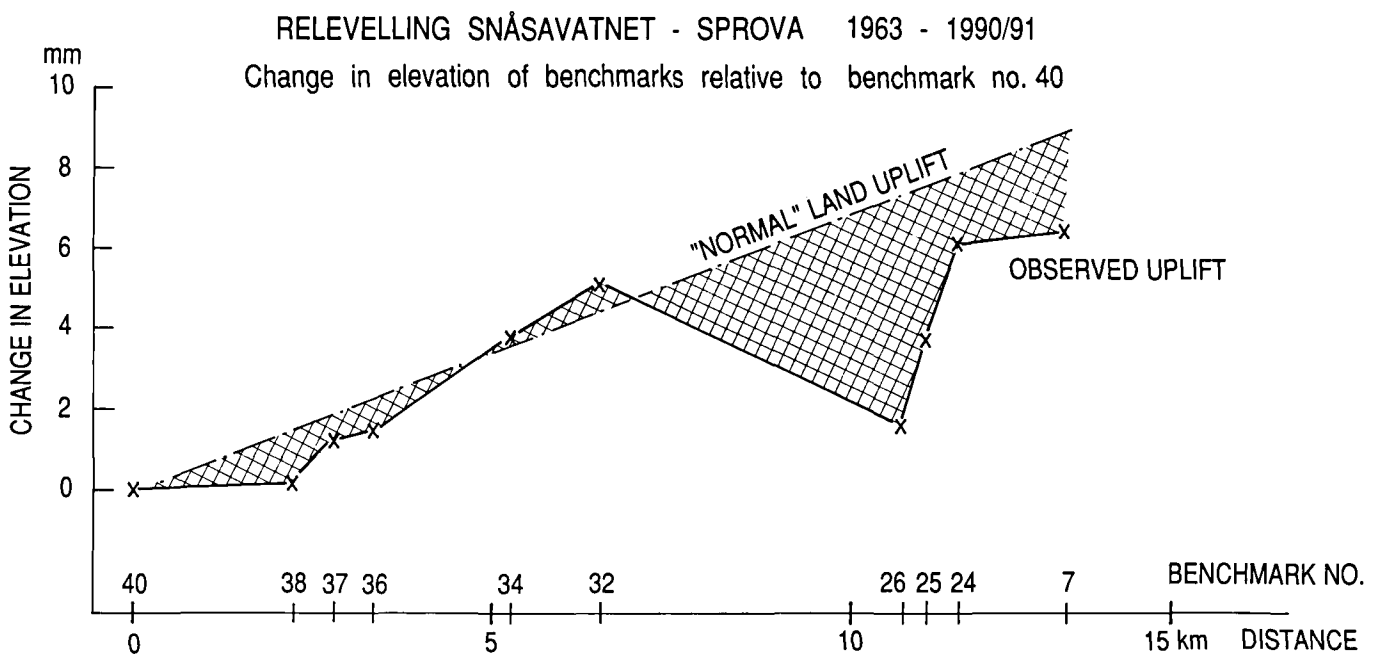


Fig. 5. Renivellering Snåsa - Sprova av Statens kartverk (se vedlegg 1). Endring i høyde av fastmerker relativt til fastmerke nr 40. "Normal landheving" fra Sørensen o.a. (1987) er også vist.

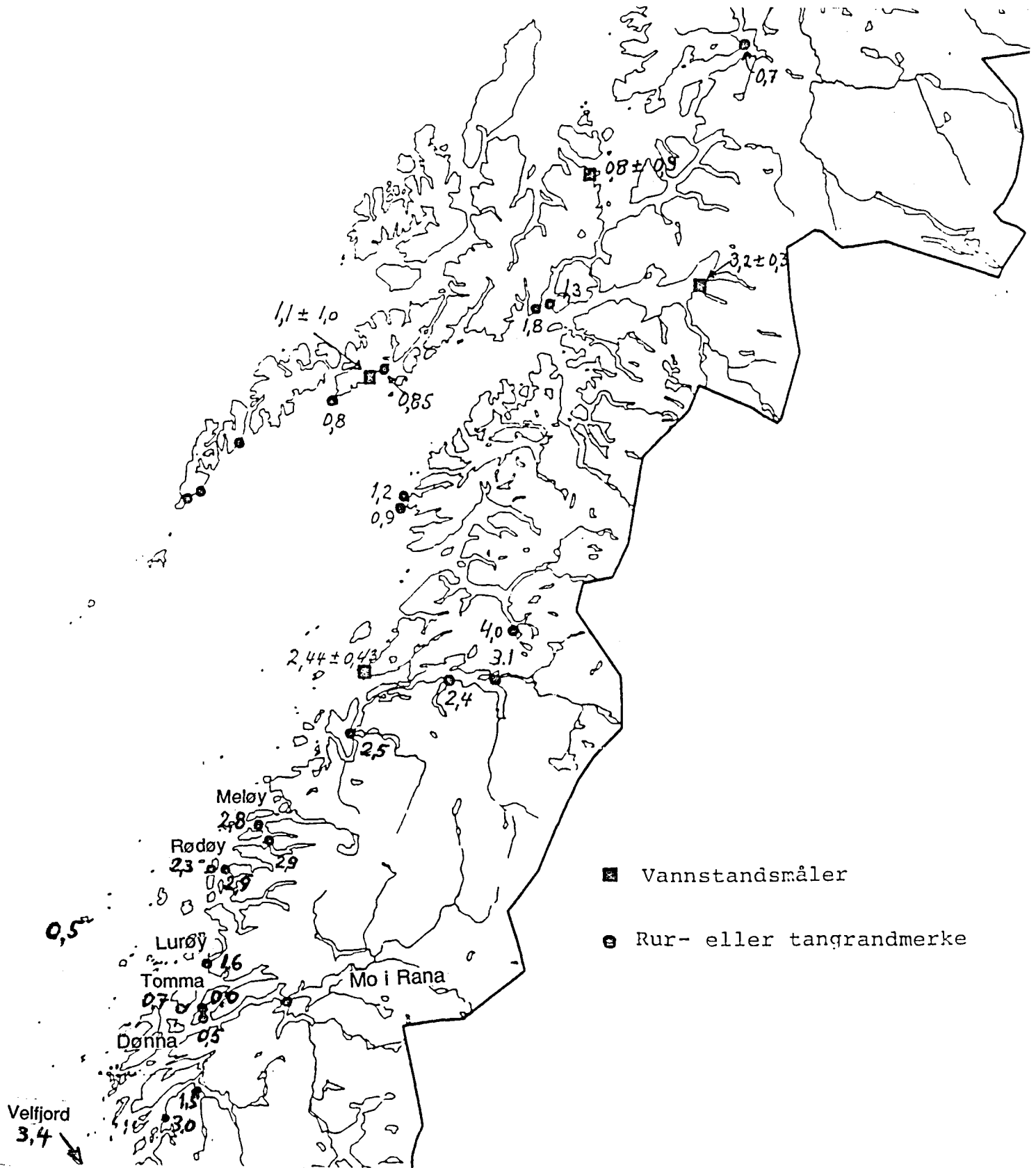


Fig. 6. Bestemmelse av nye landheavingsverdier fra vannstandsmålere og rur- og tangrandmerker i Nordland (Bakkeliid 1990). Kartet er komplettert med nye målinger fra S. Bakkeliid (pers. medd. 1991).

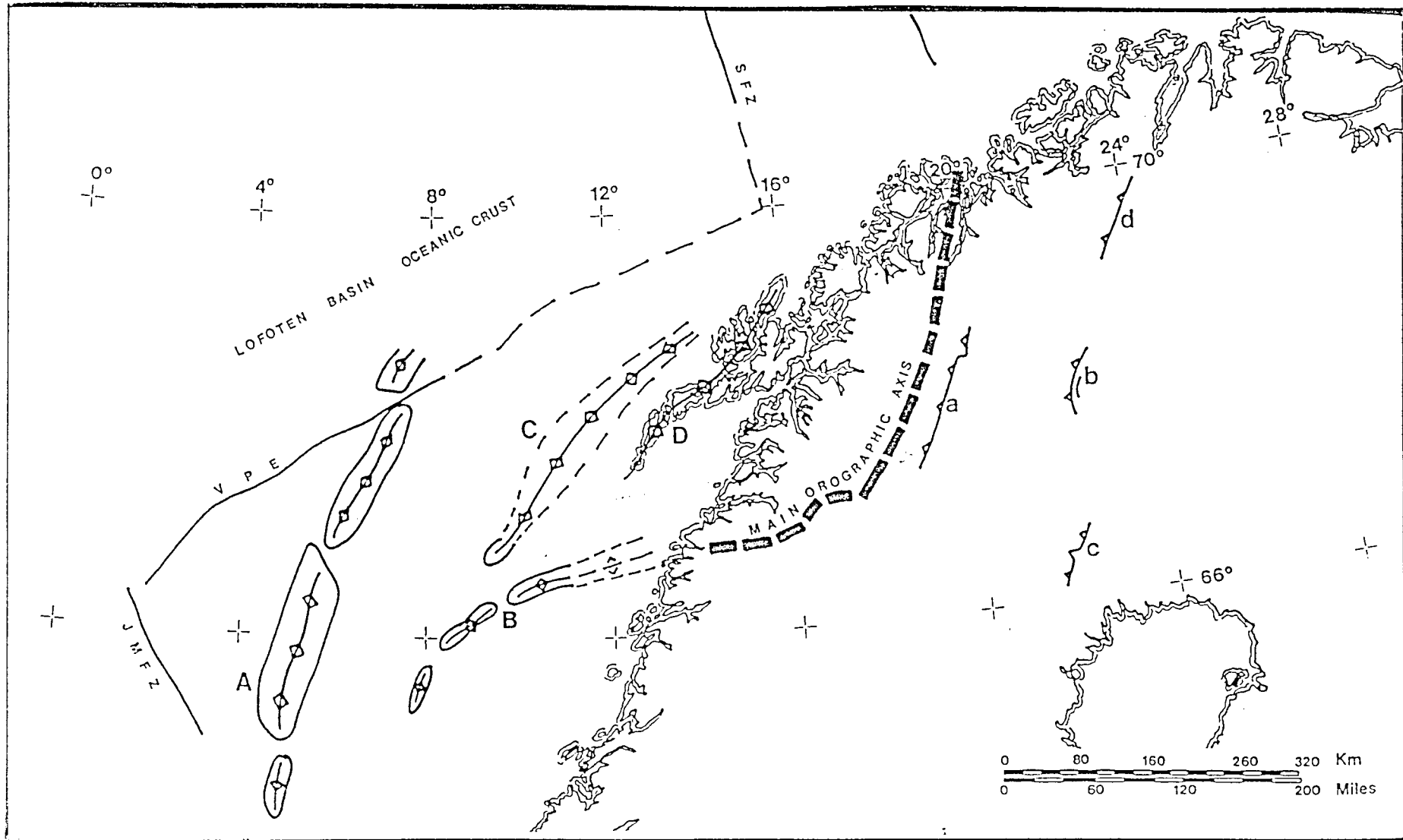


Fig. 7. Sen-tertiære inversjoner (hevninger), A-D, og sen-kvartære forkastninger, a-d, i det nordlige Fennoskandia (Muir Wood & Forsberg 1988).

Vedlegg

VURDERING AV ENDRINGER I HØYDEFORSKJELLER I STEINKJEROMRÅDET
FRA 1963 TIL 1990/91

(1) Fast- merke	(2) Nivellert avstand (km)	(3) Tilsynelatende endring i høydeforskjell (mm)	(4) Standard- avvik for endringen (mm)	(5) 95% konfidens- område for endringen (mm)	
				nedre grense	øvre grense
N07	2,3	-0,2	2,1	-4,4	+4,0
N24	1,0	-2,4	1,4	-5,2	+0,4
N25	0,7	-2,1	1,2	-4,4	+0,2
N26	6,8	+3,5	3,7	-3,7	+10,7
N32	2,9	-1,4	2,4	-6,1	+3,3
N34	2,5	-2,3	2,2	-6,7	+2,1
N36	1,2	-0,2	1,5	-3,2	+2,8
N37	1,0	-1,0	1,4	-3,8	+1,8
N38	1,8	-0,2	1,9	-3,9	+3,5
N40					

Spalte (3) i tabellen gir de tilsynelatende endringene i høydeforskjell fra 1963 til 1990/91, beregnet av presisjonsnivellement. Målingene er gjort i begge retninger mellom fastmerkene og korrigert for de systematiske feil vi har kjennskap til.

Endringene er imidlertid ikke feilfrie ("sanne"), fordi de er resultater av målinger som har små restfeil, forårsaket av atmosfæriske forstyrrelser, avlesningsusikkerheter m.v. Usikkerheten på en presisjonsnivellert høydeforskjell kan uttrykkes ved standardavviket, som erfaringsmessig er 1 mm • \sqrt{S} når det er nivellert fram og tilbake (såkalt dobbelt nivellement). S er strekningen det er nivellert over, i km. Målingene i 1990/91 kan antas uavhengige av dem i 1963, da finner vi standardavviket for endringene i høydeforskjell ved 1 mm • $\sqrt{2S}$. Disse er oppført i spalte (4), som da gir et begrep om hvor godt endringene er bestemt.

Videre antar vi at målingene er normalfordelte, erfaringen er at dette stemmer godt ved presisjonsnivellement. Da kan vi sette opp konfidensområdet for hver av endringene, se spalte (5). Vi velger konfidensnivå 0.95, dette betyr at intervallet fra nedre til øvre grense med 95% sannsynlighet inneholder den sanne verdien for endringen.

Alle konfidensområdene inneholder verdien 0,0 mm, dermed har vi ikke grunnlag for å hevde at noen av enkeltendringene er statistisk signifikante på 95%-nivå.

Som nevnt foran, er målingene korrigert for systematiske feil. Dette gjelder feilene ved selve nivellementet, vi har ikke tatt hensyn til f.eks. landhevning, som også er en systematisk innflytelse. I tabellen har vi arbeidet med den nullhypotese at det ikke har vært endringer i høydeforskjell. Det er lett å endre hypotesen til at endringene har vært så store som antatt landhevning tilsier, men da må en kjenne landhevningen noenlunde godt.

Statens kartverk, 15.10.91

Leif Grimstveit
Leif Grimstveit