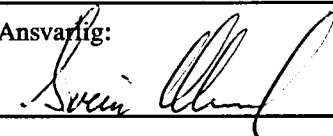


NGU Rapport 94.042

**Marmorforekomster i Midt-Norge:
Geologi, isotopgeokjemi og
industrimineralpotensiale**

Rapport nr. 94.042		ISSN 0800-3416	Gradering: Åpen	
Tittel: Marmorforekomster i Midt-Norge: Geologi, isotopgeokjemi og industrimineralpotensiale.				
Forfatter: R.G. Trønnes		Oppdragsgiver: NGU		
Fylke: Hovedsakelig Nord-Trøndelag. Dessuten Sør-Trøndelag, Møre og Romsdal og Nordland		Kommune:		
Kartbladnavn (M=1:250.000)		Kartbladnr. og -navn (M=1:50.000)		
Forekomstens navn og koordinater:		Sidetall: 53	Pris: 378,-	
		Kartbilag:		
Feltarbeid utført: 1992 og 1993	Rapportdato: April 1994	Prosjektnr.: 67.2509.46	Ansvarlig: 	
<p>Sammendrag:</p> <p>Marmorforekomster opptrer på 3 tektonostratigrafiske nivåer i Midt-Norge: Seve- og Köli-ekvivalente dekker i Øvre allokton samt Helgeland dekkekompleks i Øverste allokton. Amfibolittfacies Sevedekke-bergarter opptrer først og fremst som tynne isoklinalt innfoldete soner i Vestranden og omfatter amfibolitter, marmor, kalksilikatbergarter og glimmerskifer. Bergartene representerer den ytre delen av den passive Baltiske kontinentranden som ble subduert og metamorfosert i amfibolittfacies (og delvis eklogittfacies) for 500 Ma siden. Den Scandiske kontinentkollisjonen (430–420 Ma) resulterte i høytrykks-granulittfacies metamorfose i Roan-området og eklogittfacies metamorfose i Møre og Romsdal. Sevedekkesonene inneholder grovkornete og tildels rene og hvite marmor, ofte godt egnet som oppredningsråstoff for høyhvite fyllstoffer.</p> <p>Kölidekkene i Trondheimsfeltet og Grongfeltet består av Ordoviciske ofiolittfragmenter og metabasaltiske lagpakker overlappret av marmor samt sandstein, skifer og konglomerat, ofte av vukanoklastisk opprinnelse. Bergartene har gjennomgått grønnskiferfacies metamorfose og marmorene er finkornete og grålige, og egner seg som regel ikke som oppredningsråstoff for høyhvite fyllstoffer.</p> <p>Helgeland dekkekompleks består hovedsakelig av ulike høygrads gneisterreng overlappret kalkrike og hovedsakelig pelittiske metasedimenter og karbonater (mest amfibolittfacies). Dekker med Köli-lignende, ofiolitt-baserte sekvenser er imidlertid også representert.</p> <p>Sr- og C-isotopforholdene i karbonatene i Köli- og Seve-sekvensene overlapper, og tyder på avsetningsalder på 460–480 Ma (Köli) og 550–570 Ma (Seve). Isotopsignaturen til karbonatene i gneisterreng-sekvensene i Helgeland dekkekompleks er forskjellig fra Seve- og Köli-karbonatene og indikerer en avsetningsalder på 600–800 Ma.</p>				
Emneord: marmor	kalkspat	dolomitt		
mineralogi	avsetningsmiljø	isotopstratigrafi		
industrimineral				

INNLEDNING

NGU's samordnete geologiske undersøkelsesprogram for Nord-Trøndelag og Fosen tar sikte på å fremskaffe og sammenstille geologisk datagrunnlag og oversikter over ulike mineralske ressurstyper. Med utgangspunkt i arkivene til NGU og Statens Bergvesen sammenstilte Øvereng & Lund (1984) og Gautneb (1991) oversikter over forekomstene av industrimineraler i dette programområdet. Datasamlingen til Gautneb (1991) som ble utarbeidet i *dbase4/clipper4™*-format er nå overført til og supplert i NGU's *oracle™*-baserte database for industrimineraler. Av 145 registreringer i 1991 er det 87 karbonatforekomster (85 kalkspatmarmor og 3 dolomittmarmor) og 30 skiferforekomster. Den store andelen som karbonater utgjør av forekomstene i programområdet er også reflektert ved hele 12 forekomstbeskrivelser i perioden 1989–1991 (Øvereng, 1989a–e, 1990a–e, 1991; Gautneb, 1990; Øvereng & Gautneb, 1990).

Ingen av de nevnte sammenstillingene eller beskrivelsene av enkeltforekomstene behandler sammenhengene mellom det geologiske miljøet og marmorenes mineralogi, kjemi og petrologi på en systematisk og enhetlig måte. Sommeren 1992 ble det satt i gang et prosjekt for å fremskaffe mineralogiske samt mineral- og bergartskjemiske karbonatdata fra hele programområdet og sammenstille den tilgjengelige informasjonen i form av en oversikt som behandler forholdene mellom avsetningsmiljø, avsetningsalder, tektonostratigrafisk posisjon, metamorfosegrad og marmorenes mineralogiske og kjemiske sammensetning. For å spare tid og økonomiske ressurser, men likevel belyse sammenhengene mellom detaljerte forekomstdata og regionale overflatiske data, ble det foretatt relativt detaljerte studier av tre utvalgte forekomster/områder som ikke tidligere er detalj-rapportert og som representerer endel av variasjonen i hele programområdet. Disse tre detaljstudiene er rapportert separat (Trønnes, 1993a, 1993b og 1994). Den regionale prøvetakingen ble utvidet til enkelte utvalgte marmorforekomster i Nordland, Sør-Trøndelag og Møre og Romsdal for å få belyst variasjonene i karbonatutviklingen på de ulike tektonostratigrafiske nivåene Seve og Køli (best representert i Trøndelag og Møre og Romsdal) og Helgeland dekkekompleks (best representert i Nordland).

GEOLOGISKE PROVINSER OG TEKTONOSTRATIGRAFI

Fordelingen av de ulike dekkekompleksene innenfor programområdet Nord-Trøndelag og Fosen er vist i Figurene 1 og 2. Den nordøstgående Møre–Trøndelag forkastningssone deler det sørlige området i omtrent to like deler, med Trondheimsfeltet i sørøst og Vestranden i nordvest. Prekambriske underlagsgneiser (Parautokton) kommer til overflaten i to kulminasjoner: Tømmeråsvinduet (ca. 25 km øst for Steinkjer) og i Grong–Olden-kulminasjonen. Trondheimsfeltet i sørøst og Grongfeltet nord for Grong–Olden-kulminasjonen består hovedsakelig av Köli-ekvivalente dekkeenheter (Støren-, Trondheims-, Snåsa-, Bjørkvatn-, Orklump- og Gjersvikdekkene, se f.eks. Roberts, 1989) som for en stor del består av ulike ofiolittfragmenter med pålagrede sedimentære avsetninger (Sturt & Roberts, 1991). I

Trondheimsfeltet utgjør Guladekket den undre delen av Köli-komplekset og har et større innslag av metasedimentære bergarter enn de øvre delene av Köli. Guladekket er ikke behandlet i denne rapporten og alle referanser til Köli, Kölidekker og Köli-sekvenser er rettet mot den øvre delen av Köli-komplekset (over Guladekket). Direkte over de parautoktone gneisene i Tømmeråsvinduet og Grong–Olden-kulminasjonen ligger et gneiskompleks som tilhører Undre allokton. Enkelte steder er dette overlappet av kvartsitter og meta-arkoser innenfor Midtre allokton (Leksdal-, Särsv-, Dearka- eller Offerdaldekkene, Roberts, 1989). I Vestranden dominerer det Undre alloktone gneiskomplekset med isoklinalt innfoldete (se f.eks. Fig 3G) Sevedekke-bergarter. I den Vestlige Gneisregionen i Møre og Romsdal (sørvest for Trondheimsfeltet, utenfor Fig. 1 og 2) finnes også smale soner med innfoldete og sterkt deformerte og flattrykte deler av Midtre og Øvre allokton (Gee et al., 1985; Krill, 1985; Robinson, 1993). Marmorforekomstene ved Eide på Nordmøre har en usikker tektonostratigrafisk posisjon, og de kan høre til i enten Seve- eller Köli-sekvenser.

Karbonatbergarter er relativt utbredt i den øverste delen av den tektonostratigrafiske lagpakken, d.v.s. i Øvre allokton og i Øverste allokton (Fig. 1). Innenfor Øvre allokton er marmorert vanlige i Seve- og Köli-ekvivalente dekkeenheter, bortsett fra Gula-dekket som inneholder ubetydelige marmorforekomster. Den delen av Helgeland dekkekompleks som ligger innenfor Nord-Trøndelag består overveiende av granittiske intrusiver av Ordovicisk alder, og inneholder bare tynne og relativt urene marmorhorisonter nær kompleksets østgrense og ved fylkesgrensen i nordvest. I Nordland og Troms finnes imidlertid meget store marmorforekomster innenfor Øverste allokton.

METAMORFOSEGRAD OG STRUKTURELLE TREKK

Fig. 3 viser omtrentlig utbredelse av grønnskifer- og amfibolittfacies metamorfose i Nord-Trøndelag og Fosen. Den Scandiske (ca. 430–420 Ma) metamorfosegraden øker mot nordvest, og i Roan-området har bergartene i Undre allokton og innfoldet Seve-dekke gjennomgått høytrykks granulittfacies metamorfose (Dallmeyer et al. 1992). Det samme kystparallele mønsteret finnes også i den Vestlige Gneisregionen i Møre og Romsdal hvor eklogittfacies metamorfose er meget utbredt (Griffin et al. 1985). Den nordøstgående grensen mellom grønnskifer- og amfibolittfacies metamorfose nord for Trondheimsfjorden går inne i selve Vestranden. Köli-enhetene, de Parautoktone og Undre alloktone gneiskompleksene samt Midtre allokton har ikke gjennomgått høyere metamorfose enn grønnskiferfacies under den Scandiske orogenezen. Det regionale metamorfosemønsteret kompliseres ved at Gula- og Sevedekkene foreligger i amfibolittfacies selv sørøst for Vestranden. Sevedekkene representerer restene av den ytre delen av den tidlige, passive kontinentalmarginen til Baltica (Andreasson & Gee, 1989) som ble subduert og gjennomgikk amfibolittfacies-, og stedvis eklogittfacies-metamorfose i tidlig-Ordovicium (ca. 500 Ma, Dallmeyer & Gee, 1986; Mørk et al. 1988).

Det regionale metamorfe mønsteret gjenspeiler seg i marmorforekomstene ved varierende grad av omkrystallisering og ved variasjoner i silikatmineralogien. En viktig faktor er også innholdet av organisk materiale som gir noen av marmorene med lavest metamorfosegrad en mørk grå farge.

Siden marmorlagene er mekanisk mindre kompetente enn de omgivende silikatbergartene har de ofte flytt plastisk under deformasjon. I flere tilfeller har tektonisk fortykning funnet sted i nærheten av foldeombøyninger. Et av de beste eksemplene på slik flytning er i en F3-foldeombøyning ved Konradtjønnna i Geitfjellet–Bukkafjellet vest for Formofoss (Winge, 1989; Trønnes, 1993a). Skyvesoner er ofte lokalisert til marmorhorisonter (Trønnes, 1994).

KARBONATENES AVSETNINGSMILJØ OG STRATIGRAFISKE POSISJON

Fig. 4 (A–Y) er geologiske kartutsnitt av områder med marmorforekomster som er inkludert i det regionale prøvetakingsprogrammet. Geologiske oversikter og prøvelokaliteter i områdene Geitfjellet–Bukkafjellet, Ytterøya, og Huddingsvatnet–Leipikdalen er presentert i Trønnes (1993a, 1993b og 1994), og er utelatt fra Fig. 4.

Helgeland dekkekompleks – Øverste allokton

Dekkekompleksene innenfor Øverste allokton i Nordland er dominert av mektige lagpakker med klastiske metasedimenter og karbonater (f. eks. Sigmond et al. 1984). De ulike dekkeenhetene innenfor Helgeland dekkekompleks er av to typer (flere referanser i Thorsnes & Løseth, 1991):

1. Dekker med høy-grads gneisterreng (delvis migmatittisk) og tilknyttede kalkrike og hovedsakelig pelittiske metasedimenter og karbonater.
2. Dekker med mafiske og ultramafiske bergarter (ofiolitter/øybuer) ukonformt overlagret av konglomerater, skifre, metasandsteiner og marmor.

Isotopsammensetningen av Sr og C i karbonatene fra Elsfjordområdet og fra Brønnøysund–Velfjordområdet (se nedenfor) tyder på at karbonatene i dekketerrengene 1 og 2 har henholdsvis sen-Prekambriske (600–800 Ma) og midt-Ordovisiske (460–480 Ma) avsetningsaldre. I Fig. 4 A og B er det ikke skilt mellom disse to typene av dekketerreng, men C-isotopkjemien sammenholdt med Thorsnes & Løseth (1991) indikerer at prøvene El-1, El-2, Ve-3, Ve-4, Ve-5, Ve-6 og Km-12 (Fig. 4C) er fra dekketerreng av type 1 og prøvene Ve-1 og Br-2 er fra dekketerreng av type 2.

Köli-ekvivalente dekker

Grønnskiferfacies ofiolitt- og øybuefragmenter i form av vulkanitter, gangkomplekser, subvulkanske intrusjoner og fossile magmakamre med (meta)basaltisk kjemi er hovedkomponenter i de Köli-ekvivalente dekkeenhetene i Trøndelag (e.g. Furnes et al. 1985; Pedersen et al., 1992). U-Pb-dateringer av zirkon fra ulike magmatiske bergarter viser at at

ofiolitt- og øybuedannelsen foregikk hovedsakelig i tidlig-Ordovicium (480–500 Ma), men at marginalbasseng-type ofiolittfragmenter også ble dannet i sen-Ordovicium (443–437 Ma, Pedersen et al. 1991, 1992). Karbonater (og kasticke sedimenter) er ofte avsatt direkte på (men som regel ukonformt) eller like over de metavulkanske bergartene, og i flere områder er det en stratigrafisk vekselagring mellom basaltiske eller andesittiske vulkanitter og karbonater. Avsetningen av karbonatene har trolig foregått både før, under og etter obduksjonsprosessene. Faunautviklingen tyder på at de obduserte øybuene var aktive nær det Laurentiske kontinentet og at de ble obdusert på kontinentranden til Laurentia [Pedersen et al. (1992); andre forfattere, f.eks. Sturt & Roberts (1991) er imidlertid ikke enige i denne tolkningen]. Under avsetningen av karbonatene (ca. 470 Ma) var Iapetus-randen av Laurentia/Grønland nær ekvator, mens Iapetus-randen av Baltica var ved ca. 40°S og vendt halvt bort fra Grønland-marginen (Torsvik et. al. 1992). Under dannelsen av den yngre kaledonske ofiolitt-generasjonen (ca 440 Ma), som er karakterisert strukturelt og petrokjemisk ved riftaktivitet på landsiden av en aktiv kontinentmargin/øybue, var Iapetus-marginen av Baltica parallell med og nesten inntil Iapetus-marginen av Grønland/Laurentia.

Karbonater ligger i direkte kontakt med basaltiske metavulkanitter i 9 av de 12 prøvetatte Køli-sekvensene som er presentert i denne rapporten [Fig. 4 H (prøve ÅV-2), K, N (lokalt skyveplan langs kontakten), P, S, T, V, Trønnes (1993b) samt Trønnes (1994)] I 2 av de 3 øvrige sekvensene (Fig. 4 R og U) er det kun et polymikt konglomeratlag (grønnsteinskonglomerat) som skiller marmoren fra den underliggende metavulkanittenheten.

I den siste sekvensen (Fig. 4X) er Hølonakalken skilt fra den underliggende Støren grønnsteinsenheten ved en klastisk sedimentenhet (grågrønn sandstein og leirskifer, og stedvis også et grønnsteinskonglomerat). Hølonakalken er delvis intrudert av, og delvis vekselagret med og overlappet av, den praktisk talt samtidige Hølonda-andesitten. Sill-intrusjoner og magmatisk breksje-dannelse er vanlig. Bruton & Bockelie (1979a) beskriver avsetningsmiljøet for kalken som revstrukturer i tilknytning til gruntvannsområder rundt vulkanske øyer.

I 11 av de 12 presenterte Køli-sekvensene ligger marmorene stratigrafisk over grønnsteinsenhetene. Den eneste sekvensen hvor grønnstein ser ut til å ligge over marmor er vist i Fig. 4P. Roberts (1982) påpeker at selv om Snåsakalken ligger under Snåsagrønnsteinen ved den nordøstlige enden av Snåsavatnet, er det raske facies-forandringer mellom de to enhetene. I et område ved sørvestenden av Snåsavatn utgjør den fossilførende kalken omtrent hele den ca. 2 km mektige Snåsaformasjonen med kun enkelte tynne innlagrede grønnsteinslinser (Tietzsch-Tyler & Roberts, 1990). I følge Roberts (1982) viser fossilene i Snåsakalken (hovedsakelig gastropoder, se Roberts, 1980) store likheter med fossilene som opptrer i Skjølbergkalken (øvre Arenig–Llandvirn, Bruton & Bockelie, 1979b). Den undre del av Snåsagrønnsteinen som er i kontakt med Snåsakalken har også fellestrekk med den tilsvarende grønnsteinen på Smøla i form av kalk-alkalin kjemi (Roberts 1980, 1982; Roberts et al. 1984). Det er derfor trolig at karbonatene langs Snåsavatn og på Smøla ble avsatt som revstrukturer og karbonatbanker langs

aktive vulkanske øybuer. De kalkalkaline metavulkanittene ved Snåsavatn er direkte overlagret (uten noe synlig brudd) av metabasalter med havbunnsbasalt-kjemi, noe som tyder på at deler av øybuene ble brutt opp og erstattet av oseaniske spredningsakser i marginalbassenger (Roberts, 1982).

Roberts et al. (1984) skiller mellom minst 2 ulike alderstyper av ofiolitt- og grønnsteinskomplekser med overlagrede karbonater i de sentrale delene av Trondheimsfeltet. Løkken-Grefstadvjell- og Vassfjellet-ofiolittene er dannet før sen-Arenig (> 470 Ma). Grønnsteinsekvensene og de overlagrede karbonatene ved Tromsdalen, Inderøya, Levanger og Ytterøya (Størenggruppe-ekvivalenter, Fig. 4 R, S, T; Trønnes, 1993b) hører trolig til i denne aldersgruppen. Hølundakalken (Undre Hovingruppe), Snåsakalken og Skjølbergkalken på Smøla har midt-Ordoviciske fossiler (sen-Arenig – tidlig-Llandvirm, ca. 470 Ma) og er nært knyttet til kalkalkalin øybuevulkanisme. Grønnsteinsekvensene ved Frosta (Fig. 4U), Forbordfjell (Fig. 4V) og Jonsvatnet og den øvre grønnsteinen ved Snåsavatnet ser ut til å være dannet ved havbunnsbredning i nydannete marginalbassenger innenfor øybue-komplekset og er av midt-Llandvirm – Caradoc alder (465–450 Ma).

Seve-ekvivalente dekker

(I Nord-Trøndelag, d.v.s. i Levanger–Steinkjer-området, brukes også navnet Skjøtingedekket)

I motsetning til de relativt lite deformerte og lavmetamorfe (grønnskiferfacies) Köli-bergartene, er Seve-bergartene for en stor del sterkt deformert og metamorfosert i amfibolitt- til granulittfacies. Primære avsetningstrekk er derfor vanskelige å gjenkjenne, og den regionale tektonostratigrafiske korrelasjonen med kjerneområdet for Sevedekket langs den østlige delen av Kaledonidene i Sverige er ikke uten problemer og usikkerheter. Usikkerhetene blir gradvis større mot de sterkt deformerte tynne sonene av amfibolitt, kalksilikatgneis, marmor og glimmerskifer som er isoklinalt innfoldet i migmatittiske underlagsgneiser i Vestranden og den Vestlige Gneisregionen.

I denne rapporten er marmor-, amfibolitt- og eklogittforekomstene ved Eide på Nordmøre (Fig. 4Y) forsøksvis tilordnet Sevedekket. De siste årenes kartlegging av Robinson (1993) langs Surnadal–Molde–Vigra-synklinalen viser at suprakrustalkomplekset i Eide-området muligens kan representere en Köli-enhet. Amfibolittfacies-bergartene med marmorforekomster ved Kjennaråsen, 7–8 km sør for Formofoss, er også forsøksvis tilordnet Sevedekket. Roberts (1987) har delt dette komplekset i en amfibolittsone tilordnet Skjøtingedekket (Seve), en glimmerskifer tilordnet Guladdekket, og et amfibolitt-marmorkompleks tilordnet Kölidekket. Ytterligere feltstudier vil bli foretatt for å få avklart den tektonostratigrafiske stillingen til dette området.

Også i de Sevedekke-korrelerte karbonatsekvensene er marmorene oftest i direkte kontakt med basaltiske metavulkanitter. Amfibolitter og eklogitter opptrer i direkte kontakt med marmorene i 8 av de 11 Seve-sekvensene som er presentert (Fig. 4 F, G, H, L, M, O, Y og Trønnes, 1993a). I

de 3 andre sekvensene, fra det aller nordligste området som er prøvetatt i Nord-Trøndelag, opptrer karbonatene i direkte eller nær tilknytning til kalksilikatbergarter (Fig. 4 C, D og E). I Follafjorden–Kongsmoen-området (Fig. 4C) er karbonatene også i kontakt med betydelige avsetninger av glimmerskifer. Kalksilikatene representerer trolig urene karbonater og kalkholdige klastiske sedimenter (pelitter og psamitter), og likheten med den litologiske sammensetningen av det øverste dekkekomplekset i Nordland er derfor stor.

De lokal-stratigrafiske forholdene er usikre p.g.a. den sterke deformasjonen, men i de fleste tilfellene ser det ut til at karbonatene overlager amfibolittene. Bergartene i Sevedekket antas å stamme fra den ytre delen av den tidlige, passive kontinentalmarginen til Baltica (Andreasson & Gee, 1989). Gneisflakene i Undre Allokton og de arkosiske sandsteinene i Midtre allokton representerer de indre delene av denne kontinentranden. Bergartene i Sevedekket ble subduert og metamorfosert, tildels i eklogittfacies, i tidlig-Ordovicium (ca. 500 Ma, Dallmeyer & Gee, 1986; Mørk et al. 1988).

MINERALOGI, MINERAL- OG BERGARTSKJEMI

Prøvetaking og -behandling

Marmorene ble prøvetatt med 2–4 håndstykker fra hver lokalitet, og forvitret materiale, vegetasjon og jordrester ble omhyggelig fjernet (ved saging). Representative prøvestykker ble grovknust, homogenisert, splittet og finmalt til analyse-pulver i en agat-foret mølle. Polerte tynnslip av prøvene ble undersøkt ved polarisasjonsmikroskopi, sveipende elektronmikroskopi (avbildning av tilbakespredt elektronintensitet) og elektronmikrosonde-røntgenfluorescensspektrometri. De analytiske metodene for og resultatene av mineral- og bergartsanalysene er gitt i Tabellene 1–3, og de viktigste mineralogiske og bergartskjemiske trekk er vist i Figurene 5–9.

Mineralogi

Marmorene har sterkt varierende utseende, og beskrivelser fra enkeltområdene er gitt av Bruton & Bockelie (1979a), Gautneb (1990), Reksten (1985), Trønnes (1993a, 1993b, 1994), Øvereng (1989a–e, 1990a–e, 1991) og Øvereng & Gautneb (1990). Farge, kornstørrelse og mineralsammensetning er for en stor del knyttet til metamorf tilstand. Grovkornete og til dels høyhvite marmor er vanlige i amfibolittfaciesbergartene, mens finkornete og stedvis mørkegrå og gråblå marmor opptrer i områder med lavere metamorfosegrad. De dolomitt-dominerte marmorene har ofte et mer grålig og matt utseende enn kalkspatmarmor av tilsvarende renhet og metamorfosegrad. Dette kommer til uttrykk mikroskopisk ved at kalkspatkrystallene er klare og lett gjennomskinnelige, mens dolomittkrystallene er uklare.

Teksturen er oftest granulær og allotriomorf, og gjennomsnittlig kornstørrelse varierer for det meste mellom 0.05 og 5 mm. I Visnes-området (Eide på Nordmøre, Fig. 4Y) opptrer dm-store kalkspatkrystaller. Bimodal kornstørrelsesfordeling er vanlig med kalkspatkorn på 0.5–0.8 mm omgitt av en grunnmasekalkspat med kornstørrelse på 0.05–0.08 mm (Trønnnes, 1993b). Marmorene er ofte lagdelte eller finlaminerte (0.2 mm – 10 cm skala), med gråe, hvite, røde og grønne bånd. I noen marmorert veksler dolomitt-dominerte, finkornete (0.02–0.05 mm) lameller rike på grafitt eller organisk materiale med mer grovkornete (0.2 mm) kalkspat-dominerte lag (f.eks. Trønnnes, 1994). Noen marmorteksturer er karakterisert av plastisk deformasjon og flytning, med bøyde tvillinglameller i kalkspaten (Trønnnes, 1993b). Reinsbakken & Stephens (1986) beskriver en finlaminert marmortype ved Huddingsvatnet som laminert karbonatmylonitt (deres lokalitet 4.2).

Fig. 5 viser noen karakteristiske trekk ved marmormineralogien. Kalkspat er det dominerende karbonatmineralet, og dolomitt opptrer bare i marmorert med mer enn 1–1.5 vekt% MgO. Muskovitt (lys glimmer) og kvarts er de dominerende silikatmineralene i dolomitt-frie kalkspatmarmorert med overskudd av Si, Al og K. I dolomittførende marmorert med Si-overskudd opptrer talk, tremolitt og diopsid i rekkefølge av økende metamorfosegrad (Fig. 10), og flogopitt er som regel et ledsagende K-mineral. Forsteritt er ikke observert i denne undersøkelsen. Ortoklas og albitt opptrer nokså sjeldent, mest i lavmetamorfe marmorert, mens anortitt forekommer relativt hyppig i amfibolittfacies marmorert. Titanitt (ofte med ledsagende rutil), pyritt og apatitt er meget utbredte spormineraler i hele området. Ved siden av finfordelt grafitt og organisk materiale i noen av de mest lavmetamorfe marmorene opptrer også som regel mer grovkornet og tildels velkrystallisert grafitt i de mest høymetamorfe marmorene. I Visnes-området (Nordmøre, Fig. 4Y) finnes euhedrale grafittkorn med diameter på over 1 mm.

Under metamorfe reaksjoner i dolomittførende marmorert er den fluide fasen nesten alltid internt buffret (Greenwood, 1962; Yardley, 1989). De kjemisk-mineralogiske reaksjonene og den resulterende utviklingen av regionale mineral-isograder blir derfor ofte ufullstendig. Det er vanskelig å definere klare mineral-isograder i marmorene i Midt-Norge. Likevel opptrer hverken tremolitt eller diopsid i de lavest metamorfe områdene, men kommer inn i rekkefølgen tremolitt, tremolitt+diopsid og diopsid med økende metamorfosegrad mot kysten av Vestranden.

Mineralkjemi

Som vist i Tabell 1 varierer MgO-innholdet i kalkspat fra 0.3 til 2.6 vekt%. Dolomitt er tilstede i 8 av de 18 prøvene som er rapportert i Tabell 1. Kalkspaten i disse prøvene vil i prinsippet være mettet med MgO. I de øvrige 10 undermettede prøvene er MgO-innholdene i kalkspat og i helmarmorprøve sammenlignbare. Som vist i Fig. 5B og Tabell 1 er avblandingsprosessene svært komplekse (se også Reksten, 1985 og Trønnnes, 1993a). Korn 4 i bildet av prøve ÅV-3 har et

uventet og anomalt lavt MgO-innhold, som tyder på syn- eller post-avblaningsdiffusjon av Mg ut av dette kornet. Dette er i overensstemmelse med observasjoner summert av Essene (1982).

Den relativt enkle og lite trykkavhengige solvuskurven mellom kalkspat og dolomitt er grunnlag for ulike formuleringer av kalkspat-dolomitt-termometri. I Tabell 1 er den enkle formuleringen fra Rice (1977) benyttet til å beregne temperaturene, men verdiene er nesten identiske med dem som oppnås direkte fra solvuskurvene til Essene (1982) og Anovitz & Essene (1987). Det lave FeO-innholdet og ubetydelige MnO-innholdet (ikke målbart med elektronmikrosonden og under 0.05% i alle hel-bergartsprøvene, Tabell 2a) i kalkspaten i de undersøkte marmorene gjør at de i utgangspunktet egner seg godt for kalkspat-dolomitt-termometri. De kompliserte avblandings- og diffusjonsprosessene under avkjølingen av marmorene fører imidlertid til nye og lokale likevektssinnstillinger under avkjølingen av bergartene. De utheverte temperaturene på 576 og 565 °C for homogen kalkspat, område 1 og for samfengt avblandingskorn, område 3 i prøve ÅV-3 er trolig nær topp-metamorfosen i denne delen av Sevedekket.

Også silikatmineralene har gjennomgående meget lave FeO/MgO-forhold, selv om enkelte forekomster (spesielt Ytterøya) skiller seg ut med betydelig høyere Fe-innhold enn gjennomsnittet (se Trønnes, 1993b). Gjennomsnittlig Mg/(Mg+Fe)-forhold for mineralene rapportert i Tabell 1 er: diopsid: 0.978; flogopitt: 0.993, muskovitt: 0.933, tremolitt: 0.979 og kloritt: 0.985. I alle de rapporterte glimmeranalysene (denne rapport, Trønnes, 1993a, 1993b, 1994) er det små, men betydelige komponenter av phengitt og flogopitt i muskovitten og av eastonitt (Al-tschermaks-komponent) og muskovitt i flogopitten. Også tremolitt og diopsid har et innslag av Al-tschermaks-komponentene.

Hovedelementkjemi

Hovedelement-, Rb- og Sr-innhold og isotopforhold (Sr, C og O) er presentert i Tabellene 2 og 3 sammen med korte beskrivelser av de analytiske metodene og analysenes nøyaktighet og presisjon. De viktigste kjemiske parametre er vist som en funksjon av omtrentlig geografisk posisjon innenfor de ulike tektonostratigrafiske enhetene i Figurene 6—8.

Variasjonen i hovedelement-innholdet i kalkspatmarmorene er ikke korrelert med tektonostratigrafisk enhet eller geografisk posisjon. De undersøkte dolomittmarmorene (>15% MgO) kommer imidlertid alle fra Sevedekkesoner relativt nær kysten av Vestranden. Halvparten (23) av de totalt 48 analyserte prøvene har CaO som overstiger 54% (Fig.6). De innbyrdes forholdene mellom elementene Si, Al, Fe, og K (Fig. 7) bekrefter at kvarts og glimmer er de viktigste silikatmineralene i lavmetamorde kalkspatmarmor.

Sr-, C- og O-isotopforhold i marmorene

I Tabell 3 er det listet $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -initialforhold beregnet ved 3 ulike tidspunkter for alle prøvene. I Figurene 8 og 9 er det benyttet initialforhold ved 470, 560 og 600 Ma for karbonatene i henholdsvis Köli-, Seve- og Helgeland-sekvensene. I de fleste prøvene er Rb/Sr-forholdet så lavt at forskjellene mellom disse 3 initialforholdene er mindre enn 0.00003. Alle $\delta^{13}\text{C}$ -verdiene og $\delta^{18}\text{O}$ -verdiene i Tabell 3 og Fig. 8 er i forhold til PDB-standarden, mens $\delta^{18}\text{O}$ -verdiene i Fig. 9 er i forhold til SMOW-standarden (omregningsuttrykk: $\delta^{18}\text{O} = 1.03086 \delta^{18}\text{O} + 30.86$, Friedman & O'Neil, 1977). Analysene omfatter kun den syreløselige karbonatfraksjonen (100% fosforsyre, 50°C for kalkspatdominerte prøver og 80°C for dolomitt-dominerte prøver). C- og O-isotopforholdene er målt direkte på den frigjorte CO₂-gassen, og Rb, Sr og Sr-isotopforholdene er målt i den produserte løsningen. I 6 av prøvene er det kun målt C- og O-isotopforhold.

I Figur 9 er de karbonatprøvene som inneholder over 54.8 % CaO, og som samtidig er fra forekomster med stratigrafisk tykkelse over 200 m skilt ut fra de resterende prøvene med store symboler. Det er antatt at disse prøvene har vært utsatt for minimal isotopkjemisk påvirkning under de metamorfe (og metasomatiske) prosessene som foregikk etter avsetningen av karbonatene. Dolomittmarmorene i Sevedekke-sonene er likeledes utskilt med egne symboler, fordi det er sannsynlig at gjennomgripende diagenetiske prosesser (dolomittisering) kan påvirke isotopsammensetningen. Figurene 8 og 9 viser at de karbonatene i Helgelandsdekket som ikke ligger stratigrafisk over Ordoviciske ofiolitter skiller seg klart ut fra kalkspatmarmorene i Seve- og Köli-sekvensene, spesielt i $\delta^{13}\text{C}$ -verdiene. Helgelands-karbonatene har også betydelig lavere $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -forhold enn det store flertallet av Seve- og Köli-karbonater. Oksygenisotopsammensetningen kan ikke brukes til å skille mellom karbonater på ulike tektonostratigrafiske nivå (Fig. 9, midtre diagram), men $\delta^{18}\text{O}$ ser ut til å være grovt korrelert med CaO-innholdet av kalkspatmarmorene (Fig. 9, nedre diagram). Alle prøvene med CaO over 54.8 % som er fra karbonatsekvenser med mektighet over 200 m har $\delta^{18}\text{O}(\text{SMOW})$ over 22 ‰, mens bare 4 av de øvrige 30 prøvene har så høye $\delta^{18}\text{O}(\text{SMOW})$ -verdier. Fordi ingen prøver har $\delta^{18}\text{O}(\text{SMOW})$ over 24 ‰, og 8 av 10 prøver med store symboler (> 54.8% CaO, >200 m mektighet) har $\delta^{18}\text{O}(\text{SMOW})$ på 23–24 ‰, er det nærliggende å anta (men ikke bevist) at dette er den opprinnelige $\delta^{18}\text{O}$ -signaturen av karbonatfraksjonen i alle marmorene (Seve, Köli og Helgelandsdekket).

Metamorfe og/eller metasomatiske prosesser vil lettere være i stand til å forandre $\delta^{18}\text{O}$ enn $\delta^{13}\text{C}$ i karbonater fordi C generelt er mindre tilgjengelig enn O fra karbonatenes sidebergarter. $\delta^{18}\text{O}$ -verdien av en infiltrerende fluidløsning vil i de fleste tilfeller *ikke* reflektere løsningens opprinnelige kilde, men vil være buffret nær oksygen-sammensetningen til de lokale silikatbergartene. Metamorfe og magmatiske bergarter samt meteorisk vann og havvann har $\delta^{18}\text{O}(\text{SMOW})$ -verdier mellom –50 og +15‰ (Sheppard, 1986; Taylor, 1986; Valley, 1986), og metamorf og metasomatisk påvirkning vil høyst sannsynlig senke $\delta^{18}\text{O}$ -verdiene til karbonatene. Mens de lokale silikat-bergartene har stor bufferkapasitet for $\delta^{18}\text{O}$, vil $\delta^{13}\text{C}$ -forandringer i

marmorene være mer betinget av eksterne fluid-kilder, f.eks. fra krystallisasjon og frigjøring av CO₂ fra mantelderiverte magma i dypskorpen ($\delta^{13}\text{C}(\text{PDB}) = -5$ til -10 ‰). Alle andre C-kilder (unntatt karbonater) vil også ha negativ $\delta^{13}\text{C}(\text{PDB})$ (Faure, 1986). Flere studier har forøvrig vist at marmorert ofte er relativt impermeable selv under høy-grads metamorfose (Valley, 1986). Marmorert på Naxos (Rye et al. 1976) og i Llano-området i Texas (Nablek et al. 1984) ble atskillig mindre påvirket enn sidebergartene under henholdsvis høygrads regionalmetamorfose og kontaktmetamorfose.

I Fig. 9 (midtre diagram) finnes prøvene med mer enn 54.8 % CaO og fra forekomster med stratigrafisk tykkelse som overstiger 200 m øverst til høyre i avlange "hale"-mønstre i retning mot synkende $\delta^{13}\text{C}$ - og $\delta^{18}\text{O}$ -verdier. Disse halene har betydelig større $\delta^{18}\text{O}$ - enn $\delta^{13}\text{C}$ -komponenter, og er trolig et resultat av samvirkning og isotoputbytting mellom den analyserte karbonatfraksjonen og silikatfraksjonen i karbonatene og mellom karbonatfraksjonen og mulige eksterne fluidfaser. Dolomittmarmorene i Sevedekkesonene i Vestranden er karakterisert ved betydelig høyere $\delta^{13}\text{C}$ enn gjennomsnittet for Seve-gruppen. Dolomittisering kan øke $\delta^{13}\text{C}$ i karbonatfraksjonen ved at de dolomittiserende fluidene inneholder karbondioksyd og/eller bikarbonat med tungt karbon som er fraksjonert med, eller er residualt etter, metan med ekstremt lett karbon (Murata et al. 1969; Hudson 1977).

To kalkspatmarmorert (Km-6 og Ko-5) fra den nordligste delen av Vestranden har også høye $\delta^{13}\text{C}$ -verdier på samme nivå som Helgelandskarbonatene i Velfjord og Elsfjord. Det er mulig at disse to enhetene (like vest for Kongsmoen og like øst for Rørvik) representerer lignende avsetningsmiljø og avsetningsalder som Helgelandskarbonatene.

Sr-isotopene blir ikke fraksjonert ved karbonatutfelling i havvann (Faure 1986). Siden blandings tiden for verdenshavene (1000 år) er mye kortere enn oppholdstiden for Sr i havvann (5 Ma) har også havene alltid vært fullstendig homogeniserte m.h.t. Sr-isotopene. Den globale tidsvariasjonen i $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -forholdet i havvann (Fig. 11) kan derfor også gi nyttig informasjon om karbonaters avsetningsaldere.

I den analyserte karbonatfraksjonen kan Sr-isotopene i prinsippet både forhøyes og senkes ved samvirkning med silikatfraksjonen i marmorene samt med sidebergartene og eksterne fluider. I karbonater som er oppblandet og innlagret med kontinentalt, klastisk materiale vil diagenetiske prosesser ofte føre til en økning av $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -forholdet i karbonatfraksjonen. I Seve- og Køli-gruppenes karbonater, som i stor grad er innlagret og oppblandet med metabasaltisk materiale eller vulkanoklastiske sedimenter, vil en vente at element- og isotoputbytting med silikatfraksjonen og sidebergarter stort sett vil senke karbonatfraksjonens høye $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -forhold (0.7080—0.7085). I Helgelandskarbonatene derimot er det trolig at $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -forholdet vil heves som et resultat av element- og isotop-utveksling med silikatfraksjonen og sidebergartene, i og med at disse karbonatene er avsatt i et miljø hvor kontinentalt, klastisk materiale dominerer.

Som vist i Fig. 9 (øvre diagram) ser den sekundære påvirkningseffekten med utgangspunkt i de reneste prøvene fra mektige kalkspatmarmor ut til å gå i retning av avtagende og økende $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -forhold for henholdsvis Seve–Köli-gruppen og Helgelands-gruppen. Det er spesielt illustrerende at kalk-andesittbreksjen fra Hølonde (Hø1-7) har det aller laveste $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -forholdet (0.70738) av karbonatprøvene fra Köli-gruppen.

Avsetningsaldre og regionale geologiske korrelasjoner på grunnlag av Sr- og C-isotopforhold

Variasjonen i Sr- og C-isotopforholdene i havvann og marine karbonater gjennom Jordas historie er oppsummert av Burke et al. (1982), Faure (1986), Edmond (1992) og Veizer & Hoefs (1976). Nyere data for overgangen Proterozoikum–Phanerozoikum er presentert av Derry et al. (1992) og Kaufmann et al. (1993). Figurene 11, 12 og 13 er basert på eller kopiert fra disse sammenstillingene. Variasjonene i $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -forhold er resultat av de relative tilstrømningsbidragene fra hydrotermale kilder langs de midt-oseaniske spredningsaksene og fra elver. Hydrotermal omvandling av basalt langs spredningsaksene gir løsninger med $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -forhold på 0.702–0.703, mens det globale gjennomsnitt for elvevann er på 0.711 (Richter et al. 1992). De store elvene fra Himalaya–Tibetplatået, som transporterer materiale erodert fra gammel kontinental dypskorpe som nylig er remobilisert i granulittfacies, har imidlertid ekstremt høye $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -forhold omkring 0.713. De sterke økningene i $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -forholdet i havvann i periodene 610–580 Ma og 40–0 Ma skyldes således kombinasjoner av lav havbunnsprekspningsaktivitet og sterk erosjon av kontinentale kollisjonssoner (h.h.v. de Pan Afrikanske sonene og Himalaya–Tibetplatået; Richter et al. 1992; Kaufman et al. 1993).

$\delta^{13}\text{C}$ (PDB)-verdiene for marine karbonater har stort sett ligget mellom –2 og +2 fra Cambrium til og med Devon, bortsett fra Ordoviciske dolomitter med opptil –5 (Fig. 12). En del Prekambriske karbonater har anomalt tungt karbon med $\delta^{13}\text{C}$ -verdier opp til 10–15 (Baker & Fallick 1989) og positive og negative ekskursjoner forekommer også i Perm–Jura (–10 til +5), og særlig i Tertiær (–20 til +20) (Veizer & Hoefs, 1976). De positive ekskursjonene i $\delta^{13}\text{C}$ kan forklares ved utstrakt stratisfiserte, oksygenfattige dypbav og begravning (isolering) av organisk materiale med sterkt negative $\delta^{13}\text{C}$ -verdier. Baker & Fallick (1989) har identifisert en sterk positiv $\delta^{13}\text{C}$ -ekskursjon omkring 2000 Ma og Derry et al. (1992) og Kaufmann et al. (1993) har dokumentert positive $\delta^{13}\text{C}$ -verdier i perioden 850–600 Ma, etterfulgt av relativt raske variasjoner i $\delta^{13}\text{C}$ i periodene Vendium–Kambrium (Fig. 13).

En sammenligning av Sr- og C-isotopforholdene i karbonater som er upåvirket av metamorfe og metasomatiske prosesser med tidsvariasjonene i havvann kan gi nyttige holdepunkter om karbonatenes avsetningsalder. Isotopsammensetninger og tilhørende avsetningsalder til de antatt upåvirkede karbonatprøvene (store symboler) fra Seve-, Köli- og Helgelands-dekkene er markert i Fig. 11 og Fig. 13. Sr- og C-forholdene er i overensstemmelse med Ordoviciske fossilfunn i

flere av Kjøli-karbonatene (estimert avsetningsalder, Fig. 11: 460–480 Ma) og tyder på at Seve-karbonatene har en avsetningsalder på 550–570 Ma (basert på informasjonen om Seve-metamorfose ved ca. 500 Ma samt Fig. 11 og 13). Karbonatavsetningen i Helgelands-dekket ser ut til å være eldre enn 600 Ma, og er begrenset oppover til ca. 800 Ma (Fig. 11–13).

Ved Sr- og C-isotopanalyse av ulike marmorenheter innenfor det Øverste Dekkekomplekset i Nordland og Troms er det gode muligheter for å kunne skille mellom dekker med Ordoviciske karbonater som overlager havbunnsfragmenter med mafiske og ultramafiske bergarter (ofiolittfragmenter) og dekker med Sen-Proterozoiske karbonater. Spesielt C-isotopforholdet skiller godt mellom karbonatene i Elsfjord og Velfjord (Fig. 4 A og B, prøvene El-1, El-2, Ve-3, Ve-4, Ve-5 og Ve-6) og de ofiolittrelaterte karbonatene i Brønnøysund-området (prøvene Br-2 og Ve-1). Slik informasjon vil være et nyttig komplement til kunnskap om det geologiske miljøet fra feltkartlegging.

Det er ubetydelig forskjell i isotopsammensetningen av Seve- og Kjøli-karbonatene, selv om avsetningsaldrene for disse to gruppene trolig avviker med ca. 80–100 Ma. Derfor er det umulig å bruke isotop-informasjonen til tektonostratigrafisk korrelasjon og diskriminering mellom disse to enhetene (f.eks. til å belyse den tektonostratigrafiske tilhørigheten til karbonatene ved Kjennaråsen, Fig. 4O og i Eide-området, Fig. 4Y).

Kalkspatmarmorene Km-6 og Ko-1 (Fig. 4 C og D) er kartlagt og klassifisert som Sevedekke-ekvivalente karbonater. $\delta^{13}\text{C}$ -verdiene i disse prøvene (5.4 og 6.3) indikerer imidlertid en tilhørighet med Helgelands-karbonatene. Kalkspatprøven Ko-1, derimot, har en vanlig Seve-signatur. Det litologiske miljøet til karbonatene i området rundt Follafjorden og vestover mot Vikna har påfallende likhetstrekk med avsetningsmiljøet for Helgelands-karbonatene, i form av granittiske underlagsgneiser, glimmerskifre og kalksilikater (kalkholdige klastiske sediment), kombinert med mangel på basaltiske metavulkanitter. Det vil være av stor interesse å få undersøkt om det finnes Helgelandsdekke-ekvivalente bergartskomplekser i dette området, og oppfølgene C- og Sr-isotopstudier bør gjennomføres.

VURDERING AV ØKONOMISK POTENSIALE

Generelle betraktninger

Marmorene i Midt-Norge har ulike mineralogiske og materialtekniske egenskaper som for en stor del ser ut til å variere med metamorfosegraden. Marmorene i Kjøli-sekvensene i Trondheimsfeltet og Grongfeltet er utpreget kalkspat-dominerte, foreligger i grønnskiferfacies og er karakterisert ved relativt finkornet tekstur og en silikatmineralogi som domineres av kvarts og muskovitt sammen med mindre mengder flogopitt, kloritt og talk. Den lave metamorfosegraden gjør at finfordelt grafitt og organisk material stedvis gir karbonatene grå til gråblå farge. De fleste Kjøli-marmorene egner seg derfor ikke som oppredningsråstoff. Et høy-hvitt fyllstoffprodukt kan imidlertid framstilles av mørke, men ellers rene kalkspatmarmor ved

kalsinering og lesking (oppløsning av CaO i vann) etterfulgt av kontrollert utfelling av kalkspatkrystaller (med ønsket krystallform og størrelse) ved CO₂-tilførsel til løsningen. Under kalsineringen vil finfordelt grafitt og organisk materiale forbrenne, og oppløsnings- og utfellingsprosessene kan optimaliseres slik at bare kalkspat felles.

Kjemisk utfelt kalsiumkarbonat (PCC) til papirfyllstoff framstilles fortrinnsvis i nær tilknytning til en papirfabrikk. En av fordelene med en slik samlokalisering er utnyttelsen av CO₂-overskudd fra papirproduksjonen til utfelling av CaCO₃. Selskapet Partec produserer PCC til finsk papirindustri på grunnlag av råstoff fra Verdalskalk's dagbrudd i Tromsdalen (Fig. 4R, prøvene Le-11, Le-12 og Le-14, se også Øvereng & Gautneb, 1990). Tromsdalskalken er en meget ren, men grå marmor. Trønnes (1994) konkluderte at store deler av Huddingsvassmarmoren også er av en renhet som trolig tilfredsstillende til kravene til PCC-råstoff.

Et viktig tilleggskrav til marmorråstoff som skal kalsineres er at steinen har en mekanisk styrke og termisk stabilitet som begrenser dannelsen av finstoff i kalsineringsovnene. Mekanisk og termisk materialprøving er nødvendig for å utrede slike egenskaper ved marmor, og dette er ikke utført som ledd i denne undersøkelsen. Selskapene Verdalskalk og Elkem (Meråker Smelteverk) har trolig allerede samlet inn slike data (i det minste praktiske erfaringsdata) for mange av marmorforekomstene i Nord-Trøndelag og andre fylker. Termisk stabilitetsprøving kan også utføres av SINTEF-NTH.

Marmorene i Sevedekke-enhetene i Vestranden og den Vestlige Gneisregionen samt marmorene i Helgeland dekkekompleks foreligger i amfibolittfacies og stedvis i høy-trykks granulittfacies og eklogittfacies. Disse marmorene er tildels ekstremt grovkornete (kornstørrelse i mm- til dm-skala), og bergartene inneholder som regel ikke hvihetsnedsettende, finfordelt organisk materiale. Silikatmineralene opptrer i grovkornete aggregater eller enkeltkorn, og de kan som regel friknuses og separeres mekanisk fra karbonatene ved magnetseparasjon og flotasjon. Selskapet Hustadmarmor i Elnesvågen produserer høy-hvite fyllstoffprodukter ved oppredning av marmorråstoff fra flere forekomster i Eide-området, Møre og Romsdal, bl.a. Visnes-forekomsten, Fig. 4Y.

Opptreden av tremolitt i de fleste marmorforekomster i amfibolittfacies kan skape helsemessige problemer under utvinning og oppredning og ved behandling av det ferdige produktet. I de fleste land har myndighetene etablert strenge restriksjoner på opptreden av fibrig tremolitt (korn med et lengde/bredde-forhold som overstiger 3 er ofte definert som fibrige), og uønsket tilstedeværelse av tremolitt i produkter eller produksjonsstøv kan i verste fall umuliggjøre lønnsom drift. Det er derfor viktig å kartlegge opptreden av tremolitt på et tidlig stadium og vurdere hvilken betydning tremolittopptreden vil få for en eventuell produksjon og salg av et marmorråstoff.

Foruten bearbejdede høyprisprodukter i form av fyllstoffer er det mange andre anvendelser av marmor. Renhetskravene til produkter som jordbrukskalk og mjølkalk (kalking av vassdrag og skog) er betydelig mindre restriktive enn for fyllstoffråstoffene. Det er viktig å lokalisere og

planlegge for eventuell utnyttelse av forekomster som kan dekke de lokale behov for jordbruks-, skogbruks- og vassdragskalk, slik at transportutgiftene kan reduseres til et minimum. Det er også mulig å utnytte marmorforekomster til naturstein, og flere av forekomstene i det undersøkte området har variert og tildels fargerikt utseende, med lagdeling og foldestrukturer. Likevel er det ingen av de befarte forekomstene som framstår som spesielt utnyttbare.

Kort vurdering av marmor-områdene i Nord-Trøndelag og Fosen

Rissa-Hasselvika-området (Seve-marmor):

Forekomstene er små, men tildels meget rene. Det danske selskapet Faxekalk har fått konsesjon til å starte drift på en relativt finkornet marmorforekomst ved Baustad i Rissa kommune (Øvereng 1990e).

Vestranden (Seve):

Forekomstene i dette området varierer i størrelse, men et stort flertall av dem har mektighet på under 10 m. Ved Hestvika i Kolvereid (Øvereng, 1988) finnes en meget ren og hvit kalkspatmarmor med liten mektighet. Det finnes også en rekke relativt små dolomitt-forekomster i dette området (Hysingjord & Thorkildsen, 1963; Gautneb, 1990; Øvereng, 1990b; dolomitt og kalkstein i Jøssund: Øvereng, 1989c; 1989d). Større og potensielt mer interessante forekomstområder finnes ved Selavatnet (Øvereng, 1990a), Geitfjellet–Bukkafjellet (Trønnes, 1993a), og spesielt i området langs indre Folla (tildels dolomitt-dominerte partier, Øvereng, 1991). I disse områdene kan videre detaljert kartlegging muligens påvise interessante partier som kan egne seg som råstoff for høyhvite fyllstoffprodukter. Beliggenheten til forekomstene ved Geitfjellet–Bukkafjellet er ugunstig fra et transportøkonomisk synspunkt.

Trondheimsfeltet (Køli)

Det økonomisk mest interessante marmorområdet i Nord-Trøndelag er trolig Verdalen–Levanger-området med forbindelser til Inderøya–Ytterøya (Wolff, 1978). I Tromsdalen-området har marmorsonen (30–50° fall mot sør) en mektighet på 1–2 km, og en høy kjemisk renhet (f.eks. prøvene Le-11, Le-12 og Le-14; Øvereng & Gautneb, 1990). Kalkspatens grå farge vanskeliggjør imidlertid en direkte utnyttelse som fyllstoff. I den nordøstlige forlengelsen av Tromsdalssonen opptrer også en mektig marmorforekomst innerst i Ogndalen, direkte sør for Lustadvatnet (Wolff, 1977). Forekomsten er ikke prøvetatt i denne undersøkelsen, og det foreligger heller ingen tidligere befaringsrapporter. Dette området bør derfor befares.

Den mektigste karbonatsonen i Nord-Trøndelag opptrer langs Snåsavatnet (Sollie, 1990; Roberts & Reinsbakken, 1991). Marmorkvaliteten i dette området er varierende (prøvene S-1, S-6, S-13, S-14 og S-15) og metamorfosegraden er så lav at mye organisk materiale (og fossiler) er bevart.

Flere kalkbrudd har vært i drift, bl. a. et blokksteinsbrudd ved Bostad, nær Snåsa sentrum (Ross, 1964). Et brudd for veimateriale er i drift ved prøvelokalitet S-6.

Grongfeltet (Køli):

Marmorsonen fra Huddingsvatnet til Leipikdalen (Trønnes, 1994) ser nå ut til å få en økonomisk betydning. Sonen er 150–200 m mektig og følger det lokale veinettet. Marmoren er tildels meget ren, men har et varierende grått utseende, p.g.a. finfordelt organisk materiale. Prøvedrift er satt i gang i et brudd like ved Huddingsvatnet, og produktspekteret omfatter singel, strøsand, jordbrukskalk og miljøkalk (Norbotten og Jämtland).

ETTERORD

Undersøkelsen ble finansiert av NGU's Samordnede geologiske undersøkelsesprogram for Nord-Trøndelag og Fosen, med et mindre bidrag fra det tilsvarende programmet for Nordland. Håvard Gautneb og Svein Olerud bidro med prøvene Bj-2 (Gautneb) og El-1 og El-2. Arne Solli og Per Ryghaug / Michael Heim produserte grunnlagene til figurene 2 og 4. Mange personer har svart på spørsmål og bidratt med verdifulle opplysninger om geologiske forhold: Henk Barkey, Håvard Gautneb, Tor Grenne, Michael Heim (NLH, Ås), Tom Heldal, Øystein Nordgulen, David Roberts, Arne Råheim (Inst. for energiteknikk, Kjeller), Arne Sollie, Terje Thorsnes og Odd Øvereng. Tony Boassen (Mikrosondelaboratoriet IKU-NGU), Bjørn Nilsen (NGU), Eystein Jansen (Univ. Bergen) og Bjørn Sundvoll (NGU / Min.-Geol. Museum, Univ. Oslo) la forholdene til rette for eller utførte analyseprogrammet.

LITTERATURREFERANSER

- Andreasson, P.G. & Gee, D.G., 1989: Baltoscandia's outer margin (the Seve Nappe Complex) in the Kebnekaise–Singis area of Norrbotten, Swedish Caledonides. *Geol. Fören. Stockholm Förh.* 11, 378–371.
- Anovitz, L.M. & Essene, E.J. 1987: Phase equilibria in the system $\text{CaCO}_3\text{--MgCO}_3\text{--FeCO}_3$. *J. Petrol.* 28, 389–414, 1987.
- Bering, D. 1991: Kolvereid berggrunnskart 1724-4, 1:50000, foreløpig utgave. *Norges geol. unders.*
- Bering, D, Rovde, R., Ullern, A. & Nordgulen, Ø. 1991: Foldereid berggrunnskart 1724-1, 1:50000, foreløpig utgave. *Norges geol. unders.*
- Bruton, D.L. & Bockelie, J.F. 1979a: Geology and paleontology of the Hølonnda area, western Norway — a fragment of North America. I: Wones, D.R. (red.): *The Caledonides in the U.S.A.* Proc. IGCP-27, project meeting, Blacksburg, Virginia. Dept. Geol. Sci. Va. Polytech. Inst. & State Univ. Memoir No. 2, 41–47.

- Bruton, D.L. & Bockelie, J.F. 1979b: The Ordovician sedimentary sequence on Smøla, west Central Norway. *Norges geol. unders. Bull.* 348, 21–31.
- Bryhni, I., Austrheim, H., Bjørnstad, B., Kullerud, L. & Reksten, K. 1990: Eide berggrunnskart 1320-4, 1:50000, foreløpig utgave. *Norges geol. unders.*
- Burke, W.H., Denison, R.E., Hetherington, E.A., Koepnick, R.B., Nelson, H.F. & Otto, J.B. 1982: Variation of seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ throughout Phanerozoic time. *Geology* 10, 516–519.
- Chaloupsky, J. 1977: Høllonda, berggrunnskart – M 1:50000. *Norges geol. unders.*
- Dallmeyer, R.D. & Gee, D.G. 1986: Ar/Ar mineral dates from retrogressed eclogites within the Baltoscandian miogeocline. Implications for a polyphase Caledonian evolution. *Geol. Soc. Am. Bull.* 97, 26–34.
- Dallmeyer, R.D., Johansson, L., & Möller, C. 1992: Chronology of Caledonian high-pressure metamorphism, uplift and deformation within the northern part of the Western Gneiss Region, Norway. *Geol. Soc. Am. Bull.* 104, 444–455.
- Edmond, J.M. 1992: Himalayan tectonics, weathering processes and the strontium isotope record in marine limestones. *Science* 258, 1594–1597.
- Essene, E. J. 1982: Geologic thermometry and barometry. I: Ferry, J.M. (red.): Characterization of metamorphism through mineral equilibria. *Rev. Mineral.* 10, 153–206.
- Faure, G. 1986: Principles of Isotope Geochemistry. 2nd edition, John Wiley & Sons. New York.
- Friedman, I. & O'Neil, J.R. 1977: Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. I: Fleischer, M. (red.): *Data of geochemistry, chapter KK. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper* 440–KK.
- Furnes, H. Ryan, P.D., Grenne, T., Roberts, D., Sturt, B.A. & Prestvik, T. 1985: Geological and geochemical classification of the ophiolite fragments in the Scandinavian Caledonides. I: Gee, D.G. & Sturt, B.A. (red.): *The Caledonian Orogen – Scandinavia and related areas. John Wiley & Sons. New York, 657–670.*
- Gautneb, H. 1990: Diamantboring i Halsauet dolomittfelt, Åfjord kommune, Sør-Trøndelag *Norges geol. unders. Rapp.* 90.052.
- Gautneb, H. 1991: Database for industrimineralforekomster i Nord-Trøndelag og Fosen foreløpig utgave. *Norges geol. unders. Rapp.* 91.267.
- Gee, D.G., Kumpulainen, R., Roberts, D., Stephens, M.B., Thon A. & Zachrisson, E. 1985: Scandinavian Caledonides, Tectonostratigraphic map. In: Gee, D.G. and Sturt, B.A. (eds.) *The Caledonide orogen – Scandinavia and related areas. John Wiley & Sons Ltd.*
- Griffin, W.L., Austrheim, H., Brastad, K., Bryhni, I., Krill, A.G., Krogh, E.J., Mørk, M.B.E., Qvale, H. & Tørudbakken, B. 1985: High-pressure metamorphism in the Scandinavian Caledonides. I: Gee, D.G. & Sturt, B.A. (red.): *The Caledonian Orogen – Scandinavia and related areas. John Wiley & Sons. New York, 783–802.*
- Gustavson, M. 1981: Geologisk kart over Norge. Berggrunnskart Mosjøen — M 1:250000. *Norges geol. unders.*

- Gustavson, M. & Gjelle, S. 1991: Geologisk kart over Norge. Berggrunnskart Mo i Rana — M 1:250000. *Norges geol. unders.*
- Hudson, J.D. 1977: Stable isotopes and limestone lithification. *J. Geol. Soc. London* 133, 637–660.
- Hysingjord, J. & Thorkildsen, C.D. 1963: Befaring av dolomittforekomst, Oldenøy, Jøssund, Sør-Trøndelag. *Norges geol. unders. Rapp.* 5560.
- Kaufman, A.J., Jacobsen, S.B. & Knoll, A.H. 1993. The Vendian record of Sr and C isotopic variations in seawater: Implications for tectonics and paleoclimate. *Earth Planet. Sci. Lett.* 120, 409–430.
- Krill, A.G. 1985: Relationships between the Western Gneiss Region and the Trondheim Region. Stockwork tectonics reconsidered. I: Gee, D.G. & Sturt, B.A. (red.): *The Caledonian Orogen – Scandinavia and related areas.* John Wiley & Sons. New York, 475–484.
- Mørk, M.B.E., Kullerud, K. & Stabel, A. 1988: Sm–Nd dating of Svecofennian eclogites, Norbotten, Sweden – Evidence for early Caledonian (505 Ma) subduction. *Contrib. Mineral. Petrol.* 99, 344–351.
- Murata, K.J., Friedman, I. & Madsen, B.M. 1969: Isotopic composition of diagenetic carbonates in marine Miocene formations of California and Oregon. *Prof. Pap. U.S. Geol. Surv.* 614-B, 1–24.
- Nablek, P.I., Labotka, J. R., O'Neil, J.R. & Papike, J.J. 1984: Contrasting fluid/rock interaction between the Notch Peak granitic intrusion and argillites and limestones in western Utah: evidence from stable isotopes and phase assemblages. *Contrib. Mineral. Petrol.* 86, 25–34.
- Nissen, A.L. 1991: Kongsmoen berggrunnskart 1824-4, 1:50000, foreløpig utgave. *Norges geol. unders.*
- Pedersen, R.B., Furnes, H. & Dunning, G. 1991: A U/Pb age for the Sulitjelma Gabbro, North Norway: further evidence for the development of a Caledonian marginal basin in Ashgill–Llandovery time. *Geol. Mag.* 128, 141–153.
- Pedersen, R.B., Bruton, D.L. & Furnes, H. 1992: Ordovician faunas, island arcs and ophiolites in the Scandinavian Caledonides. *Terra Nova* 4, 217–222.
- Reksten, K. 1985: En petrologisk studie av Eide-området, Romsdalshalvøya. *Unpubl. Cand. Scient.-avhandl. Univ. Oslo.*
- Reinsbakken, A. & Stephens, M.B. 1986: Day 4. B. Lithology and deformation in the massive sulphide-bearing Gelvenåkko and Leipikvattnet nappes, Upper Allochthon. In: Stephens, M.B. (editor): *Stratabound sulphide deposits in the central Scandinavian Caledonides. 7th IAGOD Symposium and Nordkallott Project Meeting. Excursion Guide No. 2.*
- Rice, J.M. 1977: Contact metamorphism of dolomitic limestone in the Boulder aureole, Montana. *Contrib. Mineral. Petrol.* 59, 237–259.
- Richter, F.M., Rowley, D.B. & DePaolo, D.J. 1992: Sr isotopew evolution of seawater: the role of tectonics. *Earth Planet. Sci. Lett.* 109, 11–23.

- Roberts, D. 1980: En ny fossillokalitet i Snåsakalken, Snåsavatn, Nord-Trøndelag. *Norges geol. unders. Rapp. unummerert.*
- Roberts, D. 1982: Disparate geochemical patterns from the Snåsavatn Greenstone, Central Norway. *Norges geol. unders. Bull. 373, 63–73.*
- Roberts, D. 1985: Frosta berggrunnskart 1723-2, 1:50000, foreløpig utgave. *Norges geol. unders.*
- Roberts, D. 1987: Grong berggrunnskart 1823-4, 1:50000, foreløpig utgave. *Norges geol. unders.*
- Roberts, D. 1989: Tectonostratigraphy within the area of 1:250 000 map-sheet 'Grong', Nord-Trøndelag, Central Norway. *Geol. Fören. Stockholm Förh. 111, 404–407.*
- Roberts, D. 1994: Snåsavatn berggrunnskart 1723-2, 1:50000, foreløpig utgave under redigering. *Norges geol. unders.*
- Roberts, D. 1994: Stiklestad berggrunnskart 1722-4, 1:50000, foreløpig utgave under redigering. *Norges geol. unders.*
- Roberts, D. & Wolff, F.C. 1986: Levanger berggrunnskart 1722-3, 1:50000, foreløpig utgave. *Norges geol. unders.*
- Roberts, D. & Reinsbakken, A. 1991: Grong 1:250000, foreløpig berggrunnskart. *Norges geol. unders.*
- Roberts, D, Grenne, T. & Ryan, P.D. 1984: Ordovician marginal basin development in the central Norwegian Caledonides. I: Kokelaar, B.P. & Howells, M.F. (red.): *Marginal Basin Geology. Volcanic and Tectonic Processes in Modern and Ancient Marginal Basins. Geol. Soc. London Spec. Paper 16, 233–244.*
- Robinson, P. 1993: Contact relations between cover nappes and eclogite facies basement, Moldefjord area, Western Gneiss Region, Norway. *Utvidet sammendrag av foredrag i Oslo, Lund og Uppsala, mars-mai, 1993.*
- Ross, H.N. 1964: Marmorbrudd på Bostad. *Rapport fra befarings 25/7-1964. Norges geol. unders. Rapp. 5748.*
- Rye, R.O., Schuiling, R.D., Rye, D.M. & Jansen, J.B.H. 1976: Carbon , hydrogen and oxygen isotope studies of the regional metamorphic complex at Naxos, Greece. *Geochim. Cosmochim. Acta 40, 1031–1049.*
- Sheppard, S.M.F. 1986: Characterization and isotopic variations in natural waters. I: Valley, J.W., Taylor, H.P., Jr. & O'Neil, J.R. (red.): *Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes. Rev. Mineral. 16, 165–183.*
- Sigmond, E.M.O., Gustavson, M. & Roberts, D. 1984: Berggrunnskart over Norge – M 1 : 1 million. *Norges geol. unders.*
- Solli, A. 1988: Namsos berggrunnskart 1723-4, 1:50000, foreløpig utgave. *Norges geol. unders.*
- Solli, A.. 1989: Geology within the area of 1:250 000 map-sheet Namsos, Central Norway. *Geol. Fören. Stockholm Förh. 111, 410–412.*
- Solli, A. 1990: Namsos 1:250000, foreløpig berggrunnskart. *Norges geol. unders.*

- Solli, A., Nordgulen, Ø & Gjelle, S. 1990: Jøssund berggrunnskart 1623-1, 1:50000, foreløpig utgave. *Norges geol. unders.*
- Sturt, B.A. & Roberts, D. 1991: Tectonostratigraphic relationships and obduction histories of Scandinavian ophiolitic terranes. I: Peters, T. et al. (red.): *Ophiolite Genesis and Evolution of the Oceanic Lithosphere*. Ministry of Petroleum and Minerals, Sultanate of Oman, 745–769.
- Taylor, B.E. 1986: Magmatic volatiles: Isotopic variations of C, H, and S. I: Valley, J.W., Taylor, H.P., Jr. & O'Neil, J.R. (red.): *Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes*. *Rev. Mineral.* 16, 185–225.
- Thorsnes, T. 1994: Bjugn berggrunnskart 1522-1, 1:50000, foreløpig utgave. *Norges geol. unders.*
- Thorsnes, T. & Reite, A. 1991. Geologisk kart over Åfjord kommune – M 1:80000. *Norges geol. unders.*
- Torsvik, T.H., Smethurst, M.A., Van der Voo, R., Trench, A., Abrahamsen, N. & Halvorsen, E. 1992: Baltica. a Synopsis of Vendian–Permian paleomagnetic data and their paleotectonic implications. *Earth-Sci. Rev.* 33, 133–152.
- Tietsch-Tyler, D & Roberts, D. 1990: Steinkjer 1723-3 berggrunnsgeologisk kart – M 1:50000. *Norges geol. unders.*
- Trønnes, R. G. 1993a: Structure, mineralogy, chemistry and economic potential of calcitic marble in the Geitfjellet-Bukkafjellet area, Nord-Trøndelag. *Norges geol. unders. Rapp.* 93.043.
- Trønnes, R. G. 1993b: Struktur, mineralogi og kjemi av kalkspatmarmor på Ytterøya, Nord-Trøndelag. *Norges geol. unders. Rapp.* 93.146.
- Trønnes, R.G. 1994: Kjemisk og mineralogisk variasjon langs marmorsonen fra Huddingsvatnet til Leipikdalen, Grongfeltet, Nord-Trøndelag. *Norges geol. unders. Rapp.* 94.008.
- Valley, J.W. 1986: Stable isotope geochemistry of metamorphic rocks. I: Valley, J.W., Taylor, H.P., Jr. & O'Neil, J.R. (red.): *Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes*. *Rev. Mineral.* 16, 445–489.
- Veizer, J. & Hoefs, J. 1976: The nature of $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ secular trends in sedimentary carbonate rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta* 40, 1387–1395.
- Winge, O. 1989: Basement-cover relasjoner, tektonometamorf utvikling og tektoniske modeller, Bangsjøene-området, Nord-Trøndelag. *Unpubl. Cand. Scient. Avhandl. Univ. Bergen.*
- Wolff, F.C. 1977: Geologisk kart over Norge. Østersund, 1:250000. *Norges geol. unders.*
- Wolff, F.C. 1978: Rissa, berggrunnsgeologisk kart 1522-2 – M 1:50000. *Norges geol. unders.*
- Øvereng, O. 1988: Hestvika kalksteinsfelt, Nord-Trøndelag. *Norges geol. unders. Rapp.* 88.194.
- Øvereng, O. 1989a: Befaring av kalksteinslokaltitet ved Store Namsvatnet, Rørvik kommune, Nord-Trøndelag. *Norges geol. unders. Rapp.* 89.010.
- Øvereng, O. 1989b: Befaring av marmorforekomst ved Foslandseter. *Norges geol. unders. Rapp.* 89.017.

- Øvereng, O. 1989c: Befaring av kalksteinsforekomst ved Jøssund, Flatanger kommune, Nord-Trøndelag. *Norges geol. unders. Rapp. 89.023.*
- Øvereng, O. 1989d: Befaring av kalksteinsforekomst ved Dalavatnet, Flatanger kommune, Nord-Trøndelag. *Norges geol. unders. Rapp. 89.088.*
- Øvereng, O. 1989e: Fjellset kalksteinsforekomst, Namsos kommune, Nord-Trøndelag. *Norges geol. unders. Rapp. 89.088.*
- Øvereng, O. 1990a: Sela kalksteinsfelt, Verran kommune, Nord-Trøndelag. *Norges geol. unders. Rapp. 90.026.*
- Øvereng, O. 1990b: Dolomitt, Almellingen, Roan kommune, Sør-Trøndelag. *Norges geol. unders. Rapp. 90.035.*
- Øvereng, O. 1990c: Kalkstein, Storfjellet, Åfjord kommune, Sør-Trøndelag. *Norges geol. unders. Rapp. 90.039.*
- Øvereng, O. 1990d: Befaring av kalksteinsfelt ved Derråsbrenna, Namdalseid kommune, Nord-Trøndelag. *Norges geol. unders. Rapp. 90.047.*
- Øvereng, O. 1990e: Diamantboring i Baustad kalksteinsfelt, Rissa kommune, Sør-Trøndelag. *Norges geol. unders. Rapp. 90.059.*
- Øvereng, O. 1991: Kongsmoen kalksteinsfelt. Råstoffundersøkelser. Høylandet kommune, Nord-Trøndelag. *Norges geol. unders. Rapp. 91.199.*
- Øvereng, O. & Gautneb. H. 1990: Tromsdalen kalksteinsfelt. Råstoffutnyttelse. *Norges geol. unders. Rapp. 90.026.*

Tabell 1. Representative mineralsammensetninger og kalkspat-dolomitt-termometri

	FeO	MgO	CaO	Sum	Fe	Mg	Ca	T (Rice, 1977)
<i>Karbonat (Helgel.dekket, Kõli og Seve):</i>								
Ve-6 MgO-umettet kalkspat (ksp)	0.02	0.28	55.6	55.90	0.6	14	1986	
Br-2 umettet ksp	0.06	0.59	55.1	55.75	1.7	29	1969	
Km-12 umettet (?) ksp (dm ikke funnet)	0.09	0.35	55.5	55.94	2.5	17	1980	
S-6 dolomitt (dm)	0.93	21.5	30.0	52.43	23.9	987	990	
MgO-mettet ksp	0.24	1.53	55.1	56.87	6.5	74	1919	486°C, 486°K
Le-11 umettet ksp	0.01	0.46	52.6	56.67	0.3	23	1977	
Fr-6 umettet ksp	0.34	0.79	54.7	55.83	9.5	39	1951	
ÅV-2 umettet ksp	0.11	0.42	55.2	55.73	3.1	21	1976	
ÅV-3 dm	0.51	21.4	29.2	51.11	13.4	1003	984	
homogen ksp – område 1 Fig 5B	0.17	2.58	53.0	55.75	4.7	127	1869	576°C, 849°K
ksp i avblandingskorn – 2	0.15	1.28	54.4	55.83	4.2	63	1933	463°C, 736°K
samfengt avblandingskorn – 3	0.13	2.45	53.1	55.68	3.6	120	1876	565°C, 838°K
homogen ksp – 4	0.04	0.39	55.4	55.83	1.1	19	1979	327°C, 600°K ?
Ri-4 mettet (?) ksp (litt dm observert)	0.03	0.56	55.4	55.99	0.8	28	1971	365°C, 638°K ?
Os-1 umettet (?) ksp (dm ikke funnet)	0.47	0.48	55.0	55.95	13.1	24	1963	
Jø-1 dm	0.31	21.9	29.3	51.51	8.1	1015	977	
dm-avblandet ksp (dråper/lam.)	0.10	1.50	54.6	56.20	2.8	74	1924	486°C, 759°K
Jø-2 umettet (?) ksp (dm ikke funnet)	0.38	0.36	55.3	56.04	10.6	18	1972	
Jø-3 umettet (?) ksp (dm ikke funnet)	0.17	0.54	54.2	54.91	4.8	27	1968	
Jø-5 mettet ksp	0.17	1.32	54.7	56.19	4.7	65	1931	467°C, 740°K
Na-1 mettet ksp	0.11	1.09	54.7	55.90	3.0	54	1943	442°C, 715°K
Ko-5 umettet (?) ksp (dm ikke funnet)	0.47	0.53	54.8	55.80	13.1	26	1960	
Km-7 dm	0.61	21.4	29.5	51.51	15.9	997	987	
mettet ksp	0.09	0.92	55.4	56.41	2.5	45	1952	419°C, 692°K
Km-9 dm	0.31	21.6	30.0	51.91	8.0	997	995	
mettet ksp	0.05	1.32	54.2	55.57	1.4	65	1933	467°C, 740°K

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Sum	Si+Ti	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe+Mg	Ca	Na+K
<i>Feltspat (Seve):</i>															
Jø-3 anortitt	44.5	—	35.5	—	—	19.2	0.63	0.03	99.86	2059	1933	—	—	954	58
Jø-4 albitt	68.2	—	19.6	—	—	0.54	11.4	0.03	99.77	2986	1012	—	—	25	970
Ko-6 plagiokl.	59.1	—	26.0	—	—	7.66	7.25	0.13	100.14	2634	1366	—	—	365	634
<i>Pyroksen (Seve):</i>															
Jø-3 diopsid	55.3	0.19	0.48	0.71	18.1	25.3	0.15	—	100.23	3995	5	36	1987	1953	21
Os-1 klinopyr.	52.2	0.21	1.72	10.8	11.1	22.8	0.61	—	99.44	3968	32	122	1938	1851	90
Ko-5 klinopyr.	53.1	0.59	0.86	7.52	14.6	22.3	0.41	—	99.38	3992	8	68	2091	1781	59
Ko-6 klinopyr.	54.4	—	0.47	2.3	16.6	25.6	0.07	—	99.44	3986	14	27	1954	2010	10
<i>Glimmer (Seve):</i>															
Km-6 flogopitt	41.8	—	17.7	0.30	24.6	0.11	0.05	11.1	95.66	5782	2218	667	5107	16	1972
Km-7 muskov.	47.3	—	35.2	0.14	1.31	0.08	0.74	10.5	95.27	6254	1746	3739	274	11	1961
Jø-4 muskov.	47.2	—	35.4	0.16	1.08	0.29	0.31	10.8	95.24	6247	1753	3769	231	41	1903
<i>Tremolitt (Seve):</i>															
ÅV-3	57.7	—	2.28	0.96	23.5	12.2	0.42	0.02	97.08	7864	136	230	4883	1782	114
Jø-4	58.2	—	1.86	0.42	24.2	12.9	0.14	—	97.72	7871	129	168	4926	1869	37
Jø-5	58.5	—	1.19	1.32	23.3	12.6	0.43	0.08	97.42	7966	34	157	4879	1838	128
Ko-6	58.5	—	1.36	0.91	23.5	13.4	0.21	0.10	97.98	7923	77	140	4847	1945	72
<i>Kloritt (Seve):</i>															
Km-6 klinoklor	31.0	—	20.9	—	34.8	0.26	—	0.02	86.98	5744	2256	2308	9611	52	5
Km-7 klinoklor	30.0	—	21.5	1.77	33.0	0.01	—	0.11	86.39	5647	2353	2417	9537	2	26

Oksyder er i vektprosent. Kationproporsjonene er normalisert til totalladninger på 4000, 16000, 24000, 44000, 46000 og 56000 for henholdsvis karbonat, feltspat, pyroksen, glimmer, amfibol og kloritt.

Mineralene ble analysert med en Jeol 733X Superprobe med 4 bølgelengde-diskriminerende spektrometre, 15 kV akselerasjons-spennning, 15 nA strøm, 10–20 sek. talletid og raster-områder på 5–20 µm. Rådataene ble korrigert med et Jeol ZAF-korreksjonsprogram og standardisering ble foretatt med naturlige mineralstandarder (wollastonitt for Si og Ca, rutil for Ti, olivin for Mg og Fe, kyanitt for Al, albitt for Na og ortoklas for K). De rapporterte sammensetningene representerer gjennomsnittet av 2-8 punktanalyser. Den gjennomsnittlige presisjonen (1σ) er bedre enn 1, 3, og 8 % for oksyder som er tilstede i mengder på henholdsvis 30-60 vekt%, 5-30 vekt%, og mindre enn 5 %. Gjentatte analyser av standarder viser at nøyaktigheten svarer omtrent til presisjonen.

Tabell 1, forts. tekst

Analyseområdene i homogene og dolomitt-avblandete kalkspatkorn i prøve ÅV-3 er vist i Fig. 5B, og nummerert fra 1 til 4. Den høyere intensiteten av tilbakespredte elektroner fra områdene som er raserert av elektronstrålen (små rektangulære områder, 10–20 μm) skyldes partiell dekarbonatisering. Temperaturene som er utledet fra kalkspat-dolomitt-termometeret til Rice(1977) er i full overensstemmelse med solvuskurvene til Essene (1982) og Anovitz & Essene (1987).

Prøver som ikke er hel-bergartsanalysert, og som ikke er vist på kartene i Figurene 2 og 4, har følgende koordinater: S-6: kartblad Snåsavatn 1723-2, 32W PS 3398 1625; Os-1: kartblad Osen 1623-4 32W NS 7490 3253; Jø-2, -3, og -5: kartblad Jøssund 32W NS 9342 4926 (Jø-2), 32W NS 93654921 (Jø-3) og 32W NS 8895 4053 (Jø-5); Ko-6: kartblad Kolvereid 1724-4 32W PT 2782 0113; Km-7: kartblad Kongsmoen 1824-2 32W UM 7624 9649.

Tabell 2a. Hovedelementkjemi av analyserte marmorprøver

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
<i>Helgelandsdekket:</i>										
El-1	0.71	0.016	0.23	0.38	0.009	0.56	54.79	<i>nd</i>	0.040	0.13
El-2	7.65	0.081	1.70	1.12	0.017	0.42	48.62	0.25	0.240	0.09
Ve-3	13.34	0.148	3.00	1.02	0.045	0.74	45.87	0.22	0.736	0.06
Ve-4	8.22	0.125	1.97	0.35	0.037	0.25	48.59	0.12	0.476	0.13
Ve-5	0.07	<i>nd</i>	<i>nd</i>	0.04	0.005	0.19	55.34	<i>nd</i>	<i>nd</i>	0.13
Ve-6	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	0.02	0.008	0.20	55.16	<i>nd</i>	<i>nd</i>	0.13
Km-12	1.02	0.015	0.24	0.19	0.014	0.56	54.64	<i>nd</i>	0.050	0.14
<i>Köli:</i>										
Ve-1*	2.36	0.031	0.32	0.13	0.013	1.23	52.74	<i>nd</i>	0.021	0.14
Br-2*	2.74	0.030	0.56	0.17	0.022	0.60	52.37	<i>nd</i>	0.134	0.13
Høl-7	5.71	0.161	2.05	0.92	0.029	0.76	50.04	<i>nd</i>	0.417	0.12
Fr-6	2.39	0.088	0.84	0.56	0.012	0.71	52.55	<i>nd</i>	0.159	0.11
Fr-10	1.03	0.014	0.14	0.09	0.005	1.00	54.20	<i>nd</i>	0.023	0.10
S-1	6.53	0.055	1.07	0.34	0.009	2.45	48.87	<i>nd</i>	0.151	0.07
S-6	4.54	0.051	0.89	0.29	0.009	2.80	49.72	<i>nd</i>	0.099	0.08
S-13	1.25	0.014	0.18	0.19	0.005	1.76	53.09	<i>nd</i>	0.005	0.09
S-14	0.29	0.012	0.06	0.57	0.053	11.25	45.09	<i>nd</i>	0.019	0.05
S-15	0.77	0.009	0.18	0.10	0.008	0.65	54.29	<i>nd</i>	0.023	0.11
Jo-4	0.44	0.014	0.25	0.08	0.006	0.26	55.01	0.34	0.069	0.12
Y-4	0.92	0.033	0.51	0.24	0.010	0.28	54.10	<i>nd</i>	0.129	0.11
Y-7	0.8	0.049	0.46	0.33	0.020	0.28	54.18	<i>nd</i>	0.112	0.12
St-1a	0.34	0.014	0.20	0.15	0.009	0.15	54.95	<i>nd</i>	0.009	0.10
St-2a	<i>nd</i>	0.004	<i>nd</i>	0.03	0.003	0.44	55.07	<i>nd</i>	0.010	0.10
St-2b	5.04	0.189	1.44	0.77	0.049	1.09	51.39	0.18	0.406	0.12
St-3	1.86	0.011	0.05	0.10	0.005	3.51	51.25	0.15	0.069	0.10
Le-10	<i>nd</i>	0.005	<i>nd</i>	0.04	0.003	0.20	55.27	<i>nd</i>	<i>nd</i>	0.11
Le-11	0.02	0.005	0.02	0.05	0.003	0.42	55.09	<i>nd</i>	0.004	0.12
Le-12	0.10	0.008	0.03	0.14	0.004	0.60	54.97	<i>nd</i>	<i>nd</i>	0.11
Le-14	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	0.14	0.003	0.31	55.13	<i>nd</i>	0.005	0.10
Bj-1a	1.11	0.009	0.22	0.12	0.009	0.78	54.08	<i>nd</i>	0.055	0.10
ÅV-2	0.42	0.006	0.12	0.15	0.010	0.44	54.80	<i>nd</i>	0.018	0.11
<i>Seve – kalkspat:</i>										
Vis-2	0.40	0.012	0.13	0.11	0.005	0.71	54.84	<i>nd</i>	0.019	0.11
Ri-4	0.31	<i>nd</i>	0.08	0.06	0.006	0.63	54.91	<i>nd</i>	0.006	0.11
ÅV-3	3.89	0.037	0.70	0.31	0.040	6.32	48.18	<i>nd</i>	0.084	0.07
ÅV-4	1.06	0.010	0.15	0.12	0.014	0.89	54.24	<i>nd</i>	0.040	0.09
S-17	0.62	0.011	0.31	0.23	0.010	0.33	54.55	<i>nd</i>	0.025	0.10
Jø-4	2.52	0.035	0.89	0.33	0.014	0.84	52.67	<i>nd</i>	0.188	0.10
Na-1	3.18	0.073	1.07	0.36	0.011	2.05	51.04	<i>nd</i>	0.249	0.09
Gr-1b	0.09	0.090	0.04	0.05	0.040	0.18	55.64	<i>nd</i>	0.130	<i>nd</i>
Gr-9	1.82	0.035	0.52	0.26	0.005	1.95	52.38	<i>nd</i>	0.064	0.09
Gr-10	2.97	0.017	0.22	0.13	0.005	1.66	52.48	<i>nd</i>	0.037	0.09
Km-6	1.61	<i>nd</i>	0.11	0.13	0.007	0.78	53.57	<i>nd</i>	<i>nd</i>	0.17
Ko-1	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	0.06	0.008	0.22	55.25	<i>nd</i>	<i>nd</i>	0.11
Ko-5	13.47	0.030	0.42	0.27	0.006	4.89	45.82	0.10	0.086	0.33
<i>Seve – dolomitt:</i>										
Km-9	1.17	<i>nd</i>	0.24	0.43	0.017	16.81	34.15	<i>nd</i>	0.107	0.15
Jø-1	3.58	0.029	0.63	0.34	0.014	22.06	30.17	<i>nd</i>	0.078	0.05
Ro-1a	1.16	<i>nd</i>	0.02	0.02	<i>nd</i>	22.09	31.68	<i>nd</i>	<i>nd</i>	0.05
Ro-1b	1.00	<i>nd</i>	0.10	0.07	<i>nd</i>	22.57	29.84	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>
Bj-2	2.03	0.009	0.30	0.53	0.016	22.36	30.39	<i>nd</i>	0.004	0.08

* Prøvene Br-2 og Ve-1 er inkludert i Köli-gruppen. Disse karbonatene overlager Sauren ofiolittfragment. Thorsnes & Løseth (1991) tilordner disse bergartene til Midtre dekke i Helgeland dekkekompleks.

Oksyder i vektprosent; *ud*, under deteksjonsgrensen, som er 0.01 % for SiO₂, Al₂O₃, Na₂O, og P₂O₅; 0.004 % for TiO₂; og 0.003 % for K₂O.

Målinger ble foretatt med et Phillips PW1480 røntgenfluorescens-spektrometer på glassbrikker fremstilt ved smelting av prøve og Li₂B₄O₇ i forholdet 1:7 (analyse ved B. Nilsen, NGU). Tabell 2b illustrerer den analytiske presisjonen og nøyaktigheten.

Tabell 2b. Instrumentell nøyaktighet og presisjon av hovedelementanalysene illustrert ved 9 gjentatte analyser av to syntetiske standarder

		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
KST-22	<i>akseptert:</i>	0.672	0.0065	0.151	0.043	0.0004	0.010	55.49	0.028	0.0550	0.0028
	1	0.74	0.009	0.21	0.08	<0.002	0.04	55.00	<0.1	0.053	0.13
	2	0.73	0.010	0.20	0.08	<0.002	0.02	54.98	<0.1	0.053	0.14
	3	0.75	0.007	0.21	0.08	<0.002	0.04	54.98	<0.1	0.054	0.14
	4	0.71	0.006	0.19	0.08	<0.002	<0.01	54.96	<0.1	0.054	0.12
	5	0.73	0.005	0.19	0.08	<0.002	0.03	54.95	<0.1	0.053	0.13
	6	0.74	0.007	0.20	0.08	<0.002	0.04	54.96	<0.1	0.053	0.12
	7	0.73	0.009	0.20	0.08	<0.002	0.02	54.98	<0.1	0.053	0.14
	8	0.73	0.009	0.21	0.08	<0.002	0.05	54.97	<0.1	0.053	0.13
	9	0.73	0.007	0.21	0.08	<0.002	0.03	54.96	<0.1	0.053	0.13
KST-29	<i>akseptert:</i>	30.03	0.0700	6.020	3.155	0.1600	1.345	31.99	2.155	2.220	0.2150
	1	29.42	0.077	6.08	3.22	0.148	1.27	31.61	2.24	2.146	0.24
	2	29.47	0.075	6.11	3.22	0.146	1.30	31.63	2.22	2.150	0.24
	3	29.45	0.075	6.06	3.21	0.148	1.29	31.61	2.13	2.146	0.24
	4	29.43	0.074	6.04	3.21	0.145	1.27	31.60	2.20	2.147	0.23
	5	29.47	0.072	6.08	3.20	0.145	1.27	31.57	2.19	2.148	0.24
	6	29.45	0.073	6.04	3.21	0.146	1.30	31.57	2.17	2.145	0.23
	7	29.47	0.073	6.08	3.21	0.146	1.30	31.61	2.16	2.147	0.24
	8	29.54	0.069	6.07	3.20	0.145	1.27	31.59	2.17	2.144	0.23
	9	29.47	0.074	6.09	3.21	0.145	1.28	31.57	2.16	2.144	0.24

Prøvene Høl-7, Vis-2 og prøvene fra Nordland fylke er analysert sammen med prøveseriene som ble rapportert i Trønnes (1993b) og Trønnes (1994). Det er ingen betydelige forskjeller mellom den instrumentelle presisjonen og nøyaktigheten i disse to analyseomgangene (se Tabell 2b i Trønnes, 1994).

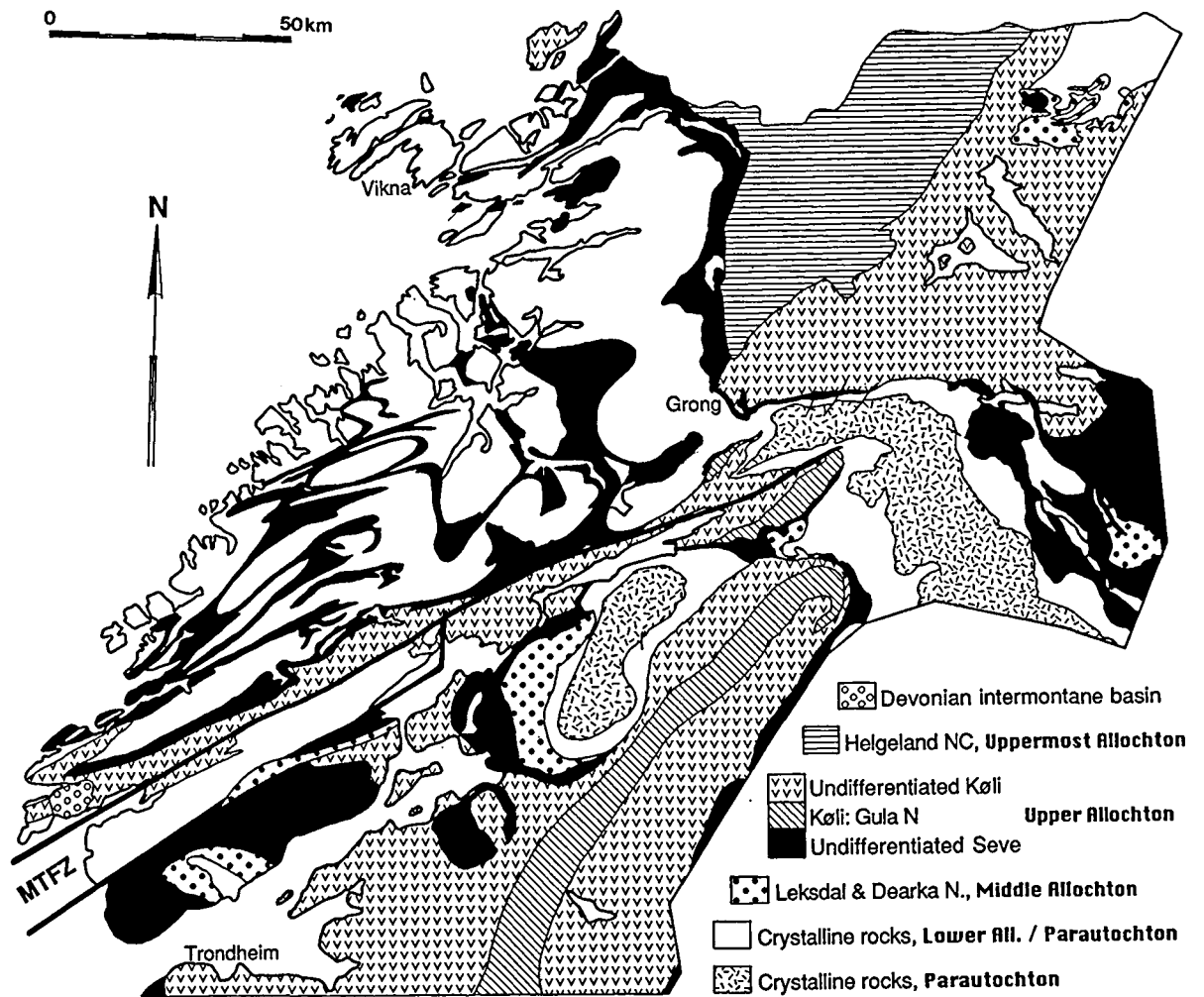
Tabell 3. Isotopkjemi av analyserte marmorprøver

	Rb	Sr	R ₀	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	R ₄₇₀	R ₅₆₀	R ₆₀₀	δ ¹³ C	δ ¹⁸ O
<i>Helgelandsdekket:</i>									
El-1	1.49	1023.8	0.70733	0.00421	0.70730	0.70730	0.70729	5.78	-10.15
El-2	—	—	—	—	—	—	—	6.82	-8.71
Ve-3	—	—	—	—	—	—	—	4.89	-11.3
Ve-4	—	—	—	—	—	—	—	4.42	-12.97
Ve-5	—	—	—	—	—	—	—	6.13	-6.82
Ve-6	0.29	1969.5	0.70672	0.00043	0.70672	0.70672	0.70672	6.07	-7.28
Km-12	1.52	411.42	0.70769	0.01069	0.70762	0.70760	0.70760	3.61	-15.75
<i>Köli:</i>									
Br-2*	—	—	—	—	—	—	—	1.11	-10.36
Ve-1*	—	—	—	—	—	—	—	1.91	-7.88
Høl-7	6.04	1092.7	0.70749	0.01599	0.70738	0.70736	0.70735	-0.27	-12.32
Fr-6	1.87	323.92	0.70833	0.01670	0.70822	0.70820	0.70819	-0.46	-11.56
Fr-10	5.31	380.83	0.70834	0.04034	0.70807	0.70802	0.70799	-0.10	-11.21
S-1	1.71	963.56	0.70845	0.00513	0.70842	0.70841	0.70841	-0.57	-9.29
S-6	3.13	906.01	0.70834	0.01000	0.70827	0.70826	0.70825	-0.79	-10.91
S-13	1.22	649.25	0.70860	0.00544	0.70856	0.70856	0.70855	-0.02	-9.42
S-15	3.52	321.52	0.70857	0.03168	0.70836	0.70832	0.70830	0.72	-6.98
S-14	2.07	107.55	0.70857	0.05569	0.70820	0.70813	0.70809	0.457	-10.07
Jo-4	0.9	119.14	0.70863	0.02186	0.70848	0.70846	0.70844	-0.15	-7.03
Y-4	0.85	193.03	0.70812	0.01274	0.70803	0.70802	0.70801	0.31	-10.36
Y-7	4.38	226.43	0.70810	0.05597	0.70773	0.70765	0.70762	0.63	-12.2
St-1a	9.30	112.07	0.70793	0.24009	0.70632	0.70601	0.70588	0.89	-8.40
St-2a	0.98	271.78	0.70846	0.01043	0.70839	0.70838	0.70837	0.25	-6.68
St-2b	1.43	306.79	0.70805	0.01349	0.70796	0.70794	0.70793	-0.17	-12.81
St-3	0.30	359.50	0.70898	0.00241	0.70896	0.70896	0.70896	0.01	-10.92
Le-10	2.44	165.79	0.70849	0.04258	0.70820	0.70815	0.70813	1.48	-7.73
Le-11	0.53	189.39	0.70850	0.00810	0.70845	0.70844	0.70843	1.24	-6.68
Le-12	0.71	272.37	0.70856	0.00754	0.70851	0.70850	0.70850	0.69	-6.49
Le-14	0.59	169.83	0.70840	0.01005	0.70833	0.70832	0.70831	1.16	-7.22
Bj-1a	1.79	302.75	0.70838	0.01711	0.70827	0.70824	0.70823	0.46	-11.94
ÅV-2	4.86	194.00	0.70845	0.07248	0.70796	0.70787	0.70783	0.32	-10.87
<i>Seve – kalkspatmarmor:</i>									
Vis-2	0.62	286.84	0.70879	0.00625	0.70875	0.70874	0.70874	0.25	-9.14
Ri-4	1.21	274.21	0.70869	0.01277	0.70860	0.70859	0.70858	0.79	-8.53
ÅV-3	3.26	211.87	0.70842	0.04452	0.70812	0.70806	0.70804	0.19	-14.30
ÅV-4	1.11	216.14	0.70854	0.01486	0.70844	0.70842	0.70841	0.34	-9.46
S-17	5.61	201.85	0.70847	0.08042	0.70793	0.70783	0.70778	0.44	-12.09
Jø-4	3.11	344.28	0.70873	0.02614	0.70855	0.70852	0.70851	-0.55	-9.40
Na-1	7.10	622.63	0.70877	0.03300	0.70855	0.70851	0.70849	-0.48	-8.03
Gr-1b	0.97	102.26	0.70865	0.02745	0.70847	0.70843	0.70842	0.77	-8.79
Gr-9	3.16	873.27	0.70853	0.01047	0.70846	0.70845	0.70844	-0.57	-9.80
Gr-10	1.91	825.04	0.70872	0.00670	0.70868	0.70867	0.70866	-0.29	-10.41
Km-6	4.34	1905.6	0.70782	0.00659	0.70778	0.70777	0.70776	6.31	-11.82
Ko-1	0.66	136.06	0.70857	0.01404	0.70848	0.70846	0.70845	0.79	-7.20
Ko-5	0.69	970.41	0.70784	0.00206	0.70783	0.70782	0.70782	5.40	-12.96
<i>Seve – dolomittmarmor:</i>									
Km-9	4.77	209.23	0.70847	0.06596	0.70803	0.70794	0.70791	5.703	-11.72
Jø-1	3.85	69.60	0.71072	0.16009	0.70965	0.70944	0.70935	3.829	-5.712
Ro-1a	0.76	56.58	0.70836	0.03886	0.70810	0.70805	0.70803	3.35	-3.22
Ro-1b	3.88	61.15	0.70838	0.18359	0.70715	0.70691	0.70681	2.89	-6.66
Bj-2	1.61	167.46	0.70815	0.02782	0.70796	0.70793	0.70791	6.27	-7.94

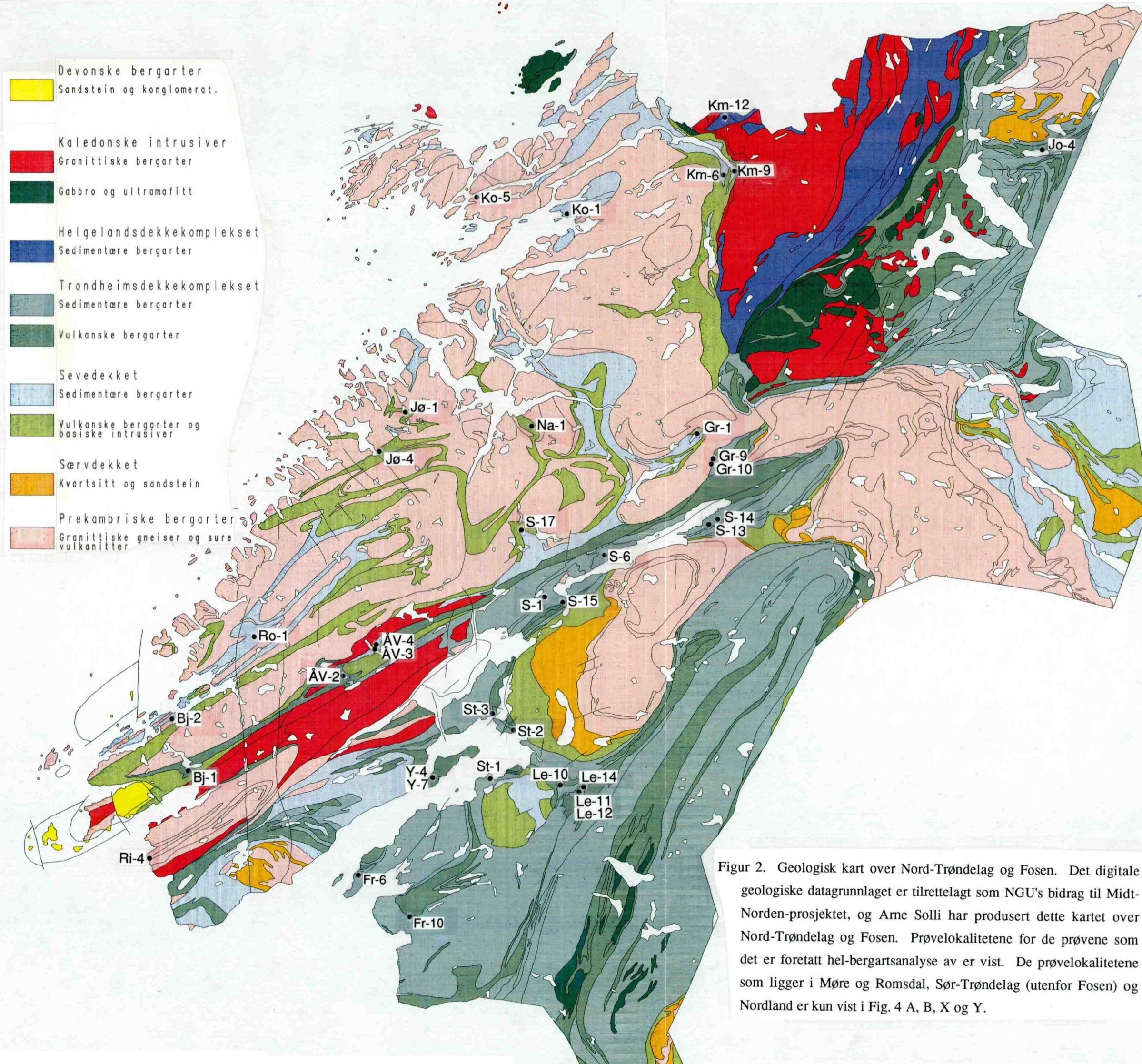
* Prøvene Br-2 og Ve-1 er inkludert i Köli-gruppen. Disse karbonatene overlager Sauren ofiolittfragment. Thorsnes & Løseth (1991) tilordner disse bergartene til Midtre dekke i Helgeland dekkekompleks.

Rb- og Sr-innhold i ppm. R₀ er dagens målte ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-forhold og R₄₇₀, R₅₆₀ og R₆₀₀ er de beregnede forholdene ved 470, 560 og 600 Ma. δ¹³C og δ¹⁸O er basert på PDB-standarden.

Alle målingene ble utført etter syreoppløsning av karbonat i 100% fosforsyre ved 50 og 80°C for h.h.v. kalkspatdominerte og dolomitt-dominerte prøver. *Geol. Inst., Univ. Bergen (analytiker: R. Søråas)*: C- og O-isotopforholdene ble funnet ved massespektrometri av frigjort CO₂-gass (Finnigan MAT 251). *Min. Geol. Museum, Univ. Oslo (analytiker: B. Sundvoll)*: Rb- og Sr-innholdene ble målt ved isotopfortynningsanalyse med et VG-386 massespektrometer og Sr-isotopforholdene ble målt med et Finnigan MAT-instrument og Sr-standarden NBS987. Presisjonen (1 sd) for målingene av Rb, Sr, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, δ¹³C og δ¹⁸O er h.h.v. ca. 0.7, 1, 5, 0.1 og 0.2.



Figur 1. Tektonostratigrafisk kart over Nord-Trøndelag og Fosen. Basert på Gee et al. (1985), Roberts (1989), Sollie (1989) og Dallmeyer et al (1992). MTFZ: Møre-Trøndelag forkastningssone; N: Skyvedekke; NC: dekkekompleks.



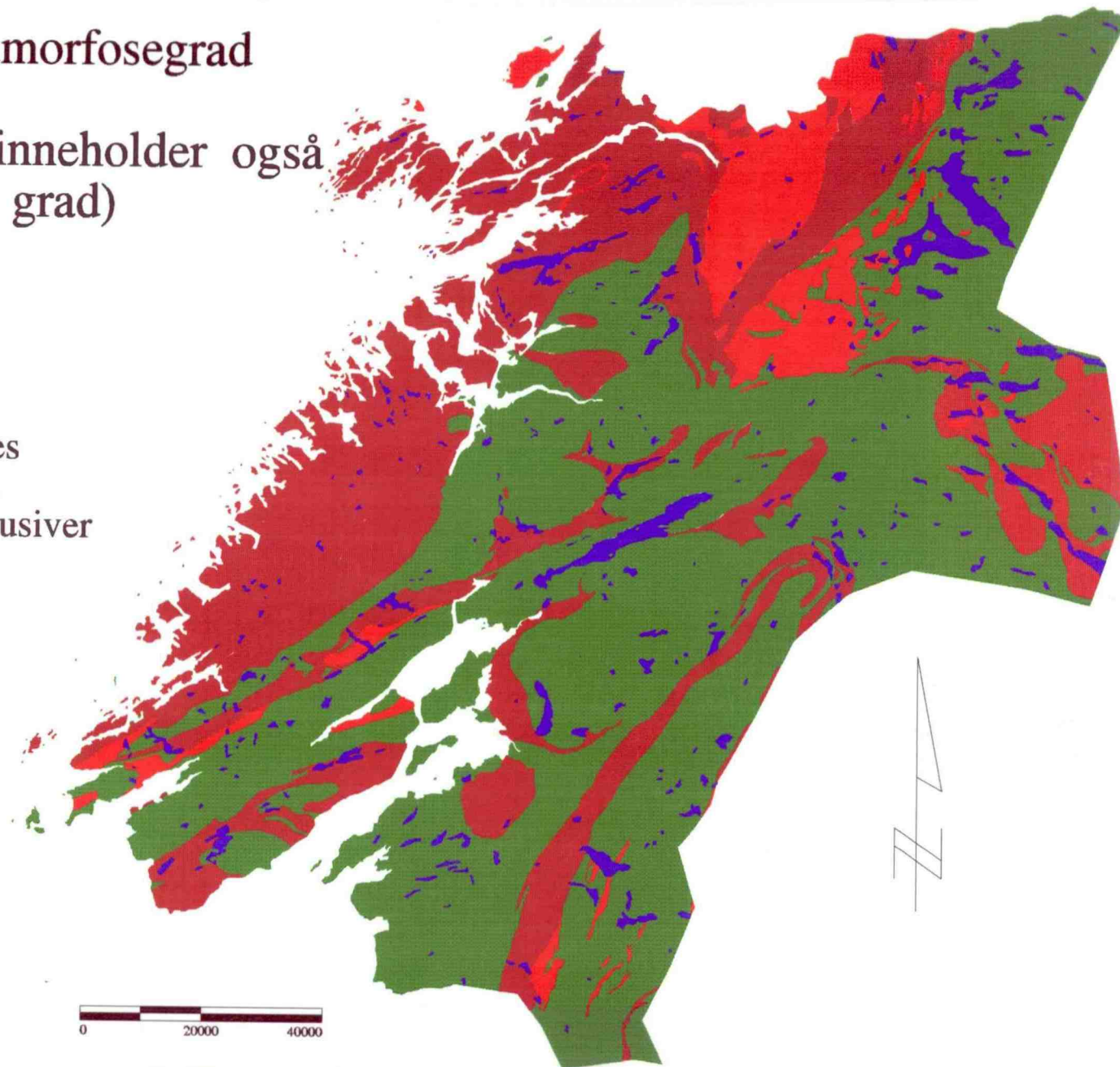
Figur 2. Geologisk kart over Nord-Trøndelag og Fosen. Det digitale geologiske datagrunnlaget er tilrettelagt som NGU's bidrag til Midt-Norden-prosjektet, og Arne Solli har produsert dette kartet over Nord-Trøndelag og Fosen. Prøvelokalitetene for de prøvene som det er foretatt hel-bergartsanalyse av er vist. De prøvelokalitetene som ligger i Møre og Romsdal, Sør-Trøndelag (utenfor Fosen) og Nordland er kun vist i Fig. 4 A, B, X og Y.

Bergartenenes metamorfosegrad

(amfibolittfacies inneholder også facies av høyere grad)












Metamorfose, vektor

- Vann
- Grønnskiferfacies
- Amfibolittfacies
- Kaledonske intrusiver

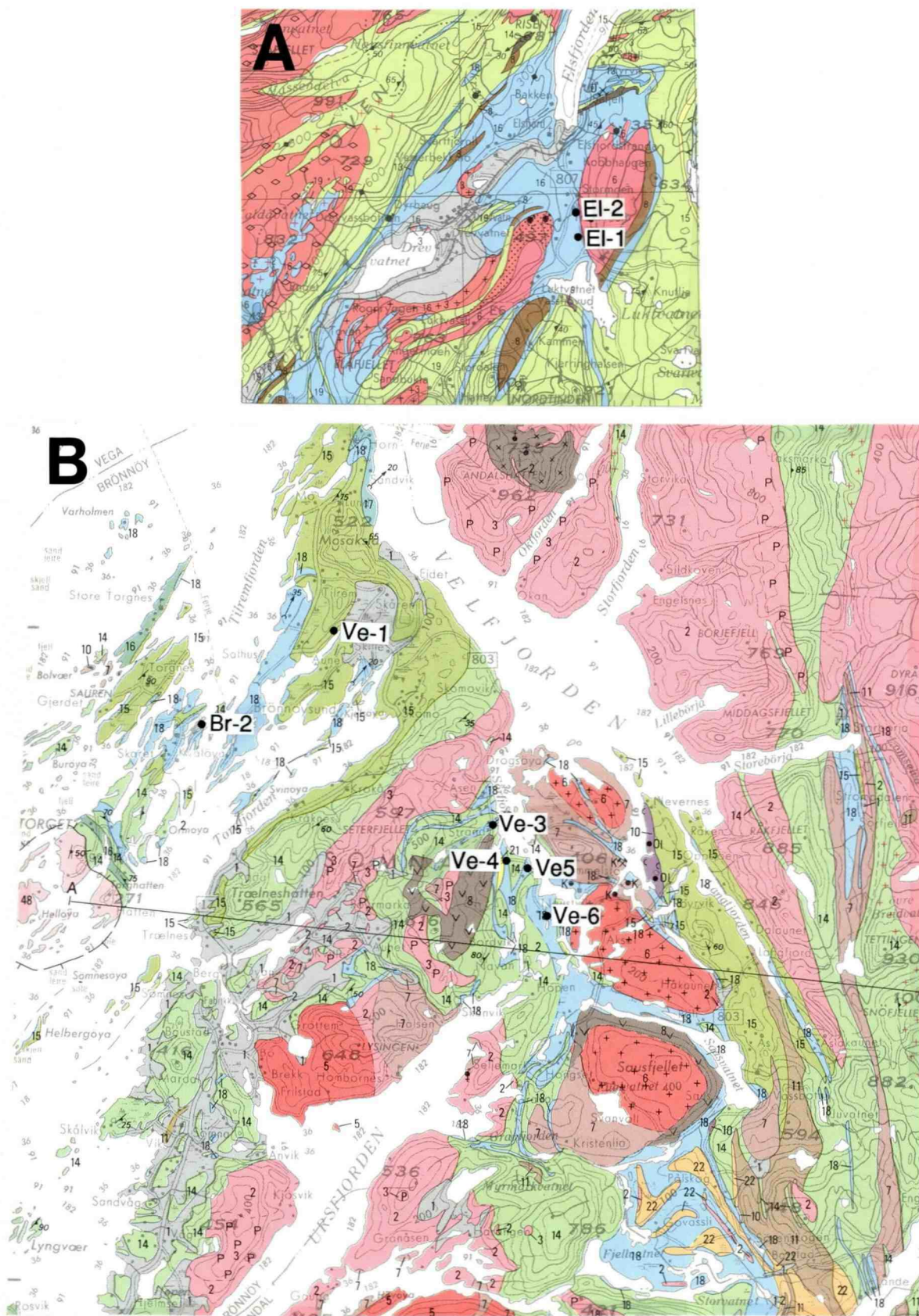


Figur 3. Kart over Nord-Trøndelag og Fosen som viser den regionale variasjonen i metamorfosegrad. De granulittmetamorfe områdene i den vestlige delen av Vestranden (Roan-området) er ikke skilt ut. Kartet er framstilt av Michael Heim og Per Ryghaug ved NGU.

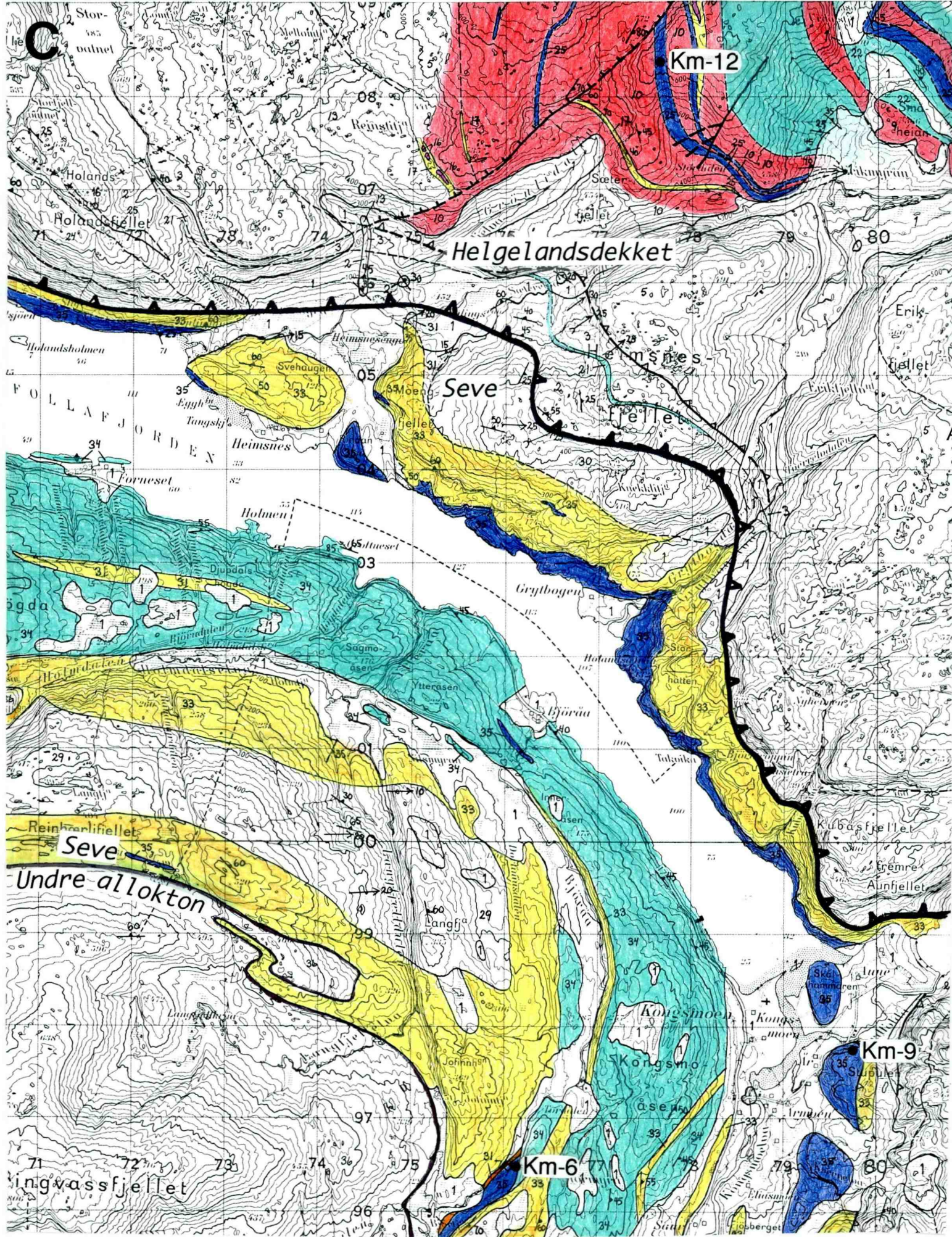
Figur 4 (A–Y). Kartutsnitt som viser prøvelokaliteter, utbredelse av marmorsonene samt deres tektoniske og stratigrafiske plassering. De fleste kartene har målestokk tilnærmet lik 1 : 50 000, mens noen har målestokk 1 : 250 000 (A og B) og 1 : 80 000 (H, I, J). Marmorsonene med tilhørende prøvelokaliteter (Gr-1b, Y-4, Y-7 og Jo-4) fra Geitfjellet–Bukkafjellet, Ytterøya og Huddingsvatnet–Leipikdalen er ikke vist, siden detaljerte kart over disse finnes i Trønnes (1993a, 1993b, 1994). Fargesymbolene for de fargetrykte kartutsnittene er forklart på de aktuelle sidene, mens alle de fargelagte utsnittene av foreløpige berggrunnskart har følgende felles tegnforklaring:

	marmor
	kalksilikatbergarter
	glimmerskifer, glimmergneis
	sandsstein, metasandsstein
	konglomerat
	fyllitt
	grønnskifer, grønnstein, amfibolitt, eklogitt (kun Fig. 3Y, grønne e-er på oransje bakgrunn)
	kvartskeratofyr, felsitt
	granittisk, granodiorittisk eller kvartsdiorittisk gneis
	dioritt, diorittisk gneis
	gabbro

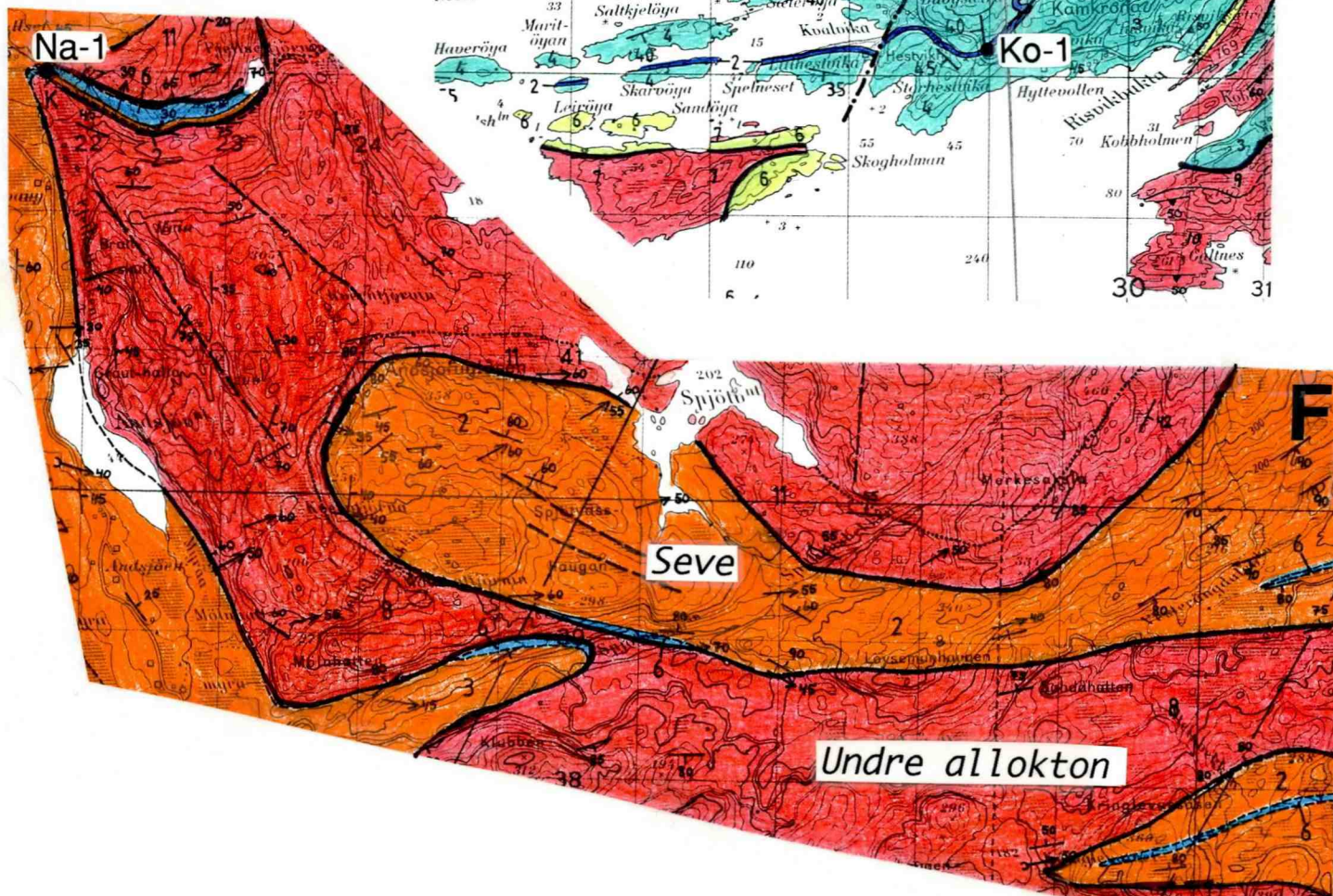
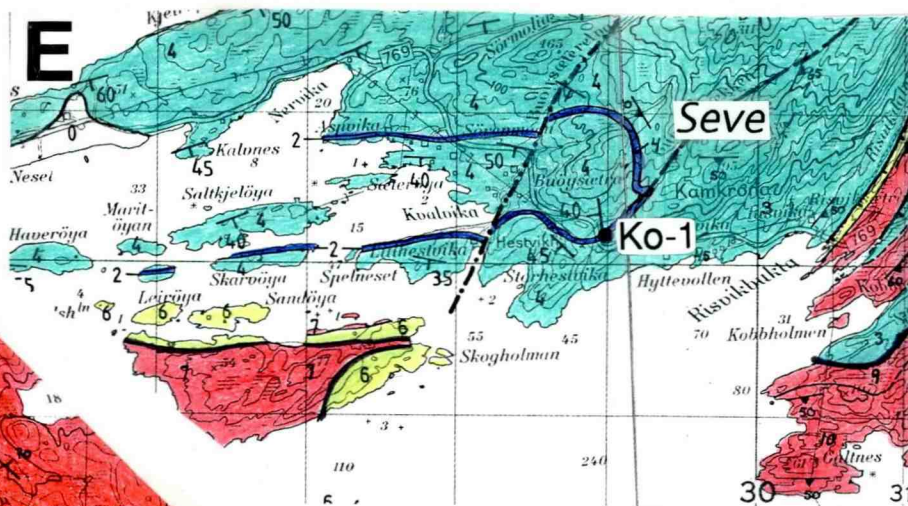
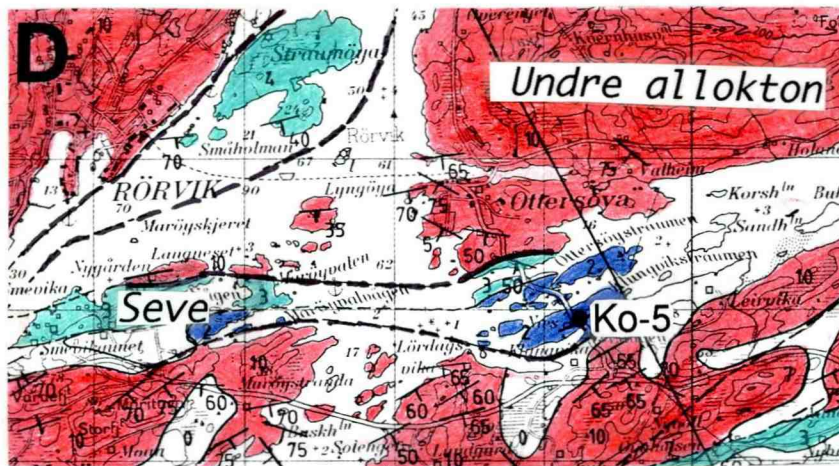
Tektonostratigrafisk tilhørighet av ulike bergartssekvenser er oppført på noen av kartene. I de fleste tilfeller kan imidlertid den tektonostratigrafiske posisjonen sees av Fig. 2. I noen tilfeller er stigende stratigrafisk nivå markert med en pil. Selv om hver av figursidene har referanser til de geologiske kartbladene (fargetrykte utgaver, foreløpige utgaver eller manuskriptkart) som er benyttet, er det foretatt enkelte forenklinger og re- tolkninger i denne rapporten.



A og B: Utsnitt av 1 : 250 000 - kartbladene Mo i Rana (A, Gustavson & Gjelle, 1992) og Mosjøen (B, Gustavson, 1981). Både A og B viser bergarter i øverste allokton (Helgelandsdekket), men prøvene Br-2 og Ve-1 er fra den vestlige marmorsekvensen som ligger stratigrafisk over tidlig-ordoviciske ofiolitter (se Thorsnes & Løseth, 1991). Fargesymboler: *blå*—marmor, *grønne farger*—glimmerskifre og glimmergneiser (*blågrønne* er kalkholdige varianter), *oransje*—gneiser. Intrusiver som gjennomsetter de metasedimentære enhetene er: *røde*—felsiske, *brune*—mafiske og *fiolette*—ultramafiske.

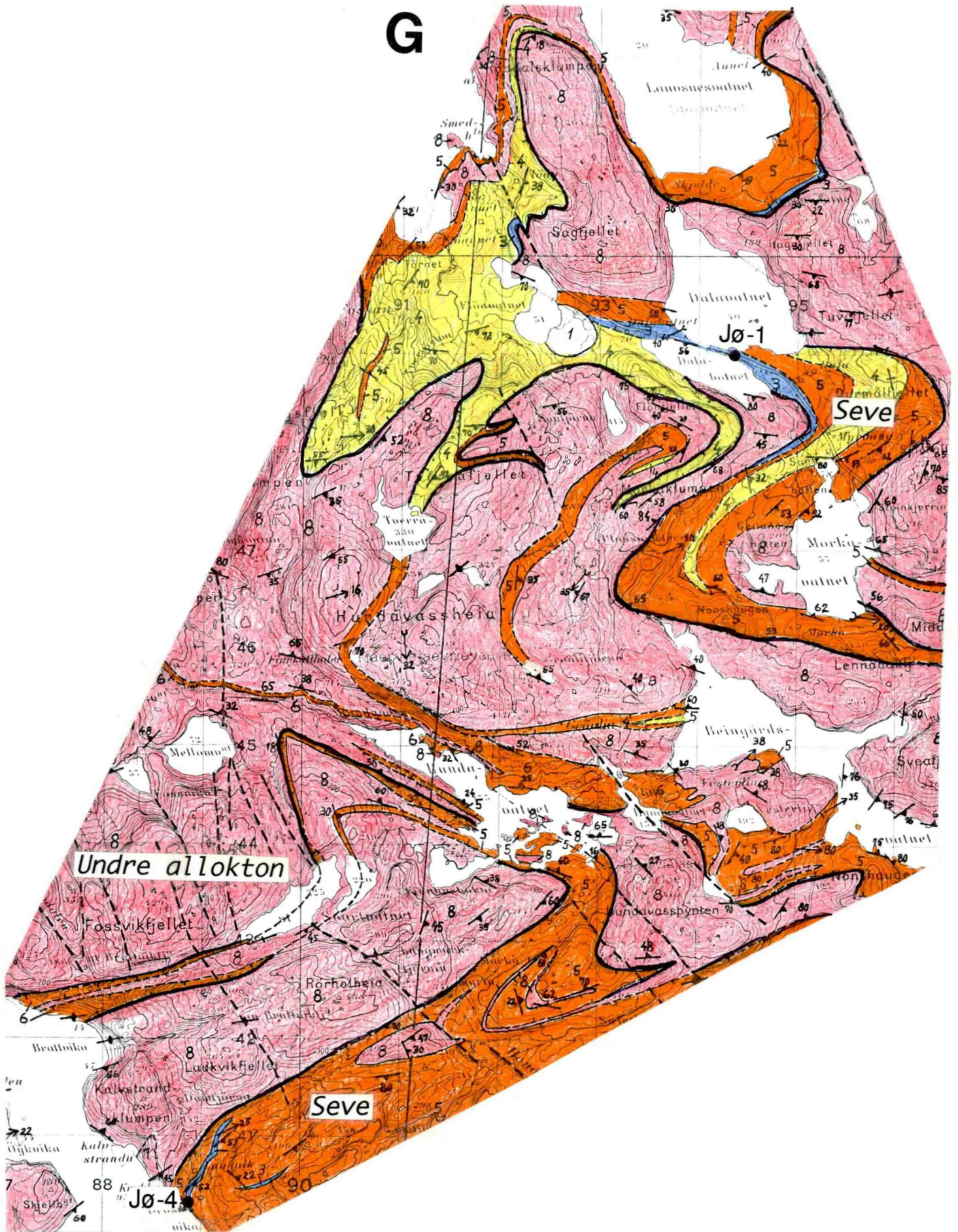


C: Fra kartblad Kongsnoen, 1824-4 (Nissen, 1991)

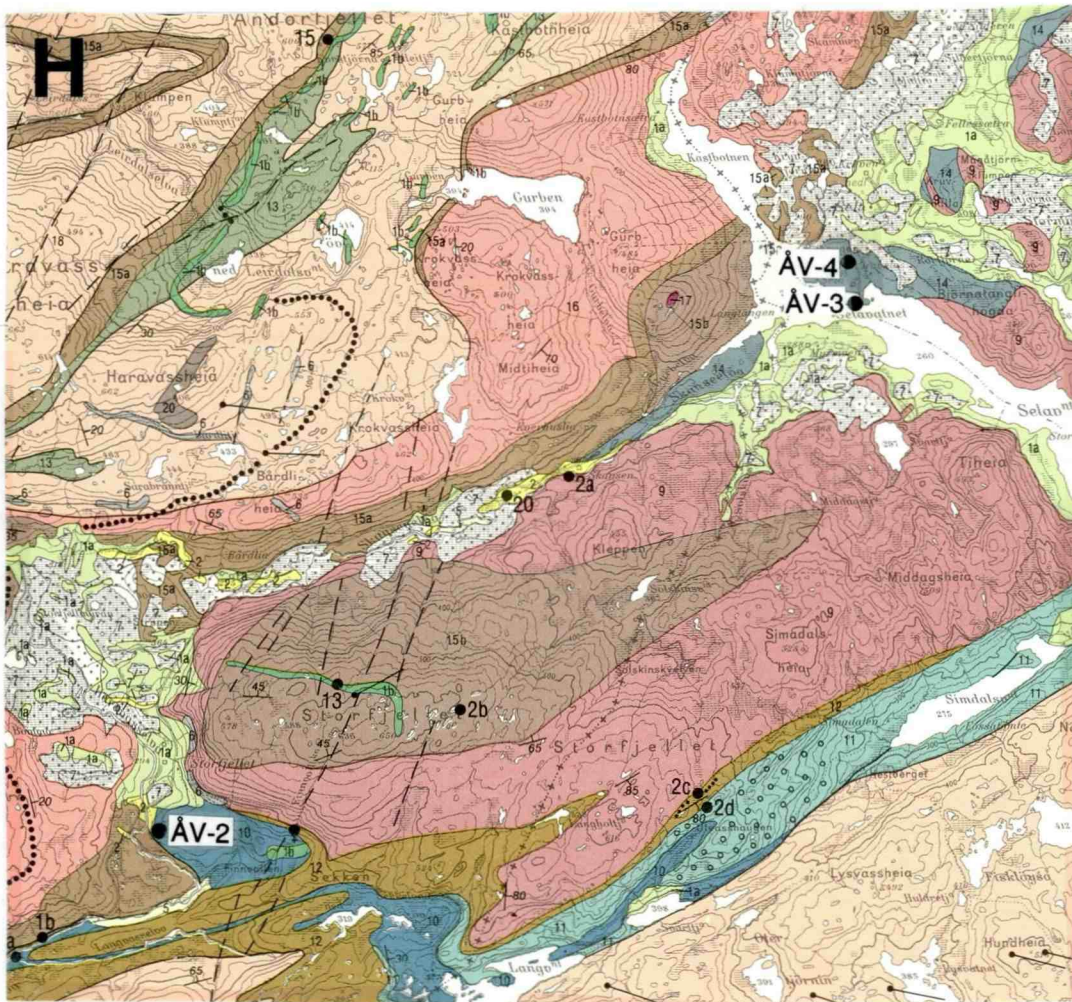


D: Fra kartblad Kolvereid, 1724-4 (Bering, 1990). E: Utsnitt fra fra grenseområdet mellom kartene Kolvereid og Foldereid, 1724-1 (Bering et al. 1991). F: Fra kartblad Namsos, 1723-4 (Solli, 1988).

G



G: Fra kartblad Jøssund, 1623-1 (Solli et. al., 1990).



- 1a
 - 1b
 - 2
 - 4
- MORENEMATERIALE /
RANDMORENE**
- BREELVAVSETNINGER**
- MARINE STRANDAVSETNINGER**

- 9
- DIORITT**

Köli:

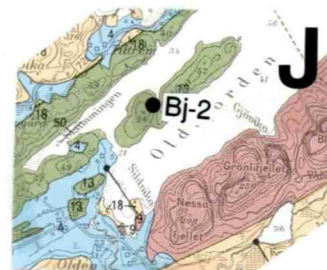
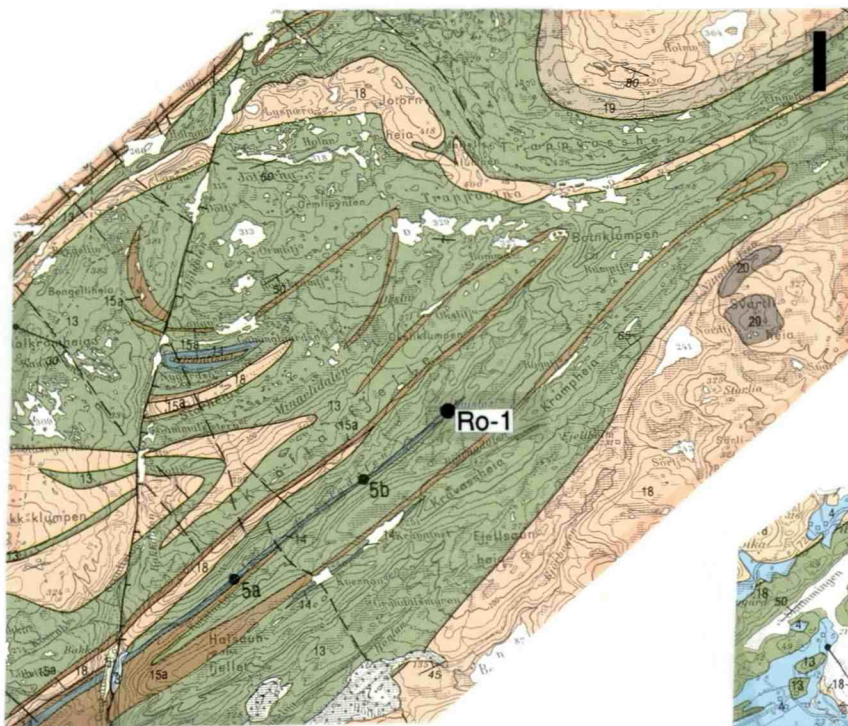
- 10
 - 11
 - 12
- MARMOR**
- SANDSTEIN / MED LINSER
AV KONGLOMERAT**
- GRÖNNSTEIN**

Seve:

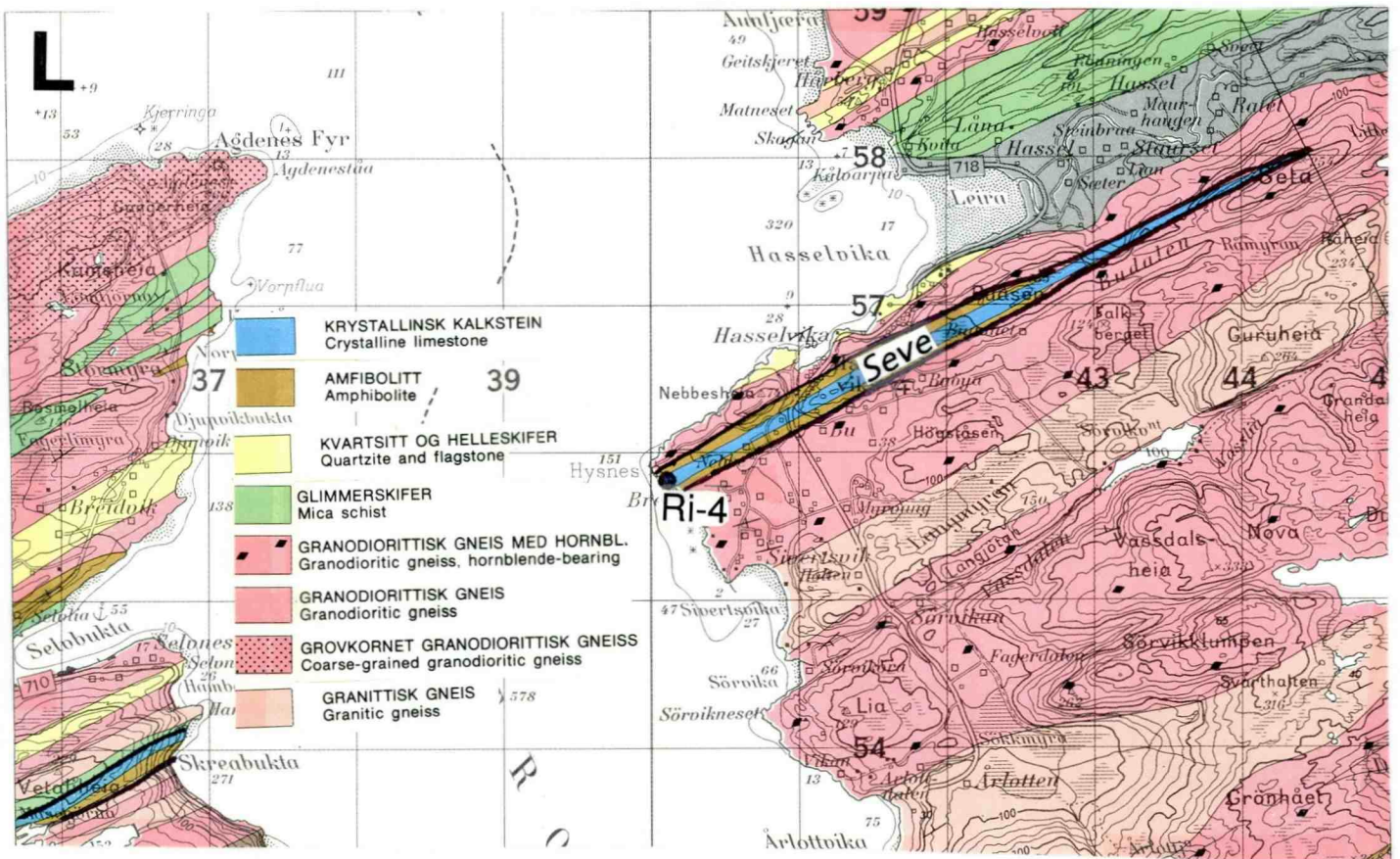
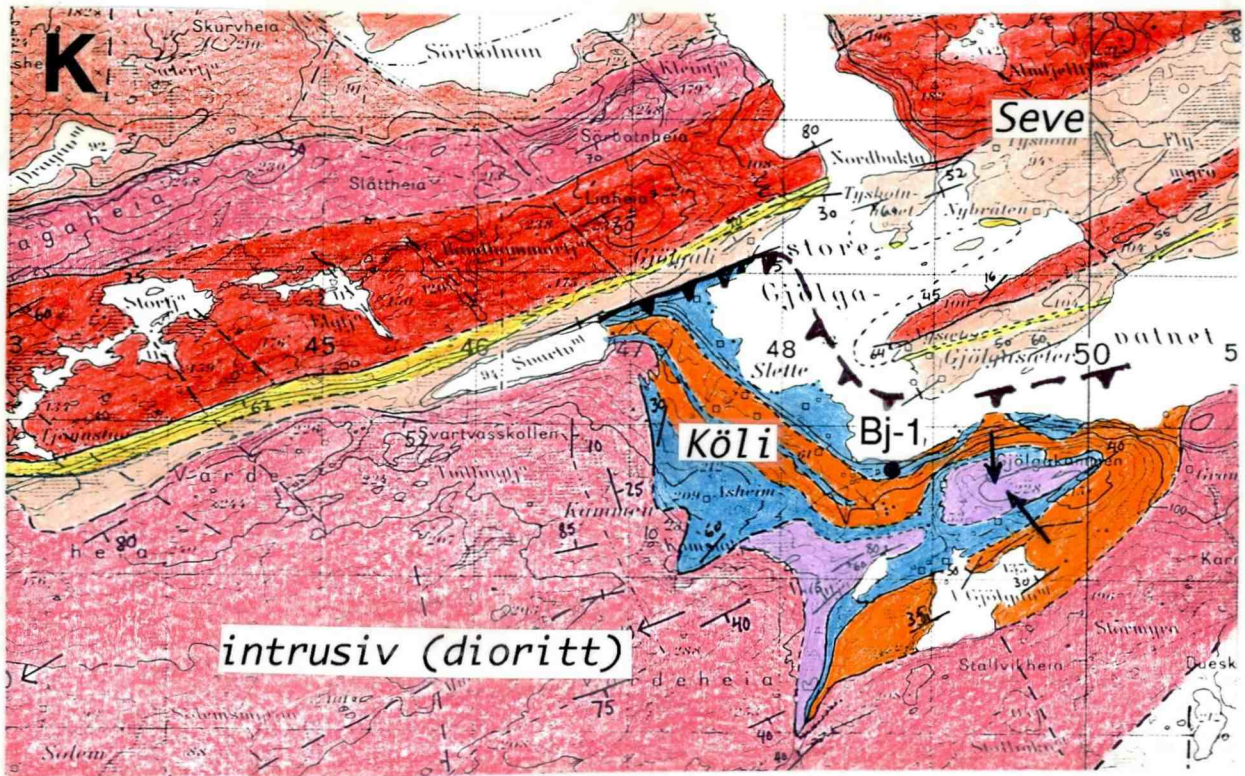
- 13
 - 14
 - 15a
 - 15b
- GRANATGLIMMERSKIFER**
- MARMOR**
- AMFIBOLITT**

Undre allokt.:

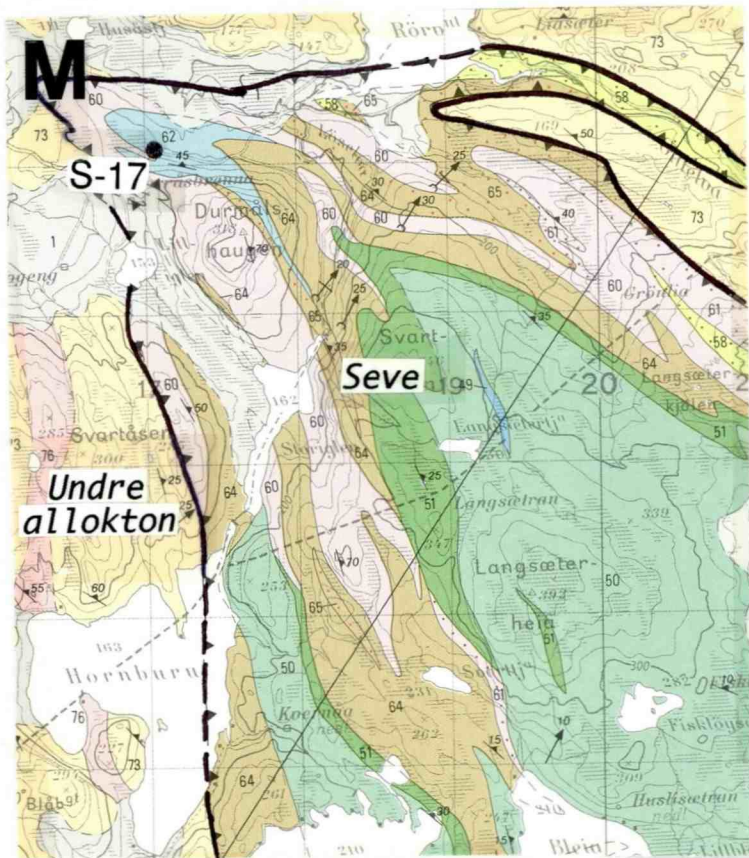
- 18
 - 19
 - 20
- GRANITISK GNEIS**
- AMFIBOLITT**
- GABBRO**



H, I og J: Fra Geologisk kart over Åfjord, 1 : 80 000 (Thorsnes & Reite, 1991).



K: Fra kartblad Bjugn, 1522-1 (Thorsnes, 1994). **L:** Fra kartblad Rissa, 1522-3 (Wolff, 1978). Marmor- og amfibolittenhetene representerer trolig innfoldet Sevedekke-materiale i øvre allokton. Det er mulig at kvartsitt- og helleskiferenheten representerer midtre allokton og at de resterende enhetene på utsnittet hører til undre allokton.

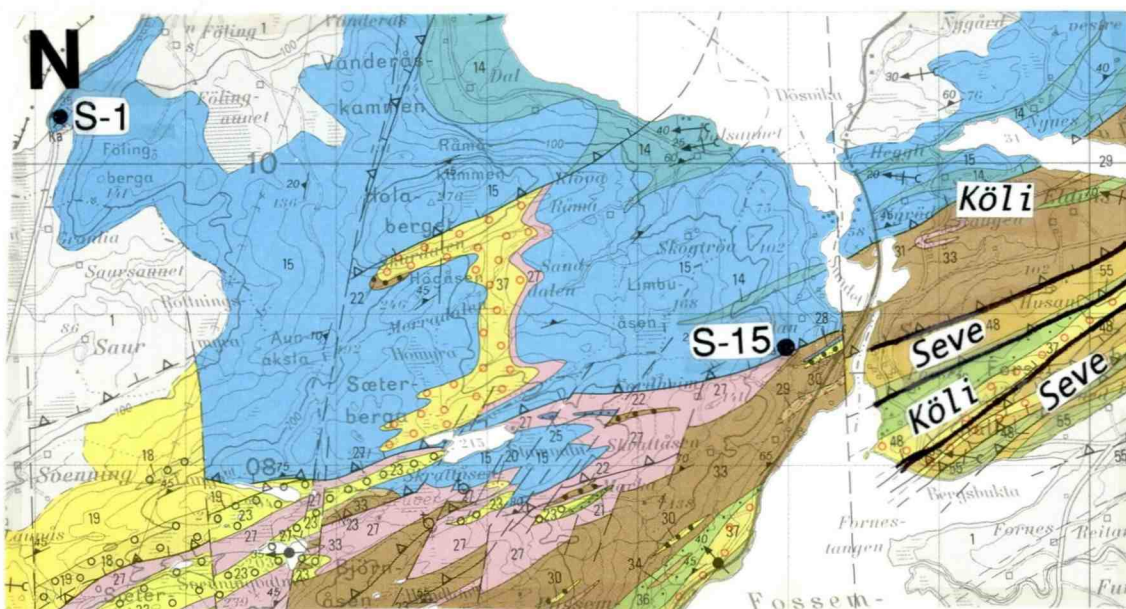


Fargesymboler:

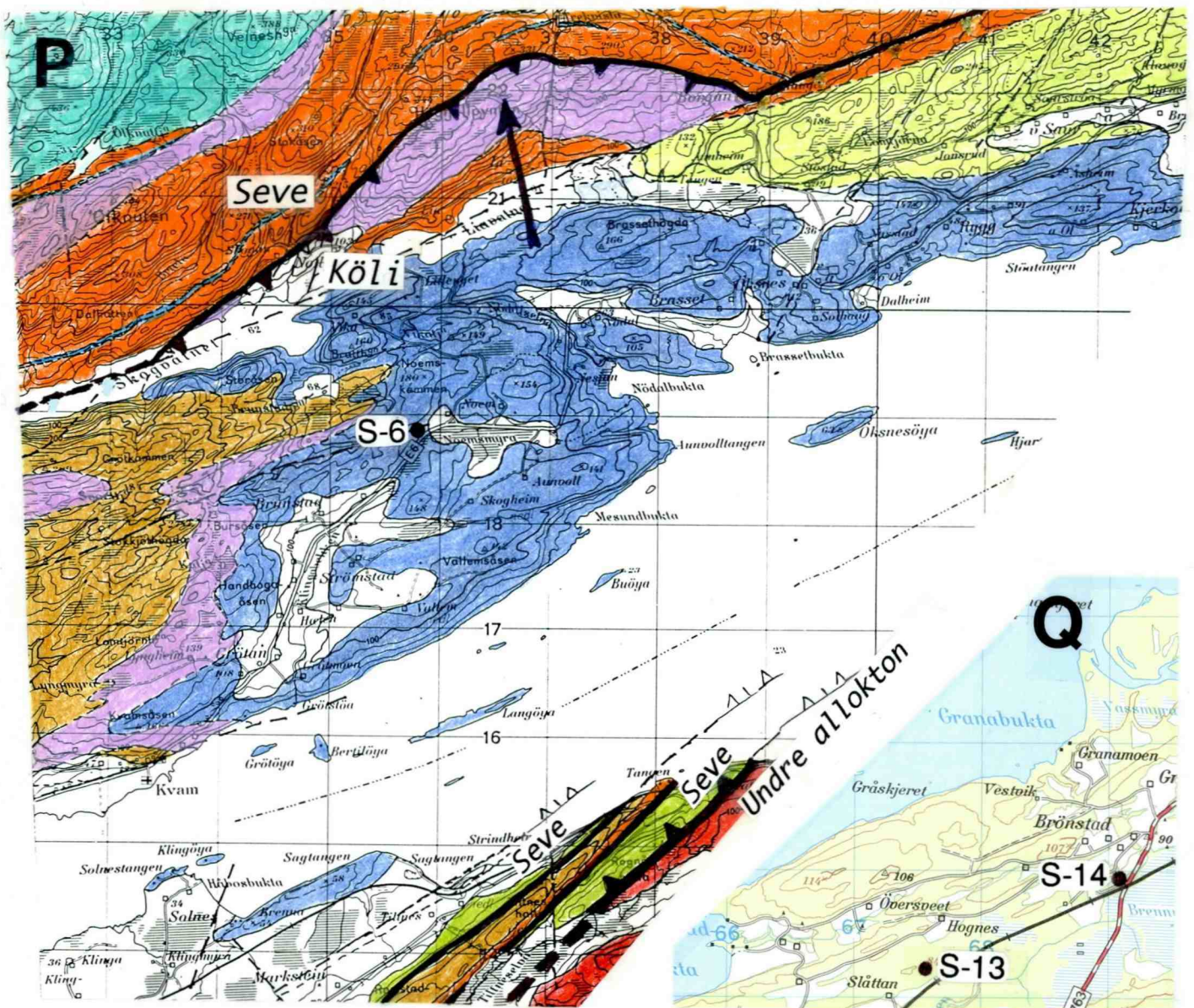
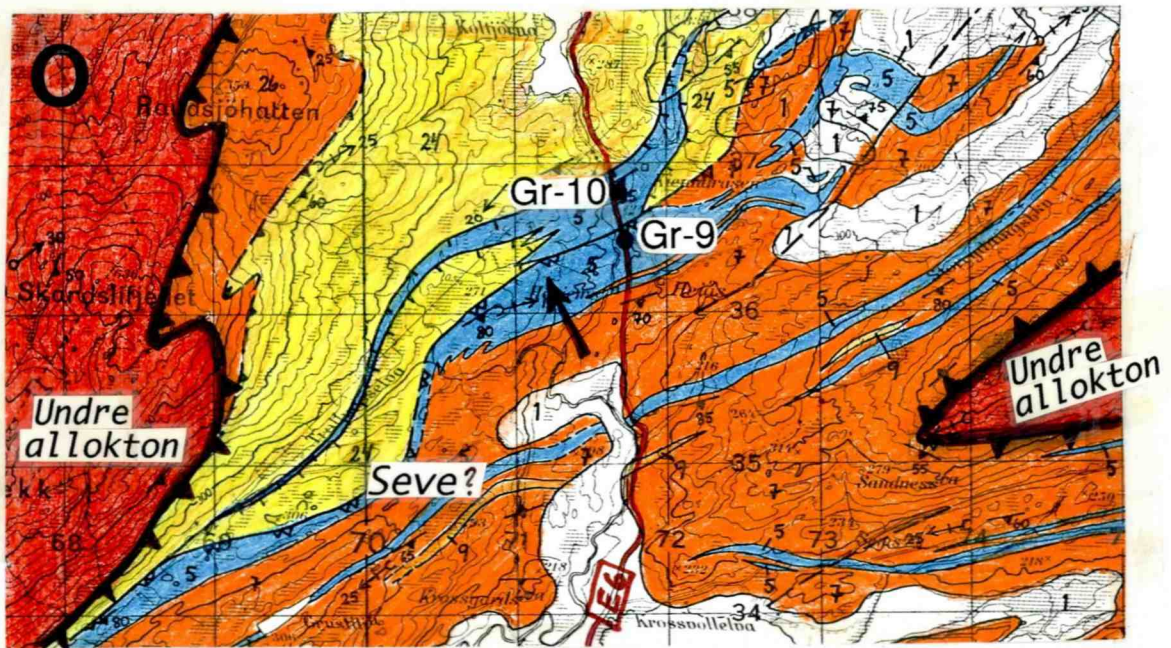
Köli: 14: kalkfyllitt, 14: marmor, 18, 23 og 37: polymikt meta-konglomerat, 19 og 36: measandstein og sandsteinskifer, 27 og 31: felsitt, 29, 33 og 34: grønnstein, grønnskifer, 30: kvartsitt, 32: serisittfyllitt

Seve: 49 og 62: marmor, 50, 51, 58 og 59: leir- til sandig skifer, 60 og 61: felsitt, 64 og 65: grønnskifer og amfibolitt

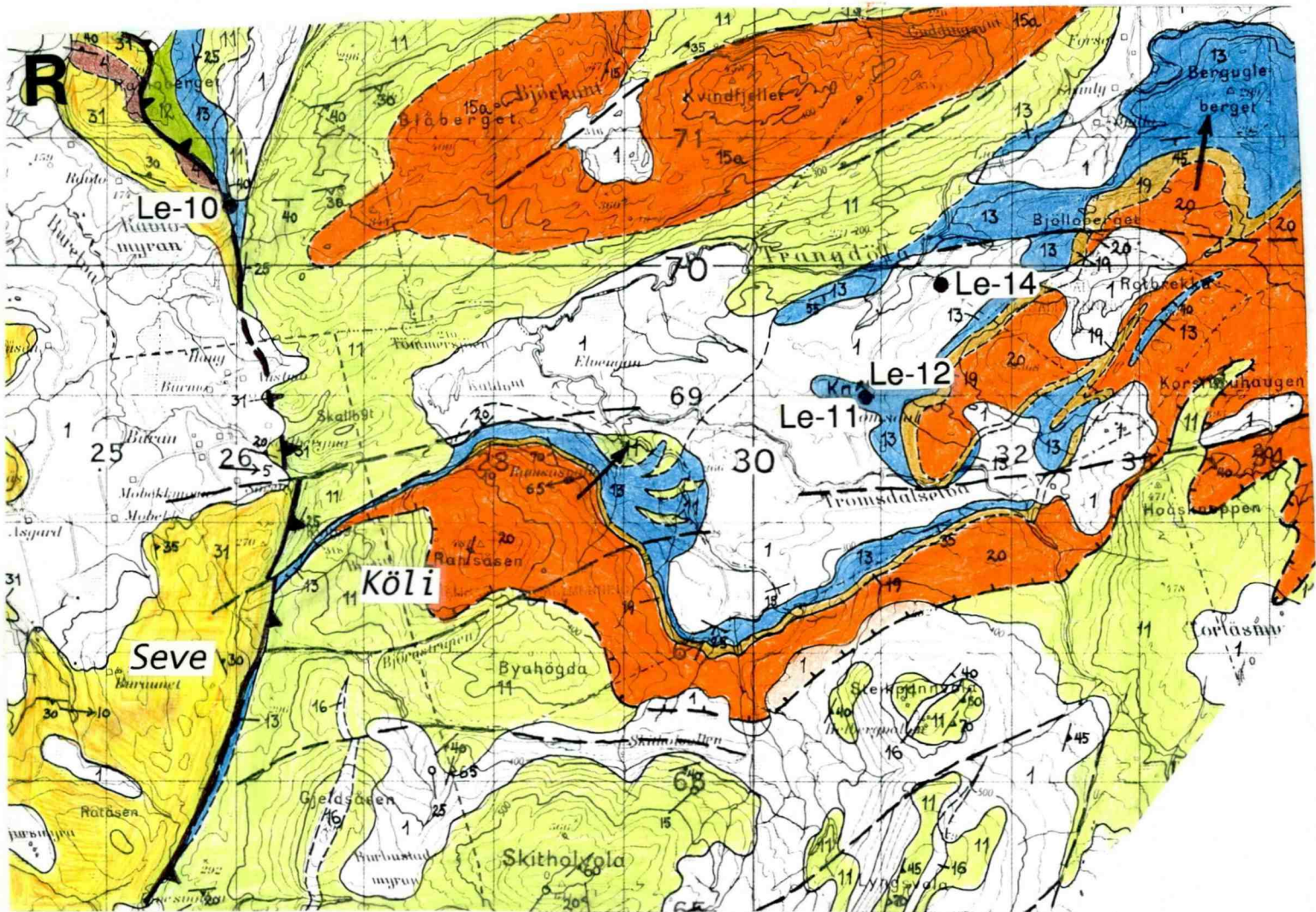
Undre allokton: 73: granittisk til granodiorittisk gneis, 76: meta-dioritt og diorittisk gneis



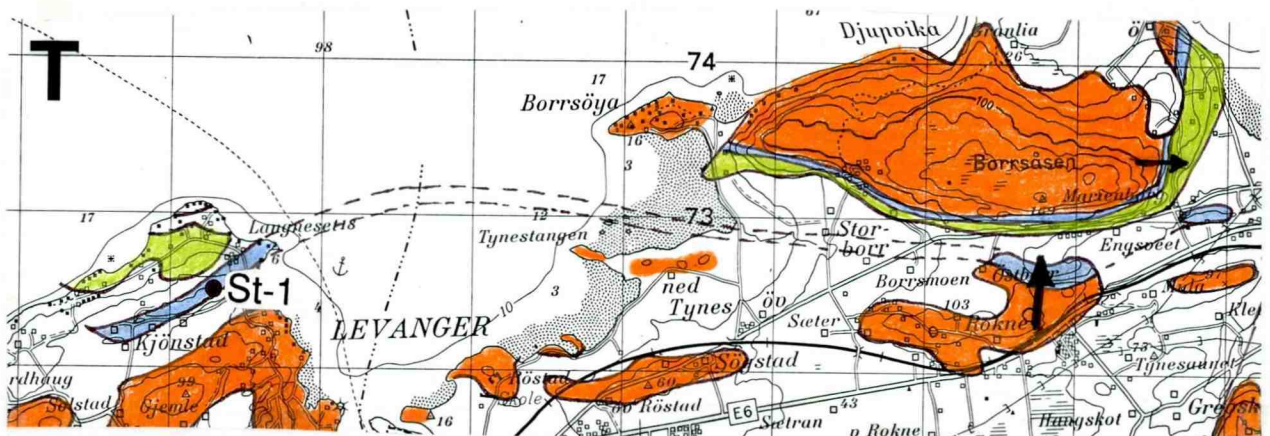
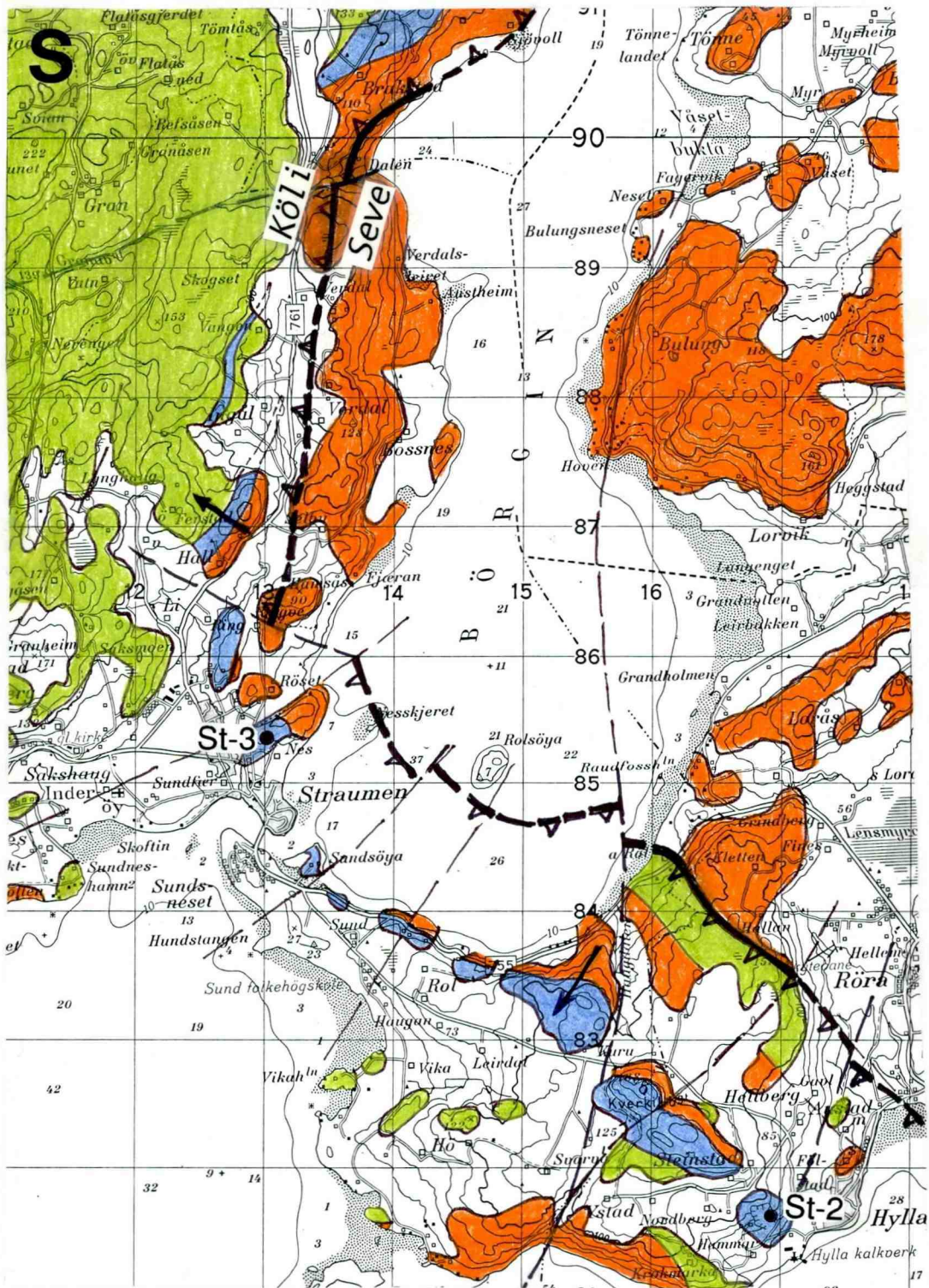
M og N: Fra kartblad Steinkjer, 1723-3 (Tietsch-Tyler & Roberts, 1990)



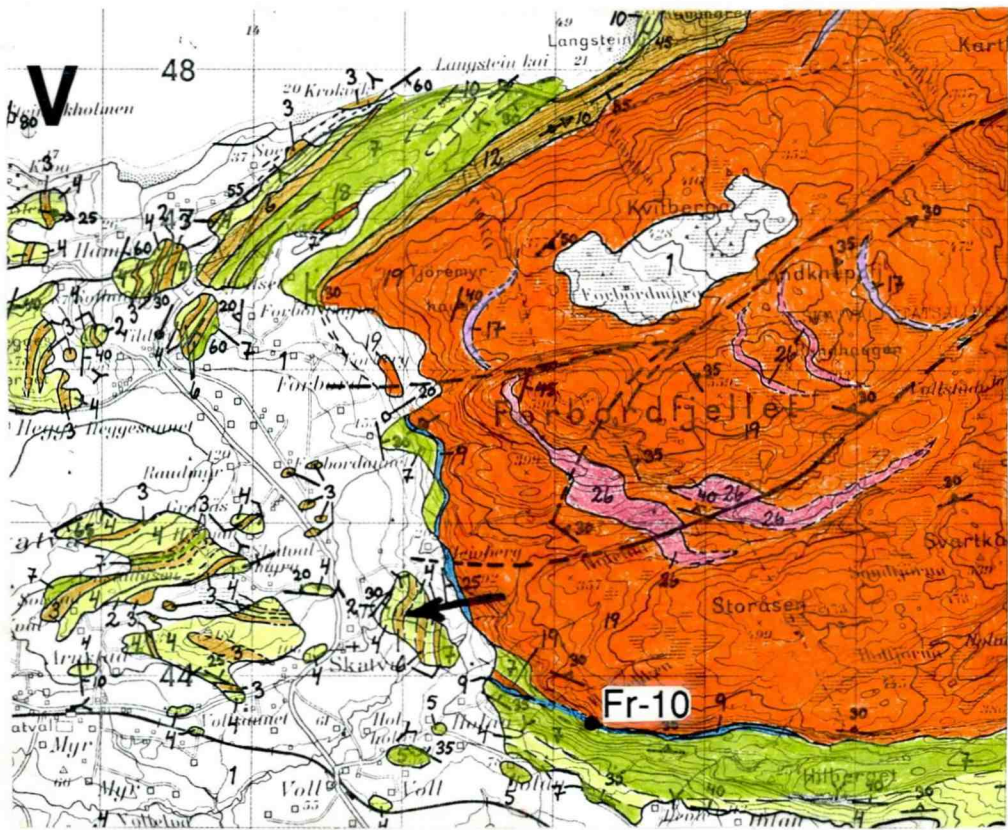
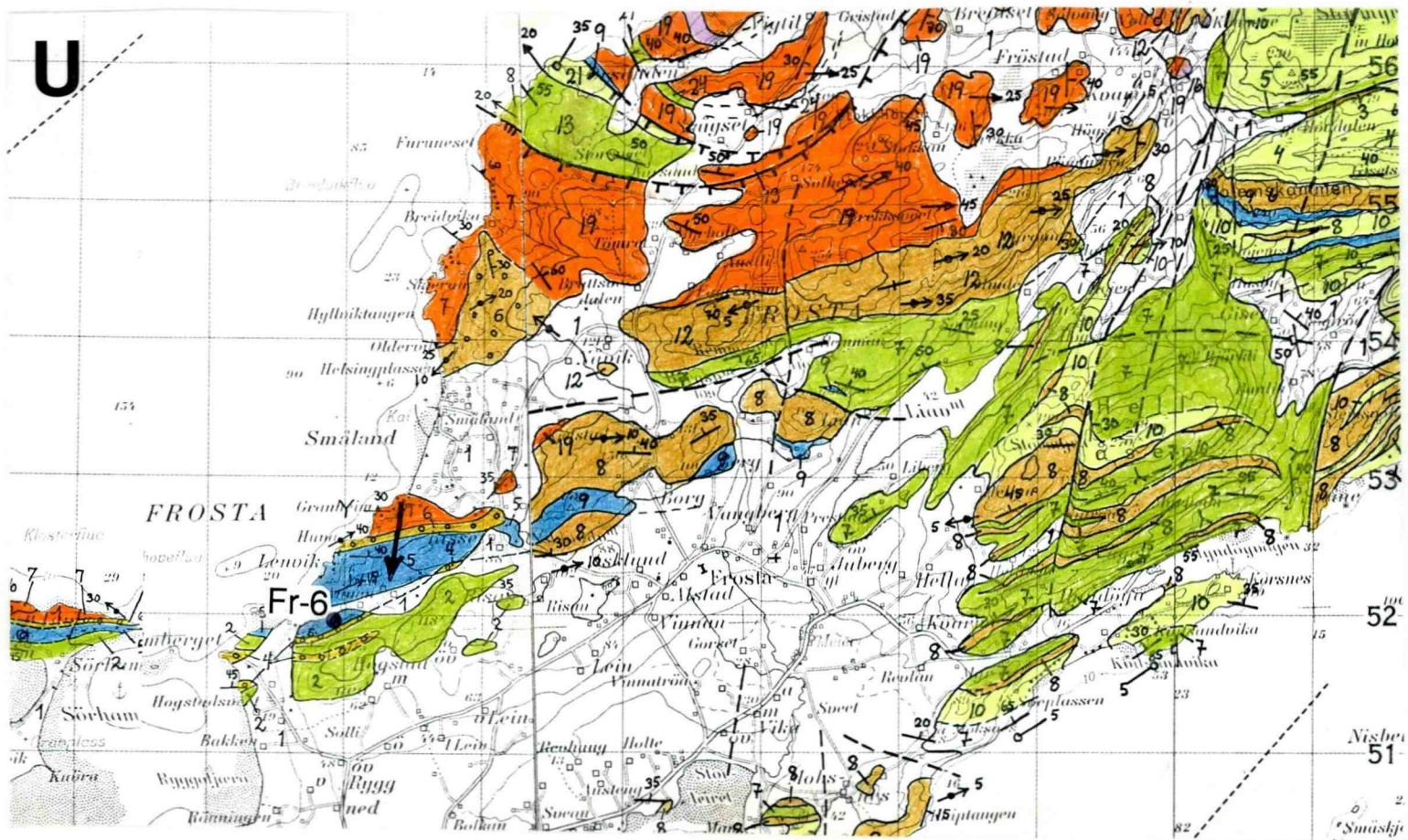
O: Fra kartblad Grong, 1823-4 (Roberts, 1987). P: Fra kartblad Snåsavatn, 1723-2 (Roberts, 1994, unpubl.). Q: Fra topografisk kartblad Snåsa, 1823-3 (berggrunnsgeologisk sammenstilling mangler)



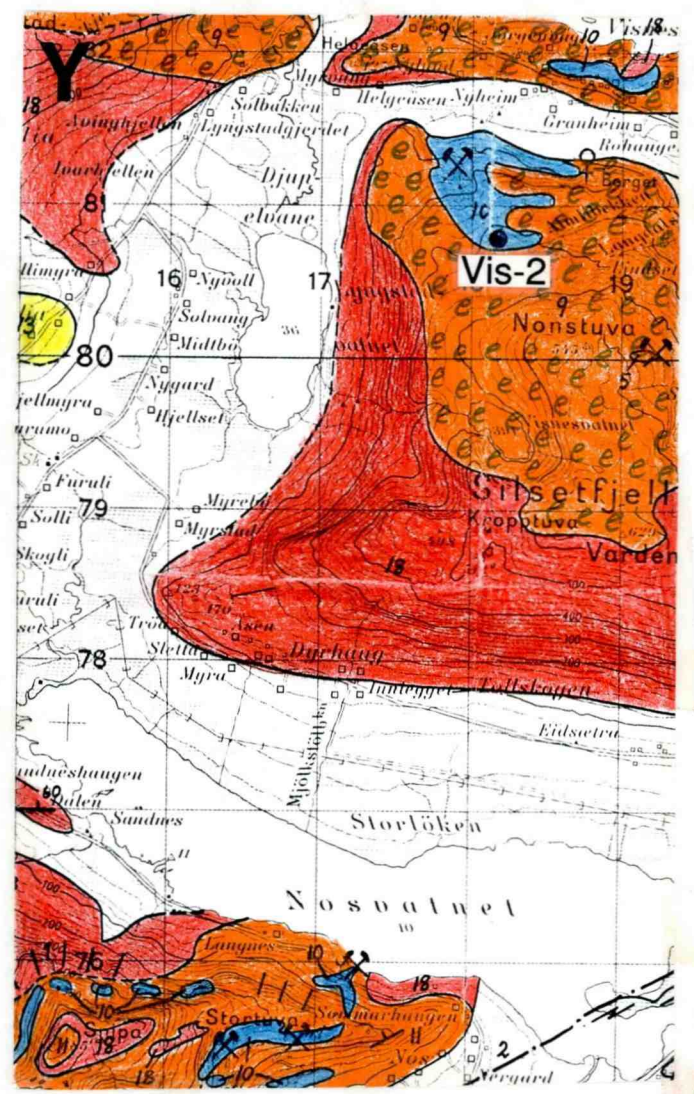
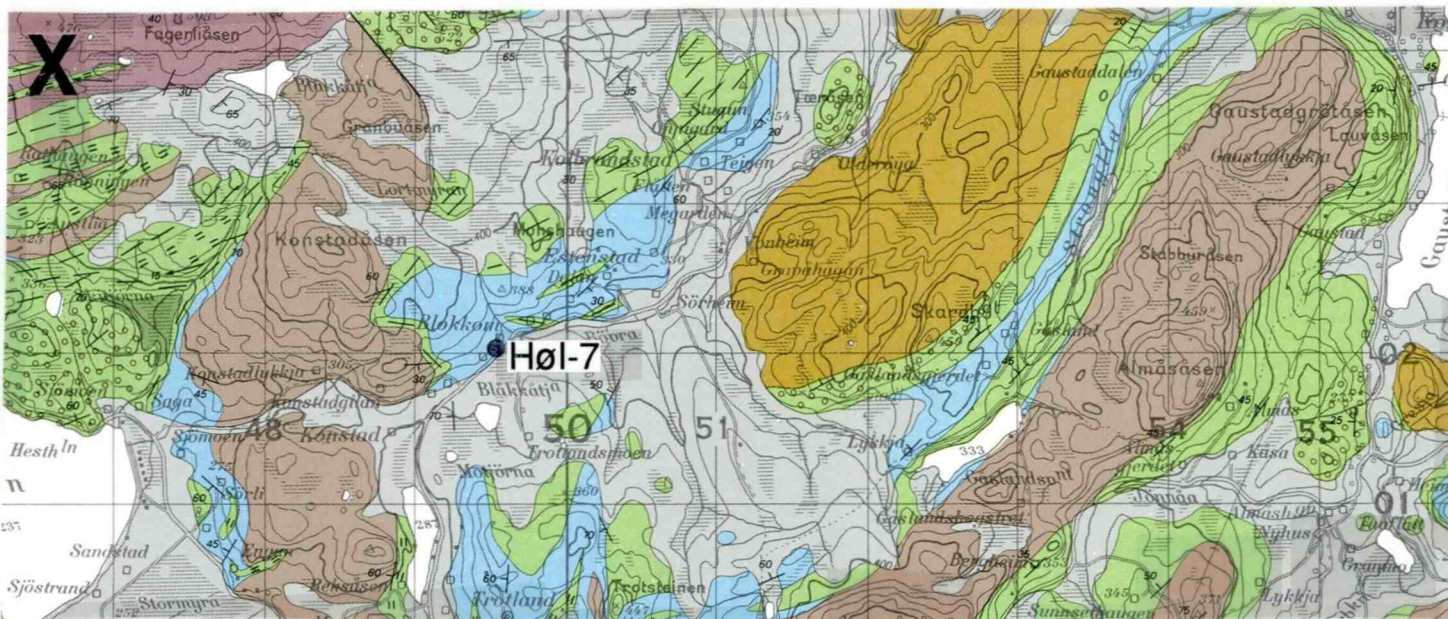
R: Fra kartblad Levanger, 1722-3 (Roberts & Wolff, 1986)



S og T: Fra kartblad Stiklestad, 1722-4 (Roberts, 1994, upubl.)



U og V: Fra kartblad Frosta, 1622-2 (Roberts, 1985)



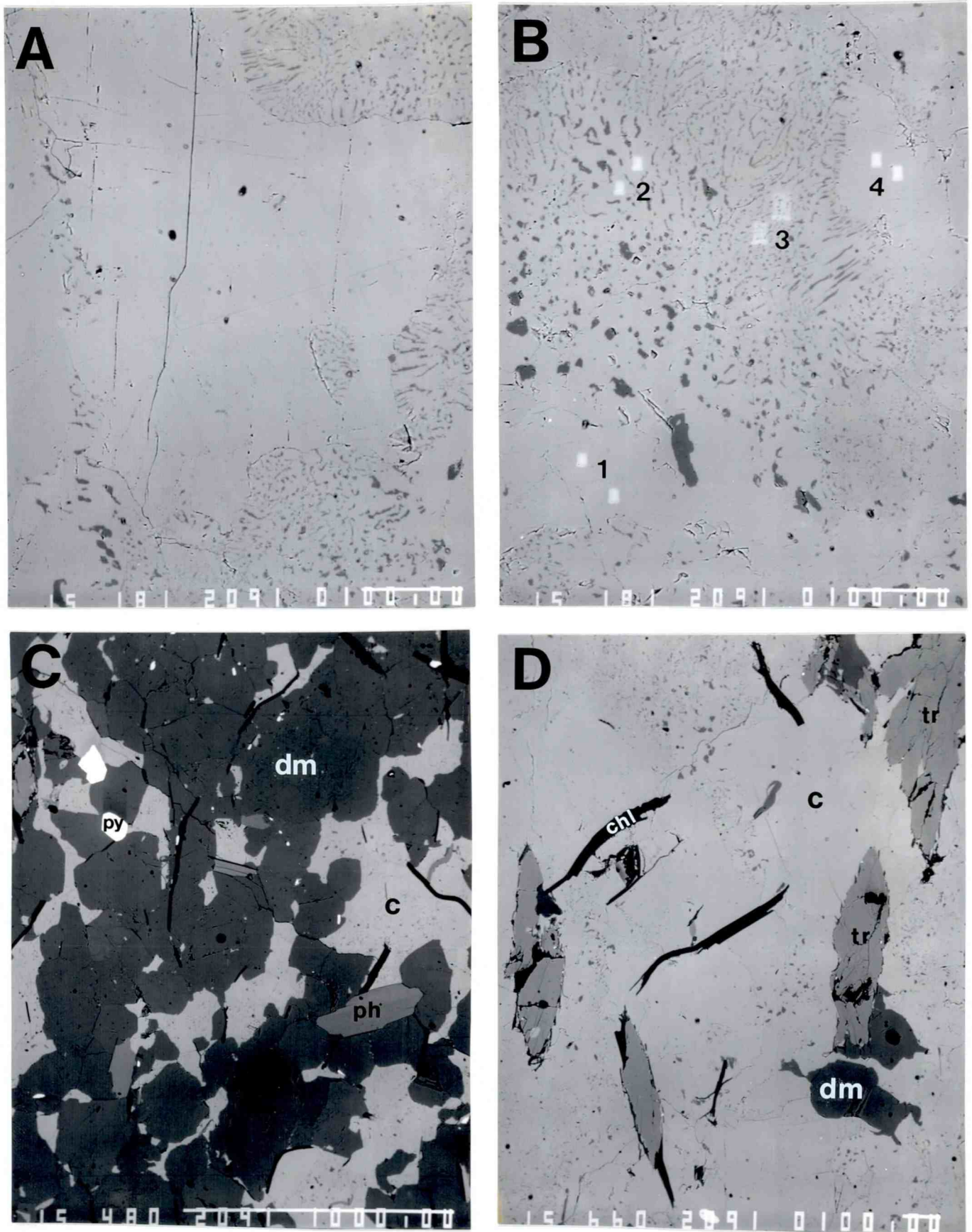
KROKSTADGRUPPEN (mellomordovicisk)
Krokstad Group (Middle Ordovician)

- RHYOLITT OG RHYOLITT-TUFF
Rhyolite and rhyolite tuff
- PORFYRITT (Hølanda). EKSTRUSIV OG INTRUSIV
Porphyrite (Hølanda). Extrusive and intrusive
- KALKSTEIN (Hølanda)
Limestone (Hølanda)
- GRÅGRÖNN SANDSTEIN OG LEIRSKIFER
Grey-green sandstone and slate
- GRÖNNSTEINSKONGLOMERAT OG BREKSJE
Greenstone conglomerate and breccia

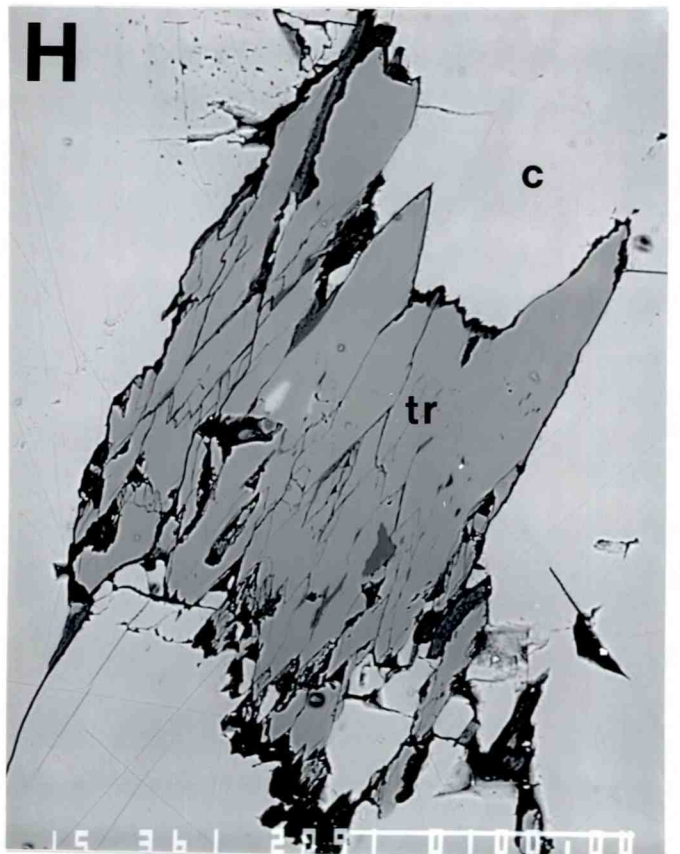
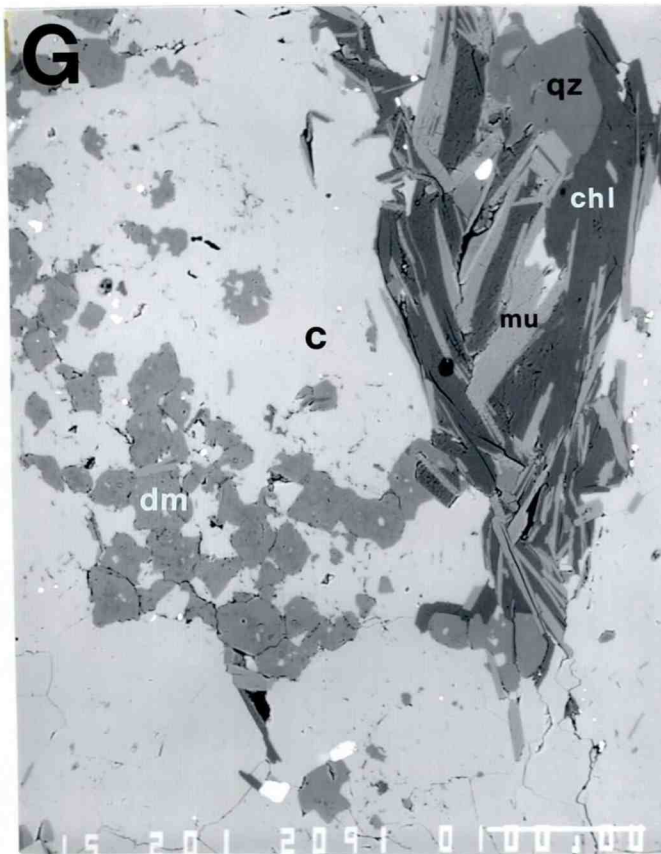
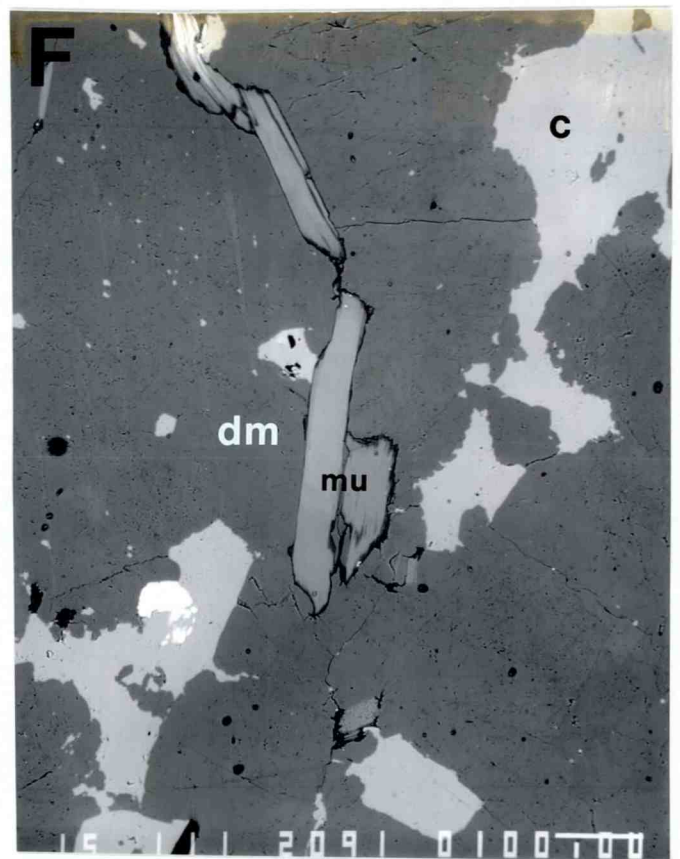
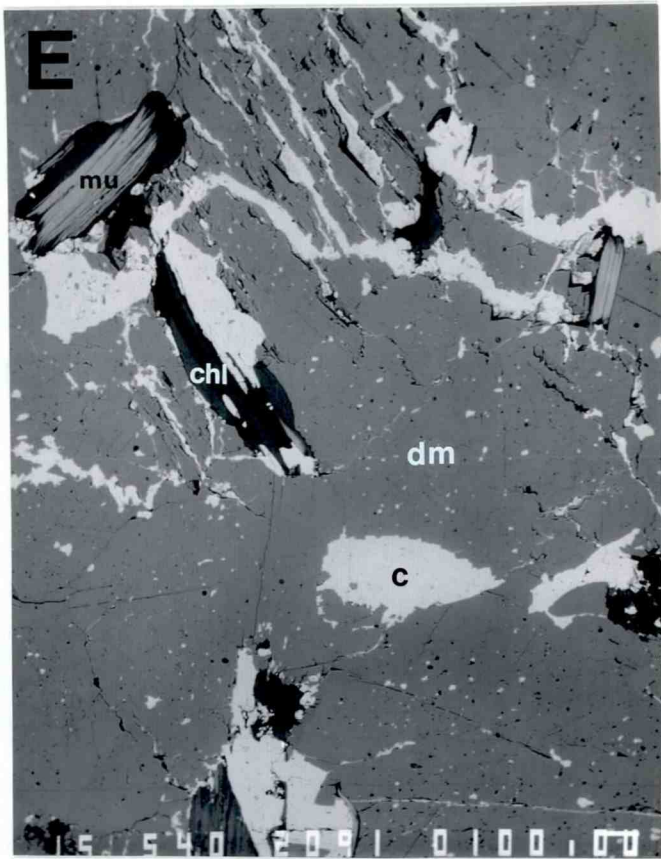
STØRENGRUPPEN (underordovicisk)
Støren Group (Lower Ordovician)

- GRÖNNSTEIN/AMFIBOLITT
Greenstone/amphibolite

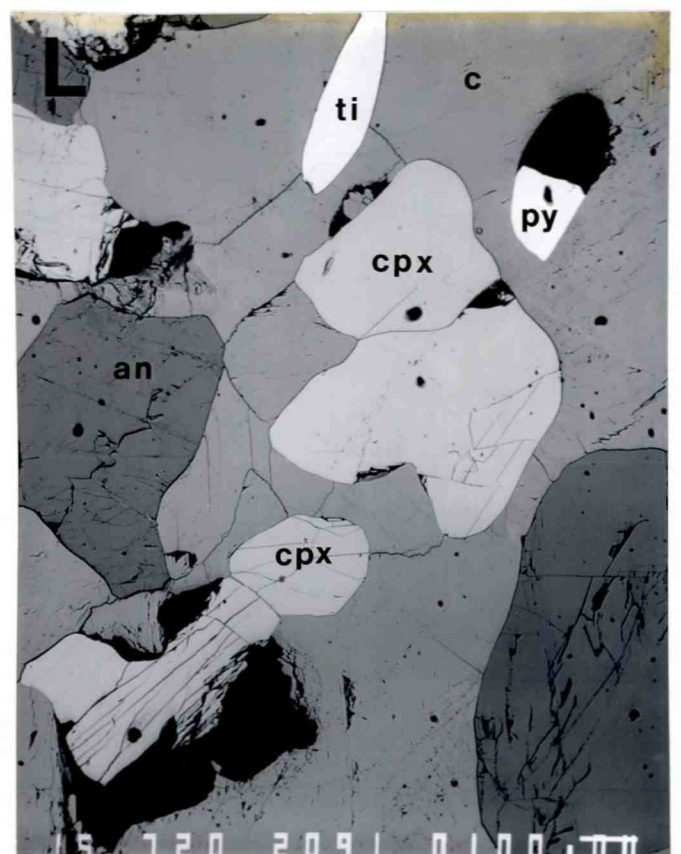
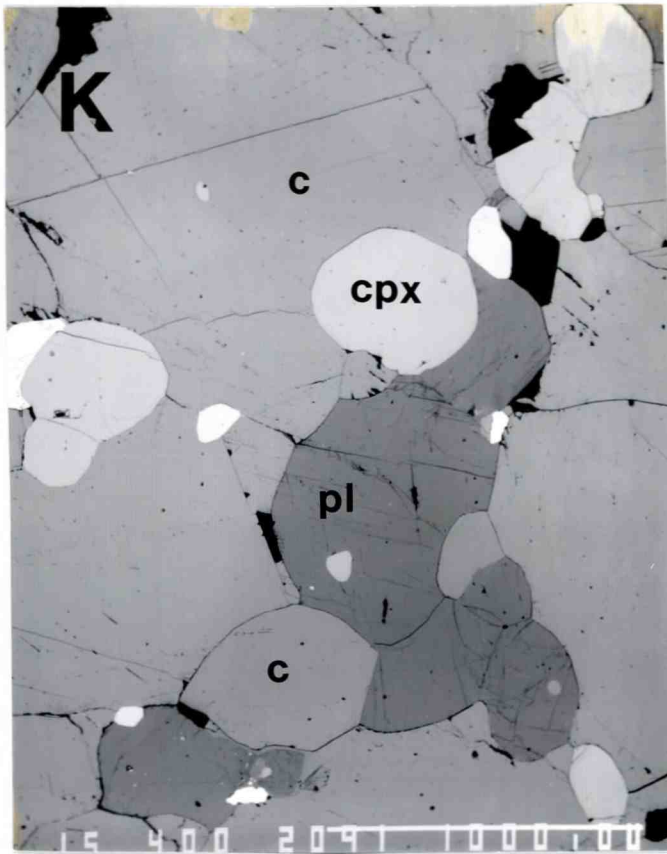
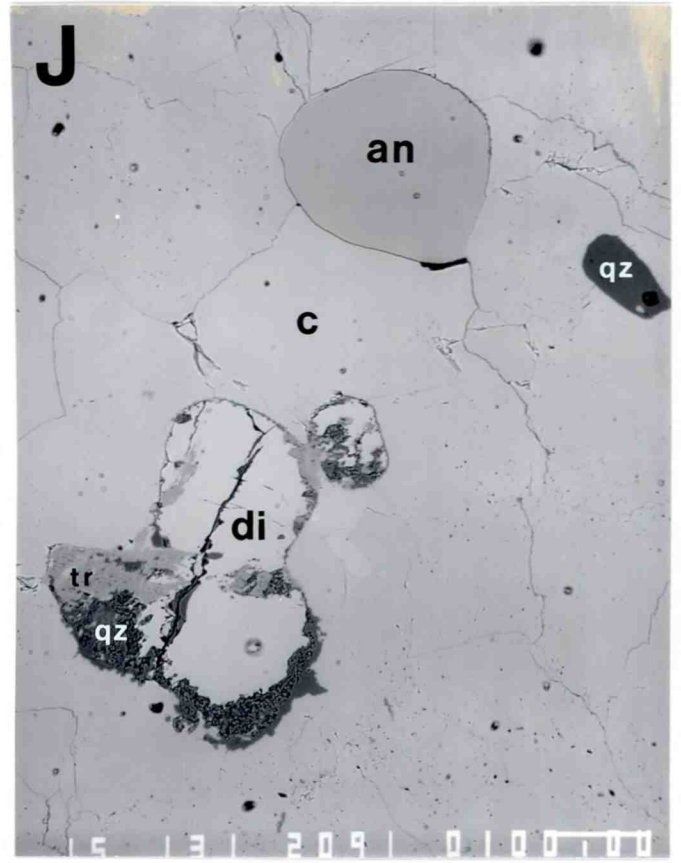
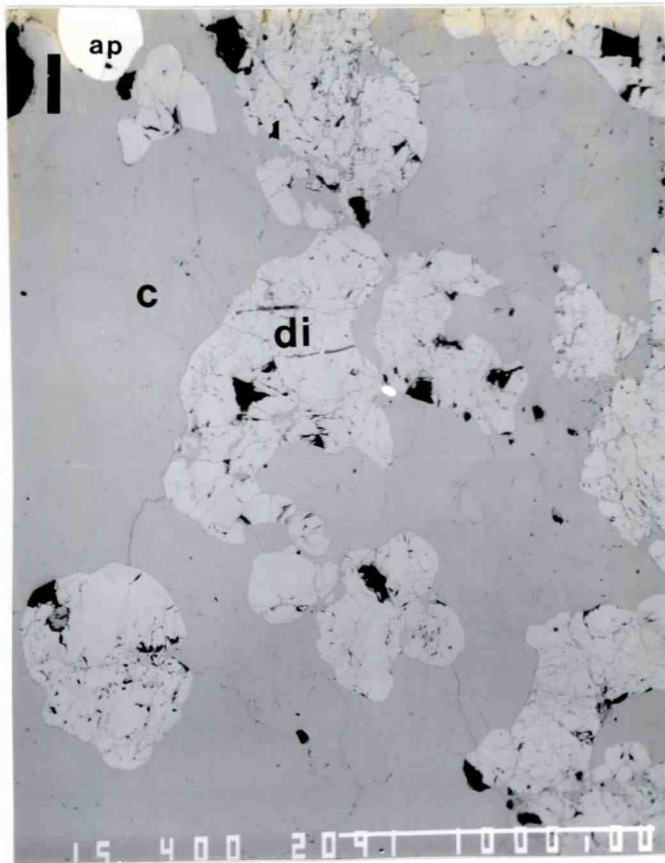
X: Fra kartblad Hølanda, 1521-2 (Chaloupsky, 1977). Y: Fra kartblad Eide, 1320-4 (Bryhni et. al. 1990).



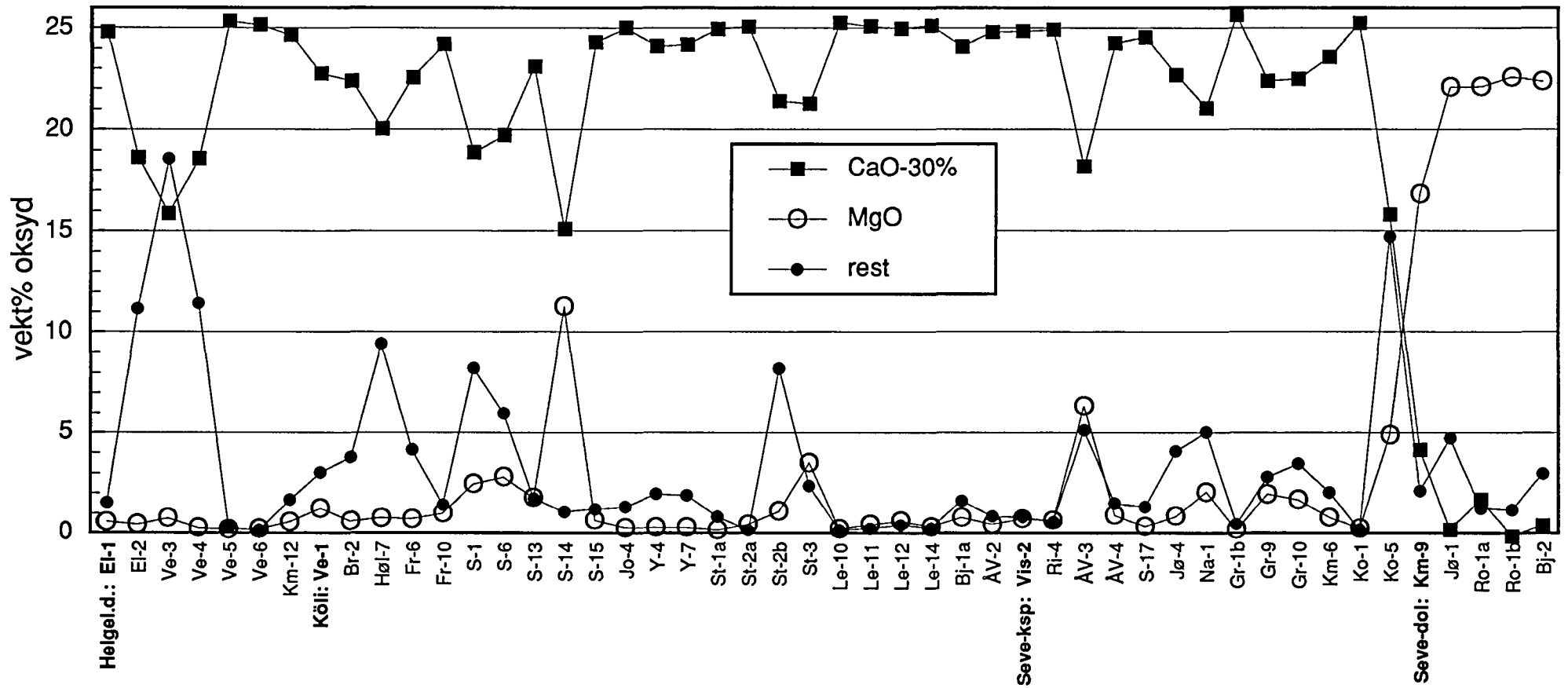
Figur 5. Mineralogiske forhold vist ved fordelingen av tilbakespredt elektronintensitet fra en sveipende elektronstråle (elektronmikroskop: Jeol 733X Superprobe, se Tabell 1). Målestokken (hvit strek) er har en lengde på 100 μm i alle bildene, untatt C, I og K (1000 μm). A–D er fra prøve ÅV-3. A og B: Intrakrystalline avblandinger av dolomitt (mørk) i kalkspat (lys). B: Hvert av områdene 1–4 er blitt analysert med to enkeltanalyser (gjennomsnittsverdiene er rapportert i Tabell 1). De 10–20 μm rektangulære analysefeltene er lyse p.g.a. CaO-anriking som følge av devolatilisering under elektronstrålen. C og D er fra dolomittrike lag i marmoren (c: kalkspat, dm: dolomitt, py: pyritt, ph: flogopitt, tr: tremolitt, chl: kloritt, d.v.s. klinoklor).



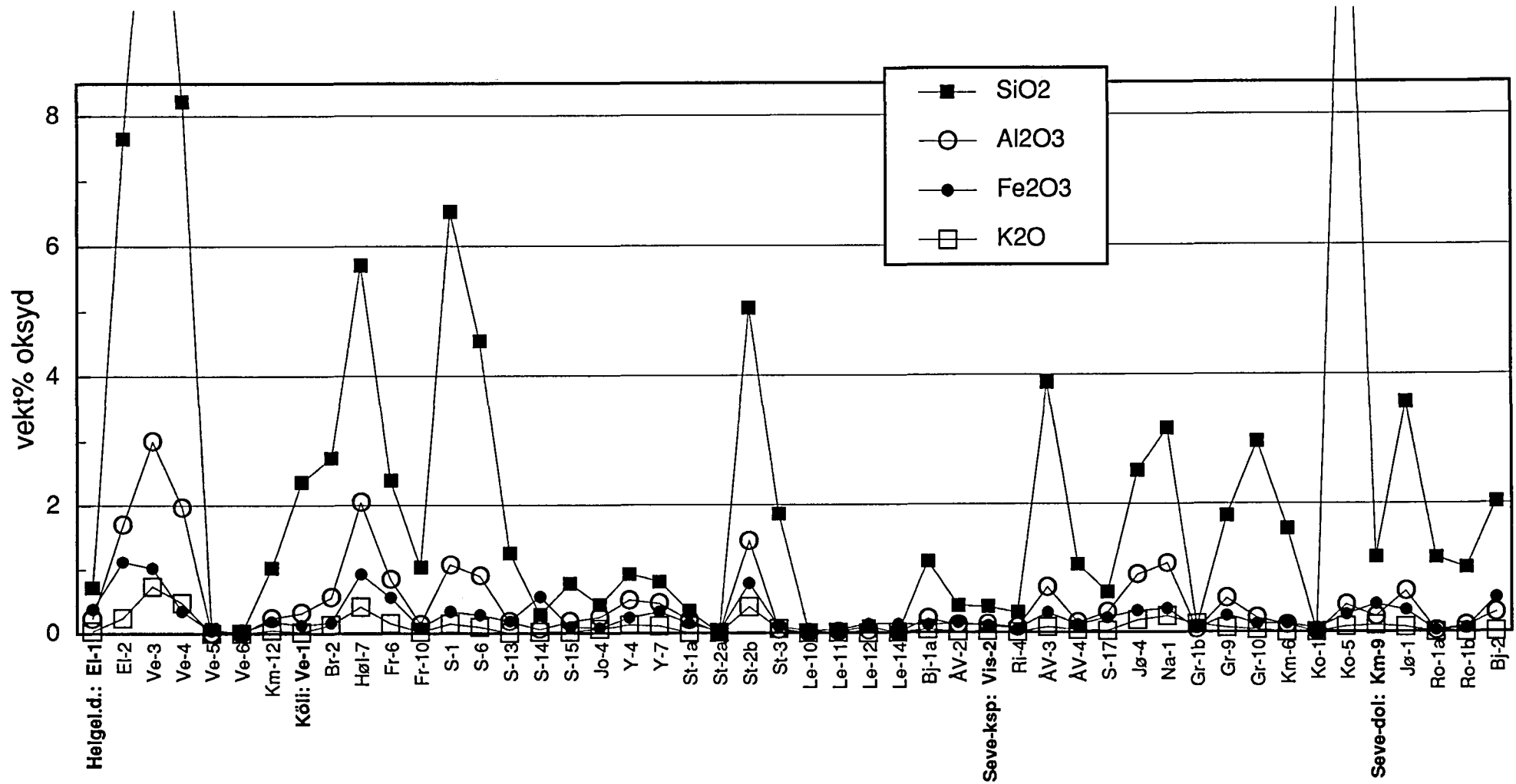
Figur 5, forts. E (Jø-1) og F (Km-9): Dolomitmarmorere. Legg merke til både kalkspat-avblending i dolomitt og dolomitt-avblending i kalkspat i E. Forkortelser som i C-D og mu: muskovitt. G (S-4): dolomitt- og muskovitt-kloritt-kvarts (qz) -aggregater i kalkspat. H (Ri-4): Tremolittaggregat der aspektforholdet (lengde/bredde) for 50–100 mm lange, potensielle spaltestykker vil bli tilnærmet 5.



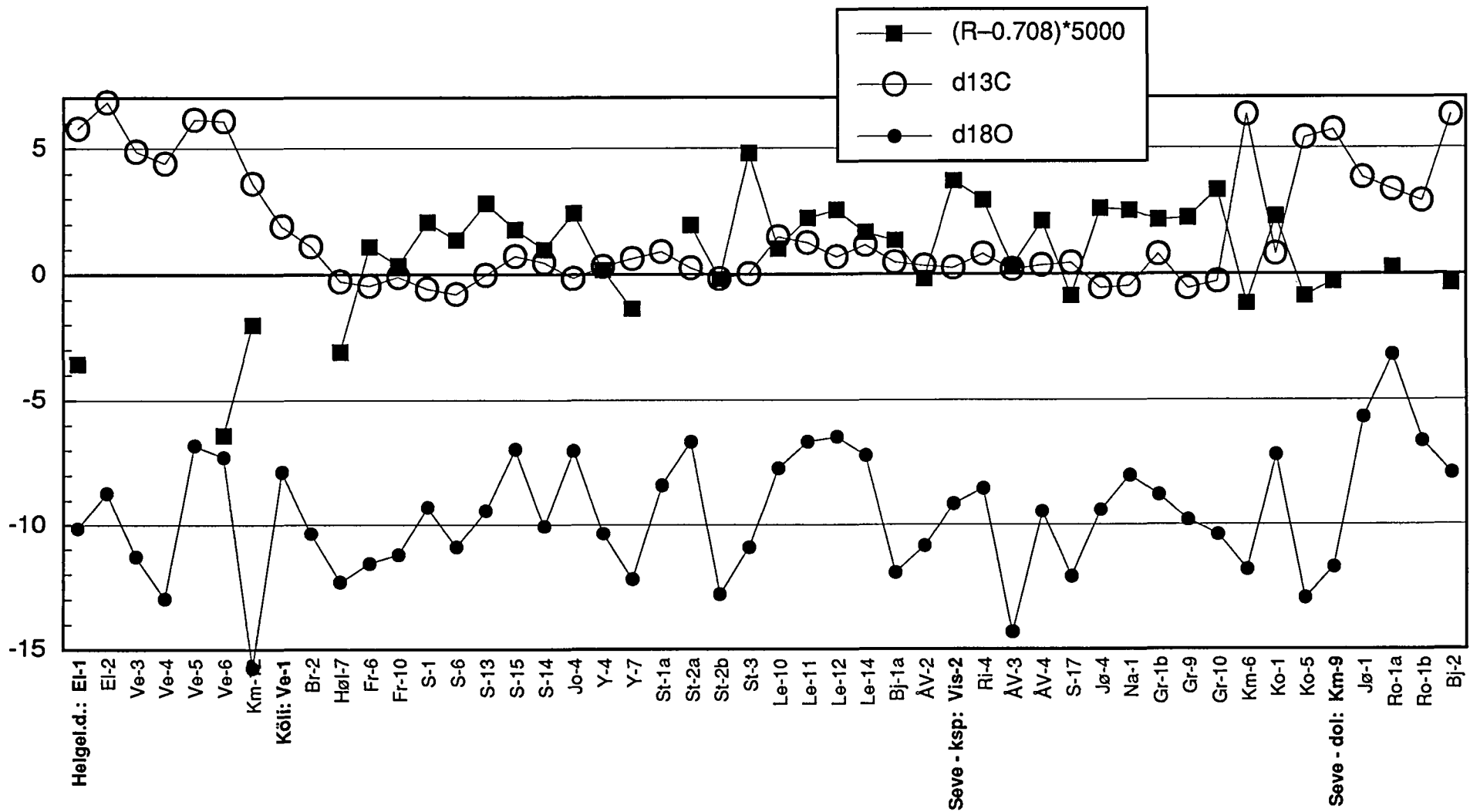
Figur 5, forts. **I** og **J** (Km-9), **K** (Os-1) og **L** (Jø-2): Mineralparageneser med diopsid (di) eller klinopyroksen (cpx) og anortitt (an) eller plagioklas (pl). di og an opptrer i relativt rene marmorere, mens pl og cpx opptrer i mer urene marmorere (kalksilikater) og nær kontaktene til f.eks. amfibolitter.



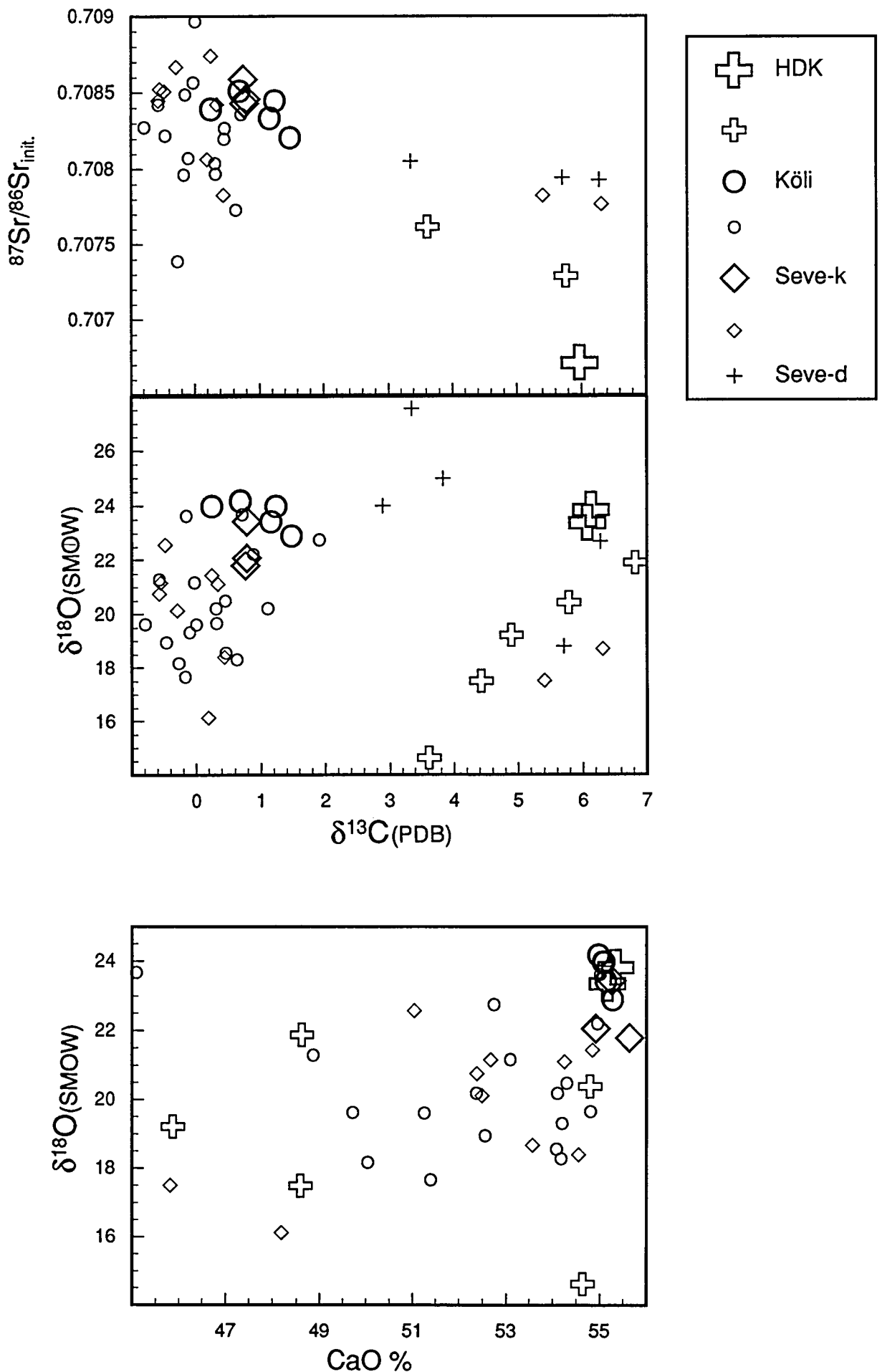
Figur 6. Kjemisk variasjon (vekt %) som funksjon av omtrentlig geografisk posisjon innenfor de ulike tektonostratigrafiske enhetene. Prøvelokalitetene er vist i Figurene 2 og 4. Prøvene er gruppert som i Tabellene 2 og 3, med prøvene Br-2 og Ve-1 i Köli-gruppen fordi disse karbonatavsetningene overlager stratigrafisk Ordoviciske ofiolitt-fragmenter. Uttrykket CaO-30% brukes for å få plottet CaO-variasjonen nær MgO-variasjonen uten å bruke logaritmeskala. "rest"-verdien representerer summen av alle oksydene unntatt MgO, CaO, CO₂ and H₂O.



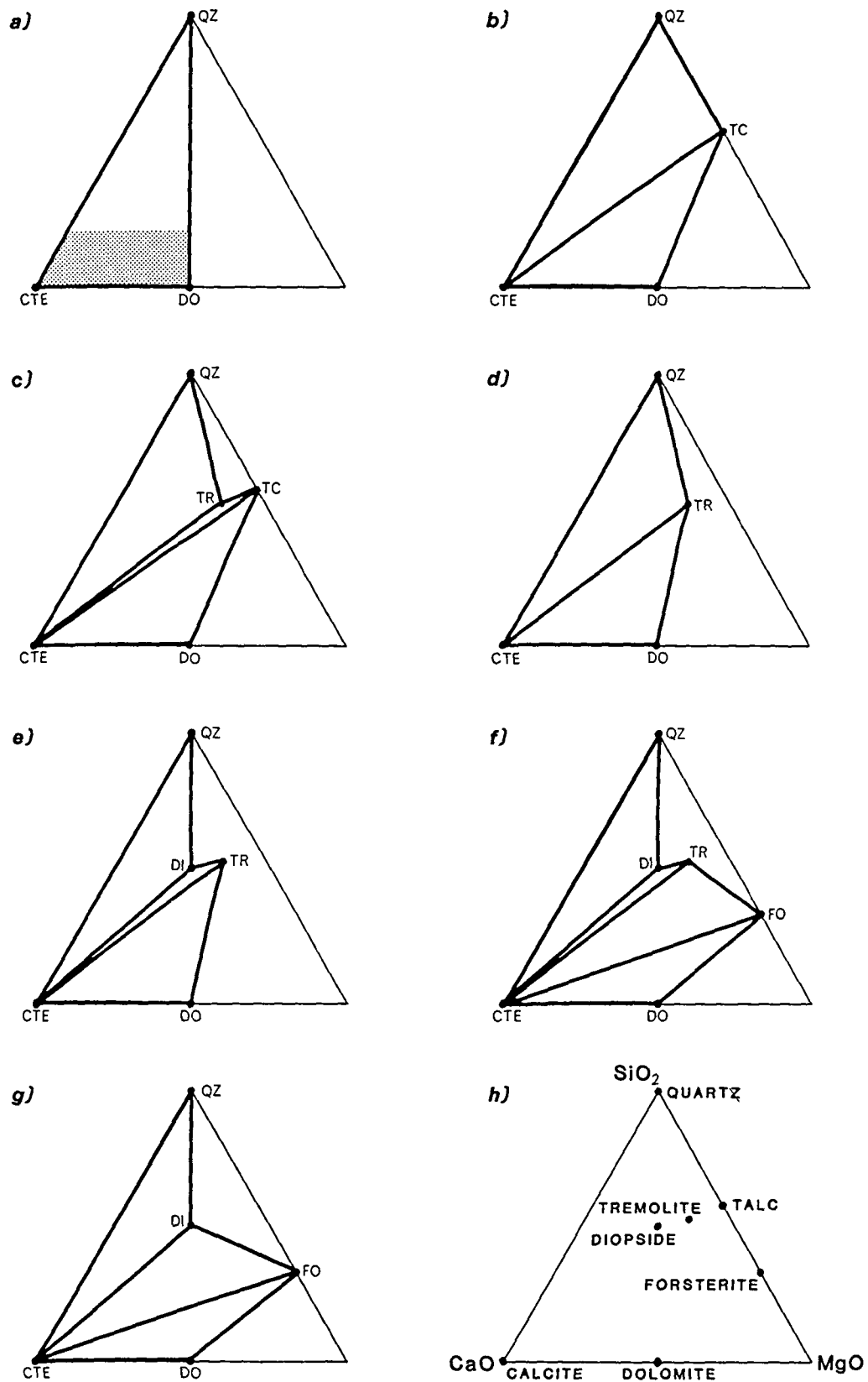
Figur 7. Kjemisk variasjon (vekt %) som i Figur 6.



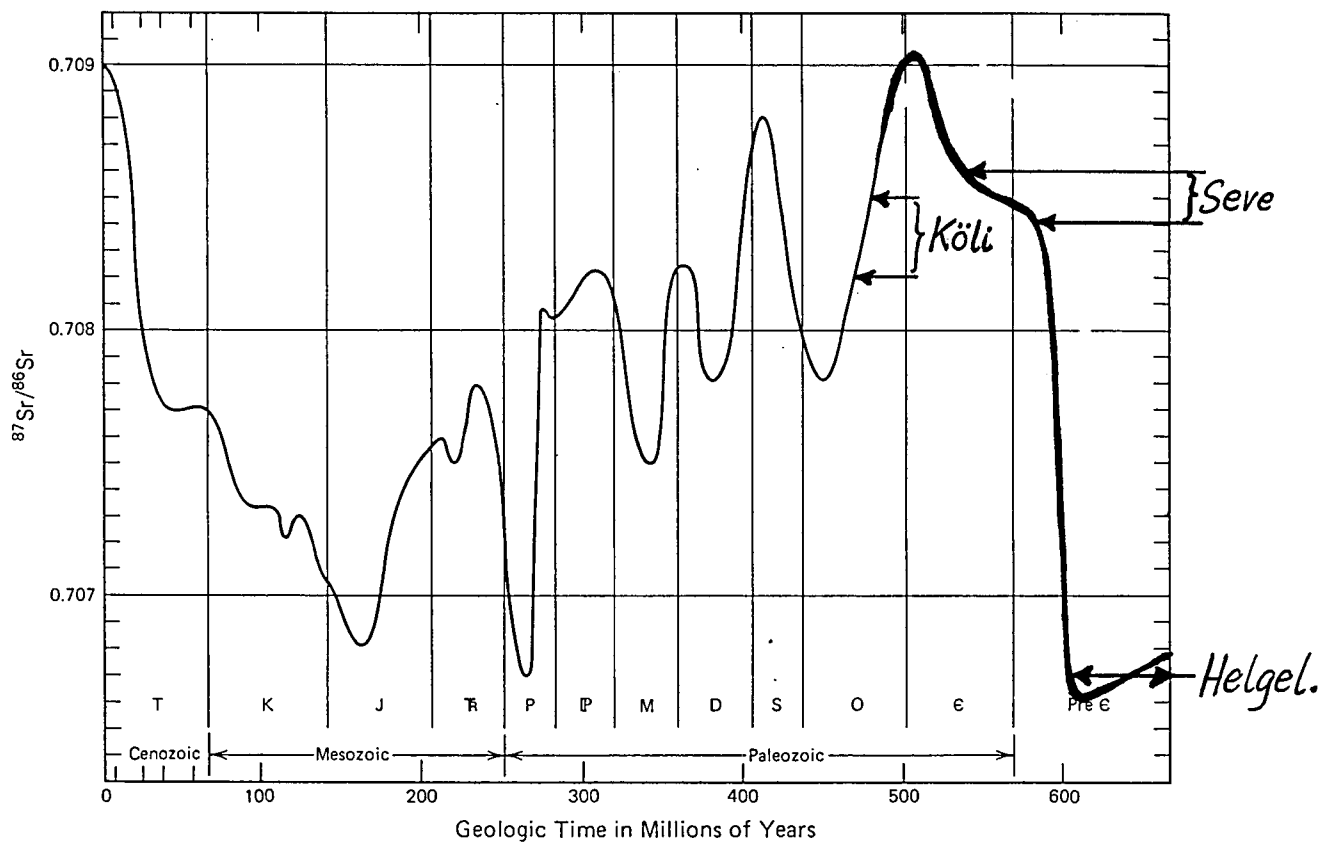
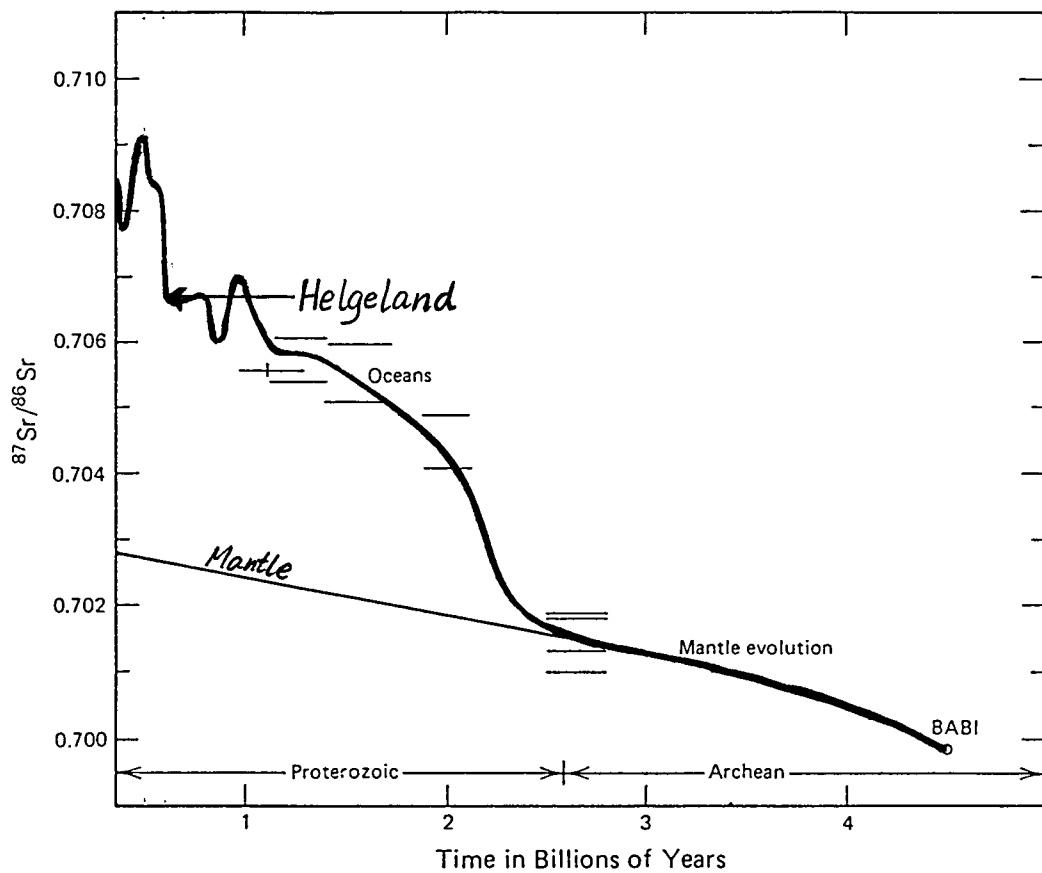
Figur 8. Isotopkjemisk variasjon mellom karbonatprøvene gruppert på samme måte som i Figurene 6 og 7. For å kunne plote det initielle Sr-isotopforholdet ($R = {}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$) i samme diagram som $\delta^{13}\text{C}(\text{PDB})$ og $\delta^{18}\text{O}(\text{PDB})$ (vist i figuren som henholdsvis d13C og d18O), er det brukt en ad hoc delta-verdi normalisert (standardisert) til ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr} = 0.708$. Sr-initialforholdet er beregnet under antagelse av at karbonatene i Köli-, Seve- og Helgelands-gruppene har avsetningsaldere på henholdsvis 470, 560 og 600 Ma.



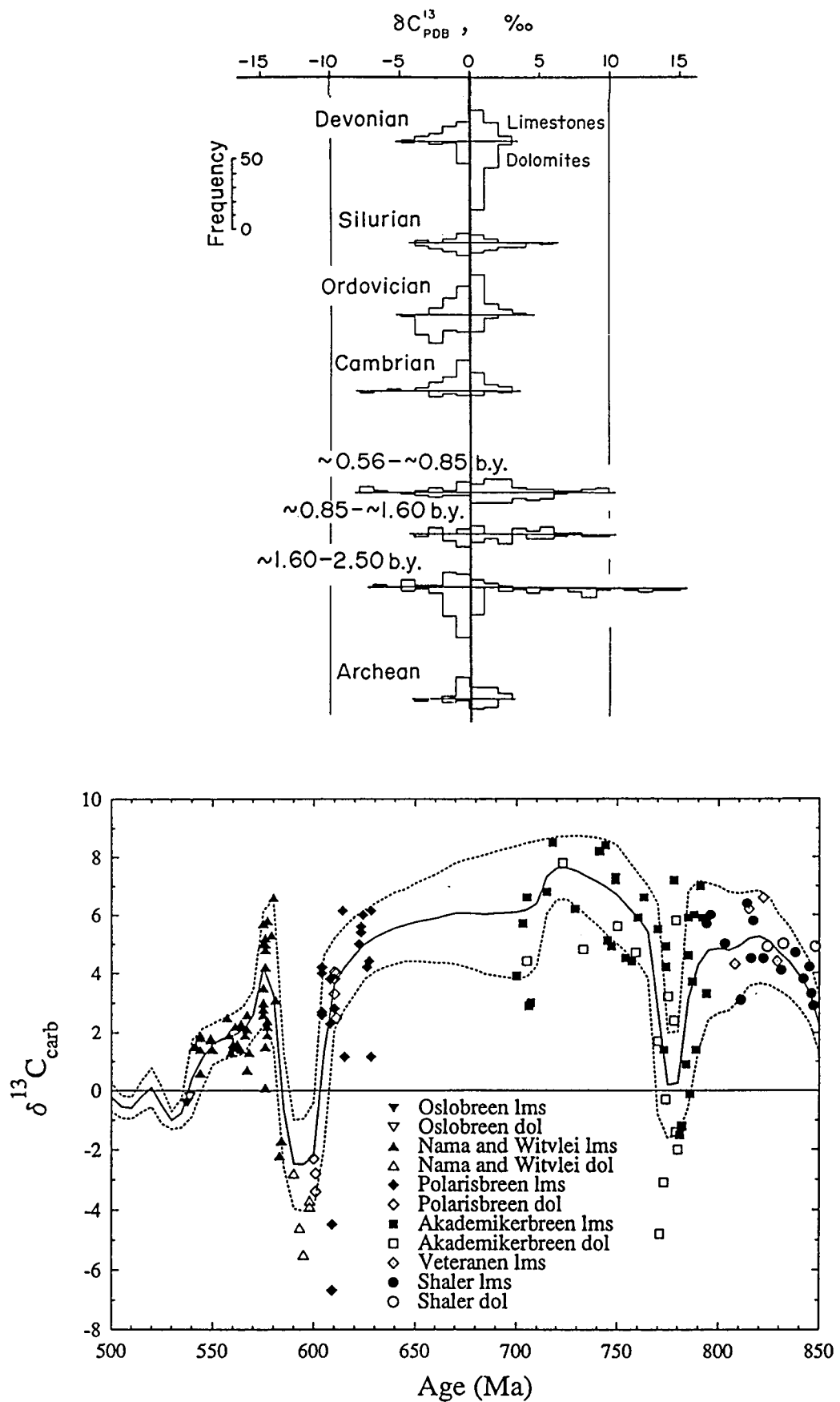
Figur 9. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ og $\delta^{18}\text{O}(\text{SMOW})$ som funksjon av $\delta^{13}\text{C}(\text{PDB})$ og $\delta^{18}\text{C}(\text{PDB})$ som funksjon av CaO -innhold i kalkspatmarmorene. (MERK: i Tabell 3 og Fig. 8 refererer $\delta^{18}\text{C}$ -verdiene til PDB-standarden). Store symboler er brukt for prøver med mer enn 54.8 vekt% CaO og stratigrafisk mektighet over 200 m. HDK: Helgeland dekkekompleks; Seve-k og Seve-d: henholdsvis kalkspat- og dolomitt-marmor i Seve-korrelerete sekvenser.



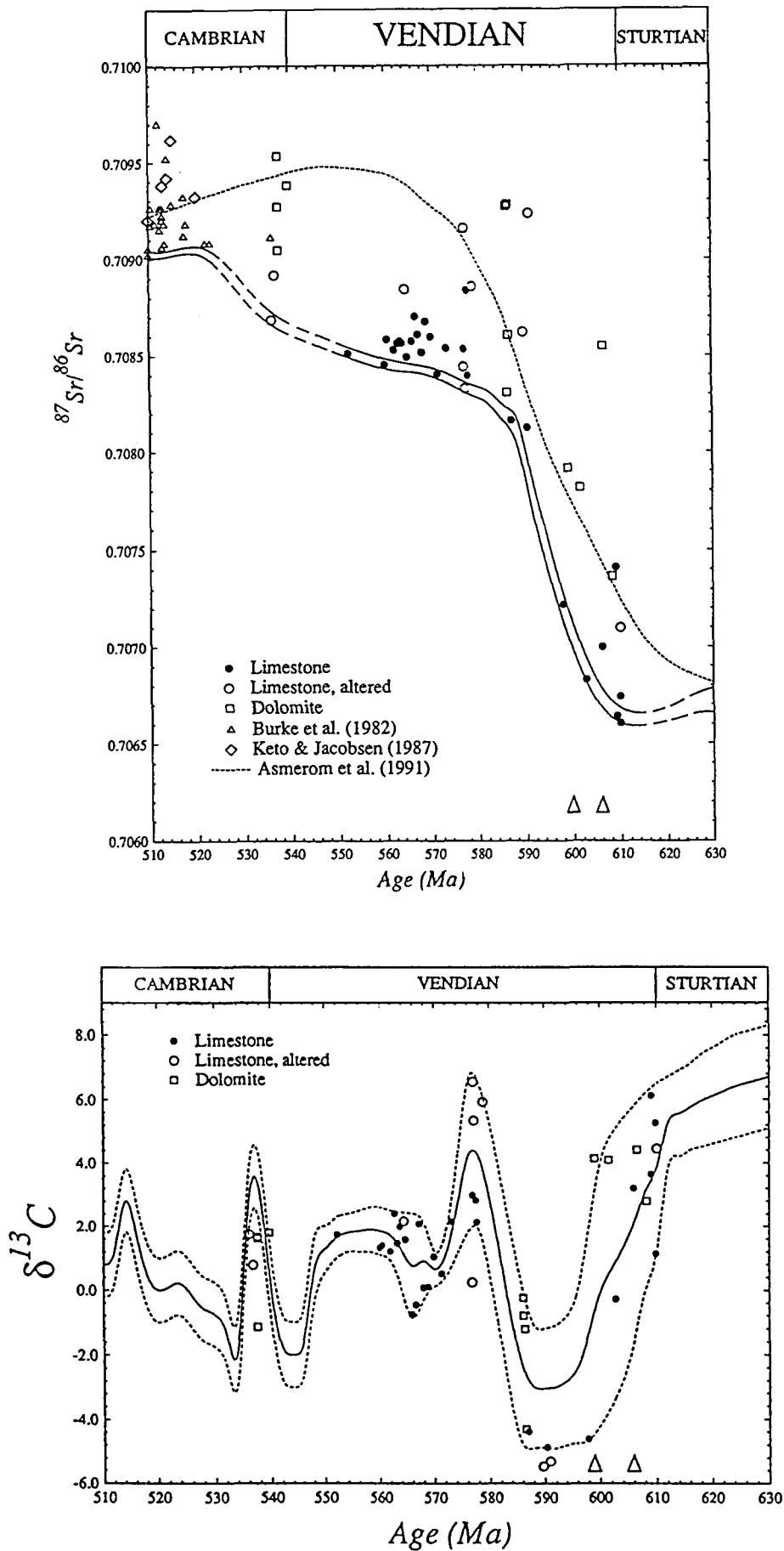
Figur 10. Faseforhold i systemet CaO-SiO₂-MgO med H₂O-CO₂-fluid som funksjon av økende metamorfosegrad fra a) til g). Det skraverte området i a) representerer sammensetningene til vanlige silikaførende marmor. Uforkortede mineralnavn er vist i h). Basert på studier av marmor Lepontine-området i Alpe (Trommsdorf, 1966, 1977), og kopiert fra Yardley (1989).



Figur 11. Tidsvariasjonen av $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ i havvann og marine karbonater. Fra Faure (1986) med modifikasjoner basert på Derry et al. (1989, 1992) og Kaufman et al. (1993). Plasseringen til de antatt umodifiserte karbonatene i Helgeland-, Seve- og Köli-dekkeenhetene er vist på figuren.



Figur 12. Tidsvariasjonen av $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) i havvann og marine karbonater. Fra Veizer & Hoefs (1976), øverst, og Derry et al. (1992), nederst.



Figur 13. Tidsvariasjonen av $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ og $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) i havvann og marine karbonater. Fra Kaufman et al. (1993). Plasseringen til de antatt umodifiserte karbonatene Helgeland- og Sevedekkeenhetene er vist på figuren.