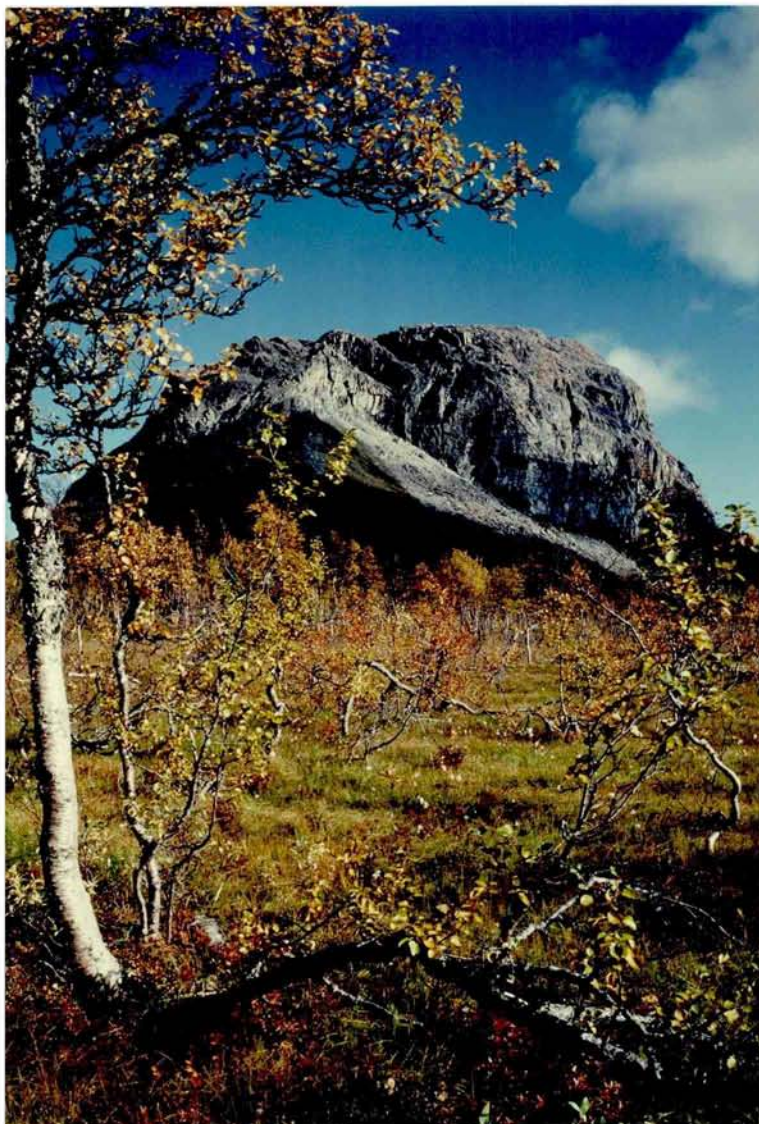


# Hatten

Den største av serpentinitlinsene  
i Hattfjellet.

*(Foto: Winfried Dallmann 1990)*



NGU Rapport nr. 93.044

## HATTFJELLDAL

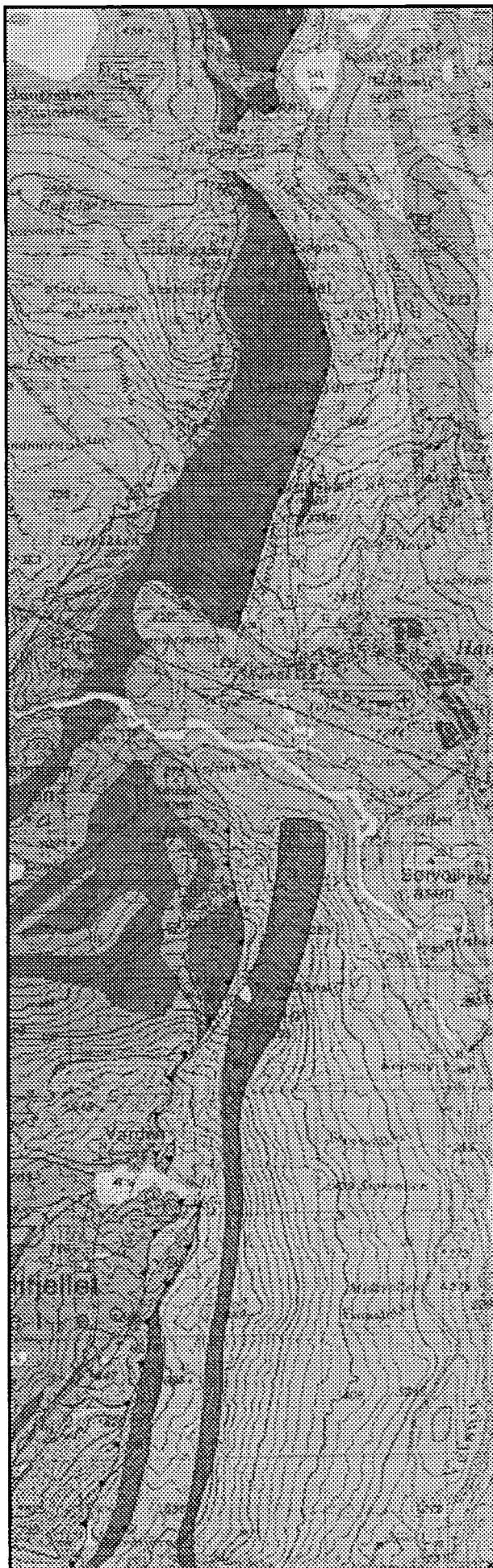
Berggrunnsgeologisk kart

1926 II - M 1:50.000

## BESKRIVELSE

*Dallmann, W.K. & Stølen, L.K.*

Rapport nr. 93.044		ISSN 0800-3416	Gradering: Åpen	
Tittel: Hattfjelldal - berggrunnsgeologisk kart 1926 II - M 1:50 000 - BESKRIVELSE				
Forfatter: Dallmann, W.K. & Stølen, L.K.		Oppdragsgiver: NGU / Nordlandsprogrammet		
Fylke: Nordland		Kommune: 1826 Hattfjelldal		
Kartbladnavn (M=1:250.000) Mosjøen		Kartbladnr. og -navn (M=1:50.000) 1926 II Hattfjelldal		
Forekomstens navn og koordinater:		Sidetall: 47	Pris: 120,-	
		Kartbilag: 1		
Feltarbeid utført: 1976 - 1986	Rapportdato: 06.05.94	Prosjektnr.: 61.2327.01	Ansvarlig: Magne Gustavson <i>Magne Gustavson</i>	
<p><b>Sammendrag:</b></p> <p>Kartblad Hattfjelldal 1:50000 ligger innenfor den kaledonske fjellkjede. Berggrunnen omfatter flere skyvedekker, med undre Køli i øst og Helgelandsdekkekomplekset i vest. Kølidedkene består for det meste av lav grads metamorfe, ordoviciske til siluriske bergarter. Det er hovedsakelig fyllitter og karbonatbergarter, underordnet konglomerater, kvartsitter og grønnskifre. Karbonatbergartene forekommer særlig innenfor Hattfjelldalsdekket hvor de utgjør Røssvassgruppen (tidligere kjent under navnet Hattfjelldalskalken). De er antatt å være kildebergartene til en tykk konglomeratsekvens ved basis av den overliggende Limingengruppen. Det linseformede Krutfjelldekket har en spesiell stilling innenfor Kølidedkene. Det består av høy grads metamorfe gneiser og amfibolitter som omgir en tidlig- til mellomordovicisk gabbrointrusjon.</p> <p>Helgelandsdekkekomplekset er delt inn i 3 enheter: Et undre intrusivkompleks, Skinnfjellenheten, med hovedsakelig kvartsdioritt og metagabbro; et båndet gneiskompleks, Geittindenheten, og et marmor/glimmergneiskompleks, Appfjellenheten. Grensene mellom disse enhetene er tektoniske, men det er mulig at de to sistnevnte enhetene utgjør et opprinnelig "basement-cover" forhold. Høy grads omdanningen skjedde i tidlig kaledonsk eller prekambrisk tid. Noen av metasedimentene innenfor lav grads dekkene ser ut til å være yngre enn denne omdanningen. Hele lagrekken ble utsatt for skyve- og foldetektonikk under lav grads betingelser i den skandiske orogene fase i mellomsilurisk til devonsk tid.</p> <p>Prospektering etter metaller (bly, zink, kobber og gull) og andre nyttbare bergarter og mineraler har vært utført i området, men ingen drivverdige forekomster er funnet til nå.</p>				
Emneord: Fagrapport		Berggrunnsgeologi	Ekskursjonsguide	
Kartbeskrivelse		Bibliografi	Stratigrafi	
Økonomisk geologi		Strukturgeologi		



# HATTFJELLDAL

Berggrunnsgeologisk kart  
1926 II - M 1:50.000

Beskrivelse

Winfried K. Dallmann & Lars Kristian Stølen  
(med bidrag av Ørnulf Dahl)

**Dallmann, W.K. & Stølen, L.K. 1993: Hattfjelldal.**  
*Description of the geological map AMS-M711, 1926 II,*  
*scale 1:50.000. Norges geologiske undersøkelse,*  
*Rapport nr. 93.044 (in Norwegian, English summary)*

The Hattfjelldal map area is situated within the Caledonian orogen. It includes several thrust nappes from the Lower Köli level in the east to the Helgeland Nappe Complex in the west.

The Köli Nappes consist mostly of low grade metamorphic, Ordovician to (?) Silurian rocks. They are mainly phyllites and carbonate rocks, with subordinate conglomerates, quartzites and greenschists. Carbonate rocks occur particularly within the Hattfjelldal Nappe, where they constitute the Røssvatnet Group (earlier known as 'Hattfjelldal limestone'). They are considered as the source strata of a locally thick conglomerate sequence at the base of the overlying Limingen Group.

The lenticular Krutfjellet Nappe occupies a special position within the Köli nappe pile. It consists of higher grade metamorphic gneisses and amphibolites which envelop an Early or Middle Ordovician gabbro intrusion.

The Helgeland Nappe Complex is divided into three units: a lower intrusive complex (Skinnfjellet Unit) of mainly quartz diorite and metagabbro, a banded gneiss complex (Geittinden Unit), and a marble/mica gneiss complex (Appfjellet Unit). The boundaries between these units are tectonic, but it is possible that the two latter represent an original basement-cover relationship.

The higher grade metamorphic nappes provide evidence of early Caledonian or older deformation and metamorphism. Some of the metasediments within the low-grade metamorphic nappes, however, seem to be younger than these events. The entire rock sequence was eventually subjected to fold-and-thrust tectonics at low-grade metamorphic conditions during the Scandian orogenic event (Mid Silurian to Devonian).

Exploration for certain metals (Pb-Zn-Cu, Au) and rock and mineral resources have been undertaken within the area, but no economic occurrences have been found so far.

Winfried K. Dallmann, Norsk Polarinstitutt, Postboks 158,  
N-1330 Oslo Lufthavn.

Lars Kristian Stølen, Geologiska Institutionen, Lunds  
Universitet, Sölvegatan 13, S-223 62 Lund.

Ørnulf Dahl, A/S Pelican, Pb. 276, N-1322 Høvik.

# INNHOOLD

<b>Forord</b>	3
<b>Innledning</b>	3
Geografisk oversikt	3
Geologisk utforskning	3
Geologisk oversikt	4
<b>Tektonisk hovedinndeling (tektonostratigrafi)</b>	5
<b>Stratigrafi og bergartsbeskrivelse</b>	5
Generelt	5
Kölibergarter	5
Undre Köli:	5
Tjopasigruppen (Joesjödekkets bergarter)	5
Midtre Köli:	7
Stikkedekketts bergarter	7
Øvre Köli:	9
Krutfjelldekkets bergarter	9
Durmålsfjellheten	11
Røssvassgruppen (Hattfjeldalsdekket)	11
Liminggruppen	13
Bergarter med viss stratigrafisk stilling i Helgelandsdekkekompleksets skyvesone	17
Helgelandsdekkekompleksets bergarter	17
Skinnfjellheten	18
Geittindenheten	19
Appfjellheten	21
<b>Deformasjon og tektonometamorf utvikling</b>	21
Generelt	21
Deformasjonsfaser og indekssystem	22
Strukturbeskrivelse	22
Delområde I: Laukskardet - Vesterbukta	22
Delområde II: Vesterbukta - Vøfsndalen	23
Delområde III: Helgelandsdekkekompl. skyvefront	24
Delområde IV: Susendalen - Hattfjeldal	25
Delområde V: Krutfjellet	26
Delområde VI: Krutådalen - Unkerdalen	28
Tidlig kaledonske og eldre deformasjonsfaser	29
Den skandiske deformasjonsfasen	31
Dekkeinnskyvning	31
Metamorfose	32
Domstrukturer	33
<b>Økonomisk geologi (av Ørnulf Dahl)</b>	33
Historikk	33
Ertsmineraliseringer	33
Bygningsstein, mineralske råstoffer og pukk	34
Geofysiske og geokjemiske undersøkelser	34
<b>Etterord</b>	35
<b>English Summary</b>	35
<b>Referanser</b>	39
<b>Ekskursjonsfører</b>	41
<b>Ordlister</b>	45

## FORORD

Det berggrunnsgeologiske kart 'Hattfjelldal' er hovedsaklig et resultat av arbeider innen 'Nordlandsprosjektet' (delprosjekt av 'IGCP project no. 27 - Caledonide Orogen') under ledelse av professor Ivar B. Ramberg ved Universitetet i Oslo. Det omfatter deler av cand. real. oppgaven til Mai Britt E. Mørk (kartlagt 1976-77), cand. scient. oppgavene til Lars Kristian Stølen (1983), Einar Sverdrup (1983-84) og Kåre R.V. Feet (1983-84) samt dr. scient. oppgaven til Winfried K. Dallmann (1983-85). Noen resultater fra prosjektarbeider i 1982 ble også brukt. Mye av feltarbeidene i 1982-1985 ble støttet av Prospektering A/S (Stabekk). I 1986 avsluttet W.K. Dallmann kartleggingen for Norges geologiske undersøkelse med assistanse av cand. mag. Grete K. Ågotnes. Høsten samme året ble den foreløpige utgaven av kartet ferdig. Den nå foreliggende trykte utgaven ble redigert av NGUs kartkomité i 1987-89.

## INNLEDNING

### Geografisk oversikt

Det topografiske grunnlaget for kartet er kartblad 1926 II (Hattfjelldal) i M 711-serien i målestokk 1:50.000, utgitt av Norges geografiske oppmåling i 1985. Kartet ligger for det meste innenfor Hattfjelldal kommune, mens det rekker litt inn i nabokommunen Grane i vest og sørvest.

I nord ligger den sørlige halvdel av Røssvatnet innenfor kartområdet. Denne innsjøen er regulert og vannspeilets høyde kan variere med 11 m. Selve demningen ligger ved nordvestenden av vannet (Tustervatn). Det sterkt varierende vannspeilet har mange steder vasket fri en bred sone av fjellgrunnen langs stranden, noe som gjør det mulig å observere gode geologiske snitt tidlig på sommeren. Vesterbukt, den sørvestlige utløperen av Røssvatnet, strekker seg nesten helt til kartgrensen i vest, hvor en større elv, Geittindskardelva, renner ut. Den store øya Røssvassholmen består av en skogkledt fjellrygg i øst og nordøst, og myrdrag som veksler med skog i vestlige områder.

Den sørlige del av Røssvatnet begrenses av høyfjellsområder i øst (Krutfjellet, 1405 m) og vest (en gruppe av fjellmassiver). I vest er Forsmofjellet (1230 m) og Lauttinden (1183 m) de høyeste innen kartet, mens Geittinden like nord for kartgrensen når opp til 1556 m. Disse fjellene er sterkt kupert med dype daler og skard i flere retninger.

Sør for Røssvatnet danner skogkledte åser med myrdrag og mindre vann et vannskille mellom Røssvatn og Vefsna-vassdraget. De lave, sentrale og tildels østlige delene av dette området er overdekket av morener. Helt i øst står Hattøen, den 1128 m høye toppen av Hattfjellet, høyt opp over sine omgivelser. To større elver, Krutåga og Bjørkåselva, renner fra disse østlige fjellene ut i Røssvatnet. I vest går terskelen over i de mindre høye fjellområdene Vadvfjellet (753 m) og Appfjellet (850 m). Disse har avrundete terrengformer. Fjellrygger og vassdrag har her en utpreget sørvest-nordøstlig orientering

pga. bergartenes konstante strøkretning.

Den sørlige tredjedel av kartbladet domineres av Susna-Vefsna-vassdraget. Susendalen kommer inn fra sør i nesten rett nord-sør retning. Elva, som heter Susna i sør og Vefsna lenger nord, svinger skarpt mot sørvest ved tettstedet Hattfjelldal like sør for vannskillet og følger så den regionale SV-NØ retningen. Elvebreddene, særlig sørvest for Hattfjelldal, er ofte bratte, og elva renner gjennom opp til 150 m dype og flere km lange juv med mange stryk.

Fjellområdet som ligger mellom vassdragets to deler er den nordligste utløperen av Børgfjell-høyfjellskjeden, med Skinnfjellet (1335 m) og Nerlifjellet (816 m). Disse fjellene skjæres av skard med hovedsaklig øst-vest retning.

Øst for Susna og Vefsna ligger et skogkledt, sterkt kupert åsområde med myrdrag og flere større vann, hvorav Unkervatn og Elsvatn er de største. Området dreneres gjennom Unkerelva og Elsvasselva (oppdemmet) vestover til Susna og Vefsna.

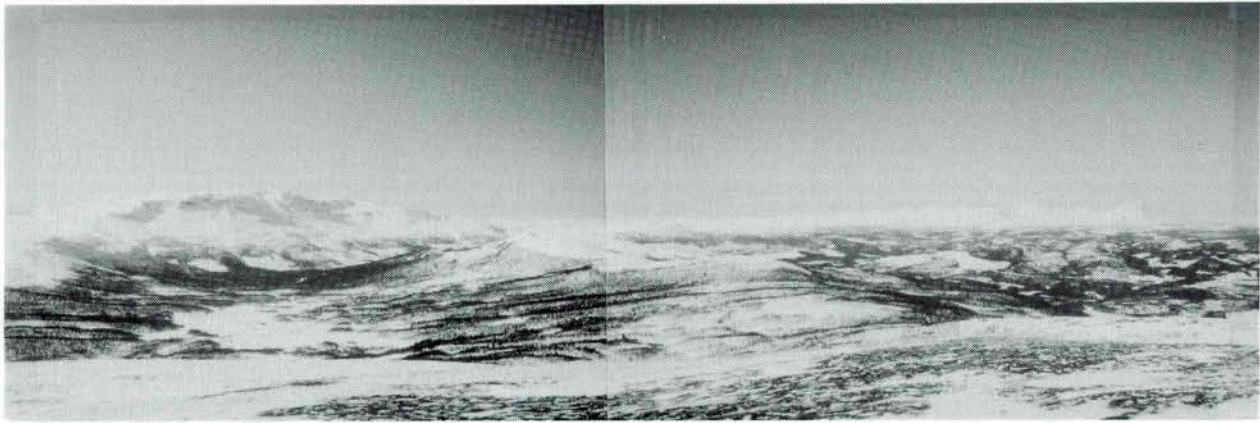
Tregrensen ligger mellom 650 og 700 m.o.h., mens barskogsgrensen (hovedsaklig gran) ligger ved ca. 500 m.o.h. Hattfjelldal (210-260 m.o.h.) er det eneste tettstedet innen kartbladet. Hovedveier fører fra Hattfjelldal langs Susna og Vefsna i begge retninger, langs Unkerelva, Elsvasselva og Krutåga, og langs Røssvatnets øst- og vestsida. På disse strekningene og i et stort areal nordøst for Hattfjelldal er det jordbruksområder med storfe- og sauvedrift. Fjellene ligger i utkanten større reindriftsområder i sør og øst.

Ved siden av landbruket er hovednæringen i tettstedet en sponplatefabrikk. Dette har ført til at det er intensiv skogsdrift i dalførene. Særlig de store granskogsarealene langs Susna og Vefsna opp til 500 m.o.h., det kupert åsområdet øst for vassdraget, deler av det lave området mellom Hattfjelldal og Røssvatn samt deler av Røssvassholmen er berørt av dette. Tømmerveier følger elvebreddene og fører mange steder opp gjennom granskogbeltet.

### Geologisk utforskning

Hattfjelldalsområdet geologi ble først undersøkt i grove trekk i slutten av forrige og begynnelsen av dette århundre, da Corneliussen (1891), Oxaal (1911), Holmsen (1912) og Rekstad (1924) foretok rekognoserende arbeider. Så var det ikke nevneverdig geologisk aktivitet i området frem til etter 2. verdenskrig. Noen stratigrafiske og strukturelle aspekter ble belyst i 50-årene, da det etter mindre sulfidmalmfunn i Susendalen (kartblad Susendalen) ble satt i gang større prospekteringsarbeider (Færden 1953). Strands (1953, 1955, 1963) arbeider skapte en mer detaljert oversikt over den regionalgeologiske sammenheng og satte navn på litologiske og strukturelle enheter, som f. eks. 'Hattfjelldalsdekket' for den tektoniske enheten med 'Hattfjelldalskalken' som hovedbergart like under Helgelandssdekkekompleksets skyvesone.

I 70-årene sammenstilte L.A. Barkey (1977) Kölidelen på Hattfjelldalskartet (samt flere kartblad i området) på grunnlag av eget og studenters arbeider. Kartene ble ikke publisert, men dannet grunnlaget for NGUs berggrunnskart 'Mosjøen', 1:250.000 (Gustavson 1981, 1988).



**Fig. 1:**

Hattfjeldalsområdet, sett fra Miesietjahke, sør for Unkervatnet. De høye fjellene i bakgrunnen (til venstre Skinnfjellet, til høyre Geittindområdet nord for Vesterbukta) er gneisene og dypbergartene i Helgelandsdekkekomplekset, mens dalene og åsene i forgrunnen er fyllitter og karbonatbergarter i Kølidedkene.

*The Hattfjeldal area seen from the mountain Miesietjahke south of Unkervatnet. The high mountains in the background (Skinnfjellet to the left, the Geittinden area, north of Vesterbukta, to the right) are gneisses and intrusive rocks of the Helgeland Nappe Complex, while the valleys and hills in the foreground consist of phyllites and carbonate rocks of the Köli Nappes.*

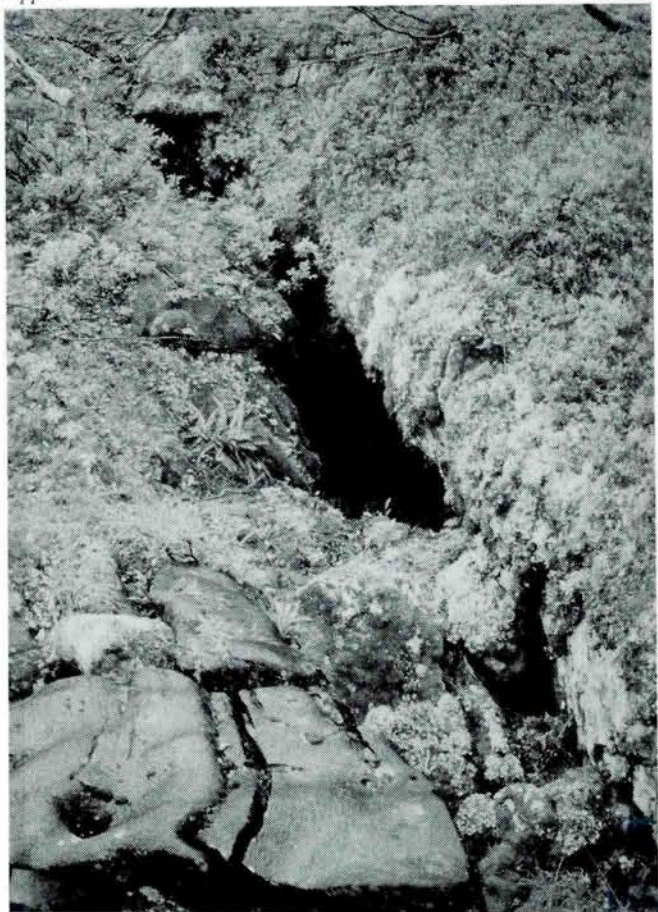
I slutten av 70-årene begynte den detaljerte kartleggingen og utforskningen av området med I.B. Rambergs 'Nordlandsprosjekt' (se forord). Den første sammenfatningen av resultater kom ut i form av en ekskursjonsguide til 'Uppsala Caledonide Symposium' (Ramberg & Stephens 1981). Den belyste den geologiske oppbygning i det sørlige Nordland og fremstilte sammenhengen med de tidligere undersøkte tilgrensende områdene i Sverige. Flere rapporter og eksamensarbeider som er avsluttet siden slutten av 70-årene leverte mange kartmessige detaljer, samt strukturelle undersøkelser og tolkninger. Disse danner grunnlaget for sammenstillingen av det foreliggende kartbladet i 1986 (Mørk 1979, Sverdrup 1985, Stølen 1985, Feet 1987, Dallmann 1987a, Dallmann & Ågotnes 1986).

## Geologisk oversikt

Berggrunnen innenfor kartblad Hattfjeldal består av skyvedekker som ble skjøvet inn på det baltiske skjold fra vest-nordvest under den kaledonske fjellkjededannelsen i silurtiden. Tvers gjennom kartbladet fra N til S går en markant skyvesone. Den heller vestover og skiller en overliggende dekkepakke (Helgelandsdekkekomplekset) fra en underliggende (Seve-Kølidedkekomplekset) (Fig. 1, 3).

Helgelandsdekkekomplekset består av mediumgrads-omdannede gneis- og kvartsittbergarter samt dypbergarter (kvartsdioritt, metagabbro) som pga. sin hårdhet danner høyfjellsområdene i vestlige deler av kartet. Et unntak er de forholdsvis myke marmorlagene, som strekker seg fra Røssvatnets vestbredd inn mot Appfjellet og Vadfjellet samt langs den vestligste delen av Vefsna-dalføret.

Bare Kølidelen av Seve-Kølidedkekomplekset er tilstede innen kartbladet. Kølidedkene består overveiende av lavgrads-omdannede bergarter (karbonatbergarter, fyllitter, grønnskifre, konglomerater og kvartsitter), hvorav de fleste ikke er særlig motstandsdyktige mot erosjon og



**Fig. 2:**

Karstdannelse med doliner, underjordiske elveløp og huler er vanlig i kalkbergartene både i Helgelandsdekkekomplekset og Hattfjeldalsdekket. Bildet viser en huleinngang i "Hattfjeldalskalken" (Susenformasjonen).

*Karst phenomena such as sink holes, subsurface drainage and caves are common in the carbonate rocks of both the Helgeland Nappe Complex and the Hattfjeldal Nappe. The photograph shows a cave entrance within the 'Hattfjeldal limestone' (Susna Formation).*

danner de lave fjell- og åsområdene i øst. Et unntak er Krutfjellet, som er bygget opp av en mediumgrads-omdannede bergartslinse innen Kølidedkene, bestående av gneisbergarter og et gabbromassiv.

Karbonatbergartene (dolomitt- og kalkspatmarmor) i begge dekkekompleksene er utsatt for karstforvitring, noe mange doliner og underjordiske elveløp vitner om (Fig. 2). De sannsynligvis største hulesystemene innenfor kartbladets grenser befinner seg i Gryteselvdalen SØ for Vadfjellet.

## TEKTONISK HOVEDINDELING (TEKTONOSTRATIGRAFI)

De tektoniske dekke-enhetene innen kartbladet har stort sett vestlig helning, dvs. en går fra øst til vest imot høyere strukturelle nivåer. Fig. 3 viser en tektonostratigrafisk oversikt for kartblad Hattfjelldal. Den østlige delen består av Seve-Kølidedkekomplekssets Kølidedke. Den overlagres i vest av Helgelandsdekkekomplekssets (HDK) østligste del.

Inndelingen av Kølidedkene er basert på Stephens' (1980) system for Kølidedkene i Sverige og Stephens' et al. (1985). Kartbildet virker komplisert fordi noen dekkeenheter bare er tilstede lokalt.

Undre Köli er representert ved Joesjödekket (som muligens har en kontinuerlig forbindelse med Bjørkvattendekket i Sverige). Joesjödekket kommer inn på kartet i en utløper av Joesjödomen (Häggbom 1980), Krutådalsantiformen.

Den midtre Køliden, Stikkedekket, kommer inn i SØ, i Skardmodalsantiformen. Det finnes ikke på tilsvarende nivå omkring Joesjödomen innenfor kartbladet.

Den øvre Køliden består av tre dekkeenheter, hvorav det understø er Krutfjelldekket. Denne enheten forekommer i NØ på Krutfjellet i en megalinse som kiler raskt ut vest for Joesjödomen. Mediumgradsommannede bergarter vest for Joesjödomen (Stølen 1985) og vest for Skardmodalsantiformen (Dallmann 1987a) er blitt korrelert med Krutfjelldekket. Den andre enheten i Øvre Köli er Joffjelldekket som forekommer i synformene mellom de nevnte domer og antiformer, samt i en tilgrensende sone med varierende bredde vest for dem. På Røssvassholmen og nord for den ligger denne enheten inn mot skyvesonen til HDK. Den tredje og øverste enheten innen Øvre Køliden er Hattfjelldalsdekket som kiler ut nordover.

HDK innen kartbladet kan inndeles i tre litologiske komplekser som klart skiller seg fra hverandre. Det er imidlertid ikke klart om det dreier seg om ulike dekkeenheter eller en annen form for diskontinuiteter (f. eks. 'basement-cover' kontakter). En definisjon av enhetsnavnene er ikke blitt publisert tidligere, men under Nordlandsprosjektets aktiviteter er følgende navn blitt brukt:

Skinnfjellheten består vesentlig av dypbergarter og danner en sone langs HDKs basis. Den kiler ut nordover. Geittindenheten er et gneiskompleks som innen kart-

grensene bare forekommer i nordlige deler. Appfjellheten består av gneis og marmor i veksling og ligger tilsynelatende i en synform mellom de to første enhetene.

For en regional tektonostratigrafisk oversikt (med vekt på Kølidedkene) vises til Fig. 1 i Dallmann (1987a).

## STRATIGRAFI OG BERGARTSBESKRIVELSE

### Generelt

Det er bare noen av de litologiske gruppene eller enhetene en kjenner stratigrafien eller en del av stratigrafien til (Tjopasigruppen, Røssvassgruppen, Liminggruppen). Disse er begrenset til Joesjö-, Joffjell- og Hattfjelldalsdekket. Her er beskrivelsen av bergartene foretatt i den antatte stratigrafiske rekkefølgen. Bergartene i de øvrige enhetene beskrives i deres strukturelle rekkefølge fra lave mot høye nivåer.

### Kölibergarter

#### Undre Köli

##### Tjopasigruppen (Joesjödekket)

Zachrisson (1969) og Häggbom (1980) anser det undre Köliavsnittet (Joesjödekket) som en ekvivalent til Bjørkvattendekket (Stephens 1977) i Tärnabytraktene, Sverige. Disse to dekkene ligger på samme tektonostratigrafiske nivå (Stephens et al. 1985) og har en delvis korrelerbar stratigrafi.

Den vestlige utløperen av Joesjödomen (Krutådalsantiformen, Fig. 3) med Joesjödekket i kjernen strekker seg inn på kartblad Hattfjelldal. Denne delen av Joesjödekket utgjøres av Tjopasigruppens (Zachrisson 1964) mafiske og felsiske metavulkanitter, samt fyllitter. Dessuten finnes det innen området et stort antall serpentinitlinser sammen med metavulkanittene og fyllittene.

Aldersforholdene for denne bergartssekvensen er usikre, det finnes bare noen få dårlig bevarte fossiler i et serpentinitkonglomerat på svensk side av riksgrensen. Fossilene antyder en tidligordovicisk alder (Holmquist 1980). I tillegg er det gjort en datering av Tjopasivulkanittene (også på svensk side) med en alder på  $488 \pm 5$  millioner år (uran-bly i zirkon; Claesson et al. 1983). Vulkanittene innen Tjopasigruppen anses å være dannet i et øybuemiljø (Stephens & Gee 1985; Stephens et al. 1985).

##### Grønnskifer (84):

Joesjödekkets grønnskifer strekker seg fra Krutådalen til Krystallhaugan (UTM 630 820). De er en del av en mafisk og felsisk metavulkanittpakke som har større mektigheter rett øst for kartbladsområdet i Rauvass- og Brunreinvassstraktene. Sekvensen har en stor lateral utbredelse østover og kan kartlegges direkte over i metavulkanitter tilhørende Tjopasigruppen på svensk side. Grønnskiferen er nesten alltid assosiert med kvartske-



HELGELANDSDEKKF.KOMPLEKSET

-  Appfjellenheten
-  Geittindenheten
-  Skinnfjellenheten

0 1 2 3 4 5 km

SEVE - KØLID EKK E K O M P L E K S E T









- |  |   |
|--|---|
| Hattfjelldalsdekket:   |  Jofjelldekket                |
|  skyvesone, blandete stratigrafiske enheter |  Durmålsfjellenheten          |
|  Liminggruppen                              |  Krutfjelldekket              |
|  Røssvassgruppen                            |  Midtre Køli (Stikkedekket ?) |
|  |  Joesjødekket                 |

Fig. 3:

Tektonostratigrafi på Hattfjelldalskartet. Litostratigrafiske grupper er tatt med i Hattfjelldalsdekket for å vise den hyppige gjentagelsen av stratigrafien som skyldes intensiv sammenfolding.

*Tectonostratigraphy within the area of the Hattfjelldal map sheet. Lithostratigraphic groups are indicated within the Hattfjelldal Nappe to demonstrate the frequent repetition of the stratigraphy due to intensive folding.*



ratofyr. Lag og horisonter av fyllitter finnes også internt i grønnskifersekvensen. Et stort antall serpentinitlinser finnes også tilknyttet denne bergartssekvensen. Rett øst for kartbladet i Krutådalsområdet finnes en rekke mindre sink-koppermineraliseringer på grensen mellom grønnskifer og kvartskeratofyr. Bergarten er oftest vel planfoliert, men stedvis inneholder den også en del kvartslinser og epidotkonkresjoner.

Det finnes finkornete og mer grovkornete varianter. De finkornete grønnskifrene inneholder kloritt, albitt, lys glimmer, epidot, kvarts, kalkspat og aktinolit; aksessorisk forekommer sulfidmineraler og titanrike oksyder. De mer grovkornete lagene har et større aktinolit- og albittinnhold.

**Grafittfyllitt (83):**

Markante grafittfyllittlag forekommer innen metavulkanittlagrekken i Krutådalsområdet. Bergarten har en mørk forvitningsfarge, stedvis rusten på grunn av ertsmineraler. Grafittinnholdet gjør at den sverter fingrene. Skifriheten i bergarten er dannet av parallellorienterte glimmerflak som er deformert av en senere kruskløv.

Bergarten består av kvarts (30-45%), grafitt (15-25%), lys glimmer (15-30%), kloritt (10-15%) og albitt (10-15%). Aksessorisk forekommer biotitt, titanitt, epidot, zirkon, limonitt, ilmenitt og sulfid-mineraler (svovelkis og magnetkis). Bergarten er meget finkornet og en tett veksling mellom ca. 1,5 mm tykke glimmer- og grafittrike lag er karakteristisk.

**Kvartskeratofyr (82):**

Kvartskeratofyr finnes i traktene omkring Krystallhaugen. Bergarten har både over- og undergrense til grønnskifer, ved Hatten mot fyllitt. Den har en rusten forvitningsfarge, som skyldes finfordelte sulfidmineraler, og en grov skifrihet. Ofte finner man en lagdeling mellom mørke, finkornete glimmerholdige lag og lysere, grovkornete kvartsfeltspatiske lag.

Bergarten inneholder følgende mineraler: Albitt (55-65%), kvarts (27-35%) samt kloritt og lys glimmer, aksessorisk forekommer også epidot, biotitt, kalkspat, granat, hornblende og sulfidmineraler (svovelkis, kobberkis, magnetkis og sinkblende). Bergarten har en porfyrisk tekstur med fenokrystaller av albitt og kvarts i en rekrystallisert matriks av albitt, kvarts og aksessorier. Grensen til over- og underliggende grønnskifer er oftest en gradvis overgang.

**Kvartsfyllitt (81):**

Kvartsfyllitt finnes i Krutådalsantiformen både over og under metavulkanittsekvensen, hvor den er dårlig blottet på grunn av løsmasser, men et bra veinprofil finnes langs riksvei 73 øst for Røddiken.

Bergarten inneholder en god del kvartsårer som ofte er isoklinalfoldet. Ved Krystallhaugen (UTM 630 820) finnes det en stor kvartslinse som det tidligere har vært tatt ut kvarts fra. Underordnet i kvartsfyllitten finnes lag av grafittfyllitt og klorittrike fyllitter.

Mineralinnholdet er som følger: Kvarts, albitt, lys glimmer, kloritt, kalkspat samt som aksessorier biotitt, titanitt, zirkon og sulfidmineraler. En rekke serpentinitlinser finnes også innen denne bergartsenheten.

**Serpentinitt (80):**

En stor ansamling av serpentinitter finnes innen Joesjö-

dekket i kartområdet og tar man med områdene øst for kartbladet og i øvre Kõli omkring Hatten er dette en av de største ansamlingene av serpentinitter i de Skandinaviske Kaledonider. De fleste av dem danner løynefallende fjellknauser med lite vegetasjon og en typisk rødbrun forvitningsfarge.

Innen kartbladet varierer serpentinitene fra linser på noen fåtalls meter opp til flere kvadratkilometer store massiver. De aller fleste serpentinitene forekommer som langstrakte linser med lengste akse parallell med hovedfoliasjonen i de omkringliggende bergartene. Den mest fremtredende av disse linsene er Røddikken.

Serpentinitene innen kartbladet består av to hovedtyper: Serpentiniserte peridotitter, med et olivininnhold på 10 til 50%, og serpentinitter som har et olivininnhold fra 0 til 10%. Bergarten har en brun til rustred forvitningsfarge, mens fargen på frisk bergart varierer med graden av serpentinisering, fra svart/mørk grå til lys grå/brun ved økende serpentinisering. Gradene av serpentinisering varierer, ofte er ytterkantene mer serpentinisert enn kjernene av de større serpentinitkroppene. Mindre linser er ofte mer serpentinisert enn de større. Det finnes imidlertid unntak fra dette, da også kjernene av større serpentinitmassiver kan være 100% serpentinisert.

Ofte har overflaten av serpentinitene et karakteristisk polygonalt sprekemønster (Fig. 4). Serpentinitene er også gjennomvannet av flere generasjoner av komplekse serpentinit-, talk- og kalkspatholdige hydrotermale årer i et anastomerende mønster.

Lokalt i Røddikkmassivet (UTM 620 840) finnes også velbevarte rester av primærmagmatisk lagning, en rytmisk veksling mellom silikatmineraler og oksydmineraler (kromitt og magnetitt), i form av uregelmessige slirer og årer.

Ved sydenden av Røddikken (UTM 626 835) finner man et serpentinit-pseudokonglomerat (Fig. 5). Dette opptrer som et irregulært lag i serpentiniten. Bollematerialet består av serpentinitfragmenter med en størrelse på 1-10 cm, mens matriks består av serpentin og karbonatmineraler. Bollene er stort sett rundet, men kantede fragmenter finnes også. På grunn av den begrensede utbredelsen av dette pseudokonglomeratet er det ikke mulig å gjengi det i kartskala.

Serpentinitene består av følgende mineraler: Antigoritt (10-80%), olivin (0-45%) med et forsterittinnhold fra 91,9 til 94,3%, kromitt (0-8%) med et høyt krom- og aluminiuminnhold, magnetitt, kalkspat, dolomitt, kloritt, talk, kobberkis, bornitt, pentlanditt og haezfelwooditt.

**Midtre Kõli**

**Stikkedeckets bergarter**

Det finnes ingen detaljerte undersøkelser av Stikkedeckets lagfølge i kartbladets område. Ifølge oversiktsskart (Barkey, unpubl., Gustavson 1981) kan det imidlertid formodes at lagene er kontinuerlige over til svensk side og er ekvivalenter til Lasterfjällgruppen (Zachrisson 1969), eller etter den reviderte inndelingen til Stephens (1982) til Blåsjöfyllitten (76), Lasterfjällgrønnskiferen (79), og Stekenjokkvulkanittene (73, 74) med assosierte fyllitter og kvartsitter (75, 77, 78).

Det er også mulig at en i den innerste delen av Skardmo-



**Fig. 4:**

Karakteristisk oppsprekning av serpentinitlinse med dannelse av serpentinpolyedre; rektangulære flater adskilt av serpentin og talkfylte sprekker. Skala 13 cm, lokalitet i sydenden av Røddikenmassivet.

*Characteristic polyhedral weathering of a serpentinite body; rectangular fractures are filled with serpentinite and talc minerals. Scale 13 cm. Locality in the southern part of the Røddiken massif.*



**Fig. 5:**

Serpentinittpseudokonglomerat i sydenden av Røddikmassivet.

*Serpentinite pseudoconglomerate in the southern part of the Røddiken massif.*

dalsantiformen (NØ for Rundtjønnna) kommer ned til undre Kōlinivået, slik at fyllitten (77) i dette området muligens tilhører Tjopasigruppen, selv om det er mer sannsynlig at dette nivået ikke nås før lenger øst.

Denne sekvensen er av ordovicisk alder (Claesson et al. 1988, Kullerud et al. 1988). Stephens & Gee (1985) antar et dannelsesmiljø i forbindelse med en øybue og en senere riftingase på grunn av bergartsassosiasjonene og den kjemiske sammensetningen av vulkanittene.

**Grønnskifer (79):**

Et cirka 100m mektig grønnskiferdrag følger Skardmodalsantiformen fra sørøst for Elsvatn via Rundtjønnna til Unkervatnet. Grønnskiferen er en hard, motstandsdyktig bergart som muligens er årsak til innsnevringen av dalføret midt på Unkervatnet.

Ved Rundtjønnna er teksturen dominert av en lineasjon

som skyldes parallellorientering av aktinolit. Her består bergarten av 80% aktinolit, epidot og albit (omtrent like deler), mens resten utgjøres av kalkspat, titanoksyder og klorit. Andre steder er den biotittholdig, og teksturen er foliert.

**Grafittyllitt (78):**

Grafittyllitt forekommer lokalt som en grafittrik variant av fyllitt (77), spesielt i grenseområdet mot grønnskifer (79). Den er vanligvis kvartsrik (over 50%).

**Fyllitt (77):**

Fyllitt forekommer i store mektigheter (flere hundre meter) på forskjellige nivåer i Skardmodalsantiformen. Dette skyldes trolig delvis isoklinalfolding av hele fyllittsekvensen. Den har vanligvis pelittisk sammensetning (lys glimmer og noe finkornet kvarts og feltspat). Kvartsinnholdet varierer imidlertid, og det finnes også overganger til gra-

fittrik fyllitt på alle nivåer. Bergarten er vanligvis tynnskifrig med krusete foliasjonsflater, mens den enkelte steder viser en kruskløv. Kvartslinser og -årer forekommer rikelig.

#### **Kalkspatførende fyllitt (76):**

En kalkførende fyllitt opptrer med lignende mektighet og utbredelse som fyllitten (77), og de to bergartene synes å være isoklinalt sammenfoldet. Det er typisk for denne bergarten at kalkspat er inhomogent fordelt, selv om unnatak forekommer. Kalken opptrer mest i lameller eller "lommer" mellom bølgede foliasjonsplan, mens fyllitten innimellom er nærmest kalkfri.

Bergarten er overalt tydelig planfoliert eller viser småfolding på foliasjonsflatene, og en kruskløv opptrer stedvis. Det finnes mye kvartssegregasjoner.

Mineralinnholdet i prøver fra Unkervatnet er i avtagende prosentandeler: Kvarts, lys glimmer, kalkspat, albitt, biotitt, kloritt, titanoksyder, hematitt, og aksessorisk apatitt og turmalin.

#### **Kvartsitt (75):**

Et tynt lag av kvartsitt forekommer innenfor den kalkførende fyllitten (76) NØ for Elsvatnet (UTM 637 725). Kvartsitten er ren i centimeter-tykke bånd med serisittlameller imellom.

#### **Kvartsbiotitt- og kvartsklorittskifer (74):**

Denne bergarten er bare blottet langs den nordlige og sørlige bredden av Elsvatnet (UTM 607 730) og synes å ligge som en linse innenfor den kalkførende fyllitten (76). Den er uregelmessig forskifret, består hovedsaklig av kvarts, biotitt og/eller kloritt i varierende forhold, og stedvis epidot eller grafitt. Et sted ved sørbredden har bergarten en konglomeratlignende struktur med kvartsittiske "boller". Den lokale opptreden og dens assosiasjon med metavulkanittene (73) antyder at det dreier seg om en metamorfosert gangbergart.

#### **Basiske og intermediære dag- og gangbergarter (73):**

En opp til 200 m mektig sekvens bestående av forskjellige magmatiske bergarter med basisk til intermediær sammensetning forekommer nord for Elsvatnet over de fyllittiske bergartene (76, 77), under skyvesonen til Jofjelldekket. Intermediære metavulkanitter opptrer dessuten innenfor den kalkførende fyllitten (76) NØ for Elsvatnet. Det finnes få gode blotninger (mest langs Elsvassveien), slik at grenseforholdene mellom de ulike bergartene ikke kan observeres.

Det forekommer hovedsaklig lite- til ikke-skifrige, grovkornete bergarter med kvartsdiorittisk eller kvartskeratofyriske sammensetning. Disse kuttes av finkornete grønnskifre med basaltisk sammensetning. Dessuten finnes lite- til ikke-folierte grønnsteiner og sterkt folierte bergarter med nær kvartskeratofyriske sammensetning.

Kvartskeratofyrene består hovedsaklig av albitt (for det meste saussurittisert), aggregater av hornblende, kvarts, en del klinoisitt, kloritt, delvis lys glimmer, og varierende mengder av titanitt. Grønnskifrene er sammensatt av hornblende (opp til 50%), albitt (saussurittisert), kloritt, klinoisitt og titanitt.

## **Øvre Köli**

### **Krutfjelldekkets bergarter**

Blant de ellers lavgrads-omdannede Kölidekkene inntar Krutfjelldekket med sine mediumgrads-omdannede metamorfe bergarter en særstilling. Dekket består av flere store linser med veldig tynne eller manglende forbindelser imellom (Häggbom 1980). Dekkets lagdelte bergarter er blitt kalt 'Krutfjellgruppen' (Mørk 1979, 1985). Dette er en metasedimentær og metavulkansk sekvens, bestående av forskjellige gneiser og amfibolitter, som omhyller mest basiske intrusivkomplekser.

I kartbladets nordøstlige hjørne, Krutfjellområdet, kommer Krutfjelldekket inn med en del av en linse. Mesteparten av arealet består her av Krutfjellgruppens suprakrustaler, med en del av en underliggende gabbrointrusjon. Mørk (1979, 1985) beskriver både regionalmetamorfosen og kontaktmetamorfosen omkring intrusjonen (se kapittel om deformasjon og tektonometamorfose utvikling).

Krutfjellgruppen har et mektig undre avsnitt, som er sammensatt av båndete, kalk- og hornblendeførende gneiser av sedimentær, muligens turbidittisk opprinnelse. I deres øvre deler ligger et lag av basiske metavulkanitter. Gruppens øvre avsnitt består av kvarts- og glimmerdominerte gneiser. I grensesonen mellom de to avsnittene forekommer konglomerater og en større faciesvariasjon i gneisene. Det er mulig at det her ligger en primær diskordans, som er sterkt overpreget av senere deformasjon.

Alderen til Krutfjelldekkets bergarter er usikker. Fra Norra Storfjället, en annen linse av Krutfjelldekket, foreligger radiometriske aldersdateringer av en granittintrusjon på  $447 \pm 6$  mill. år (Gee & Wilson 1974) og en migmatitt på  $442 \pm 30$  mill. år (Reymer 1979). Nyere U/Pb-analyser på zirkon indikerer intrusjonsaldere på  $489 \pm 8$  (kvartsdioritt) og  $445 \pm 15$  mill. år (granitt; Kullerud et al. 1988), og  $434 \pm 5$  mill. år (dolerittgang i gabbro; Senior og Andriessen 1990). Dette indikerer en minimumsalder på suprakrustalene tilsvarende midtre ordovicium. Stephens & Gee (1985) påpeker Krutfjellgruppens faciesforbindelse med de andre Kölidekkene og anser den som avsatt på fronten av en tidligkaledonisk øybue. Om dette skulle være riktig, kan en fastsette en maksimal alder på suprakrustalene som ligger i kambrium.

Mesteparten av bergartstypene i Krutfjellgruppen som forekommer innenfor kartbladet er blottet langs strandlinjen langs Røssvatnet eller veien rundt Krutfjellet.

#### **Fyllonitt (72):**

Fyllonitt forekommer bare i en tynn sone i Hjeltefjellsynformen (sørligste del av Krutfjellinsen) og er knyttet til Krutfjelldekkets skyvesone. Det dreier seg om gneisbergarter som ble retrogradert under innskyvingen.

#### **Kvartsglimmergneis og hornblendegneis i veksling (71):**

Disse bergarter forekommer også i Krutfjelldekkets skyvesone og består av en veksling av kvartsglimmergneis (63) og hornblendegneis (69).

#### **Båndet, karbonatførende hornblendeglimmergneis, i vest stedvis med lag av kvartsitt (70):**

Denne gneisen utgjør hovedparten av Krutfjellgruppens

bergarter. Den er båndet i cm-skala ved en veksling av mørke og lyse bånd. Typiske kjennetegn er dessuten hornblendenaaler opptil 1 cm lange og med en foretrukken orientering subparallelt med båndingen. Det varierende karbonatinnholdet (selv om det er lavt) i de enkelte båndene er årsaken til en tydelig differensiell forvitring.

De lyse båndene består av kvarts, feltspat og finkornet hornblende, mens de mørke inneholder mer og grovere hornblende samt mye glimmer (biotitt og muskovitt). Enkelte steder opptrer millimetertykke bånd av hovedsaklig kalkspat. De er vanligvis rustne og porøse på grunn av forvitringen. Det finnes dessuten avlange linser (boudinerte bånd) av utskilt kvarts.

I overgangsområdet til sidebergartene kan denne bergarten gå inn i veksling med glimmergneis og -skifer (67), kvartsglimmergneis (63) eller amfibolitt (69), noe som tolkes som transponerte bergartsgrenser. Dessuten forekommer i den vestlige, øvre delen kvartsittiske lag med primære sedimentstrukturer, kryssjiktning og gradering, som tyder på turbidittiske avsetninger (strandblotninger og veiskjæringer sør for Sagbukta, UTM 594 882, Fig. 6). Konglomerater (65, 66) forekommer også innenfor denne bergartsenheten, men i nærheten av dens øvre grense.

**Amfibolitt og hornblendegneis (69):**

Amfibolitter og hornblendegneiser danner en opp til 500 m mektig sekvens i de stratigrafisk øvre deler av den karbonatførende gneisen (70) og langs dens øvre grense. Dens hyppige gjentakelse i kartbildet skyldes intensiv folding. Hornblendegneiser anses som mer deformerte varianter av amfibolittene. Opptreden av amfibolitter med agglomeratisk eller konglomeratisk tekstur (68) og putelavastrukturer (Mørk 1979) tyder på at denne enheten er en metavulkanittsekvens.

Bergartenes utforming varierer både stratigrafisk og lateralt. Grovt kan de deles inn i tre grupper: a) massiv amfibolitt, benket eller tykkbåndet, bestående av hornblendekrystaller i en ofte grønnaktig (saussurittisert) grunnmasse av plagioklas; b) amfibolittisk gneis, en skifrig til gneisaktig bergart med orienterte hornblendenaaler i en grunnmasse av plagioklas (± kvarts); c) hornblendeglim-

mergneis som tilsvarer amfibolittisk gneis men med en varierende mengde av glimmer i grunnmassen. Alle bergarter inneholder granat i varierende mengde.

I det godt blottede området omkring Kråkvikneset ved Røssvatn er bergartenes preg utypisk. Her danner de en sekvens av massive, båndete, mørke, kvartsrike glimmermergneiser med mye grovkrystallin hornblende. Glimmeren er overveiende muskovitt. Granat opptrer stedvis. Lokalt forekommer amfibolittbånd med granat og skifrige slirer av en kvartsgranatbergart.

**Konglomeratisk amfibolitt (68):**

Denne er en bolleførende variant av amfibolitt (69), som opptrer i et elveleie øst for Murfjellet (UTM 635 870) innenfor et amfibolittlag. Matriks og boller har samme amfibolittiske sammensetning. Det opptrer soner med tektonisk elongerte boller og soner med primære, ikke eller lite rundete bolleformer. Bollene har opp til meterstørrelse. Pakningsgraden varierer fra matriks- til kornbåret. Det dreier seg muligens om det metamorfe produktet av et vulkansk agglomerat.

**Glimmergneis og -skifer, stedvis granatførende (67):**

Denne bergarten opptrer mange steder i grenseområdet mellom de karbonatførende gneiser (70), amfibolitter (69) og overliggende kvartsglimmermergneiser (63). Det er lys glimmer-dominerte glimmerskifre og -gneiser med mange kvartsutsondringer, og stedvis rik på små granater. Skifrene kan ha et fyllittisk utseende på grunn av glinsende serisitt på foliasjonsplanene (jfr. Durmålsfjellenheten). Hornblende kan opptre og er konsentrert i klart avgrensede lag. En kruskløv er stedvis godt utviklet. Kløvplanene er ofte belagt med epidot.

**Konglomerat med boller av kvartsitt, amfibolitt og hornblenderik gneis (66):**

Denne polymikte konglomeratet opptrer lokalt i den kalkførende gneisen (70) og på grensen til de overliggende gneiser og skifre. Matriksen er kvartsittisk, stedvis med amfibolittiske lag. Ved Murneset (UTM 571 906) kan det observeres at overgangen til den underliggende kalkførende gneisen er gradvis, mens overgangen til den overliggende kvartsittiske gneisen er brå. Tykkelsen av de



**Fig. 6:**  
Primære sedimentstrukturer i Krutfjell-gruppens gneiser, antagelig turbiditter. Skala 35 cm, lokalitet A 4 i ekskursjons-føringen.  
*Primary sedimentary structures in gneisses of the Krutfjell Group, probably turbidites. Scale 35 cm. Locality A 4 in the excursion guide.*

enkelte lagene er noen få meter. Konglomeratet er matriksbåret. Bollene består av forskjellige kvartsitter og hornblendeførende bergarter og er lagvis sterkt uttrukket. Bollestørrelsen er dårlig sortert, men både den maksimale og den gjennomsnittlige størrelsen varierer mellom de forskjellige lagene.

#### **Konglomerat med boller av kvartsitt (65):**

Dette monomikte konglomeratet opptrer lokalt på samme måte som det polymikte (66) og har en lignende tekstur. Matriks består av kvartsitt med biotitt-, muskovitt- og hornblendeførende lag, mens bollene er utelukkende kvartsitter.

#### **Kvartsglimmergneis og glimmerskifer i veksling (64):**

Enheten er en sterkt transponert overgangssone mellom enhetene (63) og (67).

#### **Kvartsglimmergneis og kvartsittisk gneis (63):**

En kvartsdominert bergartssekvens danner det øvre avsnittet av Krutfjellgruppen. Den forekommer i kjernen til en del tidlige synformer, slik at dens øvre grense ikke er bevart. Langs Røssvatn kan det observeres en tydelig endring fra nord til sør i bergartssammensetningen, men den er mindre utpreget opp på fjellet.

Den sydlige facies er en mørk, homogen bergart med mye biotitt, noe lys glimmer og pyritt. Lys glimmer/biotitt-forholdet øker nordover. Også skifriheten øker nordover fra grov benket til skifrig. Det finnes mye epidot og serisitt på kløvplanene.

Den nordlige facies er nesten eller helt kvartsittisk, med mye utskilt kvarts. Hornblende opptrer bare lokalt, men bergarten fører ofte granat. I den store forekomsten ved Krutfjellaksla er overgangen til den båndete, karbonatførende gneisen (70) gradvis, og grensedragningen på kartet er foretatt der den begynner å føre karbonat.

#### **Granittisk gneis (62):**

Et drag av granittisk gneis av noen titalls meters mektighet ligger lagparallelt i gneisene og følger Åmågadalen oppover fjellet. Mikroklin er mest omvandlet til perthitt. Plagioklas er lite omvandlet, men har mange inneslutninger. Glimmeren er utelukkende brun biotitt. Bergarten har en gneisaktig foliasjon når den er rik på biotitt. Det opptrer noe spredt karbonat i bergarten.

#### **Kalkglimmerskifer (61):**

To kalkglimmerskiferbånd forekommer i gneisene ved Krokjønn (UTM 615 877). Sammensetningen er kalkspat og biotitt samt en del kvarts. Segregert kvarts opptrer også i boudinerte kvartsårer.

#### **Metagabbro (60):**

Bare en mindre del av Krutfjell-intrusivkomplekset kommer inn på kartbladet og består her utelukkende av metagabbro. Mørk (1979, 1985) beskriver gabbroen som augittnoritt til olivingabbro; den har subalkalin sammensetning med tholeittisk affinitet. Den mineralogiske sammensetningen er olivin, plagioklas, ortopyroksen eller augitt, hornblende og ilmenitt. Selv om kartet betegner bergarten som metagabbro, er den lite omdannet og uomvandlete soner i bergarten forekommer.

#### **Pegmatitt (59):**

En gruppe av tre kvartsfeltspatpegmatitter ligger i den båndete gneisen (70) på Krutfjellet. De er muligens sammenhengende under overflaten.

### **Durmålsfjellenheten**

I et tektonostratigrafisk nivå som tilsvarer Krutfjelldekket finnes det på Durmålsfjellet to områder med mediumgrads-omdannede bergarter som kan regnes å tilhøre Krutfjellgruppen (Stølen 1985). Grensen mot den overliggende Liminggruppen i Jofjelldekket er imidlertid gradvis. Det er uklart om innskyvningen langs denne dekkergrensen skjedde før den metamorfe kulminasjonen, om grensen mellom 'Krutfjelldekket' og 'Jofjelldekket' her i området ikke er en dekkergrense i det hele tatt, eller om Durmålsfjellenheten gjenspeiler et høyere metamorft nivå innenfor Jofjelldekket.

#### **Granatglimmerskifer (58):**

Et granatglimmerskiferdrag strekker seg fra Unkervatn nordvestover til Merketjønn langs grensen mellom Midtre og Øvre Köli. Skiferen er rik på både biotitt og store granatkrystaller. Spaltbarheten er utpreget og kutter også granatene. Bergarten inneholder boudinerte ganger med pegmatittlignende sammensetning (kvarts- og biotitt-granataggregater).

Granatglimmergneis på et muligens tilsvarende nivå finnes også på Bjørnneset (UTM 523 919), hvor den er beskrevet av Sverdrup (1985) og Feet (1987).

#### **Kvartsglimmerskifer (57):**

Denne bergarten forekommer i Durmålsfjellområdet på sydflanken av Krutådalsantiformen. Den er båndet og består av vekslende kvartsitt- og kvartsglimmerskiferlag i centimeter-skala. Glimmeren er hovedsaklig muskovitt. Stedvis opptrer granat, mer sjeldent hornblende. Overgangen til Jofjelldekkets fyllitter (53 og 56) er gradvis idet kvartsinholdet minker og muskovitt går over til serisitt. En tektonisk grense er ikke observert. Strukturelle forskjeller (økning av kruskløv, minking av linser med bevart eldre kløv i retning mot Jofjelldekket) kan forklares med at det er bløtere bergarter i Jofjelldekket.

### **Røssvassgruppen**

Røssvassgruppen forekommer i det høyeste dekket innenfor Köli, Hattfjeldalsdekket. Den ligger diskordant under Liminggruppen og over Sandskardformasjonen (en veksling av metavulkanitter og -sedimenter, som er blottet i et lite område i Sandskardet, sør for kartbladet; Dallmann 1987a). Røssvassgruppen ble navngitt av Dallmann (1987a) og navnet omfatter 'Hattfjeldskalken' ('Hattfjeldal limestone', Strand 1955), samt mulig tilsvarende lag i Akfjelldekket, nordøst for Røssvatn.

Denne gruppen består hovedsaklig av karbonatbergarter (kalkspat- og dolomittmarmor) omdannet under lavgrads-betingelser og har en tektonisk mektighet på opp mot 2000 m. Lokalt finnes det klastiske lag. Denne lagrekken utgjør mesteparten av Hattfjeldalsdekket. Inndelingen i Susen- og Unkerelvformasjonen er basert på karbonatmineralogien som gjenspeiler forskjellige avsetningsmiljøer, og grensen mellom formasjonene anses å være sterkt diakron (Dallmann 1987a) (Fig. 7). Nederst i Susen-/Vefsdaalen og vestover mot Helgelandsdekketkompleksets skyvefront består berggrunnen nesten utelukkende av Susenformasjonens kalksteiner. Øst for dalen, i området mellom Unkerelva og Jetnehaken, dominerer dolomitter tilhørende Unkerelvformasjonen. Imellom, langs den østlige dalsiden, er karbonatbergar-

tene foldet tett sammen med bergartene i Liminggruppen. I dette området skjer også overgangen mellom Susen- og Unkerelvformasjonen.

Alderen til Røssvassgruppen kan ikke fastslås med sikkerhet, siden det ikke er funnet fossiler i marmorene. Kautskys (1953) funn av et mulig fossil fra den overliggende Liminggruppen (kalkspatførende fyllitt, enhet 32) har dessverre ingen stratigrafisk verdi. Dallmann (1987a) argumenterer for at Liminggruppen kan tolkes som synogene sedimenter knyttet til den skandiske orogensyklus, og at det ikke har vært noen betydelig hiatus mellom Liming- og Røssvassgruppen. Avsetningen av Røssvassgruppen antas derfor å ha vært i senordovicium eller i tidligsilur. En stratigrafisk korrelasjon av Røssvassgruppen (Dallmann 1987a) med den fossilførende Sagelvvassgruppen i Troms, som har Llandoverly alder (Bjørlykke & Olaussen 1981), vil passe med dette.

**Dolomittmarmor, Unkerelvformasjonen (44):**

Dolomittmarmoren er vanligvis en hvit, finkornet, ikke-lagdelt bergart som er gjennomvannet av et komplekst sprekkesystem. Sprekkene, som tilhører flere generasjoner, kan gi bergarten preg av en breksje. Gamle sprekker er fylt med dolomitt, mens yngre sprekker kan være fylt med kalkspat, kvarts eller serisitt. Dolomitten er mest ren, men kan få en grå farge på grunn av fint fordelt grafitt eller forkisling. Klastiske mineralkorn (kvarts, m.m.) mangler stort sett, men opptrer ofte øverst mot grensen til de overliggende lag. Det forekommer også algalaminasjoner (rytmiske, millimeter tykke vekslinger av kalkspat og dolomitt), særlig sør for kartbladet. Bergarten kan antas

å være avsatt i et gruntvanns- til tidevannsmiljø (Dallmann 1987a).

**Kalkspatmarmor, Unkerelvformasjonen (43):**

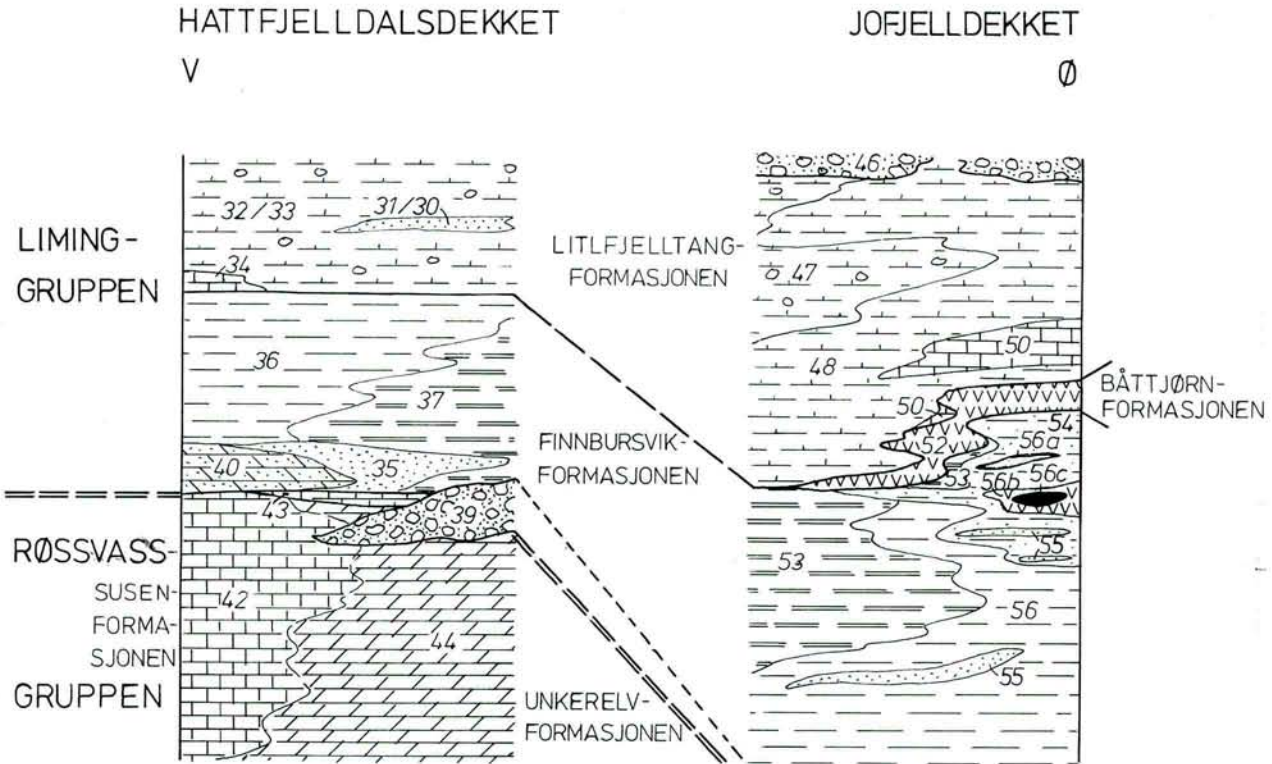
En grovbenket, av og til tynt lagdelt, hvit eller rosafarget kalkspatmarmor forekommer lokalt mellom dolomittmarmor (44) og overliggende bergarter av Liminggruppen eller innenfor øvre del av dolomittmarmoren. Kalkspatlagene er vanligvis rene og grovkornete, mens lamellene, som skiller lagene, er lys glimmer. Klastisk granat og turmalin er funnet.

**Kalkspatmarmor, Susenformasjonen (42):**

Denne enheten er topografisk karakterisert ved dypt nedskårede elve- og bekkeleier og andre karstfenomener som doliner. Karsthuler forekommer litt sør for kartbladet i dalførene til Kvalpskard- (UTM 513 597) og Grubblandselva (UTM 508 572).

De opprinnelige kalksteinene er rekrystallisert i forskjellig grad, og ofte hadde 'krystallin kalkstein' vært en bedre betegnelse enn 'marmor'. Bergarten er vanligvis finkornet, laminert eller båndet, grå til blågrå (Fig. 8). Båndingen er et resultat av lameller eller centimeter tykke bånd av grafittrik marmor, ofte med mye glimmer og finkornet kvarts. Tykkelsen er mellom noen millimeter og cirka 10 cm. Enkelte steder sør for kartbladet er det blitt observert gradert lagning innenfor benkene. I nærheten av grensen mot Unkerelvformasjonen, f. eks. mange steder langs Susendalsveien, mangler den typiske båndingen i marmoren, og den har et mer massivt preg.

Noen steder innenfor denne marmorenheten forekommer lag av kvartsitt og kvartsfyllitt (mest under 1 m tyk-



**Fig. 7:** Den antatte stratigrafiske rekkefølgen for Røssvatn og Liminggruppen, de sannsynligvis yngste (tidlig silur?) og mest heterogene bergartssekvensene.  
*The assumed stratigraphic sequence within the Røssvatnet and Limingen Groups, probably the youngest (Early Silurian?) and most heterogeneous rock sequences in the map area.*



**Fig. 8:**

Foldet, laminert kalkstein i Susenformasjonen. Båndene er anrikt med grafitt, glimmer og finkornet kvarts. Lokalitet ved Fjellheimen, sørøstsiden av Skinnfjellet, sør for kartbladet. Skala 30 cm.

*Folded, laminated limestone of the Susna Formation. The bands are enriched in graphite, mica and fine grained quartz. Locality at Fjellheimen, southeastern slope of Skinnfjellet, south of the map sheet. Scale 30 cm.*

og de strukturelle forholdene tyder på en betydelig materialtransport ved tektonisk skjær innenfor denne mylonittsonen (Fig. 9).

#### **Liminggruppen**

Liminggruppens dagbergarter ligger diskordant over Røssvassgruppens karbonatbergarter i Hattfjeldalsdekket, mens Jofjelldekket består utelukkende av Liminggruppens bergarter (Fig. 7).

Gruppen ble navngitt av Strand (1963) og definert som den lagpakke som ligger vinkeldiskordant med et tykt kalksteinskonglomerat over Gjersvikgruppens magmatiske bergarter i Limingområdet (ca. 80 km S for Hattfjeldal). Mens kalksteinene som kan være opphav til konglomeratene mangler i typeområdet (erodert bort?), er de i stor grad oppbevart i Røssvassgruppen i Hattfjeldalsdekket. Karbonatbergartene kan kjennes igjen i en del av konglomeratbollene.

Inkonformiteten kan ikke observeres i felt som en vanlig vinkeldiskordans, fordi hele lagrekken er blitt transponert under den senere fjellkjededannelsen. Tolkningen av denne stratigrafiske grensen som en inkonformitet er basert på sedimentstrukturer i konglomeratene og øvre deler av Røssvassgruppen som indikerer betydelig tektonisk aktivitet - men bare stedvis et opphold i avsetningen. Dessuten er det tydelig fra kartbildet at yngre og yngre lag danner Liminggruppens basis mot vest, noe som tyder på en gradvis heving av de vestlige deler av Røssvassgruppens karbonatplattform (Dallmann 1987a).

Liminggruppen består i det vesentlige av fyllittiske bergarter, som har et sterkt varierende grafitt-, kvarts-, kloritt- og karbonatinnhold. Kloritt- og karbonatinnholdet er mest utpreget i den øvre delen av lagrekken (Litlfjelltangformasjonen, Lutro 1979), og der forekommer det også underordnet marmor og polymikte konglomerater. Under Litlfjelltangformasjonen ligger et grønnskiferdrag som ikke er sammenhengende i midtre og nordlige deler av kartet, men som er tykkere, mer variert og sammenhengende sørover mot Susendalen og Børgefjellet (Båttjørnformasjonen, Dallmann 1987a,b). De fyllittiske lagene under denne (Finnbursvik-formasjonen, Lutro 1979) inneholder underordnet kvartsitter, og - i Hattenområdet - serpentinitter, grønnskifre og noen kvartskeratofyrer. Disse serpentinittene har lenge vært årsaken til at Hattenområdet i likhet med Krutådalsområdet ble ansett som en utløper av Joesjödomen og representerte undre Kölinivå (Häggbom 1980). De siste årenes feltarbeid har imidlertid vist at det midtre Kölinivået ligger lavere enn bergartene i Hattenområdet (K. Sundblad, pers. meddel. 1989) og at serpentinittene dermed er skjøvet inn i både den undre og øvre Köllagrekken.

Det finnes ingen direkte aldersindikasjoner for Liminggruppens dagbergarter. Mange forskere har imidlertid

ke), og på høye stratigrafiske nivåer også grafittisk fyllitt, som kan oppnå flere titalls meters tykkelse.

Ikke-karbonatiske mineraler observert i marmorene er kvarts, plagioklas, lys glimmer, grafitt, og aksessorisk zirkon og titanitt, begge som klastiske korn. Stedvis opptrer margaritt (kalsium-glimmer) og biotitt, sistnevnte bare i fyllittiske mellomlag. Det opptrer ingen diagnostiske grønnskiferfacies mineralparageneser innenfor kartbladet, derimot like sør for kartgrensen.

Det sedimentære avsetningsmiljøet kan tolkes som et basseng som ligger vest for Unkerølvformasjonens dolo-mittplattform, og som hoper opp resedimentert karbonat i form av kalkturbiditter (Dallmann 1987a).

#### **Mylonittisk kalkspatmarmor, Susenformasjonen (41):**

Susenformasjonens kalkspatmarmor ligger nærmest skyvefronten til Helgelandsdekketkomplekset og er sterkt tektoniserte. Det opptrer alle grader av deformasjon frem til mylonittisering. De fleste steder er mylonittene tydelig rekrystalliserte og grovkornete, mens det enkelte steder er oppbevart en mylonittisk tekstur.

Den deformerte marmoren har et mer typisk marmorpreg enn den udeformerte. Båndingen er fremtredende og danner flytefolder. Marmoren, som under deformasjonen hadde en forholdsvis lav viskositet, er trengt inn i mange bruddsoner i både det overliggende dekketkomplekset og de innleirede metagabbro/grønnsteinslegemene (29). Bruddstykker av grønnsteinen i størrelse opp til flere meter ligger i den mylonittiske marmoren,

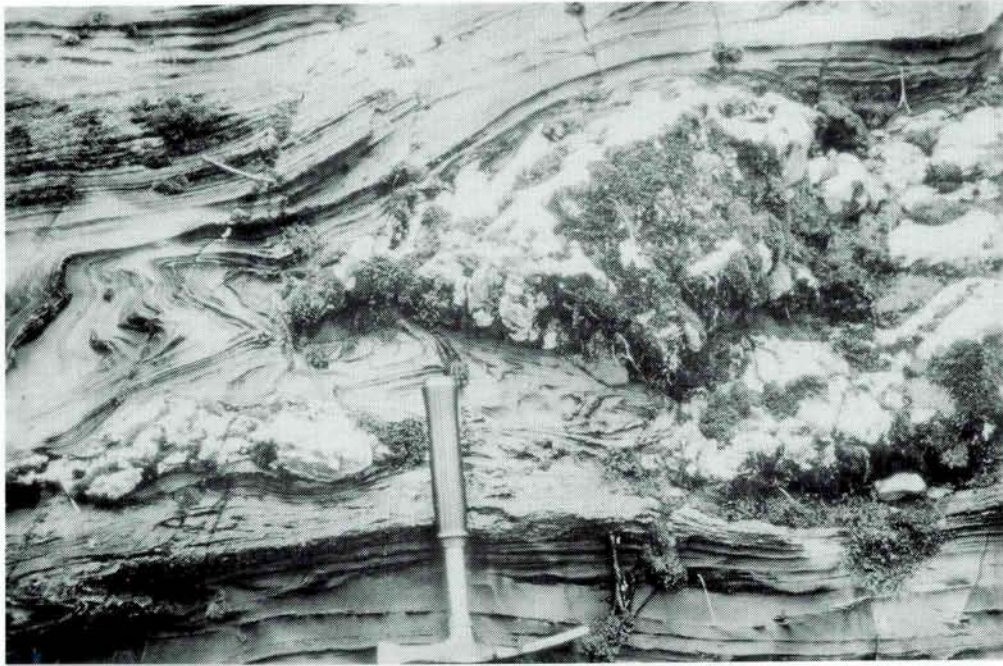


Fig. 9:

Karbonatmylonitt med flytefolder i Susnaformasjonen, i skyvesonen til Helgelandssedimentkomplekset ved Skinnfjellet. De kompetente linsene (lys farge) består av grønnstein. Skala 30 cm.

*Carbonate mylonite with flow folds within the Susna Formation, in the thrust zone of the Helgeland Nappe Complex at Skinnfjellet. The competent lenses (light colour) consist of greenstone. Scale 30 cm.*

sett en sammenheng mellom Littfjelltangformasjonens sedimentfacies og sene orogene hendelser. Foslie (1926) betegnet den som en orogen flysch. Strand (1953, 1955) støttet denne hypotesen og skrev i tillegg at det høye innholdet av sedimentkorn som kommer fra magmatiske bergarter tydet på at lagene representerte de yngste som er bevart fra det kambro-siluriske tidsavsnittet i Kaledonidene. Dallmann (1987a) ser en sammenheng mellom den synsedimentære tektonikken og dekkeinnskyvingen i silur. En forsøksvis korrelasjon (Dallmann 1987a) med tilsvarende bergarter som er beskrevet fra Sagelvassgruppen i Troms (Bjørlykke og Olausen 1981) tyder også på en tidlig- til mellomsilurisk alder. Roberts & Tucker (1991) daterte en granodioritt fra Gjersvikdekket, som ligger doskordant under Liminggruppen med U/Pb zirkon-metoden til  $456 \pm 2$  Mio. år, noe som angir en senordovicisk maksimumsalder for Liminggruppen.

**Karbonatførende kvartsitt og fyllitt, Finnbursvikformasjonen (40):**

Grensen mellom Røssvass- og Liminggruppen i Hattfjelldalsdekket er vanligvis skarp, eller dannes av forskjellige konglomerat typer. Stedvis finnes det imidlertid en overgangsbergart som indikerer en gradvis overgang uten et opphold i sedimentasjonen. Slike overgangslitologier kan være kvartsdolomittbergarter, fyllittiske dolomitter eller unntaksvis kalkførende fyllitter og skifrete kalksteiner. Kvarts, lys glimmer og dolomitt (eller kalkspat) danner en rytmisk laminasjon eller bånding. På Sommarfjellet (UTM 559 611, sør for kartet) finnes det blotning-er som viser at disse laminasjonene kan være primær-

strukturer. De forekommer i materiale som fyller inn et oppsprukket paleorelieff på en slik måte at båndingen ikke kan tenkes å skyldes senere prosesser.

**Konglomerat og sedimentær breksje med boller eller bruddstykker av karbonatbergarter, Finnbursvikformasjonen (39):**

Basis for Liminggruppen dannes stedvis av konglomerater eller sedimentære breksjer, spesielt i området mellom Hattfjelldal og Søråsen (UTM 575 690) på den østlige flanken av Susendalssynklinoriet. Sør for kartbladet finnes det flere slike i mindre områder. Et fellestrekk er at bollene eller fragmentene er hovedsaklig karbonatbergarter og at de er erosjonsprodukter av den underliggende Røssvassgruppen (Fig. 10, 11). Konglomeratene og breksjene viser stedvis en skarp, transponert undergrense, fyller stedvis inn et oppsprukket paleorelieff, men viser stedvis også tegn på avsetning på ukonsolidert grunn ('soft sediment' deformasjon, intraklastdannelse i den underliggende kalksteinen, 'interfingering' med karbonatbergartene).

Konglomeratene og breksjene viser forskjellige facies som gjenspeiler forskjellige transport- og avsetningsmekanismer. De større konglomeratforekomstene (spesielt mellom Søråsen og Hattfjelldal) er sammensatt av flere typer. Dette antyder en felles opprinnelse, dvs. at flere forskjellige transportprosesser har foregått, men oppbrytning i kildeområdet og utløsning av massetransport skyldes åpenbart den samme tektoniske hendelsen.

De ulike facietyperne er beskrevet og tolket av Dallmann (1987a). Det handler seg for det meste om stedegne til



lite transporterte, kornbårne dolomittbrekser og matriksbårne slamstrømvasetninger (olistostromer) som er transportert noen få kilometer. Det forekommer også underordnet langt transporterte, kornbårne kvartsittkonglomerater. Den regionale fordelingen av disse faciestypene og samspillet mellom normalsedimentasjon og konglomerattransport tyder på at karbonatplattformen ble hevet til erosjonsnivå i øst, mens bassengsedimentasjonen (Røssvassgruppen) fortsatte i vest. Konglomeratene ble da transportert vestover i en kalkslammatriks som ble dannet av de øvre, ukonsoliderte lagene på karbonatplattformen.

**Klorittalbittskifer, Finnbursvikformasjonen (38):**

Ved Unkerelva (UTM 571 675) dannes Liminggruppens basis lokalt av en plagioklasrik bergart, som i felt ligner en kvartskeratofyr. Den inneholder imidlertid en høy prosent lys glimmer (30%) og kloritt (11%) i lite deformerte varianter, dessuten 23% albitt og 35% kvarts (gjennomsnitt av 4 prøver). Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-innholdet er altså så høyt (ca. 20%) at det sannsynligvis dreier seg om en metasedimentær bergart. Koeksistens av både klastisk og nydannet turmalin peker i samme retning, og sammen med det høye klorittinnholdet tyder dette på en magmatisk kildebergart. I denne sammenheng er det viktig å vite at det ved Mikkelfjord i Susendalen, bare 5 km sør for denne forekomsten, finnes hydrotermalganger og intensiv klorittisering av et kvadratkilometer stort område på samme stratigrafiske nivå.

**Fyllittisk sekvens med lag av grønnskifer, kvartskeratofyr og kvartsitt, Finnbursvikformasjonen (53-56a, 35-37):**

Det er ikke mulig å utrede en generell stratigrafi for de fyllittiske bergartene med innleirede lag av kvartsitter og metavulkanitter. Isoklinalfoldingen er intens pga. den lave skjærfastheten, og mange områder er ikke godt nok blottet for å kartlegge foldemønsteret. Til og med i godt blottede områder varierer rekkefølgen av grafittiske, kvartsrike og pelittiske fyllitter sterkt. Det antas derfor at disse bergartene ble dannet i et basseng med et forholdsvis kupert relieff som var utsatt for forandringer, slik at den regionale fordelingen av områder med mye tilførsel av klastisk sediment og stagnerende forsøkninger varerte hele tiden.

Fyllittene består av lys glimmer, kvarts og feltspat (hovedsaklig albitt, noe mikroklin), og aksessoriske mineraler som zirkon, rutil og turmalin. Biotitt forekommer stedvis. Det sterkt varierende grafittinnholdet kan gå opp til flere prosent, slik at bergarten får en nesten sort farge.

Fyllitter med høyt grafittinnhold (53, 37) har vanligvis større og mer grovkornete kvartslinser og -slirer, antagelig fordi grafittrike bergarter tar opp mer skjærdeformasjon - dermed øker væsketilførselen og kvarts kan lettere rekrystalliseres.

De laminerte kvartsfyllittene (54) forekommer hovedsaklig på Røssvassholmen, Ugelvassfjellet (UTM 620 780) og Rabben (UTM 610 755). Det er en karakteristisk bergart med en velutviklet glimmer-kvarts-laminasjon i mm-til cm-skala. Den opptrer ikke i Hattfjeldsdekket, selv om det finnes andre kvartsfyllitttyper der, spesielt som overgang mellom fyllitter og kvartsitter (55, 35). Den laminerte kvartsfyllitten ligner Durmålsfjellenhetens kvartsglimmergneiser, bortsett fra glimmerflakenes størrelse. På Røssvassholmen er det lokaliteter hvor en kan observere overgang fra fyllitt via laminert kvartsfyllitt til kvartsittiske linser (55) (opp til 1 km lange og 50 m mektige). Her er det karakteristisk med oppfiningssekvenser, som gjerne begynner med pelittisk fyllitt som har et flere meter mektig topplag med anrikt grafitt. Så begynner kvartsfyllitt eller massiv kvartsitt, oftest med en skarp kontakt. Kvartsittkroppene kiler ut til sidene, og oppover går de gradvis over i kvartsfyllitt. Generelt øker glimmerinnholdet gradvis oppover, inntil en ny kvartslinse begynner. Hele denne serien overlages av monotone grafittfyllitter med kvartsrike linser og bånd. Dette er et typisk fordelingsmønster som en kjenner fra deltaavsetninger, selvom man da skulle vente at lagrekken var invertert - noe som stemmer dårlig med hva man ellers vet om opp og ned i lagrekken.

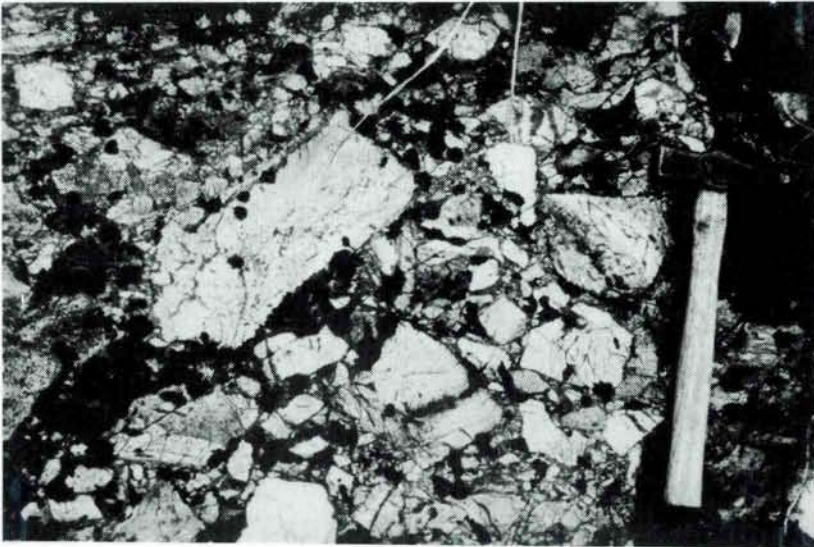
Kvartsittene (35) i Hattfjeldsdekket og lenger sør danner bånd med varierende tykkelse eller linseformete kropp og er utviklet som to forskjellige faciestyper som kan gå over i hverandre. Den første er en båndet eller laminert, glimmerførende, skifrig kvartsitt som for det meste danner mindre linser, bånd eller overganger mellom fyllittene og den andre kvartsittypen. Denne er massiv,



**Fig. 10:**

Middelskornet karbonatkonglomerat ved basis av Liminggruppen ved Stortjørna, lokalitet E 2 i ekskursjonsføreren. Disse sedimentene er karakteristisk for karbonatiske "debris flow" avsetninger. Skala 30 cm.

*Medium grained carbonate conglomerate at the base of the Limingen Group at Stortjørna, locality E 2 of the excursion guide. These sediments show characteristic features of carbonate debris flow deposits. Scale 30 cm.*



**Fig. 11:**

Sedimentær dolomittbrekksje øverst i Unkerelvformasjonen på Nordåsen. Sedimentet er sannsynligvis en steinrasavsetning. Skala 35 cm.

*Sedimentary dolomite breccia in the upper part of the Unkerelva Formation on Nordåsen. The sediment is probably a rock fall deposit. Scale 35 cm.*

grovt rekrystallisert, viser sjelden antydning til laminasjon og består nesten bare av kvarts. Noen steder kan sedimentære primærstrukturer sees, for det meste ensrettet kryssjiktning og linsesjiktning.

Kvartskeratofyren (56a) forekommer underordnet i fyllittsekvensen i Hattenområdet og er ikke blitt undersøkt.

**Serpentinitt (45):**

Serpentinitt forekommer i uregelmessige kroppar i fyllittsekvensen i Hattenområdet. Den største er Hatten, som dekker en flate på omtrent én kvadratkilometer. Mens mesteparten av serpentinittlinsene stikker nedover i berggrunnen, ligger Hattenserpentinitten som en 300 m tykk bolle på bakken, i en skål av grønskifer. Det er derfor Hatten har sin karakteristiske form med stedvis overhengende fjellvegger (se forsidebildet). Serpentinittene i Hattenområdet er ikke blitt analysert. Men den regionale konsentrasjonen av serpentinitter i hele dette området på forskjellige tektonostratigrafiske nivåer antyder at de er presset opp fra dypet sammen og sannsynligvis har felles opprinnelse.

**Grønskifer, Båttjørnformasjonen (52):**

Båttjørnformasjonens grønskifre, som er veldig varierende og danner en mektig sekvens i Børgefjellet i sør, er ikke sammenhengende tilstede i Hattfjeldalsområdet. Nord på Røssvassholmen og på Stikkelvikfloget (UTM 510 920) tynner de ut sammen med hele den øvre delen av Liminggruppen, og grønskifrene mangler der sannsynligvis av tektoniske årsaker. Bergarten er for det meste en biotittrik, finbåndet grønskifer bestående av albitt, biotitt, kalkspat, aktinolit, epidot og kloritt. Biotitt opptrer konsentrert i lameller og gir bergarten en mørk farge. Det finnes imidlertid også lysere varianter, som gjerne mangler biotitt og fører magnesiumrik kloritt.

To steder, på hver flanke av en isoklinal synform, viser Båttjørnformasjonen en konglomeratisk utvikling. Matriks er en finbåndet grønskifer med biotittbånd. Den inneholder spredte, mest uttrukne boller av forskjellige bergarter (overveiende grønskifer, men også gabbro, kvartsdioritt, årekvarts). Den varierende bollesammensetningen tyder på at det ikke dreier seg om et agglomerat, men

om et sedimentært konglomerat med en matriks av basisk vulkansk materiale og boller fra et dybbergartsområde.

**Kalkspatmarmor, Litlfjelltangformasjonen (50, 34):**

Kalkspatmarmor opptrer stedvis nederst eller i nedre deler av Litlfjelltangformasjonen, nordvest for Pantdalsfjellet (UTM 550 650), vest for Elsvatnet (UTM 597 740) og i et drag fra Røssvassholmen forbi Ugelvatnet til Elsvasselva (UTM 585 746). Det er for det meste en grå, båndet eller laminert marmor, men den kan stedvis være massiv, eller grå og hvit båndet. Alt i alt ligner den Susenformasjonens kalkspatmarmor, og det dreier seg også her om en resedimentert kalkfacies. Unntaksvis kan den være dolomittisert (S for Ugelvatnet, UTM 577 782).

**Dolomittmarmor, Litlfjelltangformasjonen (49):**

Massiv, hvit dolomittmarmor med gul, skifrig dolomitt ved overgangen til grønskiferen (52) opptrer lokalt vest for Elsvatnet (UTM 596 738). Den er stratigrafisk ekvivalent til kalkspatmarmoren (50).

**Kalkspatførende fyllitt, Litlfjelltangformasjonen (48, 33):**

Denne er hovedbergarten i Litlfjelltangformasjonen som har en tektonisk mektighet på opp til 1500 m i Jofjelldekket. Den består av kvarts, albitt, kalkspat, kloritt og serisitt i varierende forhold. Bergarten er gråblå til grønnaktig med små rustbrune flekker som kommer av kalkforvitringen. Skifriheten eller laminasjonen kommer av en fin veksling av psammittiske kvarts-feltspat-kalkbånd og pelittiske serisitt-klorittbånd. Det finnes overganger til klorittskifre eller kalkfrie, pelittiske fyllitter eller kvartsfyllitter. Overgangen til marmorene (49, 50, 34) er gradvis. Rytmske variasjoner av kornstørrelsen antyder stedvis et turbidittisk opphav, og et sted ved Elsvasselva (UTM 554 752) kan en sikker turbidittisk Bouma-sekvens observeres.

Bergarten er rik på aksessoriske tungmineraler som pyritt, turmalin, titanitt, apatitt og epidot. Spesielt turmalin er hyppig, og kornene er tydelig resedimenterte.

### **Kalkspatførende fyllitt med spredte boller av dolomitt og/eller kvartsitt, Litlfjelltangformasjonen (47, 32):**

Bergarten er forøvrig den samme som beskrevet over, men den inneholder spredte konglomeratboller av kvartsitt og dolomitt i varierende forhold. Lagvis opptrer det et tettere konglomerat, men som alltid er matriksbåret. I nordlige deler av området finnes nesten bare dolomittiske boller, mens andelen av kvartsittiske boller øker sør-øst. Bergarten dominerer i særlige deler av Susendalen, sør for kartbladet. I Hattfjeldalsdekket inneholder den kalkførende fyllitten alltid slike boller, mens det i Jofjelldekket forekommer bolleførende soner bare i fyllittene (i større utstrekning sør for kartbladet).

Bollene er vanligvis opp til 5 cm i diameter, men unntaksvis opp til 30 cm. De store har vanligvis primært avlange former, mens de små er rundete. Kvartsittbollene er alltid godt rundete og må være langt transporterte. Denne sedimenttypen er en konglomeratisk slamstein, som kan dannes når boller fra et høyere energetisk miljø (kyst, elvemunninger) avsettes på en skrånende havbunn og transporteres videre utover havbassenget ved slamstrøms- og glidningsprosesser.

### **Konglomerat med boller av kvartsdioritt, karbonatbergarter og kvartsitt, Litlfjelltangformasjonen (46):**

Dette polymikte konglomeratet forekommer innenfor Litlfjelltangformasjonens kalkførende fyllitter på et sted i Jofjelldekket nordvest for Elsvatnet (UTM 605 735) og langs Hattfjeldalsdekkets skyvefront mellom Hattfjeldal og Søråsen (UTM 572 704), hvor det er sterkt deformert og utdratt (Fig. 12). Også forekomsten ved Elsvatnet er sterkt foldet og presset sammen i nord-syd retning.

Bollene ligger forholdsvis tettpakket, selv om konglomeratet er matriksbåret. Kvartsitt- og kvartsdiorittbollene er godt rundete, mens karbonatbollenes rundingsgrad avtar - som i de andre konglomeratene i Liminggruppen - med økende størrelse. Bollene er vanligvis mindre enn 10 cm, men unntaksvis opp til nesten en halv meter. Det er tydelig også her at karbonatbollene har gjennomgått mye mindre transport enn kvartsitt- og kvartsdiorittbollene. Konglomeratmatriksen er stedvis en kalkførende fyllitt, men den er oftest avblandet til en kvartsfyllitt med kalkbånd og -slirer.

Dallmann (1987a) anser slamstrøms- og submarine glidningsprosesser som involverer tidligere elve- eller kystkonglomerater også som sannsynlig årsak til dette konglomeratet. Den store forekomsten langs Hattfjeldalsdekkets skyvesone antas å være dannet syntektonisk under innskyvningen av dekkene, og kvartsdiorittbollene kan tenkes å komme fra Skinnfjellenheten i Helgelandsdekkekomplekset.

### **Kvartsitt og magnetittkvartsitt, Litlfjelltangformasjonen (31 og 30):**

Disse to bergartene forekommer med lateral overgang i et lite område nær Unkerelvas munning i Hattfjeldalsdekket (UTM 548 670). Det dreier seg om en massiv kvartsitt som ligger i lia sør for elva, og som nordover deler seg opp i enkelte bånd og linser som inneholder varierende mengder av magnetitt - mer enn 50% i sentrum av båndene. Bergarten er sterkt foliert og ligger konformt med skifriheten i kalkfyllitten. Grensen til kalkfyllitten er uskarp og opplinsset. Sør for kartbladet, i

Susendalen, forekommer denne bergarten flere steder på samme stratigrafiske nivå (Strand 1953). Bergarten danner muligens et tynt, sammenhengende lag.

## **Bergarter med uviss stratigrafisk stilling i Helgelandsdekkekompleksets skyvesone**

### **Metagabbro og grønnstein, gjennomslutt av mylonittsoner (29):**

Sørøver fra Hattfjeldal strekker det seg to drag med omdannede basiske dypbergarter langs Helgelandsdekkekompleksets (HDK) skyvesone. De ligger for det meste innenfor den mylonittiserte eller sterkt tektoniserte delen av Susenformasjonens karbonatbergarter (41), men kommer stedvis direkte i kontakt med HDKs bergarter. De er oppskåret og gjennomslutt av mylonittiske soner, hvor det vanligvis er presset inn karbonat fra de omkringliggende bergartene. Sentrale områder av større kroppar som er mindre deformert har bevart en gabbroisk tekstur, selv om de enkelte mineralene viser en retrograd omdanning. Mineralsammensetningen er plagioklas (saussurittisert), aktinolit, epidot/klinozoisitt, biotitt, kloritt og aksessoriske mineraler (apatitt m.m.). Randsonene og sterkere deformerte deler er fullstendig retrogradert til grønnstein, delvis så finkornet at mineralene knapt kan skilles i mikroskop.

Det er uklart om disse bergartene primært har vært ganger i Susenformasjonen, eller om de kommer fra en ukjent stratigrafisk enhet som er presset inn i kalken under dekkeinnskyvningen.

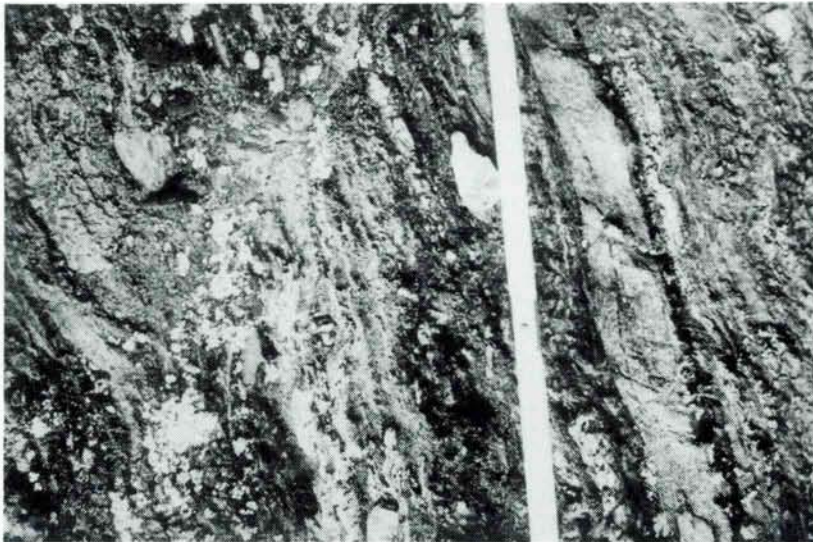
### **Glimmerskifer og fyllitt, gjennomslutt av mylonittsoner (28):**

En annen sterkt tektonisert bergart i HDKs skyvesone strekker seg fra Ruderåsåsen (S for Røssvatnet) til Storhaugen (S for Hattfjeldal). Den ligger grovt sett mellom Susenformasjonen og basis av HDKs dypbergarter, men avgrenses fra de siste ved et flere meter tykt bånd av mylonittiske karbonatbergarter som sannsynligvis ble presset inn fra Susenformasjonens kalksteiner. Alt etter glimmerkomstørrelsen varierer denne bergarten fra karbonatførende glimmerskifer til fyllitt. Den er gjennomslutt av skjærsoner, hvor det er utviklet mylonitt eller fylionitt. Det kan antas at bergarten opprinnelig har vært et karbonatførende, klastisk metasediment, men dens stratigrafiske stilling er usikker. Den er sannsynligvis enten en ekvivalent til Sandskardformasjonen som ligger under Susenformasjonen lenger sør (Dallmann 1987a), eller den tilhører en ukjent stratigrafisk enhet som ble presset inn under dekkeinnskyvningen.

## **Helgelandsdekkekompleksets bergarter**

Helgelandsdekkekomplekset (HDK), som dekker den vestlige halvdelen av kartbladet, består her av omdannede overflatebergarter (suprakrustaler) med en høyere metamorf facies (amfibolittfacies) enn de fleste Kölibergarter, og lite eller ikke omdannede dypbergarter. Det er ukjent om overflatebergartene har en kambrosilurisk eller prekambrisk alder. Dypbergartene antas å være dannet i sammenheng med den kaledonske fjellkjededannelsen i ordovicium eller silur.

Inndelingen av HDK innen kartområdet er basert på en



**Fig. 12:**

Polymikt konglomerat med tektonisk elongerte boller i Hattfjeldalsdekkets skyvesone. Utdragningen skjedde under D2øk. Se lokalitet E 2 i ekskursjonsføreren. Skala med cm inndeling.

*Polymict conglomerate with tectonically elongated boulders from the thrust zone of the Hattfjeldal Nappe. The stretching is related to the D2øk event. See locality E 2 of the excursion guide. Scale with cm subdivision.*

tre deling (Skinnfjell-, Geittind- og Appfjellenheten) som gjenspeiles både litologisk og strukturelt. Innenfor de enkelte enhetene repeteres bergartene gjentatte ganger pga. intensiv sammenfolding, mens grensene mellom enhetene er klart definert og ikke repetert. Det antas derfor at det dreier seg om tre forskjellige tektoniske enheter, selv om det ikke kan utelukkes at Appfjellenhetens overflatebergarter ble avsatt på et grunnfjell som er representert ved Geittindenheten (I.B. Ramberg o.a., upubliserte IGCP rapporter) eller, mindre sannsynlig, Skinnfjellenheten. Alle tre enheter kommer sammen i et punkt i Bjørnvika (UTM 520 910).

### **Skinnfjellenheten**

Skinnfjellenheten består overveiende av dypbergarter. Det er disse motstandsdyktige bergartene som er årsaken til at HDKs skyvefront står som en høy fjellkjede vest for den moderate Kölitopografien.

Enkelte steder, der metasedimenter forekommer i forbindelse med dypbergartene, finnes det sannsynligvis intrusivkontakter som imidlertid er tektonisk overpreget. De fleste grensene mellom metasedimenter og dypbergarter er derfor tektoniske skjærsoner. Andre grenser er for det meste så sterkt transponert at en mulig primær kontakt er fullstendig utvisket.

#### **Mylonitt (27):**

Mylonitter forekommer langs skjær- og skyvesoner i hele den østlige delen av Skinnfjellenheten. De er bare fremstilt på kartet der tykkelsen går opp i to-tre meter. Sammensetning og tekstur er veldig varierende, idet forskjellige bergarter kan være utgangsmateriale for mylonittene. Det finnes alle overganger fra proto- til ultramylonitter. Et område hvor mylonittisering og forgrening av mylonittsoner til et nettverk av mindre skjærsoner kan studeres spesielt godt er Nerlifjelltjørna (UTM 515 715) (se strukturbeskrivelse, delområde III).

#### **Mylonittisk kalkspatmarmor (26):**

Fullstendig rekrystallisert kalkspatmarmor ligger presset inn i mange skjærsoner i Skinnfjellenheten. Det er sannsynlig at den kommer fra Susenformasjonens karbonat-

bergarter, siden det flere steder kan observeres at denne går inn i slike soner. Disse karbonatiske mylonittene kan være båndet (glimmer og grafitt er blitt anriktet i egne bånd under den plastiske flytningen), men oftest er de massive og har en jevn, gråbrun farge. En grov rekrystallisasjon har da ødelagt alle flytestrukturer. Bergarten inneholder vanligvis boudinerte bruddstykker og flak av sidebergartene (kvartsdioritt, mylonitt, amfibolitt, metagabbro) i alle størrelser opp til flere desimeter.

#### **Glimmergneis, stedvis granatførende (25):**

En flere hundre meter mektig glimmergneis forekommer nederst i HDK ved Skinnfjellet og Nerlifjellet. Den er for det meste homogen, rik på lys glimmer og stedvis på granat. Unntaksvis opptrer amfibolittlag av noen desimeters tykkelse. Øverst i enheten finnes det 'interfingering' med kvartsdioritter (18), men en tykk mylonittsone avgrenser dette området mot de kvartsdiorittiske bergartene på Skinnfjellet og Nerlifjellet. Glimmergneisen fører klastiske tungmineralbruddstykker og er uten tvil et metasediment.

#### **Båndet gneis (24):**

Denne betegnelsen er brukt på en heterogen bergarts-serie i vestlige deler av Skinnfjellenheten. Den er karakterisert ved forskjellige gneistyper og amfibolitt, selv om den også inneholder bånd av kalkspatmarmor, kvartsdioritt og pegmatittiske bergarter. Amfibolitter og kvartsdioritter er normalt flere titalls meter tykke, men vekslinger i meterskala forekommer også. Marmorbåndene er vanligvis 0.5 til 2 m tykke og antas å være tilknyttet skjærsoner. Båndene kan sjelden følges over lengre avstander. Gneisene i denne serien ligner de kvartsdiorittiske gneisene (20) og andre gneiser som forekommer i Skinnfjellenheten. De er normalt rike på biotitt og granat.

Den båndete gneisen antas å være en sterkere transponert sekvens av Skinnfjellenhetens øvrige bergarter.

#### **Kvartsitt (23):**

I den kvartsdiorittiske gneisen (20) ligger en del kvartsittiske lag og linser med tykkelser fra noen få og opptil ca. 100 m. Tynnere lag er gjerne deformert til 10-100 m lange boudiner. Kvartsittene er grovkornete, grovt benket og

rene. Det er usikkert om det dreier seg om metasedimenter (utdratte xenolitter) eller kvartsganger innenfor dypbergartene.

#### **Dypbergarter**

##### **Granitt (17):**

Granitt finnes hovedsaklig på Røssvassholmen, hvor den danner en egen tektonisk enhet mellom Kõli og resten av HDK, avgrenset med mylonittsoner på begge sider. Bergarten er for det meste grovkornet, hvit og homogen, men har utviklet en økende foliasjon mot mylonittsonene, der den blir grå pga. serisittisert feltspat. Noen steder har den et øyegneisaktig preg, hvor øynene dannes av mikroklin (Småholmen, UTM 527 843). Feets (1987) Rb-Sr datering av granittens intrusjonsalder gir  $450 \pm 31$  mill. år, dvs. mellomste eller yngste del av ordovicium.

Granittens modalsammensetning er: 45-50% kvarts, 29-37% mikroklin, 7-14% albitt, 4-8% lysglimmer, 1-3% biotitt og 1-2% epidot. En detaljert beskrivelse av granitten er gjort av Feet (1987).

I mylonittsonen under glimmergneisen (25) ved Skinnfjellet finnes det mindre linser av granitt.

##### **Kvartsdioritt (18):**

Kvartsdioritt er den mest utbredte dypbergarten i østlige deler av Skinnfjellheten. Den har kontinuerlige overganger til metagabbro (21) og kvartsdiorittisk gneis som sin deformerte ekvivalent.

Bergarten har en granulær tekstur med varierende kornstørrelse, og den kan til og med få et pegmatittisk preg. Den er strukturelt sett overveiende homogen, men viser en økende foliasjon mot skjærsoner eller sidebergarter. Store områder innenfor kvartsdioritten er gjennomført av skjærsoner og skjærbånd, hvor bergarten har fått et gneisaktig preg. Dette er en overgang til den kvartsdiorittiske gneisen (20).

Plagioklas, som med 55 til 75% er hovedmineralet, er ofte saussurittisert, slik at bergarten kan få en gulaktig farge. Mikroklin opptrer i små mengder og kan være serisittisert. Kvarts (15-40%) danner gjerne monomineraliske aggregater. Glimmermineralene er serisitt, som gjennomsetter hele bergarten (fra nedbrytning av muskovitt og feltspat), og stedvis større flak av grønn biotitt. Den kan også danne aggregater og avlange linser i bergarten, når denne er foliert. Kloritt og epidot kan være tilstede som sekundære mineraler som forårsaker en grønn forvitningsfarge.

Kvartsdioritten kuttet flere steder av pegmatoide ganger med en lignende kvartsdiorittisk sammensetning. Disse kan være opp til 100 m tykke.

##### **Kvartsdiorittisk gneis (20):**

Den kvartsdiorittiske gneisen (Fig. 13) utgjør store deler av Skinnfjellmassivet og vestlige deler av Nerlifjellet. Det er vanlig med en veksling av kvartsdiorittisk og granatbiotittgneis (stedvis hornblendeførende) i desimeter- til meterskala. Kvartsdiorittbåndene kan føre granat og/eller hornblende. De er for det meste folierte, men tykke bånd kan være massiv kvartsdioritt.

Stedvis er bergarten utviklet mer homogent og så fattig på mafiske mineraler at den kan karakteriseres som kvarts-feltspatirik gneis. Kvartsaggregater og plagioklas-kom er da ofte rekrystallisert og kan gi bergarten en øyegneistekstur.

##### **Metagabbro (21):**

Metagabbro opptrer utelukkende i kontakt med kvartsdioritt (18), og det finnes overganger (hornblendერიke kvartsdioritter o.l.). Metagabbroen er for det meste grovkornet, med omtrent like deler hornblende og plagioklas. Mange steder, særlig i skjærsonene, kan det observeres at plagioklas nedbrytes til saussuritt og hornblende klorittiseres.

Grensene mellom kvartsdioritt og metagabbro er primære, og overgangene er gradvise. Det dreier seg med stor sannsynlighet om primære variasjoner i magmasammensetningen i et sammenhengende intrusivkompleks.

##### **Amfibolitt (22):**

Amfibolitt forekommer sammen med både kvartsdioritt (18) og metagabbro (21). Den synes å være en deformert ekvivalent til metagabbroen, fordi den forekommer sammen med kvartsdioritten istedet for metagabbro i områder som er gjennomført av skjærsoner.

Amfibolitten er foliert (mest laminert), fin- til middelskornet, men kan lokalt være grovkornet. Den mineralogiske sammensetningen varierer fra like deler hornblende og plagioklas til omtrent 90% hornblende. Biotitt finnes i varierende mengder. Lokalt kan amfibolitten være kvartsholdig. Stedvis, spesielt i vestlige strøk, kan amfibolittene være gjennomført av pegmatittlignende ganger med kvartsdiorittisk sammensetning.

#### **Geittindenheten**

Geittindenheten er en heterogen, båndet gneis- og kvartssittsekvens med en metasedimentær opprinnelse. Den skiller seg fra Appfjellheten hovedsaklig i at den ikke inneholder karbonatbergarter, men en tydelig større mengde av kvartsrike bergarter. Geittindenheten er - i motsetning til Appfjellheten - også gjennomført av pegmatitter.

Den tektonostratigrafiske stillingen i forhold til Appfjellheten er ikke entydig, i og med Geittindenheten ligger under Appfjellheten innerst i Vesterbukta, men over den mellom Vesterbukta og Kjerringtinden (N for kartbladet). Det antas imidlertid at den sistnevnte overlagingen er en følge av rotasjon under dekkeinnskyvningen, siden grensen i det respektive avsnittet ligger nær og parallelt med HDKs hovedoverskyvningssone.

Geittindenhetens kontakt med Skinnfjellheten i Bjørnvika (UTM 520 910) skyldes utelukkende den sene fasen av dekkeinnskyvningen, hvor hele bergartssekvensen mellom de mest kompetente enhetene øst og vest for Røssvatnet - Krutfjellinsen og Geittindenheten - ble sterkt sammenpresset.

Bergartene i området mellom Vesterbukta og Ørfjellet er beskrevet mer detaljert av Feet (1987).

##### **Kvartsitt med lag av kvartsglimmergneis (16):**

Denne enheten danner kjernen av en stor antiformal strekker seg fra den vestlige delen av Vesterbukta via Vesterbuktfjellet til Ørfjellet. Den viser en uregelmessig veksling av grov- til finkornete, mest tykkbenkede kvartsitter og kvartsglimmergneislag. Overgangen til kvartsglimmergneisen (15) er flytende, og bergartsgrensen på kartet indikerer hvilken bergart som dominerer.

##### **Kvartsglimmergneis (15):**

Kvartsglimmergneisen er ikke en selvstendig litologisk

enhet, men danner en kontinuerlig overgang mellom den rene kvartsitten (16) og båndgneissekvensen (14). Litologien er en veksling mellom hovedsaklig kvartsglimmergneiser som beskrevet under (14), en del kvartsittlag og underordnet hornblendeførende gneislag. Lokalt er det konsentrasjoner av pegmatittiske ganger.

**Båndet gneis (14):**

Dette er den mest utbredte delen i Geittindenheten innen kartbladet. Det dreier seg om en veksling mellom glimmergneis, kvartsfeltspatgneis, kvartsglimmergneis, kvartsitt, amfibolitt og forskjellige hornblendeførende gneiser. Båndene kan variere fra under en meter til cirka 30 m tykkelse.

Glimmergneislagene veksler mellom muskovitt- og biotittrike gneiser. Glimmer/kvarts+plagioklas-forholdet varierer og bevirker en fin bånding i bergarten. De biotittrike variantene har stedvis en lite utpreget skifrighet, mens de muskovittrike gneisene alltid har en tydelig, tynn skifrighet. Granat er alltid tilstede i større mengder, mens sillimanitt, disthen og/eller staurolitt opptrer stedvis. Kloritt er vanligvis tilstede som sekundært omvandlingsprodukt.

Amfibolittlagene kan være over 10 m brede, men de er vanligvis mindre, mellom 0,1 og 1 m tykke bånd. De inneholder stedvis store hornblendeblaste i form av korne aggregater eller flere desimeter store monokrystaller. Amfibolitter opptrer konsentrert i båndgneisen på Ørfjellet (UTM 495 904). Amfibolitten kan føre en del kvarts, og det finnes overganger til hornblendeførende gneiser som vanligvis også har en biotittkomponent. Granat opptrer i alle litologier i varierende mengder.

Mesteparten av de båndete gneisene er gjennomført av pegmatittiske ganger av minst to generasjoner. Den eldre fasen ligger parallelt med gneisfoliasjonen og viser intrafoliale foldeombøyninger, er ofte boudinert, mens den andre fasen kutter gneisfoliasjonen.

I grenseområdet mot Appfjellenheten i Vesterbukta finnes det to marmordrag av noen titalls meter tykkelse hver. Marmoren er grovt rekrystallisert og tremolittlameller gir bergarten en skifrig tekstur.

**Granatglimmergneis og glimmergneis med lag av kvartsitt (13):**

Granatglimmergneisen danner et sørøst hellende, 350 til 500 m mektig lag i Forsmofjellet. Denne bergarten har en skarp grense mot den båndete gneissen (14) og skiller seg klart fra alle litologier i denne. Overgangen til kvartsitten (11) skjer gradvis via en tykk, båndet overgangsekvens, hvor begge litologier forekommer i veksling (12).

Det opptrer både muskovitt og biotitt, men muskovitt dominerer de fleste steder. Små granatkorn finnes gjennom hele lagpakken. Det typiske kjennetegn for denne enheten er rene, grovkornete kvartsittlag og -linser, opp til flere hundre meter lange og flere meter tykke.

Mange pegmatitter kutter gjennom denne gneisen, og de største pegmatittene (10) i hele kartbladsområdet med utgående opp til 500 x 250 m er konsentrert i nordlige deler av Forsmofjellet og Lauktinden. De består nesten utelukkende av plagioklas og feltspat, med stedvis underordnet noe muskovitt.



**Fig. 13:**

Kvartsdiorittisk gneis med amfibolittslirer i Skinnfjellenheten på nordsiden av Skinnfjellet. Gneisen kattes av en ufoliert kvartsdiorittisk gang. Skala 35 cm.

*Quartz-dioritic gneiss with amphibolite schlieren within the Skinnfjellen Unit on the northern slope of Skinnfjellet. The gneiss is cut by an unfoliated quartz diorite dyke. Scale 35 cm.*

**Kvartsitt (11):**

Kvartsittlagene i granatglimmergneisen (13) opptrer hyppigere gjennom overgangsserien (12) og danner en ca. 700 m mektig kvartsittenhet i nordøstlige deler av Forsmofjellet og igjen på Geitungen (UTM 415 928), som strukturelt ligger under granatglimmergneisene. Denne kvartsitten viser en tydelig benkning i desimeter- til meterskala og er veldig ren i motsetning til kvartsitten (16) i Ørfjellet. Det opptrer noen skjærende pegmatitter i den, spesielt nord for Forsmofjellet.

**Appfjellenheten**

Appfjellenheten ligger i et stort synklinorium mellom Geittind- og Skinnfjellenheten. Enheten består av en isoklinalt sammenfoldet, lite variert lagrekke av glimmerskifer og kalkspatmarmor. Andre bergarter (amfibolitt, kvartsitt) er sterkt underordnet. I motsetning til de andre HDK-enhetene forekommer det ikke skjærende pegmatitter eller andre dypbergarter.

Det er blitt antatt at Appfjellenheten kan være en meta-sedimentær dekkesekvens på et underlag av Geittind-enheten (Ramberg & Riis 1979), men det er også mulig at det dreier seg om to forskjellige tektoniske enheter som ble skjøvet sammen i en tidlig kaledonsk eller eldre deformasjonsfase.

En mer detaljert beskrivelse av Vesterbukta-Ørfjellområdet er utført av Feet (1987).

**Glimmergneis og kvartsglimmergneis, stedvis granatførende (9):**

Denne bergartsenheten består mest av en homogen glimmergneis. Glimmermineralene er biotitt (som regel dominerende) og muskovitt, granat forekommer i varierende mengder, dessuten titanitt og sekundær kloritt. Stedvis forekommer disthen eller staurolitt. Kvarts og feltspat er anriket i lameller eller tynne bånd og i boudinerte årer og linser (metamorfe utfellinginger). Stedvis er kvartsinnholdet meget høyt, særlig i den vestligste delen av kartområdet, og der må bergarten betegnes som kvartsglimmergneis. Ellers forekommer det grovkomete, kvartsittiske lag i desimeter- til meterskala i gneisen. Disse kan være finlaminnerte og ha en glassaktig glans. Stedvis i Ørfjellområdet er det funnet enkelte lag med en granittisk sammensetning.

Stedvis, spesielt nær overgangen til amfibolitten (3) er det en hornblendekomponent i glimmergneisen. Den kan være over 20%. Nær overgangen til marmorlag (7) er det innleiret marmorbånd i økende antall og tykkelse mot marmoren.

Det er observert en svovelkisgang ved Nonstinden (UTM 411 821) og magnetkisganger ved Storvatnet (veiskjøring, UTM 425 715 og 428 720) og i Vefsndalen ved Stormlineset (UTM 452 712).

**Kalkspatmarmor, stedvis rik på kalksilikater (7):**

Den vanligste bergarten i Appfjellenheten er kalkspatmarmor. Den er ansvarlig for en tett bunnavvegetasjon og en topografi preget av karstfenomener som doliner, ujevne forvitring, gjenstående smale glimmergneisrygger mellom utvaskete marmorlag osv. I Gryteselva finnes det et område med store doliner (opp til 30 m brede og 15 m dype), et elvede løp og sannsynligvis et større karsthulesystem (UTM 446 777).

Marmoren er grå eller hvit. Kornstørrelsen er grov- til middels. Hvit marmor er fortrinnsvis massiv og kan ha et sukkeraktig utseende, mens grå marmor vanligvis er laminnert eller båndet. Båndingen er definert ved lyse og mørke lag som indikerer forskjellig innhold av lys glimmer eller lagvis anrikning av kalksilikatmineraler (hovedsaklig tremolitt) (Fig. 14). Kvarts og ertsmineraler opptrer aksessorisk. Kalksilikatførende bergarter er vanligst i vestlige deler på kartbladet. Et sted, i en veiskjøring ved Storvatnet, er det funnet finfordelt kopperkis (UTM 414 706).

Vekslinger av marmor og glimmergneis (9) kan være så tette at det ligger langt under kartmålestokken. Disse områder er på kartet slått sammen til enhet 8 (når det er overveiende gneis) eller 5 (når det er overveiende marmor). Den resulterende båndingen anses som et resultat av tektonisk transposisjon. Båndene kan unntaksvis bli så tynne som 1 centimeter, slik at bergarten kan betegnes som en kalkglimmergneis.

**Marmor, overveiende dolomittisk (6):**

Dolomittmarmoren forekommer innenfor kalkspatmarmoren (7), for det meste med diffuse overganger. Større områder som består overveiende av hvit, massiv dolomitt er skilt ut på kartet. Lys glimmer, kvarts og ertsmineraler forekommer aksessorisk, og stedvis opptrer tremolitt og/eller talk. Dolomittmarmoren brytes i et steinbrudd ved riksvei 73 vest for Hattfjelldal (UTM 477 743).

**Kalksilikatbergarter (4):**

I vestlige deler av kartet finnes det i marmorene en del lag som består hovedsaklig av kalkspat og tremolitt. Det finnes både folierte kalksilikatskifre og massive kalksilikatfelter. Denne enheten er mest utbredt på begge sider av Tvilldalen.

I Ørfjellområdet beskriver Feet (1987) forekomst av kalksilikatbergarter i veksling med amfibolitt innenfor glimmergneis-marmorlagrekken (ikke skilt ut på kartet). Disse består av kvarts, hornblende, plagioklas, kalifeltspat, diopsid, biotitt, granat (spessartin-grossular), epidot og kalkspat.

**Amfibolitt og hornblenderik gneis (3):**

Denne enheten omfatter en heterogen serie av hornblenderike gneiser sør for Tvilldalen i en synform i glimmergneis (9). Lokalt opptrer rene amfibolitter.

**Kvartsitt og kvartsglimmergneis (2):**

Nord for Vesterbukta, innenfor en båndet glimmergneis-marmorserie, finnes det et antagelig isoklinalfoldet drag av kvartsrike gneiser. Det dreier seg hovedsaklig om hvite til grå, skifrige kvartsglimmergneiser som dessuten har horisonter av ren kvartsitt.

## DEFORMASJON OG TEKTONOMETAMORF UTVIKLING

### Generelt

Kartblad Hattfjelldal viser et snitt gjennom skyvedekken som ble skjøvet over hverandre under den midtsiluriske

til tidligdevonske (skandiske) fjellkjededannelsen. Dekkene representerer skorpedeler og/eller dekkседimenter fra de to kontinentene som kolliderte, Laurentia (Nord-Amerika/Grønland) og Baltoskandia (Nord-Europa), og de oseaniske skorpedelene som befant seg mellom dem, i lapetushavet.

Flere av de involverte bergartskompleksene, spesielt Helgelandssdekkekomplekset (HDK) og Krutfjelldekket, hadde gjennomgått omfattende deformasjon og metamorfose før den skandiske fjellkjededannelsen og kan betegnes som "gammelt grunnfjell" i forhold til de sedimentære lagene av ordovicisk til silurisk alder som for første gang ble utsatt for tektonisk deformasjon og metamorfose, da den laurentiske kontinentalranden ble skjævet inn over Baltoskandia i midtre silur.

Kartblad Hattfjeldal utpeker seg ved at det er mange elementer med ulik tektonometamorf historie, ulik bergartskompetanse og en uregelmessig geometri som her er bragt sammen. Dette har ført til et komplisert strukturmønster. Som følge av dette er kartbildet inhomogent, og den følgende strukturbeskrivelsen tar for seg hvert enkelt delområde.

**Deformasjonsfaser og indeks-system**

Regionale skiffrigheter og transposisjonsstrukturer i de sentrale delene av kartbladet står åpenbart i forbindelse med innskyvningen av Helgelandssdekkekomplekset (HDK). Disse strukturene har påvirket bergartene de fleste steder og brukes som referanser for et indeksystem for deformasjonsfasene. I de fleste dekkene er det ikke mulig å skille mellom flere tidligere faser, derfor brukes betegnelsen "D2" for denne strukturgruppen.

Men det må tas forbehold om at det kan være en tidsforskjell eller forskjell mellom utviklingen av D2-strukturene i de ulike tektoniske enhetene. Av denne grunn brukes i tillegg en indeks av småbokstaver for grupper av tekto-

niske enheter som synes å ha en felles deformasjons-historie (Tab. 1).

Krutfjelldekket er en av enhetene, der en eldre deformasjons-historie er bevart. Den regionale foliasjonen synes her å være knyttet til tidligere hendelser (Mørk 1979, 1985), mens yngre, overpregede strukturer settes tidslik med dekkeinnskyvningen. Siden det her kan sees flere tidligere hendelser, brukes det en inndeling med indeks-bokstaver (D1A, D1B).

D0 brukes for primær avsetning, mens D1 betegner tidlige tektonometamorfe hendelser som ofte er utvisket av den penetrative, regionale D2-deformasjonen, eller bare oppbevart stedvis. D3 er sene folder og stedvis foliasjoner som åpenbart overpreger den regionale foliasjonen, og som er dannet under lavere metamorfe betingelser. D4 er strukturer som stort sett opptrer lokalt og som indikerer tydelig semi-duktil deformasjonsforhold under sterkt avtagende temperatur. D5 betegner sen sprø deformasjon, vanligvis brudd- og forkastningstektonikk.

"D" erstattes med "F", når det er tale om folder, med "S" når det skal betegne planære strukturer (foliasjoner), og med "L" når lineære strukturer (boudinere, foldeakse-lineasjoner, mineral- eller konglomeratbolle-elongasjoner) er omtalt.

**Strukturbeskrivelse**

Kartbladet er delt inn i seks delområder som hver for seg har et langt på vei kontinuerlig og/eller genetisk sammenhengende strukturmønster. Delområdene og de beskrevne strukturelementene er merket av på Fig. 15.

**Delområde I: Laukskardet - Vesterbukta**

Delområdet består av Geittindenhetens suprakrustalbergarter og tilgrensende deler av Appfjellenheten. Den strukturelle trenden er SV-NØ, mens vergensen er rettet mot NV. Dette skyldes antagelig at Geittindenhetens bergarter generelt er kvartsrike og meget kompetente i



**Fig. 14:**

Lokalitet B 1 (se ekskursjonsfører) i Appfjellenhetens marmor. Steilstående, isoklinalfoldete og boudinerte bånd av tremolitt står igjen i strandsonen hvor kalken er vasket ut. Skala 35 cm.

*Locality B 1 (see excursion guide) within the marble of the Appfjell Unit. Upright, isoclinally folded and boudined bands of tremolite remain along the shore, whereas the marble has been eroded out.*



forhold til de omgivende enhetene, og at de eldre strukturene derfor ikke kunne transponeres til den østlige vergensen som dekkeinnskyvningen kunne påtvunget dem. Bare de østlige områdene som ligger nærmere skyvesonen - spesielt i Appfjellenheten - er transponert i D2h og har særstlig vergens og en vestoverhellende regional foliasjon.

D2h er i Geittindenheten utviklet som en tett til isoklinal foldefase, som blir mindre utpreget med økende avstand fra skyvefronten. Gneisbåndingen er eldre (D1h) og er assosiert med transposisjonsstrukturer som isoklinal skjærfolding, boudinage, utdratte leukosomer, osv. Gneisene kuttet av to faser av pegmatoide ganger, hvorav den ene er syn-, den andre postdeformativ. Disse gangene danner stedvis et tett nett.

Mellom Forsmøfjelllets SØ-side og Vesterbuktfjellet ligger en stor, tett F1h-antiform, som bøyer av kvartsittdraget (enhet 16) nordover, like før det splittes opp i flere tynne bånd og kiler ut. Kvartsitten har bevart sin tidligere lagning (D0?) som kan måles rundt folden. Den konstruerte foldeaksen stemmer tilfredsstillende overens med målte F1h-foldeakser, ca. 200-220/15° (Fig. 19). Båndgneisene mellom flankene av kvartsittfolden viser en penetrativ S1h-akseplanfoliasjon med 30-50° østlig fall.

Denne folden er overpreget av Vesterbuktfjellantiformen og Laukskarddalssynformen som begge tilhører D3h-fasen. Disse har bevirket intensiv småfolding i foldekjernene. Lenger vest er denne fasen bare utviklet som mindre folder innenfor gneislitologiene, uten at dette gir utslag i kartbildet. Den gjennomsnittlige F3h foldeaksen er konstruert til 220/12° (Fig. 19). Denne retningen er omtrent parallell med F1h-foldene, men den strukturelle stilen er helt forskjellig for de to fasene. F3h-foldene er åpne til tette bøyingsfolder og har ikke transponert tidligere strukturer.

Grensen mellom Geittind- og Appfjellenheten vest for Vesterbukta følges av flere sydoverhellende marmor-bånd. Siden Geittindenheten ellers ikke inneholder karbonater, kan dette antyde en imbrikasjon av kontakten under D1h-fasen. Lignende marmorband knyttet til antatte skjærsoner i Geittindenheten er kjent fra Tustervassområdet (kartblad Røssvatn) (I.B.Ramberg,

pers. medd. 1986; Smith-Meyer 1987). S1h-foliasjonen nærmer seg kontakten asymptotisk.

Grensen mellom Geittind- og Appfjellenheten mellom Vesterbukta og Bjømvika er også definert av et marmor-bånd med noen få meters tykkelse og som derfor ikke er med på kartet. Geittindenheten ligger her på Appfjellenheten som er transponert av D2h med en sydøstlig vergens. Ved Korsneset sees det likevel en tett F2h-foldeombøyning i kartmålestokk, hvor den opprinnelige F1h-båndingen ikke er transponert (overgang til delområde II).

**Delområde II: Vesterbukta - Vefsndalen**

Delområdet består hovedsaklig av Appfjellenhetens glimmergneis-marmorvekslinger, men omfatter også de øvre delene av Skinnfjell-enhetens båndgneiser. Den strukturelle trenden er SSV-NNØ, med ØSØ-rettet vergens. I regional skala er lagrekken foldet av koaksiale F1h- og F2h-folder med subhorisontale foldeakser. Mesoskopiske syn- til postdeformative leukosomer (pegmatoide ganger) opptrer mange steder, men Appfjellenheten er ingen steder gjennomsluttet av dem i samme grad som Geittindenheten.

De vestlige delene av delområdet har en regional S1h-foliasjon med intrafoliale folder og isoklinale F1h-folder i kartmålestokk. Disse er foldet av åpne til tette F2h-folder som har sydøstlig vergens og som blir mer sammenpresset mot sydøst, hvor de blir isoklinale og utvikler en S2h-transposisjonsfoliasjon (Fig. 16). Akseplanene til F2h-foldene faller steilt til moderat VNV uten noen regelmessig forandring i retning mot skyvesonen. Foldeaksen stuper gjennomsnittlig 10° mot syd (208°) (Fig. 19).

Kartbildet er preget av det store Vadfjellsynklinoriet (F2h) med amfibolittiske litologier (enhet 3) i kjernen. Dette synklinoriet er en følge av den strukturelle situasjonen, hvor Appfjellenheten ligger med sydlig fall på Geittindenheten i nord og med vestnordvestlig fall på Skinnfjellenheten i syd.

Åpne til tette F3h-folder deformerer bergartene i mesoskala på samme måte som i delområde II (Fig. 16), men synes i kartbildet bare hvor Laukskarddalssynformen og Vesterbuktfjellantiformen krysser Vesterbukta.

**Tabell 1:** Indekssystem for deformasjonsfaser brukt i strukturbeskrivelsen. *Index system of deformation phases used for the structural description.*

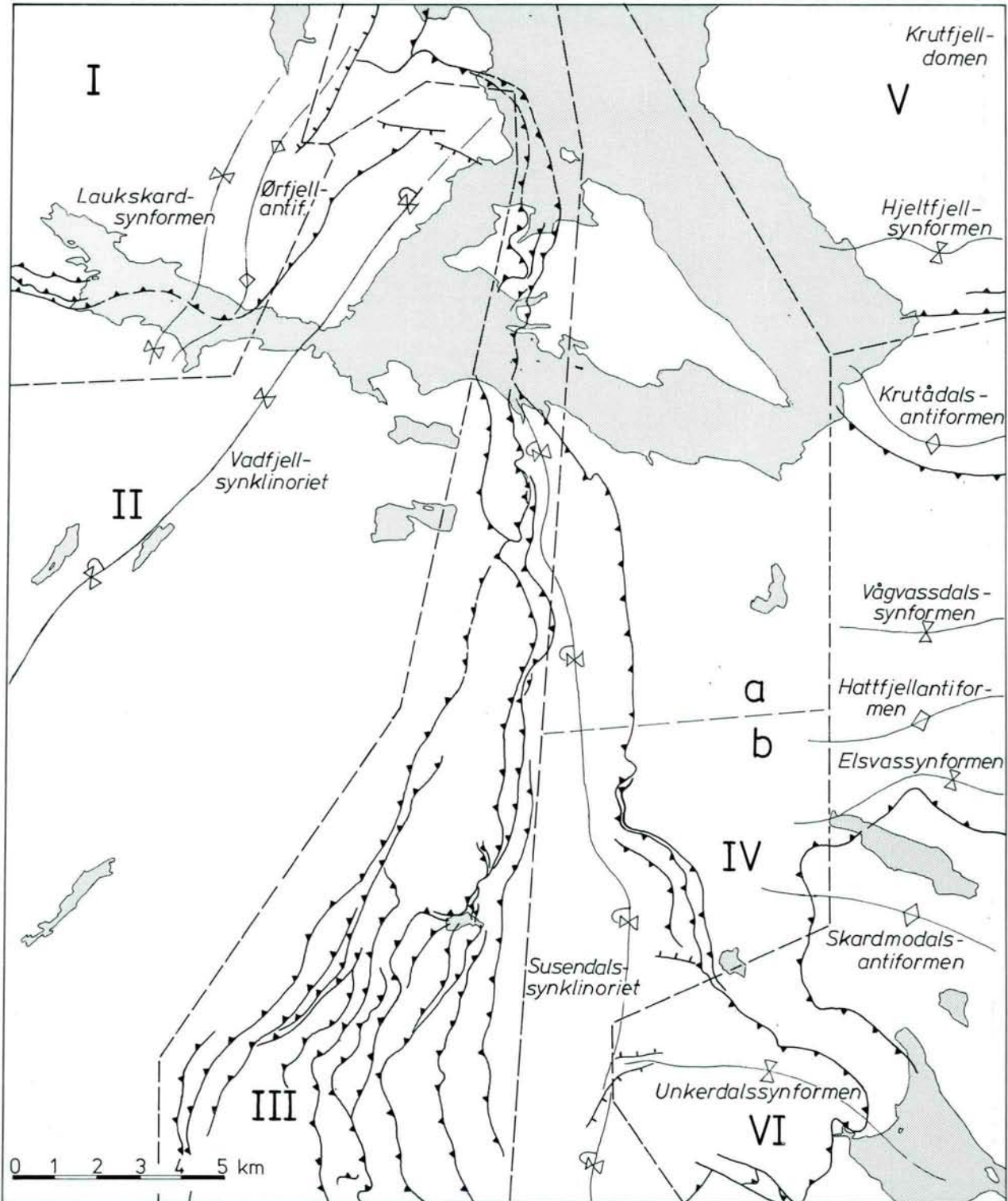
Helgelands-dekkekomplekset	Øvre Køli (uten Krutfjelldekket)	Krutfjelldekket	midtre og undre Kølidekker	
?	D <sub>4ø</sub> k	?	D <sub>4</sub> k	skandisk deformasjon
D <sub>3</sub> h	D <sub>3ø</sub> k	D <sub>3</sub> kr	D <sub>3</sub> k	
D <sub>2</sub> h	D <sub>2ø</sub> k D <sub>1ø</sub> k D <sub>0ø</sub> k	D <sub>2</sub> kr	D <sub>2</sub> k	
D <sub>1</sub> h		D <sub>1</sub> Bkr	D <sub>1</sub> k	pre-skandisk deformasjon
		D <sub>1</sub> Akr		

Et sted i Vefsndalen (UTM 470 730) synes grensen mellom Appfjell- og Skinnfjellenheten å være foldet, men den dårlige blotningsgraden i området tillater også en alternativ tolkning med en kuttende skjærsone. Ved Jerpåsen i kartbladets SV-hjørne er den transponert i D2h. Kontakten er ellers rettlinjert og ligger alltid under Appfjellenhetens marmor. Marmorens høye duktilitet under deformasjonen gjør det ikke mulig å vurdere om

det har skjedd en vesentlig forskyvning langs denne grensen.

**Delområde III:  
Helgelandsdekkekompleksets skyvefront**

Delområdet utgjøres hovedsaklig av Skinnfjellenhetens



**Fig. 15:**

Oversikt over delområdene brukt i strukturbeskrivelsen og de viktigste store strukturerne på Hattfjelldalskartet. Jfr. hovedkartet.

Overview over subareas used for the structural description and the largest structures within the Hattfjelldal map sheet. Compare with the main map.

dypbergarter og gneiser samt de strukturelt øvre delene av Susenformasjonens kalksteiner. Ved Røssvatnet kiler disse bergartene ut, og både Geittindenheten, Appfjellenheten og Jofjelldekket blir påvirket av skyvetektonikken.

Dypbergartene viser stedvis tegn etter skjærdeformasjon under dekkeinnskyvningen (S2h-foliasjon og mylonittisk foliasjon), men virker ofte lite eller ikke deformert i sentrum av større kroppar. Dette kan være en indikasjon på at de har gjennomgått en kortere deformasjons-historie enn Appfjell- og Geittindenheten og de gneisene de intruderte i. Den tydelig forskjellige deformasjonsgraden i kvartsdioritt (18) og kvartsdiorittisk gneis (20) antyder at dette dypbergartskomplekset er sammensatt av minst to generasjoner av dypbergarter, hvor i hvert fall den yngre kan settes i sammenheng med dekkeinnskyvningen. Kvartsdiorittisk gneis er også utviklet i skjærsoner i den ellers lite deformerte kvartsdioritten, men der ligner den ikke de tykke, kvartsdiorittiske gneisene (20). Grensene mellom de to bergartene er for det meste skarpe. Begge de kvartsdiorittiske bergartstypene kuttes av yngre, grovkomete, udeformerte kvartsdiorittganger.

Metagabbro (21) og amfibolitt (22) er åpenbart opprinnelig samme bergart, siden det aldri sees kuttende forhold mellom dem. Amfibolitten kan utvikles gradvis av metagabbroen, spesielt i sterkt skjærdeformerte områder. Metagabbro viser dessuten flytende overganger til kvartsdioritt, mens den kuttes av de grovkomete, udeformerte kvartsdiorittiske gangene (Fig. 13).

Den eneste daterte bergarten er granitten på Røssvassholmen, hvor Feet (1987) fikk en sannsynlig intrusjonsalder på  $450 \pm 31$  millioner år og en retrogradealder på  $408 \pm 42$  millioner år. Forutsatt en mellom-silurisk alder (omkring 420 m.å.) for dekkeinnskyvningen, tillater disse alderne både syn- og predeformativ intrusjon.

Sør for Røssvatnet og på Røssvassholmen ligger Skinnfjellenheten imbrikert eller gjennomslutt av skjærsoner over karbonatholdige mylonitter (tektoniserte Kölibergarter). Bruddstykker av Skinnfjellenhetens bergarter ligger i mylonittisk kalkspatmatriks (Fig. 17). Karbonat ligger også presset inn i mange av de imbrikerte skyveforkastningene i Skinnfjellenheten.

Dekkekompleksfronten og de andre skjærsonene heller vanligvis mellom 25 og 40°V, men kan lokalt falle steilere. Helt i sør på kartet står skyvefronten nesten vertikalt. Dette viser at skyveplanet har store avvik fra et idealt plan, noe som kan forklare den divergerende orientering av folder som ble dannet under innskyvningen (jfr. også delområde IV).

Hele skyvefrontområdet - så langt en kan vurdere planstrukturene - er fullstendig transponert i D2h. Det kan observeres lite systematisk folding, bortsett fra F2h-isoklinalfoldete leukosomer og kvartsdiorittganger i gneisene. S2h (transposisjonsfoliasjon) er foldet, men disse foldene gir et ganske usystematisk bilde i stereografisk projeksjon (Fig. 19), noe som heller tyder på undulasjon og justeringsbevegelser under innskyvningen enn på en senere gjenfolding. Foldelukning og akseplanorientering varierer sterkt. Likevel finnes det en foretrukket foldeakse som stuper VSV.

Den mylonittiske foliasjonen i tidlige, duktile mylonitter

viser et noe mer systematisk foldemønster (Fig. 19) med en liknende foldeakse-retning som faller sammen med strekningslineasjoner i mylonittene. Sene, sprø mylonitter gir et lignende stereogram, men med en SV-stupende foldeakse som faller sammen med en rekke småfolder i mylonittene.

Ved Stikkelvikfloget, vest for Røssvatnet, viser HDK-overskyvningen en divergerende utvikling. Dette området er i detalj beskrevet av Sverdrup (1985). Skyvefronten krysser Røssvatnet nord for Røssvassholmen og svinger vestover mot et SSV-NNØ-løpende forkastningssystem for så å svinge tilbake til sin opprinnelige retning. Dette forkastningssystemet er en imbrikasjon av Appfjell- og Geittindenheten og forårsaker en lokalt sterkere øst-vest forkortelse av HDKs basale sone. Også de tilgrensende Kölibergartene som her tilhører Liminggruppen i Jofjelldekket, er tynnet ut nordligst på Røssvassholmen og på Stikkelvikfloget. Det må antas at årsaken er de forholdsvis kompetente bergartene i Krutfjellinsen i øst, som her ligger tett inn til HDK-overskyvningen og har vært til hinder for en jevn innskyvning. Appfjellenhetens glimmerskifer langs grensen mot Kölibergartene og langs de to forkastningene mot V og SV er sterkt fylionittisert.

#### Delområde IV: Susendalen - Hattfjelldal

Delområdet består for en stor del av Hattfjelldalsdekket og tilgrensende deler av Jofjelldekket. En mer utførlig dokumentasjon og analyse er utført av Dallmann (1986).

Hovedstrukturen er det østvergente Susendalssynklinoriet; et system av subhorisontale isoklinalfolder som følger trenden til HDK-overskyvningen. Den regionale S2øk-foliasjonen følger i grove trekk samme trend, men det finnes grunn til å anta at den bare transponerer et tidligere etablert foldemønster (F1øk).

Hovedgrunnen er at Hattfjelldalsdekkets basale skyvesone (Hattfjelldalsoverskyvningen) kutter disse foldene. Andre argumenter taler for at denne skyvningen opphørte senest tidlig i D2øk-fasen. Tidligere dannede mylonitter i skyvesonen er nemlig foldet av tette F2øk-skjærfolder; dessuten viser mikrostrukturer flere steder i Hattfjelldalsdekket at isoklinale folder eksisterte før dannelsen av den regionale S2øk-foliasjonen.

Flere steder i Hattfjelldalsdekket forekommer høydeformasjonssoner (skjærsoner) subparallelt med den regionale foliasjonen og med isoklinalfoldenes flanker. Disse sonene har det ikke vært mulig å kartlegge, men de sørger for et komplisert foldemønster med mange strukturelle inkonformiteter.

Det er en generell tendens i østlige deler av dette delområdet at intensiteten til D2øk-deformasjonen minker østover og resulterer i mindre tett folding og at S2øk-akseplanfoliasjonen forsvinner. Dette synes best i Jofjelldekket kalkførende fyllitter (48), som danner et forholdsvis ensformet medium over store områder. Derfor kan observasjoner sammenlignes langs tilstrekkelig lange Ø-V-profiler. Disse forholdene kan best studeres langs Pantdalselva på det tilgrensende kartblad 'Susendalen' i sør.

Hattfjelldalssynklinoriet er dermed et illustrativt eksempel på flerfasert, planar regionalstruktur. Denne er overpreget av senere F3øk- og F4øk-folder (Fig. 19). De før-

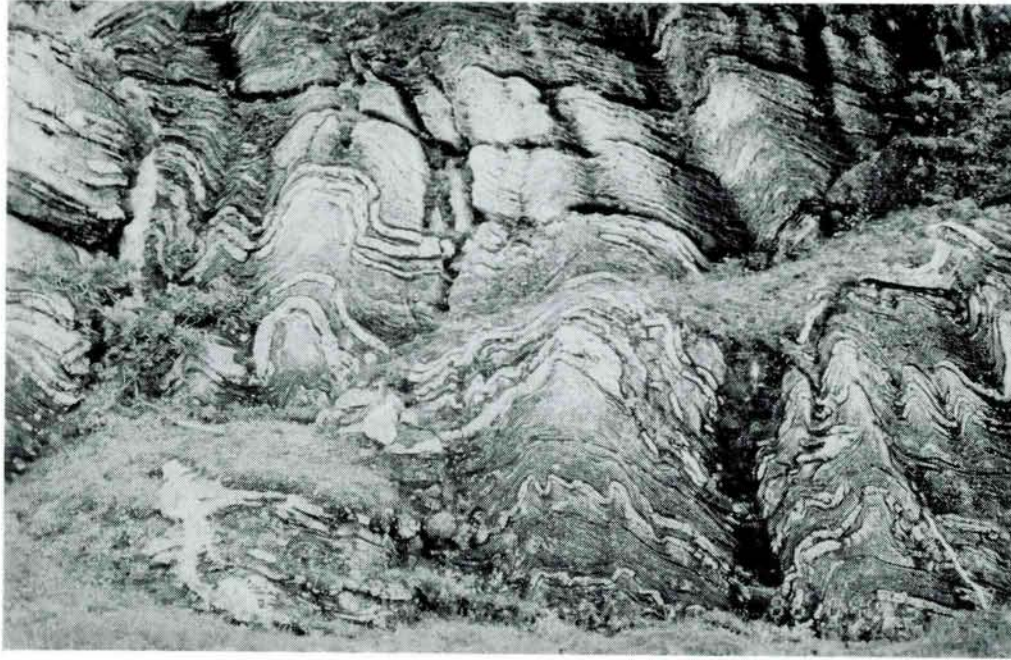


Fig. 16:

Marmor med kalksilikatbånd i Appfjellenheten på Vadfjellet. Gjenfoldete isoklinalfolder (F1h/3h).  
 Marble with calc silicate bands of the Appfjellet Unite on Vadfjellet. Refolded isoclinal folds (F1h/3h).

ste er åpne til lukkede folder (Fig. 18), for det meste med en svakt varierende, moderat V- til SV-stupende foldeakseretning (tverrfolderetning). Likevel forekommer det også F3øk-folder med vanlig N-S-trend, spesielt mot slutten av denne foldeepisoden. Det finnes en gradvis overgang til F4øk-folder med en N-S, subhorisontal akse-trend, ofte utviklet som kinkfolder, og stedvis assosiert med en bruddkløv. Denne deformasjonen må sees i forbindelse med en sen innskyvningsfase langs Helgølandsdekkets skyvesone, hvor avtagende temperatur bevirket økende duktilitetskontraster og dermed i økende grad en inhomogen deformasjon.

**Delområde V: Krutfjellet**

Dette delområdet består av den sørvestlige delen av Krutfjellinsen. I nord ligger en domstruktur, som skyldes at Krutfjellgruppens gneiser omhyller det sentrale intrusivkomplekset. I sør ligger Krutfjellinsen med nordlig fall overskjøvet på Joesjødekket. Der legger Krutfjellinsens internstruktur seg parallelt med skyvegrensen. Denne konstallasjonen danner en synform mellom domen og skyvefronten, Hjeltfjellsynformen (F2kr). Synformaksen følger omtrent den regionale, transversale trenden og stuper med ca. 30° VNV. Synformen dør åpenbart ut under Røssvatnet.

De regionale planstrukturene er sammensatt av flere faser (D0kr/1Akr/1Bkr) også her (Mørk 1979) og står i sammenheng med tette til isoklinale folder. Foldeakse-trasene kan lett følges på kartbildet, men det har som regel ikke lyktes å skille F1Akr- fra F1Bkr-folder.

Fordelingen av S2kr-polpunkter i flatetro projeksjon (Fig.

20) gjenspeiler minst to senere foldesett. Av disse er det F2kr som forårsaker den største spredningen av polpunkter. Ved siden av Hjeltfjellsynformen kan flere store F2kr-folder sees i kartbildet, spesielt på selve Hjeltfjellet (Fig. 20). S2kr-akseplanfoliasjonen går over til en mylonittisk foliasjon nærmere den basale overskyvningen, og dessuten i mindre parallelle skjærsoner, som har en gjennomsnittlig orientering på 70/25° NV.

F4kr-folding har bare bevirket en mindre rotasjon av polpunkter, men er ansvarlig for mange små, åpne til lukkede folder i 10- til 100-m-målestokk. Den stereoskopiske projeksjonen (Fig. 20) viser to tydelige F3kr-foldeakseretninger. Disse tilsvarer verdiene målt på begge flanker av Hjeltfjellsynformen eller mindre F2kr-folder. De geometriske forholdene i Fig. 20 viser dessuten at foldeakseretningene til F2kr og F3kr står normalt på hverandre, og representerer en normal-(F3kr) samt en tverrfolderetning (F2kr).

Det kan virke overraskende at alle lineasjoner (minerallineasjoner, bolle-elongasjoner, foldelineasjoner) har en konstant orientering parallelt med F2kr-foldeaksene, selvom denne foldefasen ikke har utviklet planstrukturer (unntatt i mylonittsonen) eller intensiv folding i liten målestokk. Det antas derfor at F2kr og F1Bkr har samme foldeakseretning, og at lineasjonene hovedsaklig ble dannet under den mer duktile D1Bkr-fasen. Profil B-B' på det geologiske kartet, der det krysser Krutfjellinsen, er konstruert på grunnlag av denne antagelsen.

Denne strukturanalysen sett i sammenheng med Mørks (1979, 1985) undersøkelse av de metamorfe prosessene gir følgende rekkefølge av tektonomorfe hendelser:



**Fig. 17:**

Tektonisk blandingsbergart i Helgelandsdekkekompleksets skyvesone ved sørlige bredden av Røssvatnet. Bruddstykker av forskjellige dyp- og gneisbergarter flyter i kalkmatraks. Skala 55 mm.

*Tectonic mélangé within the thrust zone of the Helgeland Nappe Complex along the southern shore of Røssvatnet. Fragments of different intrusive rocks and gneisses are floating within a carbonate matrix. Scale 55 mm.*

*D1Akr: Metamorf bånding, isoklinalfolding, regional mediumgrads metamorfose;*

*D1Bkr: Gabbrointrusjon, prograd kontaktmetamorfose, retrograd regionalmetamorfose, tett til isoklinal folding, transposisjon av D1Akr-strukturer og rotasjon av foldeaksjer/mineralorienteringer til transversal (tverrfolde-) retning;*

*D2kr: Innskyving av Krutfjelldekket med dannelse av mylo-*

*nittsone, mindre skjærsoner, tverrfolder med varierende åpningsvinkler, stedvis kruskløv, retrograd regionalmetamorfose;*

*D3kr: Mindre folding med normal (kaledonsk) retning. De radiometriske intrusjonsaldrene (se kapittel: stratigrafi, Krutfjelldekkets bergarter) betyr at de to første deformasjonsfasene har en tidligkaledonsk alder (D1Bkr er mellom- til senordovicisk), mens de to siste fasene står*



**Fig. 18:**

Transversal F3øk fold i rosa kalkspatmarmor, Unkerelvformasjonen, veiskjæring ved Gaujfjellet (lokalt E 4 i ekskursjonsføreren). Blotningens høyde ca. 3 m.

*Transverse F3øk fold within pink calcite marble, Unkerelva Formation, road cut at Gaujfjellet (locality E 4 of excursion guide). Height of exposure c. 3 m.*

i sammenheng med den skandiske dekkeinnskyvningen som begynte i midtre silur.

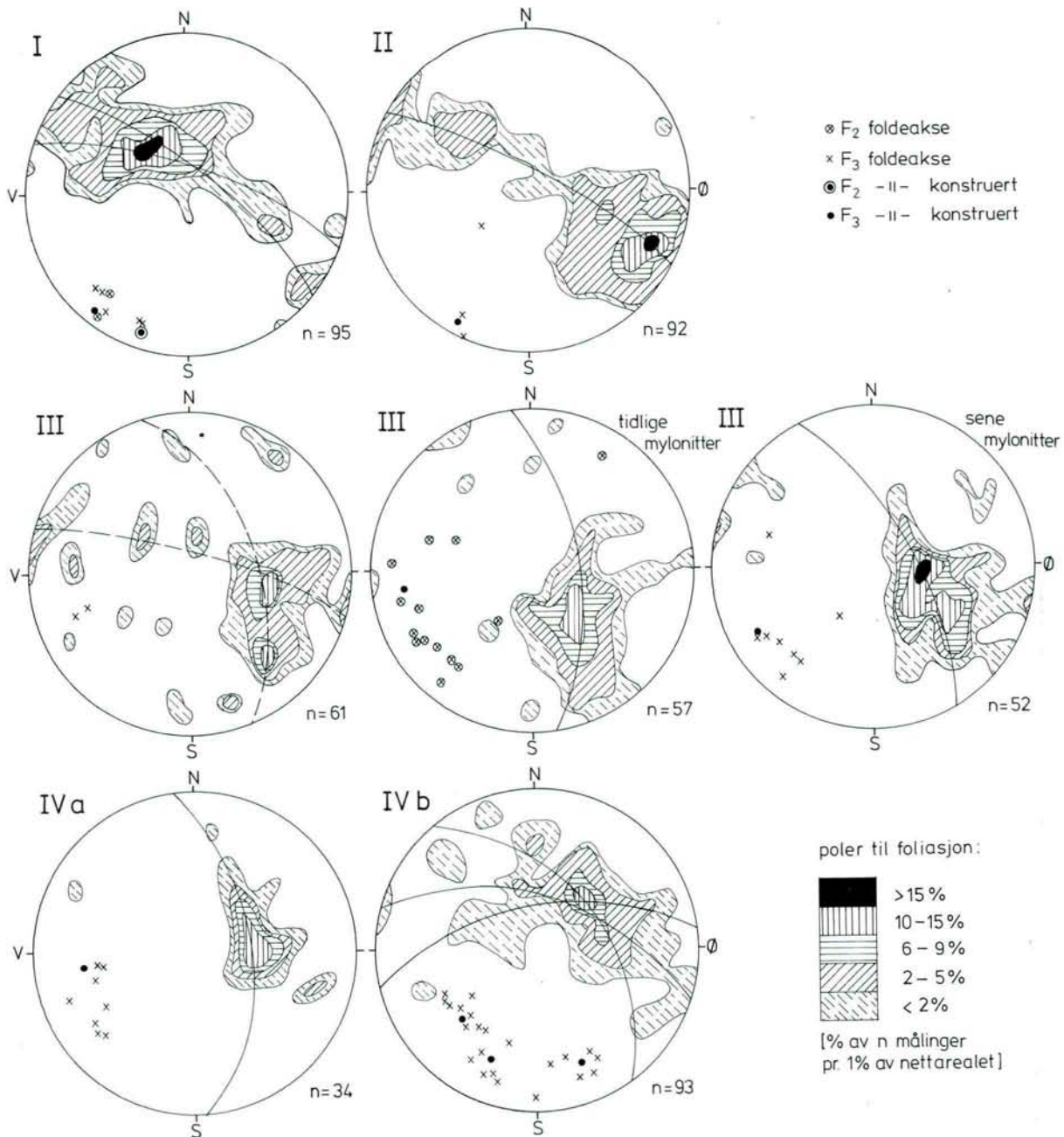
**Delområdet VI: Krutådalen - Unkerdalen**

Delområdet ligger i Kølidedekken øst for Susendals-synklinoriet og domineres av store, svakt sydvestlig stupende syn- og antiformer (profil B-B'). Alle tektoniske kontakter folderes av disse strukturene, og de må derfor ansees å tilhøre en D3k-hendelse.

Krutådalsantiformen (KAF), Skarmodalsantiformen (SAF) og Unkerdalssynformen er alle åpne foldestrukturer, de to første representerer utløpere (KAF) eller deler av (SAF) større domstrukturer i grenseområdet mellom Norge og Sverige (Joesjödomen og Skalmodalsdomen). Hattfjellantiformen og Elsvass-synformen er begge tette tiloklinale, overbikkede foldestrukturer med en kompleks, isoklinal, liggende, intern foldestruktur.

Plott av poler til S2k-foliasjonen fra KAF (Fig. 19) danner en storsirkel med  $\beta$ -akse 257/07°, noe som stemmer overens med de målte F3k-foldeaksene fra denne delen av subområdet. Folder som er dannet før F3k observeres sjelden; entydige mesoskopiske F1k-folder er ikke observert, de er antagelig ødelagt av den totalt penetrative S2k-foliasjonen. F2k-folder opptrer som intrafoliale isoklinalfolder med S2k-foliasjonen som akseplan.

F4k-foldene har N-S gående akseplan og danner et dom- og bassengmønster når de interfererer med F3k-foldene. Fra nærliggende områder (f. eks. Jofjället, Sandwall 1981) finnes det eksempel på at F4k-fasen egentlig er en sen fase av F3k, siden geometrien til F3k og F4k er likartet, og at den endrede orienteringen av foldeaksen for F4k bare er en reorientering av stressfeltet i forbindelse med F3k-fasen. Det kan ikke utelukkes at det samme er tilfellet i Krutådalen-Unkervassområdet også; i såfall ville en inndeling av F3k-foldene i F3Ak og F3Bk være en mulighet.



Sene F5k N-S-gående kinkfolder med subhorisontale akseplan utgjør den siste foldefasen av bergartene i subområdet.

Den dominerende foliasjonen i området er S2k som er parallell til subparallell med den litologiske lagningen og veksler mellom en fyllittisk og en planær kløv. S3k- og S4k-foliasjonen skiller seg fra S2k ved at den er en svært heterogen kruskløv. I KAF er S3k delvis penetrativ i foldeombøyningen vest i Krutådalen, mens den ellers er ikke-penetrativ. S4k er svakere utviklet enn S3k og er ikke-penetrativ. Både S3k og S4k er best utviklet i semipelittiske og grafitrike bergarter, samt innen mafiske metavulkanitter. Assosiert med F5k-kinkfolder finner man stedvis en ikke-penetrativ bruddkløv.

De mest markante tektoniske kontaktene i subområdet er skyvesonen mellom Joesjødekket og Jofjelldекket, og mellom Joesjødekket og Durmålsfjellenheten (Krutfjelldекket?). Begge karakteriseres av sterkt fyllonittiserte

skifre/fyllitter med en mektighet på noen fåtalls meter.

### Tidligkaledonske og eldre deformasjonsfaser

Appfjell- og Geittindenhetens bergarter er deformert av de samme foldegenerasjoner. I Geittindenheten, som består av mer kompetente bergarter hvor eldre strukturer bevares best, tyder den nordvestlige foldevergensen i D1h på at denne deformasjonsfasen er eldre enn dekkeinnskyvningen.

Dersom Geittindenheten danner et avsetningsunderlag til Appfjellenheten som foreslått av Riis og Ramberg (1979), så må Geittindenheten ha gjennomgått en enda eldre deformasjon. Denne synes i så fall ikke, fordi den er utvisket av den penetrative F1h-foliasjonen. Mulige indikasjoner på dette er den regionale inkonformiteten mellom enhetene, at Geittindenheten i mye større grad

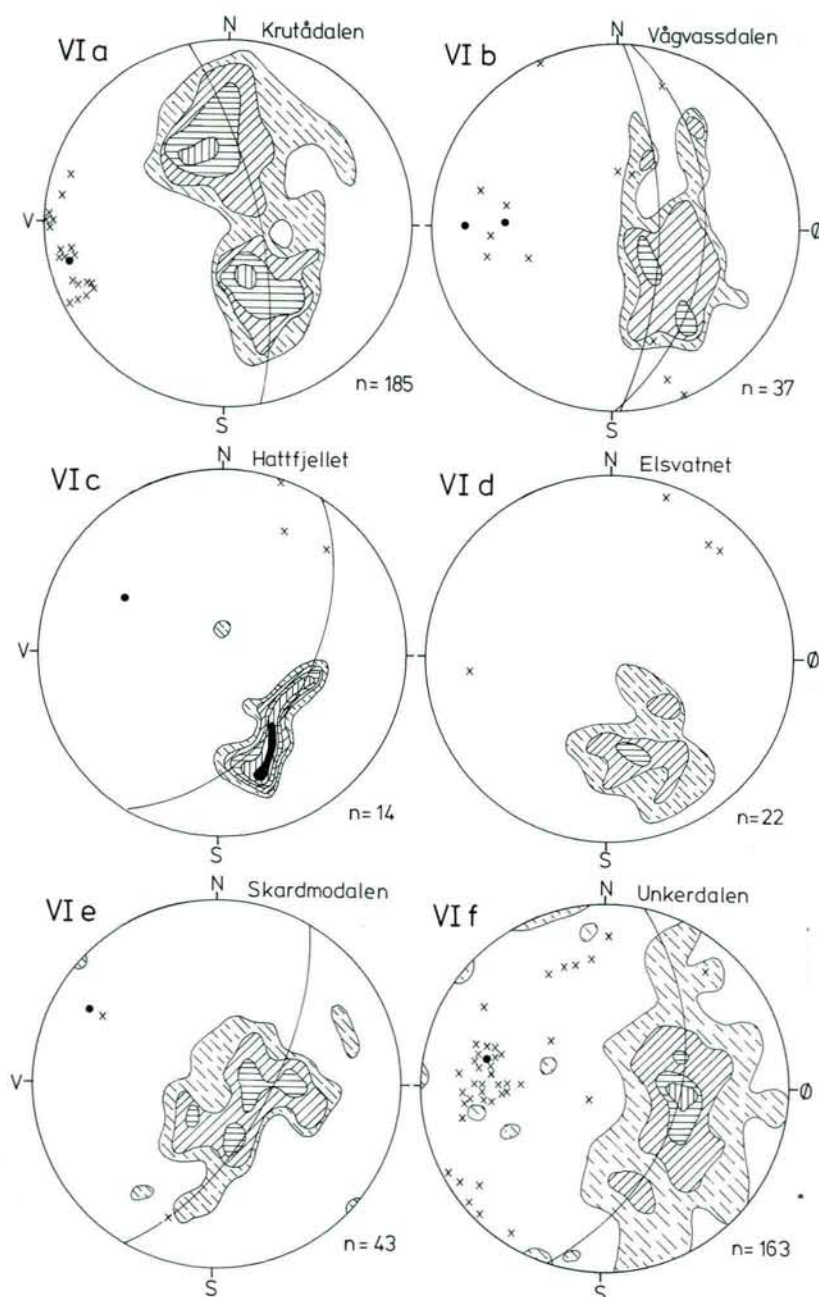


Fig. 19:

Stereografisk projeksjon av strukturelementene, flatetro Schmidt projeksjon, undre halvkule. Romertallene angir delområdene vist på Fig. 15. Delområde V se Fig. 20.

*Stereographic projection of structural elements, equal area Schmidt net, lower hemisphere. The roman numerals refer to subareas indicated in Fig. 15. For subarea V see Fig. 20.*

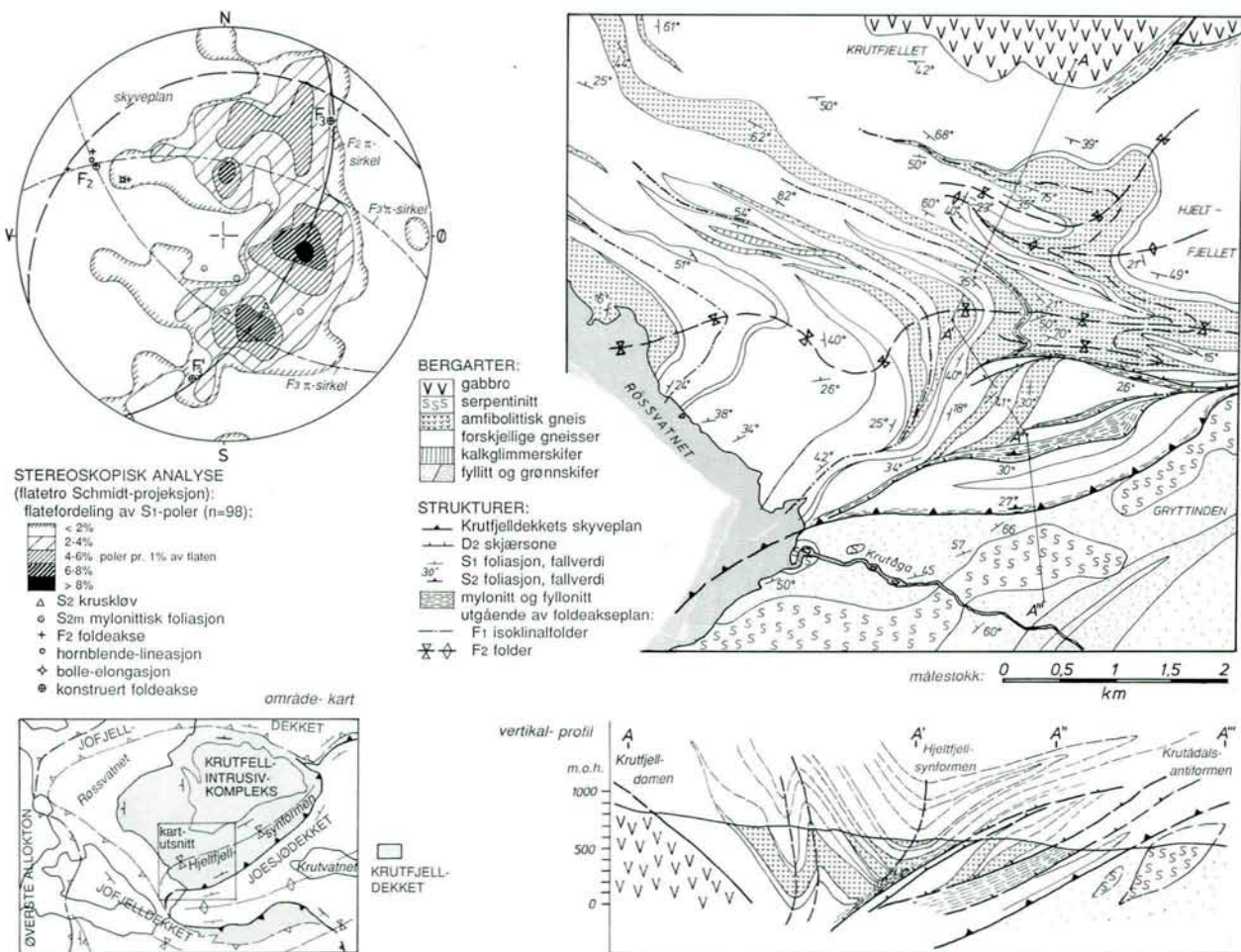


Fig. 20:

Strukturanalyse ved eksemplet Hjeltfjellsynformen (jfr. Fig. 15), den sydlige del av Krutfjelldekket. Forklaring i teksten.

- a.: områdets beliggenhet
- b.: flatetro Schmidt nettopprosjeksjon av strukturdataene
- c.: strukturgeologisk kart
- d.: vertikalsnitt, beliggenhet angitt på Fig. 20c

Structural analysis of the Hjeltfjellet synform (compare Fig. 15), in the southern part of the Krutfjelldekket.

Explanation in the text.

- a.: location of the area
- b.: equal area Schmidt net of structural data
- c.: structural/geological map
- d.: cross section, position indicated in Fig. 20c

er gjennomsett av pegmatitter, og at et antall radiometriske dateringer har gitt prekambriske aldre (Råheim et al. 1979, Graverson et al. 1981, Cribb 1981) for bergarter fra den.

Men selv om grensen mellom enhetene skulle være en dekkegrense, så følger den ikke trenden til de skandiske dekkegrensene og er transponert av den skandiske innskynningsfasen; grensen må derfor være eldre uansett.

Dersom Feets (1987) undersøkelse ansees som representativ for hele enheten, synes Skinnfjellenhetens dypbergarter å ha intrudert like før eller tidlig under den skandiske fasen og viser ingen eldre strukturer.

Tolkningen av avsetningsmiljø og aldersantagelser for Hattfjeldals- og Jofjelldekkets bergarter (undre silur) indikerer at disse ikke har vært tilstede under tidligaledon-

ske eller eldre deformasjonsfaser. Sandskardformasjonen, som er blottet ved Sandskardfjellet sør for kartbladet, danner muligens et underlag for Røssvatnet og kan ha blitt deformert i en tidligere fase (Dallmann 1987a). Også i Jofjelldekket, nordøst for Røssvatnet, er det blottet et underlag for de siluriske bergartene (Brackfjället Formation, Sandwall 1981a). Denne enheten består av grønnsteiner med en sammensetning som tyder på oseanskorppe dannet i en rift-sone (Sandwall 1981b).

Fra Krutfjelldekket er det klart ut fra aldersdateringer av intrusivbergarter (Gee & Wilson 1974, Reymer 1979, Kullerud et al. 1988) og det strukturelle forholdet mellom intrusjon og gneisfoliasjon (Mørk 1979, 1985) at D2kr-deformasjonen har en mellomordovicisk minimumsalder, mens D1kr (den metamorfe båndingen, mediumgrads metamorfosen) til og med kan være eldre.



Midtre og Undre Köli i Hattfjeldalsområdet viser ingen spor etter tidligere deformasjonsfaser enn den skandiske. Det er likevel mulig at disse bergartene eller deler av dem har gjennomgått en tidligordovicisk deformasjon: Holmquist (1980) og Claesson et al. (1983) har aldersbestemt deler av Tjopasigruppen til undre ordovicium. Stephens & Gee (1985) tolker gruppen til å være avsatt i et øybuemiljø. Dallmeyer & Gee (1986) argumenterer pga. radiometriske dateringer av Seve-eklogitter for at denne øybuen ble skjøvet opp på det baltiske skjoldet i undre ordovicium. Om bergartene allerede var tilstede, eller om de først ble avsatt under denne innskyvningsfasen, er ikke klart.

De ulike skandiske dekkene innen kartbladet har altså svært forskjellige forhistorier. De kommer fra begge sider av det kaledonske lapetushavet. Helgelandsdekkekomplekset ansees som en del av Laurentias krystalline underlag, mens Undre Köli ble avsatt i nærheten av Baltoskandia (Stephens et al. 1985). Krutfjelldekket ansees som en rest av en øybu i lapetushavet og som kolliderte med Laurentia i tidligordovicium (Stephens & Gee 1985). Hattfjeldals- og Jofjelldekket består for det meste av yngre sedimenter som antagelig ble avsatt på forskjellige, tidligere deformerte underlag, da kontinentene allerede lå ved siden av hverandre (Dallmann 1987a).

## Den skandiske deformasjonsfasen

I tidligsilur, før begynnelsen av den skandiske fasen, kom Laurentia og Baltoskandia nær hverandre. Fortsatt skorpeforkortelse bevirket at kontinentene kolliderte i midtre silur. Laurentia ble skjøvet opp på Baltoskandia, og kollisjonssonen ble delt opp i tallrike skyvedekker som beveget seg innover Baltoskandia mot SSØ. Samtidig med den begynnende utviklingen av skjærsoner i dypet ble antagelig de yngste sedimenter (Liminggruppen) avsatt foran dekkefronten til Helgelandsdekkekomplekset. Den er derfor å betrakte som en flysch.

Skorpefortykkelsen, som var en nødvendig følge av dekkeinnskyvningen, førte til metamorfose i dypet, samtidig med den mest duktile foldefasen. Metamorfosen var prograd i tidligere umetamorf bergarter, men retrograd i enheter som Krutfjelldekket, som allerede tidligere hadde gjennomgått en fjellkjededannelse med høyere grads metamorfose.

Fjellhevingen under sene innskyvningsfaser bevirket avtagende (retrograd) metamorfose og en forandring fra duktil til mer sprø deformasjon. Samtidig initierte isostasibevægelser førte til grunnfjellsoppdominger. Samtidig oppdoming og dekkeinnskyvning førte til sterkt varierende stressfelter, og foldegeometrien og -orienteringen er som følge av dette veldig kompleks.

## Dekkeinnskyvning

Dekkeinnskyvningens historie kan hovedsaklig leses ut fra deformasjonen i mylonittsonene, men også ut fra foldegeometrien utenfor skyvesonene, og ut fra syntektisk sedimentasjon i den grad slike sedimenter er bevart. Helgelandsdekkekompleksets skyvesone er den mest markante innen kartbladet pga. de store litologiske kontrastene. Utviklingen av mylonittene i skyvesonen går fra

duktil til sprø. Skyvebevegelser har altså foregått over et langt tidsrom under avtagende temperatur, og mylonittene som er utviklet i silikatbergarter viser hele spektret fra proto- til ultramylonitter. En slik mylonittsekvens kan observeres langs nordsiden av Nerlifjelltjøna (UTM 515 714). Det er en klar tendens til at karbonat ikke er blitt presset inn i skyvesonene, før dannelsen av ultramylonitter i silikatbergarter hadde opphørt. Dette betyr at ultramylonittene tilhører den tidligste fasen av dekkeinnskyvningen, altså før Skinnfjellenheten ble skjøvet over Kölibergartene (hvor kalken åpenbart er kommet fra).

Mange steder ligger lite eller udeformert kvartsdioritt på karbonatholdig mylonitt. Det antas derfor at sene skyvebevegelser har skjedd under forholdsvis lave temperaturer, hvor silikatbergartene allerede var stive, mens karbonatene fortsatt hadde lav viskositet (høy flyteevne). Hvordan disse mylonittiseringsfasene står i forhold til foldefasene i de mindre deformerte sidebergartene kan ikke sies med sikkerhet, fordi materialeegenskapene avhenger av flere faktorer (temperatur, trykk, fluidtilførsel, osv.) som kan være nokså ulike innenfor og utenfor mylonittsonene.

Sverdrup (1985) skiller også ut en tidlig innskyvningsfase, som har foregått internt i HDKs bergarter, fra en senere, hvor HDK og Köli ble deformert sammen. Vestvergente strukturer dannet under den yngre fasen tolker han som lokale tilbakeskyvninger på grunn av en gravitativ ustabil situasjon etter innskyvningen. Dette antas å ha med Krutfjellinsen som motstandsdyktig hindring for den senere, mindre duktile dekkeinnskyvningen å gjøre. Området Røssvassholmen-Stikkelvikfloget har fungert som buffersone mellom de to kompetente dekkeenhetene. Sånn kan også den unormale geometrien av skyvesonen i dette området forklares.

Det er lite kjent, når de andre dekkegrensene ble dannet i forhold til HDK-overskyvningen. En går vanligvis ut fra en modell, hvor skyvesonene utløses suksessivt fra vest mot øst (Gee 1975), men denne kan ikke anvendes uten forbehold.

Hattfjeldalsdekketoverskyvningen (Fig. 21) stanset antagelig før HDK-overskyvningen, og før metamorfosetoppen i Hattfjeldalsdekket var nådd. Dette antas, fordi D2øk-deformasjonen, som er synmetamorf og mest duktil, ikke øker mot Hattfjeldalsskyvesonen, men heller ser ut til å overprege tidligere mylonitter (Dallmann 1986). Tvert imot er D2øk-skjærdeformasjonen høyere i soner utenfor dekkegrensen (Dallmann 1987a). Hattfjeldals- og Jofjelldekket ble dermed utsatt for en D2øk-skjærfoldeformasjon som generelt avtar østover, uten at Hattfjeldalsdekketoverskyvningen ble reaktivert som skjærsoner.

Krutfjelldekkets skyvesone i Krutådalen viser et system av mindre mylonitt- og fyllonittsoner, som synes å være tilknyttet D3kr/2k-deformasjonen; i hvert fall er de ikke overpreget av en senere duktil deformasjonsfase. Bevegelsen må ha skjedd mer eller mindre samtidig med overskyvningen av HDK.

Grensen mellom Jofjell- og Krutfjelldekket er bare blottet i Durmålsfjellområdet innenfor kartbladet, men der er det ikke påvist noen som helst skyvning. Grensen er først og fremst en metamorf isograd. På nabokartene, nord for Krutfjellet, gir denne grensen et metamorft sprang,



**Fig. 21:**

Hattfjeldsdalsdekkets overskyvning ved Elsvasselva, lokalitet D 1 i ekskursjonsføreren. En kile av grafittfyllitt (til venstre) ligger i skyvesonen, hvor lys dolomitt (Unkerelvformasjonen) er skjøvet over Joffjelldekkets kalkførende fyllitter (Litlfjelltangformasjonen).

*Thrust zone of the Hattfjeldal Nappe at Elsvasselva, locality D 1 of the excursion guide. A wedge of graphitic phyllite (to the left) occurs within the thrust zone, where light dolomite (Unkerelva Formation) is thrust over the calcareous phyllites (Litlfjelltang Formation) of the Joffellet Nappe.*

og skjærsoner med mylonittisering kan stedvis observeres (Theisen & Dallmann 1984). Det er en mulighet for at grensen markerer en primær avsetningskontakt, med bare mindre skjærbevegelser pga. den høye kompetanseforskjellen.

### Metamorfose

Som det fremgår av det ovenstående, har de to mediumgradsenhetene - HDK og Krutfjelldekket - gjennomgått pre-skandiske deformasjonsfaser.

I Krutfjelldekket synes det sikkert at den høye regionalmetamorfosen (500-550°C) skyldes en ordovicisk fjellkjededannelse. Den ble overpreget av en høytemperatur-metamorfose under gabbrointrusjonen, som lokalt nådde 750°C. Trykket lå et sted mellom 5 og 7 kilobar. Under den skandiske dekkeinnskyvningen ble bergartene retrograd omvandlet ved 450±50°C (Mørk 1979, 1985).

Dette betyr at Krutfjellgruppen etter sin tidlige omvandling på stort dyp (ca. 16-22 km) må ha blitt hevet til en grunn posisjon i jordskorpen, for så å bli presset ned til større dyp (ca. 12-15 km) under den skandiske dekkeinnskyvningen.

I HDK kan det observeres at S2h-foliasjonen begynner under den høyeste metamorfosen og etterhvert går over til retrograde forhold (Feet 1987). Den stabile diagnostiske mineralparagesen tidlig under D2h - og muligens allerede under D1h - er kyanitt eller sillimanitt med stau-

rolitt. Feets (1987) maksimale temperatur- og trykkberegninger, basert på forskjellige metoder, ligger mellom 647 og 722°C ved 6,3 til 8,4 kb (ca. 20-27 km dyp). Lokale høyere temperaturer har ført til partiell oppsmelting og er knyttet til intrusiv aktivitet.

Det faktum at det ikke er observert spor etter høyere metamorfose under tidligere stadier (D1h), mens det antas en prekambrisk alder i det minste for Geittindeneheten, tyder på at HDK ikke er blitt presset ned av et eventuelt høyere skyvedekke som nå er erodert. Tvert imot har HDK etter et langt opphold ved maksimale temperaturer blitt presset opp under kontinentkollisjonen og har bare opplevd en retrogradering under den skandiske fasen.

Joffjell- og Hattfjeldsdalsdekket ble presset ned av det overskjøvnede HDK og oppnår sitt metamorfe høydepunkt med laveste grønnskiferfacies under D2øk (ca. 12 km dyp). Innen kartbladområdet er kalkspat med kloritt, og dolomitt med kvarts stabile ved siden av hverandre, mens det lenger sør i Susendalen opptrer mineralreaksjoner. Dette antyder en svak metamorf gradient mot Børgefjellvinduet i sør og daterer samtidig grunnfjellsoppdomingen der til å være en prosess av sen- til post-D2øk-alder.

En metamorf gradient i D2øk kan også observeres S og V for Durmålsfjellet ved overgangen fra Joffjelldekket (-undre lavgrads-metamorfose) til Durmålsfjelleneheten (øvre lavgrads-metamorfose), noe som muligens gjenspeiler en sen oppdøming av Krutådalsantiformen. Alternativt tolkes Durmålsfjelleneheten som Krutfjelldekkets

ekvivalent (Stølen 1985), og den tilsynelatende gradvise overgangen kan være en lokal, tektonisk "interfingering" av enhetene.

Midtre og Undre Köli, som bare forekommer lokalt i kartområdet, viser gjennomgående undre lavgrads-metamorfose, uten at det er observert en spesiell trend.

### Domstrukturer

Øst for kartbladet ligger to større domstrukturer: Skalmoldalsdomen, som Skardmodalsantiformen er en del av, og Joesjödomen, som Krutådalsantiformen er en vestlig fortsettelse av. Begge disse domstrukturer er en del av den overordnede Riksgrånsantiklinalen (Zachrisson 1969) som i Hattfjeldalsregionen består av isolerte domstrukturer med VNV-ØSØ- eller Ø-V-utstrekning. Lenger sør fortsetter denne antiklinalsonen med Børgfjellvinduet.

Fra Børgfjellvinduet er det beskrevet forhold som tyder på at oppdomingen begynte allerede under innskyvningen av Helgelandsdekkekomplekset, dvs. D2h (Dallmann 1987b). Om dette også er tilfellet for de andre domstrukturene er usikkert og avhengig av hvilken genetisk tolkning er den rette. Det faktum at alle domene omhylles av S2k-foliasjonen viser i hvert fall at den endelige utformingen skjedde i en senere fase (D3k±4k).

Gabrielsen et al. (1981) tolker domene som et resultat av grunnfjellsoppbøyning (basement buoyancy), dvs. en isostatisk respons på jordskorpefortykkelsen under dekkeinnskyvningen. Forfatterne påpeker samtidig at Børgfjellvinduet mangler en negativ tyngdeanomalie som man skulle forvente i en grunnfjellsdom av granittiske bergarter. Alternative tolkninger for vinduet - og muligens hele antiformalsonen i Hattfjeldalsområdet - går derfor ut på at det dreier seg om "blinde" skyvedekker av grunnfjellsbergarter, dvs. grunnfjellsdekker som kiler seg inn i dekketabellen uten at skyvefronten når opp til overflaten. At slike grunnfjellsdekker innenfor dekketystemet eksisterer er illustrert ved Bångfjellkomplekset i Tärnabyområdet (Stephens 1977).

## ØKONOMISK GEOLOGI

Av Ørnulf Dahl

Bergartene innenfor Seve-Kölidekkekomplekset er i Hattfjeldal-Susendal kjent for sine mange skjerp og mineraliseringer. Det opptrer også kvartsitter, dolomitter, kalker og fyllittiske skifre som har vært undersøkt bl.a. med tanke på bruk til byggemateriale og jordbruksformål.

### Historikk

På 1800-tallet utførte befolkningen en del skjerpningsarbeider og undersøkelser. Spesielt gjaldt interessen bly-sink(-sølv)-forekomster av Svenningdalstypen foruten dolomitt og kvartsitt til bygningsformål. Blant annet ble de første undersøkelsene av Mikkelfjordmalmen i Susendal gjort da.

I tiden 1910-1920 ble det utført en mer systematisk prospektering under bergingeniør Wilhelm von Post. Dette

førte til at en rekke mindre forekomster ble oppdaget, og mange av disse har i flere omganger vært mutet.

I 1927 besiktiget J.C. Torgersen (for Handelsdepartementet) alle bly-sink-forekomster i Helgeland uten at Hattfjeldal blir nevnt som et malmområde.

På 1960-tallet utførte både Boliden og Bleikvassli Gruber en større prospekteringskampanje i Hattfjeldalsområdet. Denne ble fortsatt av A/S Sydvaranger inn på 70-tallet, og da særlig konsentrert om Krutfjellområdet.

A/S Sydvaranger utførte i årene 1981-86 et stort prospekteringsprogram i Hattfjeldal. Undersøkelsene var ledd i et samarbeidsprosjekt med LKAB/Svenska Petroleum AB og tok sikte på en best mulig dekning av området fra undersøkelser i regional skala til objekttrettede undersøkelser.

NGU har undersøkt serpentinitene med hensyn til platina sommeren 1990.

### Ertsm mineraliseringer

Til tross for at Hattfjeldalsområdet i videre forstand må karakteriseres som et metallrikt område, er det få kjente ertsm mineraliseringer innen kartblad Hattfjeldal. Noen ulike typer må likevel nevnes.

#### Kisforekomster innen Seve-Kölidekkekomplekset

En blokkansamling av svovelkisimpregnert kvartskeratofyr finnes ved Sandøreg (UTM 640 675). Ved undersøkelser omkring blokkene ble det funnet en lignende, men fattigere impregnert kvartskeratofyrsone, like øst for blokkene. Mest trolig stammer blokkene likevel fra et tildels kraftig svovelkisimpregnert keratofyrdrag på nord-siden av Skarmodalen lenger mot øst.

På vestsiden av Hatten (UTM 633 756) ble det omkring 1920 (?) drevet inn en stoll der det ble drevet på kromitt og tildels på kobberkis som sporadisk opptrer i serpentinitene (45) i området.

Ved hjelp av dimetylglyoxim er det påvist at nikkel sporadisk er tilstede i serpentinitene, gjerne i svakt magnetkisimpregnerte partier. Analyser har ikke vist tilnærmet sesvis økonomiske konsentrasjoner.

I metagabbroen (60) på Krutfjellet opptrer det sulfidimpregnasjoner flere steder (f. eks. ved UTM 637 892, 638 908 og 631 913). Kisimpregnasjonene synes å dominere i metagabbroens randsoner. Magnetkis dominerer, men opptrer tildels sammen med kobberkis og pentlanditt. En typisk analyse fra en av de bedre mineraliseringene viser 0,28% nikkel og 0,21% kobber. Mineraliseringene er tolket som gravitative kumulater. En overveide stratiform (lagformet) opptrøden med overvekt av mineralisering langs den sydlige og dypere liggende delen av intrusjonen støtter en slik tolkning.

Blyglansmineraliseringer, tildels sammen med sinkblend, er kjent fra Røssvassgruppens dolomittmarmor (44) i Susendalen. Innenfor kartblad Hattfjeldal er bare spor av blyglans påvist i dolomitt-marmoren mellom Unkervatn og Vefsna.

## **Kisforekomster innen Helgelandsdekkekomplekset**

Tre mineraliseringer ved Ørfjellet, som går under navnet "Ørfjell-forekomstene", er beskrevet av I.B. Ramberg i en rapport til Bleikvassli Gruber. I nordhellingen av Granluskfjellet vest for Åkervika er det påvist to mindre mineraliseringer. Dessuten er det beskrevet et skjerp i Langmyrlia nærmere Åkerviksundet.

Den trolig største av disse mineraliseringene ligger i en kvartsitt (16) ca. 100 m fra et lite vann (UTM 482 889). Her ble det på midten av 1800-tallet drevet inn en 7 m lang stoll og tatt ut materiale for analyse og salg. Det står igjen en ca. 1,5 m mektig kismineralisert sone. Svovelkis dominerer som en fin impregnasjon, og bare en 10-15 cm tykk sone inneholder endel blyglans og kobberkis foruten endel sekundære kobbermineraler.

En annen mineralisering opptrer ca. 400 m nordvest for den forrige, like vest for Skjerpjørna (UTM 481 893). En amfibolittisk sone i Geittindenhetens båndete gneis (14) har en tett sulfidimpregnasjon med overveiende magnetkis foruten endel kobberkis.

Et skjerp i en myr ved UTM 497 877 i Appfjellenhetens glimmergneis (8) fremstår som et mosegrodd hull (8 x 2 m) med en haug av utsprengt materiale ved siden. Fra det utsprengte materialet synes malmtypen å være den samme som i den først nevnte stollen, med kobberkis og blyglans som opptrer flekkvis i en kvartsittisk svovelkisimpregnerert og kalkspatholdig grunnmasse.

Ved Nonstinden (Appfjellet), UTM 411 821, opptrer en flere hundre meter lang og 10 m bred rustsone i gneisen (9). Rusten skyldes her svovelkisimpregnasjon. Litt vest for denne lokaliteten og flere steder ellers innen Appfjellenheten opptrer det kvartsganger med svovelkis og arsenkis som viser forhøyet gullinnhold. Disse gangene følger en øst-vestlig sprekkeretning.

I to veiskjæringer ved Storstvatnet (UTM 425 715 og 428 720) står det en rusten, mørk glimmergneis (9) med kraftig magnetkisimpregnasjon. Det er ikke påvist andre økonomiske mineraler i denne sonen.

### **Magnetitt og kromitt**

Magnetittkvartsitt (30) synes å opptre som linser i et bestemt nivå i Liminggruppens kalkførende fyllitt (32) innen Hattfjeldalsdekket. Mens magnetittkvartsitten er kjent flere steder lenger syd, er en blotning ved Unkerelvas utløp i Vefsna (UTM 548 670) den eneste kjente lokalitet på Hattfjeldalsbladet. Kvartsitten inneholder varierende mengder magnetitt, helt opp i over 50% midt i båndene. Den er kjent som et magnetisk anomalidrag sydover i Susendalen, hvor den er beskrevet av Strand (1953).

De mange serpentinitene i Hattfjeldal har ofte en desimetertykk sone med magnetitt og tildels noe kromitt. Sonen er normalt ikke så tykk eller rik at den er økonomisk interessant. Slike magnetitt-kromittbånd finnes både på Hatten (UTM 635 757) og Røddiken (UTM 620 840), foruten i noen av de mindre serpentinitene i den østlige delen av kartbladet.

### **Skammineralisering**

Øst for Lomtjørna (UTM 505 738) opptrer det skamberg-

arter innenfor metagabbroen (21). Her forekommer scheelitt, men bare som noen få og meget spredte korn.

## **Bygningsstein, mineralske råstoffer og pukk**

En båndet rød-grønn marmor i Unkerelvformasjonen (43) er undersøkt med tanke på produksjon til bygningsstein på slutten av 80-tallet. Sonen er kjent i 5-6 km lengde. En blokk er tatt ut i en veiskjæring under Gaulfjellet (UTM 551 681). Markedsundersøkelser utført av Prospektering A/S har vist at det kan være en viss interesse for denne steintypen, men da det ikke ble ansett mulig å få god nok pris til en regningsvarende drift er videre produksjon lagt på is.

Flere kalker og dolomitter har vært undersøkt, bl.a. av NGU i samarbeide med Nordland Fylke, med tanke på utnyttelse som mineralsk råstoff. Ingen av de undersøkte bergartene i Hattfjeldal har vist seg å være rene nok for en slik utnyttelse.

Serpentinitene har vært undersøkt med tanke på eventuelle industrimineraler. Det er alminnelig kjent at magnesitt opptrer i serpentinitter. Undersøkelser i Hattfjeldal har vist at det som ofte var antatt å være magnesitt, i stor grad er andre karbonatmineraler. Disse karbonatmineralene opptrer særlig langs sprekker, ofte sammen med talk. Talk kan i enkelte tilfeller opptre i større mengder i serpentinitene innen kartblad Krutfjell, men dette er ikke observert innen kartblad Hattfjeldal. Noe talk opptrer likevel langs sprekker og i kontaktsonen til sidebergartene. Ren antigoritt er sjelden, men finnes enkelte steder langs serpentinitkontaktene. Chrysotil finnes enkelte steder, særlig i de mest forskifrete sonene av serpentinitene og langs grensen mot sidebergartene.

Pukkforekomsten Bjerkeset (dolomitt) ved riksveien mellom Torfors og Hattfjeldal (UTM 477 743) ble drevet med et mobilt pukkverk på 80-tallet. Pukk herfra ble benyttet i bunnlaget da riksveien ble asfaltert.

## **Geofysiske og geokjemiske undersøkelser**

Sommeren 1981 utførte NGU helikopterbårne geofysiske målinger i et område øst for Røssvatnet. Målingene ble utført på oppdrag av A/S Sydvaranger som et ledd i et malmleringsprogram som samme år ble startet i samarbeide med LKAB/Svenska Petroleum AB.

På kartblad Hattfjeldal ble landområdet nord for UTM-koordinat 80 og øst for UTM-koordinat 52 dekket med magnetiske, elektromagnetiske, VLF- og radiometriske målinger i et nord-sydgående profilnett med 200 m profilavstand. Målingene dannet grunnlag for oppfølging på bakken. Innen kartblad Hattfjeldal førte dette ikke til påvisning av malmforekomster.

I 1981-82 ble geokjemiske undersøkelser utført i området sør for Røssvatnet. Det ble tatt bekkesedimentprøver med en tetthet på to prøver pr. km<sup>2</sup>. A/S Sydvaranger utførte disse undersøkelsene i sitt samarbeidsprogram med LKAB/Svenska Petroleum AB. Prøvene ble analysert på 27 elementer med ICP. Statistisk bearbeiding av resultatene ga en rekke anomaliområder. Endel av disse anomaliområdene er fulgt opp med jordprøvetaking eller bekkesedimentprøver i et tettere nett.

Eldre bekkesedimentprøver som Bleikvassli Gruber hadde samlet inn i områdene nord for Krutåga og Vesterbukta, ble samtidig analysert etter et forenklet program (23 elementer). Analyseresultater, statistisk bearbeiding og anomalikart for dette undersøkelsesprogrammet finnes hos Prospektering A/S.

## ETTERORD

Arbeidet har vært en del av "Nordlandprosjektet" ved Universitetet i Oslo, og forfatterne vil spesielt takke Professor Ivar B. Ramberg for å ha gjort arbeidet mulig, og for inspirasjon og faglig støtte. Kåre R.V. Feet, Mai Britt E. Mørk og Einar Sverdrup stilte sine hovedoppgaver til disposisjon og takkes dessuten for nyttige diskusjoner. Magne Gustavson og Svein Gjelle (NGU) fortjener takk for mange forbedringer ved deres kritiske gjennomgåelse av både tekst og kart, og David Roberts (NGU) for språklig korektur av den engelske teksten. NTNf, NGU og Prospektering A/S bidro med økonomisk støtte til prosjektet. Ivar og Birgitt Ørjedal (Hattfjelldal) takkes for husly under feltarbeidet, og Grete K. Ågotnes for tålmodig assistanse under deler av kartleggingsarbeidet.

## ENGLISH SUMMARY

Geological mapping within the area of the geological map sheet 'Hattfjelldal' is mainly a result of thesis work related to the 'Nordland project' (part of IGCP project no. 27 - Caledonide Orogen) under Prof. I.B. Ramberg, University of Oslo, 1976-1985. Mapping was completed for Norges geologiske undersøkelse in 1986.

The Hattfjelldal area lies within a nappe pile which was thrust from the west during the Caledonian Orogeny in Silurian time. A distinct, N-S trending thrust zone divides the area into an upper, medium-grade metamorphic complex (the Helgeland Nappe Complex) to the west and a lower, mainly low-grade metamorphic nappe complex (the Köli part of the Sveve-Köli Nappe Complex) to the east (Figs. 1 & 3).

The first is mainly made up of gneisses and subordinate marbles (the Geittinden and Appfjellet Units) and an intrusive complex (quartz diorite, metagabbro), the Skinnfjellet Unit. These are responsible for the high relief of the western mountain chain. The Köli rocks are mostly phyllitic lithologies and carbonate rocks and form the eastern mountain areas with a moderate to low topographic relief. Karst features are common within the carbonate lithologies of both complexes (Fig. 2).

### Stratigraphy and lithology

#### Lower Köli

The Lower Köli rocks of the area belong to the Joesjö Nappe and appear in the centre of an antiformal (Krutådal Antiform) which is the continuation of a dome structure

(Joesjö Dome) to the east. They belong stratigraphically to the Tjopasi Group (Zachrisson 1964; Stephens 1985a). Rock types are mainly mafic to felsic meta-volcanites and phyllites. Elongate serpentinite bodies occur scattered within most of the sequence (Fig. 4). They include both serpentinitized peridotites (10-50% olivine) and low-olivine types (0-10% olivine). Primary magmatic layering defined by an enrichment of chromite and magnetite occurs locally. A serpentinite pseudo-conglomerate (Fig. 5) occurs within the largest of the serpentinite bodies (Røddiken). The age of the Tjopasi Group is thought to be Early Ordovician from fossil evidence (Holmquist 1980) and U-Pb zircon age determination of meta-volcanites (Claesson et al. 1983) on the Swedish side of the border. The volcanites are considered to have formed in an island-arc environment (Stephens & Gee 1985).

#### Middle Köli

The Middle Köli rocks belong to the Stikke Nappe which here also appears within an antiformal structure (Skardmodalen Antiform) that forms part of a major dome. The main rock types occurring within the present area are phyllites, calcareous phyllites, greenschists, intermediate volcanites and dyke rocks. Their stratigraphic affiliation is not known with certainty, though the beds are probably continuous with a metasedimentary sequence described further east (Blåsjø phyllite, Lasterfjället greenschist and Stekenjokk volcanites; Stephens 1982). This sequence is of Ordovician age (Claesson et al. 1988, Kullerud et al. 1988). Stephens & Gee (1985) suggest an island arc with transition to later rifted-arc environment on the basis of the chemical composition of the volcanic rocks.

#### Upper Köli

Rocks of the Krutfjellet Nappe. In contrast to the other Köli Nappes, the Krutfjellet Nappe consists of medium-grade metamorphic rocks. It comprises of several mega-lenses of which the Krutfjellet mega-lens is partly situated within the area of the present map sheet. It includes a series of banded gneisses, amphibolites (locally agglomeratic?) and subordinate quartzitic and mica gneisses surrounding a gabbro intrusion. The gabbro has an augite-norite to olivine-gabbro, subalkaline composition with tholeiitic affinity (Mørk 1979, 1985). Facies associations and locally preserved sedimentary structures (Fig. 6) within the gneisses, as well as the chemical composition of the intrusive rocks of the Krutfjellet Nappe, suggest a fore-arc tectonic setting (Stephens & Gee 1985). Radiometric age determinations of intrusive rocks from the adjacent Norra Storfjället mega-lens indicate Mid to Late Ordovician age (Gee & Wilson 1974; Kullerud et al. 1988; Senior & Andriessen 1990), and thus a Mid Ordovician minimum age for the supracrustals.

At the tectonostratigraphic level of the Krutfjellet Nappe, medium-grade mica schists and gneisses (Durmålsfjellet Unit) appear locally. Their structural relations to the Krutfjellet Nappe are uncertain. The transition to the phyllites of the overlying Jofjellet Nappe seems to be gradual, and it may be suggested that this unit forms a higher metamorphic level within the Jofjellet Nappe.

Røssvatnet Group ('Hattfjelldal limestone', Strand 1955).

The weakly metamorphic, calcareous and dolomitic, up to 2000 m thick Røssvatnet Group occurs only within the uppermost of the Kõli Nappes, the Hattfjelldal Nappe. It is divided into an eastern dolomitic facies (Unkerelva Formation) and a western calcitic facies (Susna Formation). The first is interpreted as representing a shallow-marine platform, while the latter is thought to comprise resedimented limestones (limestone turbidites) derived from the platform (Fig. 8). Local intraclast limestones and carbonate conglomerates are developed within the uppermost levels of the group and form the transition to the overlying Limingen Group. Though the age of the rocks cannot be determined with certainty, Dallmann (1987a) suggested Lower Silurian because of the synorogenic character of the sedimentary development and a proposed lithostratigraphic correlation. The limestones are increasingly mylonitized towards the overlying thrust zone of the Helgeland Nappe Complex (Fig. 9).

Limingen Group. This group, defined by Strand (1963), occurs in several Kõli Nappes; the Gjersvik, Jofjellet, Hattfjelldal and Akfjellet Nappes. It overlies the Røssvatnet Group with a low-angle unconformity in the Hattfjelldal Nappe, while it constitutes the entire Jofjellet Nappe within the present map area. The upper boundary is not exposed. The thick basal carbonate conglomerate (Figs. 10 & 11) that defines its base in part of the Gjersvik Nappe is probably derived from the Røssvatnet Group (Dallmann 1987a). [The latter was completely eroded in the Gjersvik Nappe when the conglomerate formed.] In the Hattfjelldal Nappe, however, the conglomerate is only locally developed. Sedimentary structures above and below the unconformity indicate synsedimentary tectonics, soft-sediment deformation and only locally an interruption of sedimentation.

The conglomerates and the overlying phyllitic (and subordinate quartzitic) sequence form the Finnbursvika Formation (Lutro 1979). The phyllites locally contain greenschist beds (as they do in the type area), quartz keratophyres and serpentinite lenses, though these intercalations are restricted to the Hatten area. The greenschists of the overlying Båttjørna Formation (Dallmann 1987a, c) occur only locally, though they increase in thickness and form a continuous formation south of the present map sheet.

The uppermost unit, the Litfjelltang Formation (Lutro 1979) consists mainly of carbonate-bearing phyllites and quartz phyllites, partly with widespread dolomite pebbles, and locally interbedded with conglomerates (Fig. 12). The sediments are reminiscent of mass-flow sediments (turbidites, olistostromes, pebbly mudstones). The formation is rich in chlorite and detrital tourmaline. Intercalated conglomerates contain abundant quartz diorite boulders. Dallmann (1987a) suggested that the unit represents a flysch facies of syn-tectonic origin related to the initial Scandian thrust movements.

**Rocks of unknown stratigraphic position**

are situated within the basal thrust zone of the Helgeland Nappe Complex (HNC): (1) Mylonitized mica schists and phyllites which possibly correspond to a unit unconformably underlying the Røssvatnet Group, the Sandskardet Formation (Dallmann 1987a), and (2) metagabbros which

are penetrated by a dense pattern of mylonitic zones, along which the rocks are retrograded to greenschists.

**Helgeland Nappe Complex (HNC)**

The western half of the map sheet is occupied by the amphibolite-facies rocks of the HNC. The three major stratigraphic units are possibly separated by earlier tectonic boundaries, though later Scandian tectonism obscures the boundary relationships. The boundary between the Geittinden and Appfjellet Units may represent a primary basement-cover contact (Ramberg & Riis 1979).

Skinnfjellet Unit. This unit is situated at the lowest level within the HNC and represents mainly an intrusive complex, composed of at least two generations of quartz diorite (Fig. 13), metagabbro and subordinate granite. The latter occurs on Røssvassholmen and north-east of the map sheet in the Vamtresk area. Deformed equivalents of these rock types are common (quartz-dioritic gneiss, amphibolite), and the complex is cut by abundant mylonite zones and tectonic shear zones. Carbonate material derived from the underlying Hattfjelldal Nappe is intruded into many of the shear zones and forms the matrix between boudined fragments of intrusive and mylonitic rocks. The only radiometric age determination (Rb-Sr whole rock) is from the granite and yields an age of 450±31 m.y. (Feet 1987).

Geittinden Unit. The metasediments of the Geittinden Unit tectonically overlie the Appfjellet Unit in the north, close to the basal thrust of the HNC. This is thought to be due to overfolding. The Geittinden Unit underlies the Appfjellet Unit west of Vesterbukta. Lithologies are banded gneisses, mica gneisses and quartzites. In contrast to the Appfjellet Unit, no carbonate rocks occur and most lithologies are intruded by abundant quartz-feldspar pegmatites.

Appfjellet Unit. This second metasedimentary unit occurs in a large, northward attenuating synclinorium bordered by the Geittinden and Skinnfjellet Units. It consists of interfingering sequences of marbles and mica gneisses. Marbles are mainly calcitic, though dolomites occur locally. Karst features are abundant within the marble outcrops, and subsurface drainage occurs at Gryteselva. In western areas of the map sheet, calc-silicate minerals (mostly tremolite) are abundant (Fig. 14). Amphibolites and amphibolitic gneisses form the uppermost lithology within the core of the synclinorium.

**Deformation and tectonometamorphic development**

The area of map sheet 'Hattfjelldal' includes a variety of east to southeast vergent thrust nappes emplaced upon each other during the Mid Silurian to Early Devonian 'Scandian' orogenic event. The individual nappes represent crustal fragments or cover sediments of the two colliding continents, Laurentia and Baltoscandia, and the oceanic terranes of the Iapetus Ocean. Some of the involved units have also participated in earlier orogenic events. The Hattfjelldal area is thus composed of units with varying tectonometamorphic histories, different mechanical properties and partly irregular geometries, leading to a complex and inhomogeneous map image. Table 1 presents a correlation of deformation phases.

## Description of structures

An overview of the main structural elements is given in Fig. 15, while Fig. 19 shows structural elements of the individual subareas in stereographic projection.

**Subarea I: Lauuskardet - Vesterbukta.** The subarea covers the outcrop of the Geittinden Unit which is polyphase-folded and generally has a northwest vergence (- except for the eastern part which is reoriented by Scandian thrusting). This suggests that earlier orogenic structures are preserved here.

**Subarea II: Vesterbukta - Vefsndalen.** This subarea consists of the Appfjellet and upper parts of the Skinnfjell Unit. It forms a major ESE vergent synclinorium which in the east is increasingly refolded, probably as a result of the emplacement of the HNC (Fig. 16). Also here, structures related to Scandian thrusting seem to overprint older structures. Further, the contact between the Appfjellet and Geittinden Units has a tectonic character, though it may represent a primary basement-cover contact. This contact is, to the east, increasingly rotated into the Scandian vergence direction.

**Subarea III: Thrust front of the Helgeland Nappe Complex.** This is a 3 to 5 km broad imbricate zone comprising most of the Skinnfjell Unit and the uppermost part of the Hattfjelldal Nappe. Vergences are to the ESE. Imbrication and folding are related to the Scandian event of nappe emplacement. Possible earlier structures have been wiped out or are indistinguishable. Mylonitization of silicate rocks and mobilization of carbonate rocks which tectonically intruded many of the imbricate shear zones are common processes observed throughout this subarea (Fig. 17).

**Subarea IV: Susendalen - Hattfjelldal.** This area covers the tightly to isoclinally folded upper parts of the Köli sequence, situated close to the HNC thrust front. The interference pattern of the fabric-forming folding events and movements along the Hattfjelldal and HNC thrusts, respectively, suggests the relative sequence of events shown in Table 1. Later transverse and normal folds refold the entire area (Fig. 18).

**Subarea V: Krutfjellet.** The Krutfjellet Nappe is a lens-shaped body of higher-grade metamorphic rocks with a pre-Scandian internal structure characterized by metamorphic banding, isoclinal folding, rotation of elements and contact metamorphism due to the intrusion of the Krutfjellet Gabbro Complex (Mørk 1979, 1985). The subsequent Scandian event of nappe emplacement caused minor refolding, anastomosing planar structures along the margins of the lens and probably the lens shape itself. Fig. 20 shows a structural analysis of a representative part of the subarea.

**Subarea VI: Unkerdalen - Krutådalen.** This easternmost subarea consists of several E-W elongate dome structures exposing middle and lower Köli levels in the cores. Some of the dome flanks are overturned to the south, while others are open structures. They post-date the emplacement of all nappes.

## Early Caledonian and older deformation

The Appfjellet and Geittinden Units of the HNC both have

preserved older structural vergences and trends, probably of Precambrian age, that differ from the Scandian directions. Scandian structures overprint the earlier structures and transpose them in the vicinity of the HNC basal thrust zone. The question of a tectonic versus a basement-cover contact between the two units or a combination of both cannot yet be answered. The intrusive rocks of the Skinnfjell Unit have intruded prior to the Scandian event and probably did not participate in any earlier orogenic event, if Feet's (1987) age determination is representative. It is believed that the strata of the Hattfjelldal and Jofjellet Nappes did not exist during the time of the earlier orogenic events. The Krutfjellet Nappe has obviously a complex Ordovician and possibly older deformation history. The structures of the Middle and Lower Köli Nappes do not indicate an older deformation, although Early Ordovician ages have been reported for the Tjopasi Group (Holmquist 1980; Claesson et al. 1983); it is thus likely that they have been involved in Early Caledonian tectonism, as suggested by the model of Stephens & Gee (1985).

## Scandian deformation

During the Early Silurian, Laurentia and Baltoscandia were getting closer to each other, which led to a collision event with obduction of Laurentia onto Baltoscandia in the Mid and Late Silurian. Numerous thrust nappes started to move towards the ESE. The youngest sediments of the Hattfjelldal area, the flysch-like Limingen Group, are thought to have been deposited at this time (Foslie 1926; Strand 1955; Dallmann 1987a). Subsequent crustal thickening by emplacement of thrust nappes resulted in metamorphism (retrograde for previously metamorphosed units). Isostatic adjustments might have been responsible for the complex interaction of updoming and fold tectonics in eastern areas.

**Thrusting.** The basal thrust zone of the HNC shows a distinct development with decreasing temperatures from ultramylonites to protomylonites, the latter combined with mobilization of carbonate from the Köli rocks which at later stages of thrusting became situated below the HNC. Sverdrup (1985) observed local backthrusting in a northern area, which is thought to be caused by the presence of the competent Krutfjellet Lens as an obstacle for eastward thrusting. Little is known about the sequence of thrusting of the individual Köli Nappes, though there is evidence that movement along the Hattfjelldal Thrust (Fig. 21) ceased while the HNC was still moving eastward (Dallmann 1986).

**Metamorphism.** A complex metamorphic history is known from the Krutfjellet Nappe, which suffered an Ordovician regional metamorphism (c. 500-550°C), and a subsequent contact metamorphism (c. 750°C) due to the gabbro intrusion (Mørk 1979, 1985). This was followed by uplift and later subsidence in combination with retrograde metamorphism due to Scandian crustal thickening. The HNC, in contrast, shows a rather continuous uplift and retrogradation from (Precambrian ?) high-grade metamorphic (650-720°C/6,3-8,4 Kb) to the late Scandian low-grade metamorphic conditions (Feet 1987). The HNC is thus considered to represent deep crustal rocks that only suffered uplift through the Caledonian

orogeny. The remaining Köli Nappes show evidence of only one low-grade metamorphic Scandian event, with a slight southward increasing gradient within the Upper Köli Nappes due to uplift of the Børgefjellet Window.

Dome structures. The two dome structures (Skalmodalen Dome, Joesjö Dome) touching the eastern part of the map form part of a major zone of basement-involved domes to the east of the HNC front (the Riksgränsen Anticline; Zachrisson 1969). Gabrielsen et al. (1981) interpret their origin as due to basement buoyancy, an isostatic response to crustal thickening due to nappe thrusting.

### **Economic geology**

While the Hattfjelldal area as a whole is rich in ore mineralizations, only a few non-economic deposits have been discovered in the area covered by the present map sheet. Those found are mainly impregnations of iron, lead, zinc and copper sulphides in Köli quartz keratophyres and dolomite marbles, serpentinites (Hatten area), metagabbro (Krutfjellet), and gneisses of the Geittinden and Appfjellet Units. Nickel minerals (pentlandite) occur in the Krutfjellet gabbro. Quartz veins within the Appfjellet Unit contain arsenopyrite and have an anomalously high content of gold, while chromite is found in the serpentinites of the Hatten area. The latter also contain minor amounts of talc, antigorite and chrysotile.

In addition to these ore and mineral resources, there are several glacialfluvial and fluvial deposits of sand and gravel (more than c. 5 mill. m<sup>3</sup>).

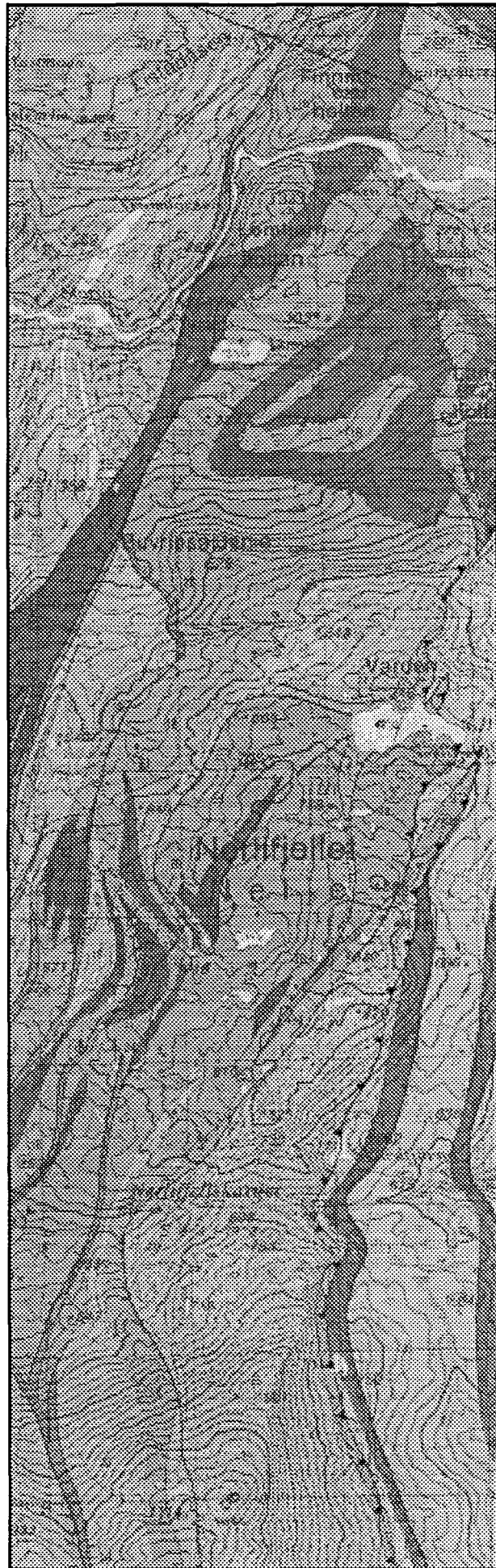
Almost the entire map area has been covered by geochemical exploration (stream sediment and, locally, soil samples). A helicopter-borne geophysical exploration programme has been carried out over the northeastern part of the map.



## REFERANSER

- Bjørlykke, A. & Olaussen, S. 1981: Silurian sediments, volcanics and mineral deposits in the Sagelvatnet area, Troms, North Norway. *Norges geologiske undersøkelse* 365, 1-38.
- Claesson, S., Klingspor, I. & Stephens, M.B. 1983: U-Pb and Rb-Sr isotopic data on an Ordovician volcanic-subvolcanic complex from the Tjopasi Group, Köli Nappes, Swedish Caledonides. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 105, 9-15.
- Claesson, S., Stephens, M.B. & Klingspor, I. 1988: U-Pb zircon dating of felsic intrusives, Middle Köli Nappes, entral Scandinavian Caledonides. *Norsk geologisk Tidsskrift* 68, 89-97.
- Corneliussen, O.A. 1891: Bidrag til kundskaben om Nordlands amts geologi. Sidene 149-189 i Reusch, H. (utg.): Det nordlige Norges geologi. *Norges geologiske undersøkelse* 4.
- Cribb, S.J. 1981: Rb-Sr geochronological evidence suggesting a reinterpretation of part of the North-Norwegian Caledonides. *Norsk geologisk Tidsskrift* 61, 97-110.
- Dallmann, W.K. 1986: Polyphase deformation in the Hattfjelldal Nappe, internal zone of the Scandinavian Caledonides, North-Central Norway. *Norsk geologisk Tidsskrift* 66, 163-182.
- Dallmann, W.K. 1987a: Sedimentary environment and synsedimentary tectonics in the Hattfjelldal Nappe, North-Central Norway. *Norges geologiske undersøkelse Bulletin* 410, 25-54.
- Dallmann, W.K. 1987b: Tectonostratigraphy and structure of the Kjukkelan area, Børgefjellet, north-central Norway. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 109, 211-220.
- Dallmann, W.K. 1987c: Structural, stratigraphical and sedimentological investigations in the Caledonian Upper Köli Nappes of the Hattfjelldal area, Nordland, Norway. *Upublisert Dr. scient. oppgave, Universitetet i Oslo*. 1-181.
- Dallmann, W.K. & Ågotnes, G.K. 1986: Hattfjelldal. Feltrapport sommer 1986. Intern rapport, *Norges geologiske undersøkelse*.
- Dallmeyer, R.D. & Gee, D.G. 1986:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  mineral dates from retrogressed eclogites within the Baltoscandian miogeocline: Implications for a polyphase Caledonian evolution. *Geological Society of America Bulletin* 97, 26-34.
- Feet, K.R.V. 1987: Tektonometamorfe og radiometriske studier av skyvefronten til Helgeland dekkekompleks ved Røssvatn, Nordland. *Upublisert cand. scient. oppgave, Universitetet i Oslo*. 1-290.
- Foslie, S. 1926: Norges svovelkisforekomster. *Norges geologiske undersøkelse* 127, 1-122.
- Færden, J. 1953: Sink-bly forekomster ved Mikkelfjord, Hattfjelldal i Nordland. *Norges geologiske undersøkelse* 184, 145-153.
- Gabrielsen, R., Ramberg, I.B., Mørk, M.B.E. & Tveiten, B. 1981: Regional, geological, tectonic and geophysical features of Nordland, Norway. *Earth Evolution Sciences* 1, 14-26.
- Gee, D.G. & Wilson, M.R. 1974: The age of orogenic deformation in the Swedish Caledonides. *American Journal of Science* 274, 1-9.
- Graversen, O., Marker, M. & Søvvegjarto, U. 1981: Precambrian and Caledonian nappe tectonics in the Central Scandinavian Caledonides, Nordland, Norway. *Terra Cognita* 1, 47 (abstract).
- Gustavson, M. 1981: Geologisk kart over Norge, berggrunnskart Mosjøen - 1:250.000. *Norges geologiske undersøkelse*.
- Gustavson, M. 1988: Mosjøen. Beskrivelse til berggrunnsgeologisk kart Mosjøen - 1:250.000. *Norges geologiske undersøkelse Skrifter* 87, 1-42.
- Holmquist, A. 1980: Ordovician gastropods from Vardofjället, Swedish Lapland, and the dating of Caledonian serpentinite conglomerate. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 102, 493-497.
- Holmsen, G. 1912: Oversigt over Hattfjelddalens geologi. *Norges geologiske undersøkelse* 61, 1-34.
- Häggbom, O. 1980: Polyphase deformation in a discontinuous nappe in the Central Scandinavian Caledonides. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 100, 349-354.
- Kautsky, G. 1953: Ett fossilfynd i Susendalen. *Norges geologiske undersøkelse* 184, 142-144.
- Kullerud, K., Stephens, M.B. & Claesson, S. 1988: Age constraints on exotic arc-basin complexes and tectonic implications, central Scandinavian Caledonides. (Extended abstract) *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 110, 402-403.
- Lutro, O. 1979: The Geology of the Gjersvik area, Nord-Trøndelag. *Norges geologiske undersøkelse* 354, 53-100.
- Mørk, M.B.E. 1979: Metamorfe utvikling og gabbro-intrusjon på Krutfjell, Nordland. *Upublisert cand. real. oppgave, Universitetet i Oslo*. 1-307.
- Mørk, M.B.E. 1985: Geology and metamorphism of the Krutfjellet mega-lens, Nordland. Sidene 903-915 i Gee, D.G. & Sturt, B.A. (utg.): *The Caledonide orogen - Scandinavia and related areas*. John Wiley & Sons, Chichester.
- Oxaal, J. 1911: Indre Helgeland. *Norges geologiske undersøkelse* 59.
- Ramberg, I.B. & Riis, F. 1979: Et snitt gjennom Nordlands øvre dekkekompleks sør for Ranafjorden. *Abstract. Geolognytt* 12, 17.
- Ramberg, I.B. & Stephens, M.B. 1981: The Central Scandinavian Caledonides - Storuman to Mo i Rana (excursion guide). *Uppsala Caledonide Symposium 1981, excursion no. A3*.
- Rekstad, J. 1924: Hattfjelldalen. Beskrivelse til det geologiske generalkart. *Norges geologiske undersøkelse* 124, 1-35.
- Reymer, A.P.S. 1979: Investigations into the metamorphic nappes of the Central Scandinavian Caledonides on the basis of Rb-Sr and K-Ar age determinations. *Upublisert Ph.D. oppgave, Universitetet i Leiden*. 1-123.
- Roberts, D. & Tucker, R.D. 1991: U-Pb zircon age of the Møklvatnet granodiorite, Gjersvik Nappe, Central Norwegian Caledonides. *Norges geologiske undersøkelse Bulletin* 421, 33-38.
- Råheim, A., Gale, G.H. & Roberts, D. 1979: Rb/Sr ages of basement gneisses and supracrustal rocks of the Grong area, Nord-Trøndelag. *Norges geologiske undersøkelse* 354, 131-142.
- Sandwall, J. 1981a: Caledonian geology of the Jofjället area, Västerbotten County, Sweden. *Sveriges geologiska*

- Undersökning C778 årbok 74, nr. 6, 1-105.
- Sandwall, J. 1981b: Greenstones related to rifting and ocean basin opening in the Jofjället area, central Swedish Caledonides. *Geologiska Föreningens i Stockholm Forhandlingar* 103, 421-428.
- Smith-Meyer, S. 1987: Regional- og strukturgeologisk undersøkelse i Tustervatn-området, Nordland. *Upublisert cand. scient. oppgave, Universitetet i Oslo*.
- Stephens, M.B. 1977: Stratigraphy and relationship between folding, metamorphism and thrusting in the Täma-Björkvatnet area, Northern Swedish Caledonides. *Sveriges geologiska Undersökning C 726, årbok 71, no. 1*, 1-146.
- Stephens, M.B. 1980: Occurrence, nature and tectonic significance of volcanic high-level intrusive rocks within the Swedish Caledonides. Sidene 289-298 i Wones, D.R. (utg.): *The Caledonides in the USA. Virginia Polytechnical Institute and State University/Department of Geological Science Memoir 2*.
- Stephens, M.B. 1982: Field relationships, geochemistry and petrogenesis of the Stekenjokk volcanites, central Swedish Caledonides. *Sveriges geologiska Undersökning C 786*, 1-111.
- Stephens, M.B. & Gee, D.G. 1985: The tectonic evolution of the Caledonides in Central Scandinavia. S. 953-978 i Gee, D.G. & Sturt, B.A. (utg.): *The Caledonide orogen - Scandinavia and related areas*. John Wiley & Sons, Chichester.
- Stephens, M.B., Gustavson, M., Ramberg, I.B. & Zachrisson, E. 1985: The Caledonides of Central-North Scandinavia - a tectonostratigraphic overview. Sidene 135-162 i Gee, D.G. & Sturt, B.A. (utg.): *The Caledonide orogen - Scandinavia and related areas*. John Wiley & Sons, Chichester.
- Strand, T. 1953: Geologiske undersøkelser i den sørøstlige del av Helgeland. *Norges geologiske undersøkelse 184*, 124-141.
- Strand, T. 1955: Sydøstlige Helgelands geologi. *Norges geologiske undersøkelse 191*, 56-70.
- Strand, T. 1963: Noen stratigrafiske aldersspørsmål i Grongfeltet og i den sydøstlige del av Helgeland. *Norges geologiske undersøkelse 223*, 294-297.
- Stølen, L.K. 1985: Et geologisk studium av solitære ultramafiske bergarter og omkringliggende metavulkanitter og metasedimenter tilhørende Köli-dekkene i Krutådalsområdet, Hattfjelldal, Nordland. *Upublisert cand. scient. oppgave, Universitetet i Oslo*, 1-283.
- Sverdrup, E. 1985: Et strukturgeologisk studium av Helgelandsdekkets skyvefront der den ligger over Seve-Köli dekkekompleks i sydlige deler av de sentrale, nordskandinaviske Kaledonider. *Upublisert cand. scient. oppgave, Universitetet i Oslo*, 1-229.
- Theisen, F. & Dallmann, W.K. 1984: Kartlegging i Favnvatn-området, Hattfjelldal, Nordland. Intern rapport, *A/S Prospektering, Stabekk*.
- Zachrisson, E. 1964: The Remdalen Syncline - stratigraphy and tectonics. *Sveriges geologiska Undersökning C 596*, 1-33.
- Zachrisson, E. 1969: Caledonian geology of northern Jämtland - southern Västerbotten. Köli stratigraphy and main tectonic units. *Sveriges geologiska Undersökning C 644*, 1-33.



## EKSKURSJONSFØRER

Hattfjelldalsområdet er et godt egnet geologisk ekskursjonsområde, fordi mange ulike dekkeenheter og stratigrafiske enheter kommer sammen her. Veinettet er forholdsvis tett, og et stort utvalg av lokaliteter kan besøkes i løpet av kort tid. Ekskursjonsføreren er delt inn i fem ruter (A-E), hver med utgangspunkt i Hattfjelldal sentrum (Fig. 22).

### Rute A: Krutådalen - Krutfjell (Undre Kõli og Krutfjelldekket).

Riksvei 73 mot NØ til kartbladranden (bro over Vågvasseelva), så tilbake og nordover langs Røssvatnet i retning Varmtresk. Dagstur til fots på Krutfjellet (12 km tur/retur).

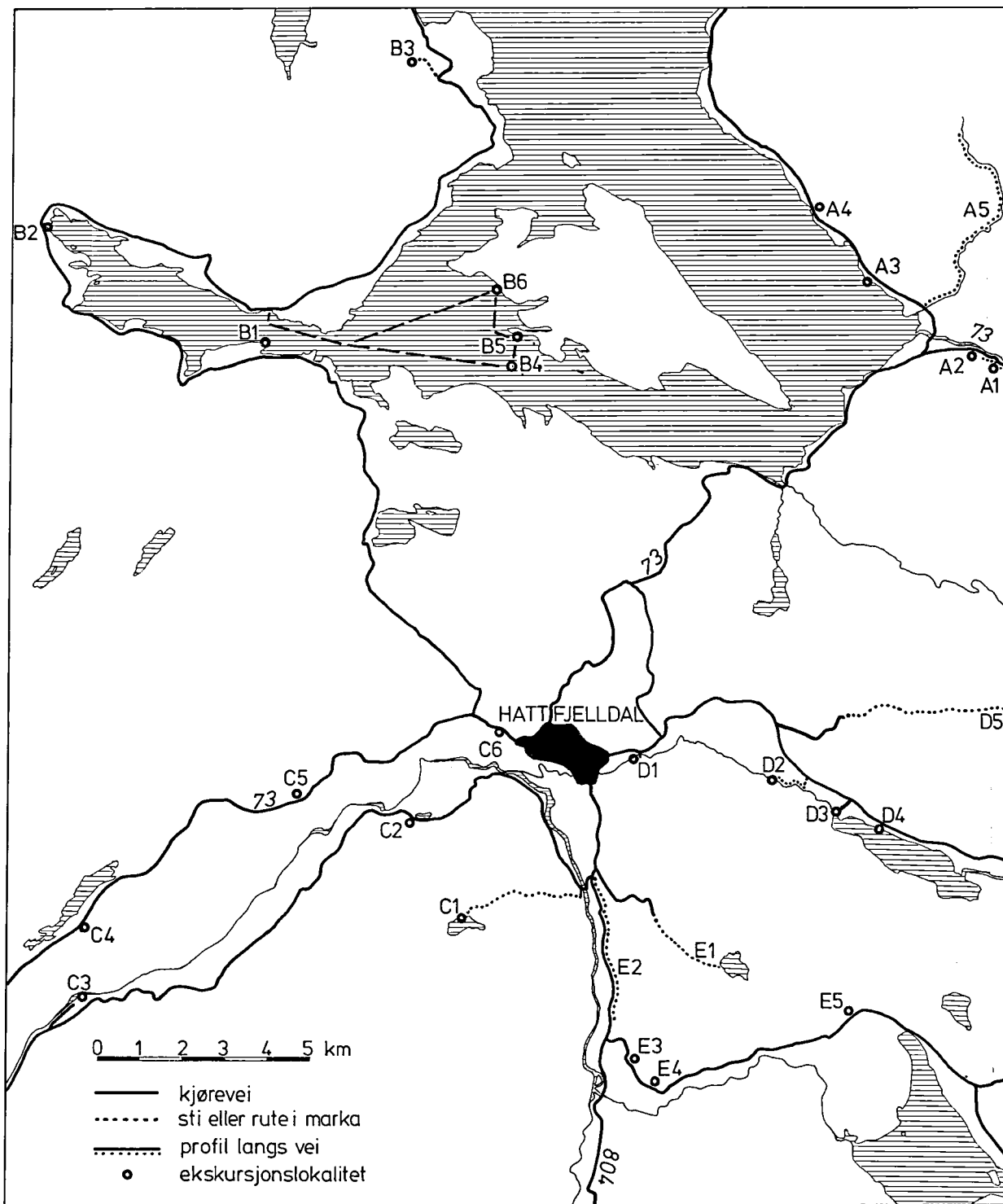


Fig. 22:  
Ekskursjonsruter og lokaliteter.  
Excursion routes and localities.

**Lokalitet A 1 (UTM 643 841 - 636 843) - langs riksvei 73 fra bro over Vågvassselva og mot Røddiken, profil i Undre Kõli.**

Denne veistrekingen (beskrivelse fra øst mot vest) gir et bra blottet snitt gjennom en rekke av Undre Kõli bergartene i området. Profiliet begynner i grafittfyllitt (83) ved broen. Fyllitten har en skarp grense til overliggende grønnskifer (84). Noen titalls meter syd for veien finner man en serpentinitlinse (80) i grønnskiferen. Deretter følger kvartsfyllitt (81) med underordnede lag av grafittfyllitt og grønnskifer. En mindre skjærsoner gjennomsetter kvartsfyllitten, og man ser hvordan bergarten gradvis blir mer deformert inn mot skjærsonen. Litt lengre vest i en grafittfyllitthorisont har man en godt utviklet kruskløv tilknyttet F3k-folder som deformerer hovedfoliasjonen i bergarten. Man kan også se kraftig isoklinalt foldete kvartsårer i kvartsfyllitten like ved.

**Lokalitet A 2 (UTM 635 844) - Røddiken, Undre Kõli serpentinit (80; Fig. 4).**

Røddikserpentiniten er en av de største serpentinitlinser i Hattfjeldalstraktene (ca. 6 km<sup>2</sup>). Serpentiniten er sterkt foliert i ytterkanten, mens enkelte deler av kjernen har unngått mye av deformasjonen. Her kan man finne rester av en primærmagmatisk bånding (UTM 623 834) med kromitt- og magnetittrike lag. I sydenden av massivet finner man uregelmessige lag av et serpentinit-pseudokonglomerat (UTM 616 829; Fig. 5) med serpentinitboller i en matriks av serpentin og karbonatmineraler.

**Lokalitet A 3 (UTM 612 861) - langs stranden N for gården Seljerema ved veien mot Varntresk, 2,5 km N for avkjøringen fra riksvei 73, Krutfjelldekets hornblendeglimmergneis (70).**

Denne båndgneisen er den mest utbredte bergarten i Krutfjelldekket. Den er båndet i cm-skala. De mørke båndene er rike på hornblende som opptrer bl.a. som opp til 1 cm lange nåler. Nålene har en foretrukket orientering parallelt med den regionale foldeaksen. Det varierende kalkspatinnholdet i båndene gjør at gneisen forvitrer med et typisk stripemønster.

Nordvestover langs veien er de fleste bergartene som forekommer i Krutfjelldekket blottet.

**Lokalitet A 4 (UTM 595 881) - veiskjæring ved Varntreskveien og strandblotninger, 6 km N for avkjøringen i veisvingen N for Sagbukta, primærstrukturer i Krutfjelldekket (Fig. 6).**

Blotningen ligger i overgangsområdet mellom hornblendeglimmergneis (70) og kvartsittisk gneis ((63). Det forekommer sedimentær kryssjiktning og spredte konglomeratboller av kvarts i stedvis tydelig graderte horisonter. Gradert, rytmisk lagning kan også sees i strandsonen nedenfor veien når det er lite vann i Røssvatnet. Strukturene minner om dem en finner i suspensjonsavsetninger (turbiditter).

**Lokalitet A 5 (UTM 623 855 - 640 893) - profil gjennom Krutfjellinsen langs Litlelva; dagstur.**

Denne turen går gjennom de fleste av Krutfjelldekets bergarter. Ved broen over elva er man i den granatførende overgangsbergarten mellom kvarts-glimmergneis (63) og glimmergneis (67). Så går man hovedsaklig i den båndete, karbonatførende hornblende-glimmergneisen (70). Ved 430 moh. krysser man et drag av kvartsglimmergneis (63), som her har grafittrike lag.

Fra 480 moh. og oppover krysser elva flere ganger flankene av en fold i et amfibolittisk gneislag (69). Mellom 560 og 600 moh., hvor elva deler seg og danner en øy mellom to stryk, opptrer en konglomeratisk variant av amfibolitten (68) med opp til meterstore konglomeratboller.

Over 650 moh. er det rikelig med bart fjell og en kan studere de strukturelle forholdene, spesielt overpregningen av de to senere foldefasene. Ved 900 moh., nær kontakten til gabbromassivet (60), er gneisen i økende grad gjennomsluttet av intrafolialt foldete leukosomer.

**Rute B: Vesterbukta - Ørfjellet - Røssvassholmen (Helgelandsdekket-kompleks I).**

Like V for Hattfjeldal sentrum tar veien av nordover til Bleikvassli. En følger veien rundt Vesterbukta til den nordlige kanten av kartbladet og så tilbake til gården Vesterbukta, hvor motorbåt til Røssvassholmen kan leies.

**Lokalitet B 1 (UTM 469 847 - 460 849) - Karneset, strandprofil i Appfjellheten. Kan ikke sees ved høy vannstand.**

Langs stranden syd for Karneset finnes det steiltstående karbonatbergarter med sterkt deformerte tremolittbånd (7; Fig. 14). Ved selve neset kommer det inn lag av glimmergneis (8, 9), og den vekslende sekvensen kuttes av pegmatoide ganger. Disse forholdene fortsetter videre vestover, hvor bergartene er sterkt foldet (F3). Dette er et godt profil for å studere variasjon i foldestil og bølgelengde i forhold til tykkelsen på vekselvis kompetente og inkompetente lag.

**Lokalitet B 2 (UTM 420 881) - elveblotning ved utløpet av Geittindskardelva, Geittind-båndgneisserien (14).**

Dette er en veksling av glimmergneis og hornblendegneis, kuttet av pegmatitter, typisk for Geittindheten. I veisvingen nord for broen er det blottet en tykk kvartsfeltspatpegmatitt. Disse pegmatittene utgjør stedvis en høy andel av gneisene og kan føre til en agmatittisk struktur.

**Lokalitet B 3 (UTM 504 912) - Bjørndalen, bekkeblotninger 120 m over veien, mylonittsoner mellom Kõli og den imbrikerte del av Appfjell-enheten.**

I Bjørndalsbekken (nordlige leie) og i lia ca. 100 m nord for bekken er det fyllonittiserte soner i Appfjellglimmergneisen (9). Kõlibergarter (Littfjelltangformasjonen, 48) trekkes inn i disse helt i øst. Fyllonittsonen fortsetter vestover langs en forkastning. Et detaljert blotningskart finnes hos Sverdrup (1985, side 219).

**Lokalitet B 4 (UTM 528 850) - Stordalsneset, strandprofil ved Helgelandsdekketkompleksets skyvegrense, Røssvassholmen.**

Karbonatførende fyllitter med dolomittboller (Littfjelltangformasjonen, 47) faller moderat inn under de overskjøvne granittene (17). Selve skyveplanet er ikke blottet, men skjærfolding og mylonittisering i fyllitten kan tydelig sees. I fyllitten ligger et hvitt lag av kalkmylonitt. Den er fullstendig rekrystallisert, men båndingen (rene kalk- og grafittrike bånd) og sene skjærbånd indikerer den kraftige deformasjonen bergarten har vært utsatt for.

**Lokalitet B 5 (UTM 527 843) - Småholmen, granittisk øyegneis (17).**

Røssvassholmgranitten er her utviklet som øyegneis med mikroklinøyne. Den er godt foliert (S2) og viser en F3-foldeakse/lineasjon (fall og stupning moderat mot vest). Granitten er gjennomsatt av leukosomer.

**Lokalitet B 6 (UTM 524 862) - Gløslia, strandprofil, mylonittsone.**

Syd for den nedlagte gården Gløslia er en mylonittsone i Skinnfjellenheten blottet. Den begynner i NV med mylonittisert kvartsdioritt (27). Så kommer fyllonitt, som er kalkholdig i sør (48), med et tykt bånd av rekrystallisert, mørk kalkmylonitt (26). De fyllonittiske og karbonatiske bergartene antas å være presset opp fra underliggende Köldekker. I alle mylonitter og fyllonitter i denne sonen er den mylonittiske foliasjonen overpreget av en sen kruskløv. Dessuten er sonen senere blitt foldet og faller mot SØ på denne lokaliteten.

**Rute C: Vefsndalen (Helgelandsdekkekompleks II).**

Riksvei 804 i retning Susendalen; etter 3 km avkjøring til bro over Vefsna. Over broen følges tømmerveien mot NV og så SV til Fiplingdalen. Tilbake til Hattfjelldal langs riksvei 73. Fottur til Nerlifjelltjøna (6 eller 8 km tur/retur).

**Lokalitet C 1 (UTM 515 715) - fottur til Nerlifjelltjøna, mylonitt-sone (27; ca. 1 time hver vei).**

Man følger bekken fra Kolmila (3 km), eller fjellryggen fra Kaukarholten (4 km) opp til Nerlifjelltjøna. På nordbredden, opp mot toppen til Varden, sees det en bred mylonittsone med alle overganger fra finlaminert ultramylonitt med "sheath folds" til protomylonitt. Vestover splittes mylonitten opp i flere soner, og danner etterhvert et system av forgrenete skjærsoner. Alle mylonitter i området har kvartsdiorittisk sammensetning.

**Lokalitet C 2 (UTM 503 739 - 492 740) Lomtjøna, veiprofil i Skinnfjellenheten.**

Ved vestsiden av vannet begynner profilet i deformert gabbro (21), som har delvis en amfibolittisk tekstur. Den fører granat og er gjennomsatt av lyse, kvartsholdige, og mørke, amfibolrike slirer. Et sted forekommer cm-tykke lag av pyritt. Ved enden av vannet finnes det en finkornet, foliert amfibolitt (22) med opp til 10 cm tykke granatbiotittbånd.

Vest for vannet begynner den heterogene båndgneisserien (24) med granatbiotittgneis med isoklinalfoldete leukosomer og amfibolittiske ganger. Denne bergarten kan tolkes som den transponerte kontaktsonen mellom gabbro og gneiser. Vestover går man gjennom en serie bestående av biotittrik glimmergneis, kvartsitt, amfibolitt og kvartsdiorittisk gneis. Pegmatittiske til aplittiske ganger opptrer i store deler av serien. I veisvingen, 1,3 km vest for vannet, er det et 2 m bredt, hvitt marmorlag.

Når man følger tømmerveien sørvestover til lokalitet C 3, får man i veiskjæringene et godt inntrykk av de vekslende bergartene både i Skinnfjell- og Appfjell- enheten.

**Lokalitet C 3 (UTM 424 698) - Holmen, elvejuv i Appfjell-marmor (7).**

Når det ikke er høy vannstand, kan en gå ut på en

sandflate i elva og frem til et juv, hvor elva har gravd seg ned i Appfjellmarmoren.

**Lokalitet C 4 (UTM 425 715) - Storvatnet, veiskjæring, magnetkisgang.**

Like sør for brua over Storvassbekken skjærer veien to ganger gjennom en veldig rusten sone i glimmergneisen (9). Sonen er minst 10 m mektig. Selve magnetkisen er fullstendig oxydert på overflaten og synes ikke uten videre. Sonen er magnetisk og kompasset blir påvirket på 1/2 meters avstand fra bergartsoverflaten.

**Lokalitet C 5 (UTM 477 744) - Bjerkeset, V for Mjølkaria ved riksvei 73, dolomittbrudd.**

Her ble det på 1980-tallet brudd ren, hvit dolomittmarmor (6). Den ble brukt som pukke under asfalteringen av riksveien. Denne bergarten forekommer bare unntaksvis over større arealer i Appfjellenheten. Ved siden av dette draget er det bare blitt observert to tilsvarende, ved Gryteselva og ved Bergliåsen. Det dreier seg antagelig om samme horisont som er gjentatt ved isoklinalfolding. Veiskjæringen ved siden av steinbruddet viser at store deler av dolomitten veksler med kalkglimmerskifer.

**Lokalitet C 6 (UTM 525 759 - 529 756) - Slettbakken, veiskjæring (riksvei 73) i mylonittsonen.**

Dette er en lang veiskjæring gjennom skyvesonen for HDK. Den begynner i vest med en svakt tektonisert (men ikke mylonittisert) overgangsbergart mellom Skinnfjellenhetens kvartsdioritt (18) og gabbro (21). Kontakten med den underliggende kalken (42) er ikke blottet, men kalkblotninger (41) finnes i lia langs en smal sone. Så skjærer veien gjennom en fyllonittisert, kalkførende glimmerskifer (28) med uviss stratigrafisk stilling og som bare forekommer her i området innenfor skyvesonen. Fyllonittiseringsgraden varierer, men øker stort sett mot øst. Bergarten er gjennomsatt av sene skjærbånd som kutter den fyllonittiske foliasjonen.

En liten blotning lenger øst viser denne bergarten og tilgrensende karbonatbergarter fra Røssvassgruppen; først dolomitt og så kalkstein (42). Dolomitten er sterkt breksjert, mens kalksteinen viser en utpreget laminasjon. Kalksteinen er deformert ved flytefolding nær grensen til den mer kompetente dolomitten.

**Rute D: Elsvatn - Hatten (Joffelldekket og Midtre Köli).**

Fra Hattfjelldal i retning Elsvatn, fottur til Hatten (10 km tur/retur).

**Lokalitet D 1 (UTM 557 752) - bro over Elsvasselva, veiskjæring og elveblotninger, Littfjelltangformasjonen.**

Ved hovedveien står Littfjelltangformasjonens kalkførende fyllitt med boller av dolomitt (47) og elongerte kalklinser (sekundær opprinnelse). Bergarten er foldet om foldeakser med to forskjellige retninger (NV og SV stupning).

Litt lenger vest ved den gamle veien langs Elsvasselva, er skyvegrensen under Hattfjelldalsdekke blottet. Den er her utviklet som en båndet sone, hvor mørk, mylonittisk kalkstein (41, 42), breksjert dolomitt (44) og rosa, grovkornet kalkspatmarmor (43), Røssvassgruppens tre hovedbergarter, veksler med den karbonatførende fyllitten fra Joffelldekket.

I den karbonatførende fyllitten nede ved elva er det her

blottet en turbidittavsetning (jfr. Fig. 14 i Dallmann 1987a).

**Lokalitet D 2 (UTM 587 748) - Elsvasselve mellom Valmåsen og Dalen, øst for tømmerveibro, elveblotninger i grønnskiferkonglomerat (51).**

Her er det blottet et grønnskiferkonglomerat tilhørende Båttjørnformasjonen. Konglomeratet er polymikt og inneholder grønnskiferboller sammen med boller fra dypbergarter i en grønnskifermatrix.

**Lokalitet D 3 (UTM 600 740) - Elsvatnet V, ved demningen, nedover elveleiet og langs stranden til Elsvatn, Litlfjelltangformasjonen. (Alternativt kan en gå oppover Elsvasselve fra lokalitet D 2.)**

Her ser man et profil gjennom den sterkt sammenfoldete nedre del av Litlfjelltangformasjonen. I elveleiet ligger dolomitt- og kalkspatmarmor (49, 50) i en stor F3-antiform, mens det ved Elsvatnet ligger kalkførende fyllitt (48), lokalt med dolomittboller (47). Fyllitten veksler med polymikt konglomerat (46). Konglomeratet blir mer sammenhengende ca. 500 m øst for demningen. Et detaljkart over området finnes hos Dallmann (1987c, appendix, side 25).

**Lokalitet D 4 (UTM 611 736) - Elsvatn ved Lauvlia, veiskjæringer og strandblotninger, Midtre Köli (Stikkedekket).**

Her finnes de best tilgjengelige blotningene av den meta-vulkanittiske delen av Midtre Köli (73), selvom blotningene generelt er dårlige. Ved veien og ved stranden finnes kvartsdioritt eller kvartskeratofyr med en bevert magmatisk tekstur. Den kuttes av amfibolittganger.

**Lokalitet D 5 - fottur til Hatten, best langs stien fra enden av stikkveien til vanninntaket, Storbekken (UTM 600 758). Øvre Köli-serpentinitter (45).**

Helt i begynnelsen av stien, ved elveovergangen, ligger Øvre Köli kvartsfyllitter (54, Finnbursvikformasjonen). Etter en tur på 2 km langs lave åser mellom myrdrag når man Hattfjelllets serpentinittområde med mange små serpentinittlinser (45) som ligger i grønnskifer (56b) og forskjellige fyllitter (56). De stratigrafiske forholdene mellom suprakrustalbergartene er uklare. Hattserpentinitten (omslagsbilde) ligger i en skål av grønnskifer. Man går opp langs nordsiden av Hatten i et lite søkk og så opp til toppen fra nordøstsiden. Ved grensen til serpentinitten er det utviklet en kontaktsoner med hornblend og talk. Lignende kontaktmineraler opptrer ved grensen til grønnskiferdrag som ligger inne i serpentinitten. Serpentinitten har stort sett en gul forvitningsfarge, men i toppområdet av Hatten forekommer en annen, hardere serpentinitttype med en rød forvitningsfarge.

**Rute E: Susendalen - Unkervatn (Hattfjeldalsdekket m.m.).**

Fra Hattfjeldal i retning Susendalen (riksvei 804) til bro over Unkerelva, underveis stikkvei langs Stordalen mot Stortjørna (tømmervei), og så i retning Skardmodalen til Unkervatnet og tilbake.

**Lokalitet E 1 (UTM 545 728 - 547 690) - veiskjæringer i Susenformasjonen ("Hattfjeldalskalken", 42).**

Langs denne veistrekningen får man et inntrykk av de stratigrafisk øvre (strukturelt nedre) deler av denne kalkformasjonen. Kalksteinen danner oftest benker eller er laminert, men det forekommer også massive og delvis dolomittiserte partier. Mange steder er bergarten sterkt

foldet i F3-fasen. Akseplanene kan være svært uregelmessige, og deformasjonen minner om flytefolding.

**Lokalitet E 2 (UTM 563 705 - 574 704) - Stortjørna, sti fra enden av tømmerveien, Liminggruppens konglomerater (39, 46) og skyvegrensen for Hattfjeldalsdekket.**

Ca. 450 m vest for Stortjørna kommer man inn i et konglomeratdrag. Kalkkonglomeratene fra Liminggruppens basis (39) er veldig tynne her, men istedet går man over en 300 m bred sone med polymikt konglomerat (46) fra de øvre deler av Liminggruppen (Fig. 12). Konglomeratet har godt rundete, store kvartsdiorittboller. I denne finnes det flere skjærsoner. 50 m fra vannet blir dette konglomeratet ekstremt uttrukket. Hele denne konglomeratsonen betraktes som Hattfjeldalsdekkets skyvesone. Ved Stortjørna er man i Joffjelldekket, hvor det i bekkemunningen, på noen øyer og i et søkk like sør for bekket er blottet kalkførende fyllitt (Litlfjelltangformasjonen, 47, 48).

**Lokalitet E 3 (UTM 551 684 - 552 679) - Skardmodalsveien, 1,0 til 2,0 km etter avkjøringen fra riksvei 804, veiskjæringer, foldet sekvens i Susendalssynklinoriet.**

Veiprofilen krysser en bratt SV stupende antiform med Røssvassgruppens karbonatbergartene i kjernen og diverse fyllittiske bergarter fra Liminggruppen på flankene. Alle bergarter er her sterkt uttynnet. Selve foldekjernen ligger i et hvitt marmorlag (43) og viser godt den tektoniske stilen i sentrum av Susendalssynklinoriet (Fig. 18).

**Lokalitet E 4 (UTM 554 675) - Gaulfjellet, veiskjæring på Skardmodalsveien 250 m nordvest for gården Nyset, Unkerelvformasjonen.**

Blotningen viser den stratigrafisk øvre delen til den dolomittiske Unkerelvformasjonen (44). Dolomitten er stedvis breksjert eller inneholder intraklaster. Delvis er den forskifret og inneholder glimmerrike horisonter. Her kan en se overgangen fra karbonatisk (Røssvassgruppen) til klastisk (Liminggruppen) sedimentasjon som antagelig skjedd mens dolomitten ennå var svakt litifisert.

**Lokalitet E 5 (UTM 605 691) - Unkervatn gård, veiskjæring på Skardmodalsveien, glimmerskifer på Krutfjelddekkets nivå (58).**

Veien skjærer her gjennom et granatglimmerskiferlag som har høyere metamorf grad enn de over- og underliggende dekkeenhetene. Granatene er cm-store, men delt opp i skiver pga. en intensiv kløv. (Før veiutbyggingen i 1984 var det blottet en pegmatittisk gang på motsatt veiside, som viste meterstore aggregater med biotitt, muskovitt og granat.)

## ORDLISTE

- Agglomerat:** Vulkansk bergart som består av en blanding av grove kantede fragmenter og finere materiale
- Anastomerende:** Irregulært nettlignende mønster med spissvinklede forgreininger
- Agmatitt:** En migmatitt som inneholder kantede fragmenter i en granittisk "matriks" og som gir et brekksjøartet inntrykk
- Akseplan:** Plan som passerer igjennom ombøyningssonen til foldede lag
- Akseplanfoliasjon:** Foliasjon som er parallell med akseplanet til en fold
- Aksessorisk:** Mineral som forekommer i liten, men karakteristisk mengde i en bergart
- Allokton:** Bergartspakke som er overskjøvet i forhold til underliggende bergartsenhet
- Amfibolittfacies:** Metamorfose med intermediært til høyt trykk og temperatur
- Antiform:** Fold som vender den konvekse siden (ryggen) opp, men hvor den relative alder på lagene er ukjent
- Antiklinal:** Fold som vender den konvekse siden (ryggen) opp, og hvor den stratigrafisk eldste bergarten finnes i kjernen
- Baltoskandia:** Betegnelse på den østlige kontinentdelen i kaledonsk tid og som omfattet grunnfjellsområdene i Norge, Sverige, Finland og Kolahalvøya
- Basement-cover-kontakt:** Kontakt mellom underlag og overliggende pålagrede sedimenter
- Basisk:** Bergart som har et  $\text{SiO}_2$  innhold på mindre enn 52 vektprosent, mest brukt for magmatiske bergarter (dypbergarter, vulkanske bergarter)
- Boudin, boudinert:** Avlang, pølselignende del av kompetent bergart dannet ved strekningsdeformasjon
- Bouma sekvens:** Følge av typiske sedimentstrukturer ved avsetning av sand og leire fra en suspensjon; se turbi ditt
- Brekksjø:** Bergart som består av bruddstykker i en mer finkornet matriks
- Bruddkløv:** Grovspaltet foliasjon i skiferbergarter som gjør at bergarten lett kan spaltes i heller
- Bøyningsskjold:** Fold dannet ved bøyning av lagflater
- "Debris flow" avsetning:** se olistostrom
- Dekke:** se skyvedekke
- Dekkekompleks:** En enhet som består av flere skyvedekker
- Detritisk:** Sedimentær opprinnelse
- Diakron enhet:** Enhet som er avgrenset av ikke-synkrone over- og undergrenser
- Diskontinuitet:** En inkomformitetsflate der bergartene under og over det stratigrafiske bruddet hovedsakelig er parallelle
- Diskordans:** Brudd i lagrekken
- Doline:** Innstyrningshull i kalksteinslandskap, dannet ved kalkoppløsning (karstfenomen)
- Dom:** Interferensstruktur mellom to antiformer
- Duktilitet, duktil (deformasjon):** En bergarts egenskaper til å deformeres uten å sprekke
- Facies, metamorf:** Trykk og temperaturområde
- Facies, sedimentær:** Helheten av en sedimentbergarts egenskaper som er typisk for en bestemt dannelsesmåte
- Felsisk:** Lyse mineraler f. eks. kvarts, feltspat og feltspatoider. Betegnelsen brukes også om bergarter som er rik på slike mineraler.
- Fenokrystall:** Stor primær krystall i ellers finkornet bergart
- Flysch, flyschfacies:** Finbåndede marine sandsteiner, leirsteiner, gråvækker og mergelsteiner som er raskt avsatt i en fordypning foran en fjellkjede
- Foliasjon:** Planstruktur dannet ved parallellorientering av mineraler eller mineralbruddstykker i en bergart
- Forkisling:** Prosess som fører til at porerom fylles og/eller mineraler erstattes av  $\text{SiO}_2$
- Formasjon:** Grunnenheten i stratigrafisk inndeling av lagdelte bergarter. Skiller seg fra andre formasjoner ved karakteristiske litologiske egenskaper og er kartleggbare.
- Fyllonitt:** Mylonitt med rekrystallasjon og vekst av nye mineraler som gjør at bergarten ser ut som en fyllitt
- Gradert:** Sedimentær struktur, hvor avsetningsmaterialet er sortert; det groveste avsatt lengst ned og det fineste materialet øverst
- Grunnfjell:** Bergartskomplekser som tidligere har gjennomgått en fjellkjededannelse, blitt erodert, og senere overlagret av yngre bergarter
- Gruppe:** Stratigrafisk betegnelse, en gruppe inneholder to eller flere formasjoner
- Grønnskiferfacies:** Metamorfose med lavt til intermediært trykk og temperatur
- Hiatus:** Det tidsrommet som er representert av en inkomformitet dvs. et tidsrom hvor det ikke er avsatt eller bevart bergarter i en lagrekke.
- Hydrotermalgang:** Bergartsgang med mineraler dannet av varmt vann eller gass som sirkulerer i berggrunnen
- Høygradsmetamorfose:** Metamorfose med høyt trykk og temperatur
- Iapetusshavet:** Betegnelse på det havområde som åpnet seg mellom Baltoskandia og Laurentia (den amerikanske platen) i tidlig kaledonsk tid (kambrium)
- Imbrikasjon, imbrikert:** Små skyvedekker som er stablet på hverandre med en imbrikert, fjærformet geometri sett i vertikalsnitt parallelt med skyveretningen
- Inkomformitet:** Grenseflaten som representerer et betydelig brudd mellom to stratigrafisk tilstøtende enheter hvor den yngste ikke er avsatt ved en kontinuerlig geologisk utvikling fra den underliggende eldre enheten
- "Interfingering":** Bergartsgrense med spisst uttrukne tagger, oppstår enten ved rytmisk avsetning eller isoklinal foldning
- Intermediær:** Bergart som har et  $\text{SiO}_2$ -innhold mellom 52 og 65%, mest brukt for magmatiske bergarter (dypbergarter, vulkanske bergarter)
- Intrafolial fold:** Fold med foldeflanker parallell med foliasjonen
- Intraklast:** Sedimentær partikkel/bruddstykke som har sitt opphav innenfor samme bergartslag hvor den er gjenavsatt
- Intrusiv bergart:** Dypbergart, smelte som er størket i jordskorpen
- Intrusivkontakt:** Grense mellom inntrengende dypbergart og annen bergart
- Intrusjon:** Bergartskropp bestående av dypbergarter som har presset seg inn i pre-eksisterende bergarter
- Isograd:** Skillelinje mellom områder med ulike metamorfe trykk og/eller temperaturbetingelser
- Isoklinal fold:** En fold som er så sterkt sammenklemt at sideflatene er parallelle

**Isostasi, isostatisk:** Jordskorpens tendens til å opprettholde en likevekt, dvs. hvis heving/innsynkning skjer et sted vil en kompensierende innsynkning/heving skje et annet sted

**Kaledonsk:** Betegnelse som omfatter fjellkjedefoldningen som fant sted under Ordovicium-Devon i nordvest Europa og østlige deler av Amerika

**Kinkfold:** Fold med rette flanker og en spiss ombøyningssone

**Klastisk:** Bergart som er bygget opp av fragmenter av tidligere bergarter som har blitt dannet ved forvitring og erosjon

**Klorittisering:** Retrograd omvandling av en bergart med dannelse av kloritt

**Kompetanse, kompetent:** Bergart eller del av lagrekken som er mer motstandsdyktig mot trykk-krefter enn nabobergartene og blir derfor ikke så lett deformert

**Kompleks:** Stratigrafisk betegnelse for en overordnet bergartsenhet som består av både lagdelte og ikke-lagdelte bergarter

**Konglomerat:** Sedimentær bergart bestående av rundede eller delvis rundede bergartsfragmenter, større enn 2 mm, og som derav vanligvis er lenger transportert enn en breksje

**Konsolidert:** Opprinnelig løst materiale som er omdannet til fastere (hardere) materiale, f. eks. sand til sandstein

**Kontaktmetamorfose:** Metamorfose ved høy temperatur i nærheten av en intrusjon

**Kornbåren:** Konglomerat eller breksje hvor bollene/bruddstykkene ligger på hverandre, mens matriks fyller inn mellomrommet

**Korrelasjon:** Sammenligning mellom bergarter fra forskjellige områder for å bestemme alder, likheter i sammensetning og posisjon i den geologiske lagrekken

**Kruskløv:** En planstruktur som følger akseplanene til småfolder i en bergart og som gjør at bergarten lar seg kløve (dele opp) på tvers av tidligere skifrihet

**Kumulat:** Restsmelte

**Kvartskeratofyr:** Lys, sur vulkansk bergart, hovedsakelig bestående av kvarts, albitt, kloritt, epidot og kalkspat

**Laurentia:** Betegnelse for det vestlige amerikansk-grønlandske kontinentet i kaledonsk tid

**Lavgradsmetamorfose:** Metamorfose under lave trykk og temperatur forhold

**Leukosom:** Lyst parti som består av lyse mineraler som kvarts og feltspat i en bergart som har vært oppsmeltet

**Lineasjon:** Linjestructur i bergart dannet f. eks. ved parallellorientering av stenglige mineraler, eller av to planstrukturer som skjærer hverandre

**Litifisert:** Forsteinet, f. eks. sand som er omdannet til sandsten

**Litologi:** Bergarters karakteristiske egenskaper som mineralinnhold, tekstur, metamorf grad, osv.

**Llandovery:** Geologisk tidsperiode som dekker tidsrommet for 438-428 Mill. år siden dvs. eldste del av silurtiden

**Mafisk:** Betegnelse for mørke mineraler f. eks. amfiboler, pyroksener, og som også brukes om bergarter som er rike på slike mineraler

**Matriks:** Grunnmasse; den finkornede komponenten av en bergart som den grovere komponenten befinner seg i

**Matriksbåren:** Konglomerat eller breksje, hvor bollene/bruddstykkene overveier "svømmer" i matriks

**Mediumgradsmetamorfose:** Metamorfose med intermediært til høyt trykk og temperatur

**Megalins:** Linse som er dannet ved tektonisk uttykning og fortykning av dekkeenheter

**Meta-:** Forstavelse som angir at bergarten er omdannet ved metamorfose

**Metamorfose:** Omdanning av en bergart pga. forhøyede trykk- og temperaturforhold. Fører til omkrystallisering av bergarten, og nydanning av mineraler

**Migmatitt:** En blandingsbergart hvor deler av bergarten ser ut til å være dannet ved smeltning og har granittisk sammensetning, mens resten av bergarten representerer den usmeltede resten. Begge deler kan ha en metamorf tekstur.

**Mineralparagenese:** Et mineralselskap dannet under et bestemt trykk- og temperaturforhold

**Monomikt:** Likeartet sammensetning f. eks. at alt bollemateriale i et konglomerat er av samme type og opprinnelse

**Mylonitt:** En metamorf bergart, dannet ved at den opprinnelige bergarten ble sterkt oppknuet ved bevegelser i berggrunnen og deretter kittet sammen igjen (herdet) og/eller omkrystallisert til fast bergart

**Obduksjon, obdusert:** Oppskyvning av fragmenter/flak av havbunnskorpe

**Olistostrom:** Sediment som er avsatt på havbunnen av en slamstrøm og som består av bergartsbruddstykker av ulike størrelse i en finkornet, mest kalkholdig matriks

**Oppfiningssekvens:** Lagfølge som blir mer finkornet oppover i sekvensen

**Orogen:** Fjellkjede i geologisk forstand, dvs. en sone i jordskorpen som har gjennomgått en fjellkjededannelse med foldning, metamorfose osv.

**Overbikket fold:** Orientering til en fold der begge foldeflanker heller i samme retning

**Overskyvning:** Transport av et skyvedekke over et annet skyvedekke eller ovenpå stedegent underlag

**Paleorelieff:** Tidligere tiders landoverflate

**Pegmatitt - pegmatoid:** Grovkornet intrusivbergart (kornstørrelse > 3 cm) med granittisk sammensetning

**Pelittisk:** Kornstørrelsesbetegnelse for sedimenter som består av leirmineraler og siltkom (under 0,07 mm); brukes også for omvandlede glimmerrike bergarter som opprinnelig har vært leirskifre o.l.

**Penetrativ:** Gjennomtrengende, dominerende struktur

**Polymikt:** Sedimentær bergart sammensatt av fragmenter fra ulike materialer

**Porfyrisk:** Bergart som inneholder store krystaller i en mer finkornet grunnmasse

**Postdeformativ:** Betegnelse på hendelser etter deformasjon

**Predeformativ:** Betegnelse på hendelser innen deformasjon

**Primærstruktur:** Opprinnelig struktur, dannet f. eks. ved avsetning av en sedimentær bergart

**Prograd metamorfose:** Metamorfose med økende intensitet og grad

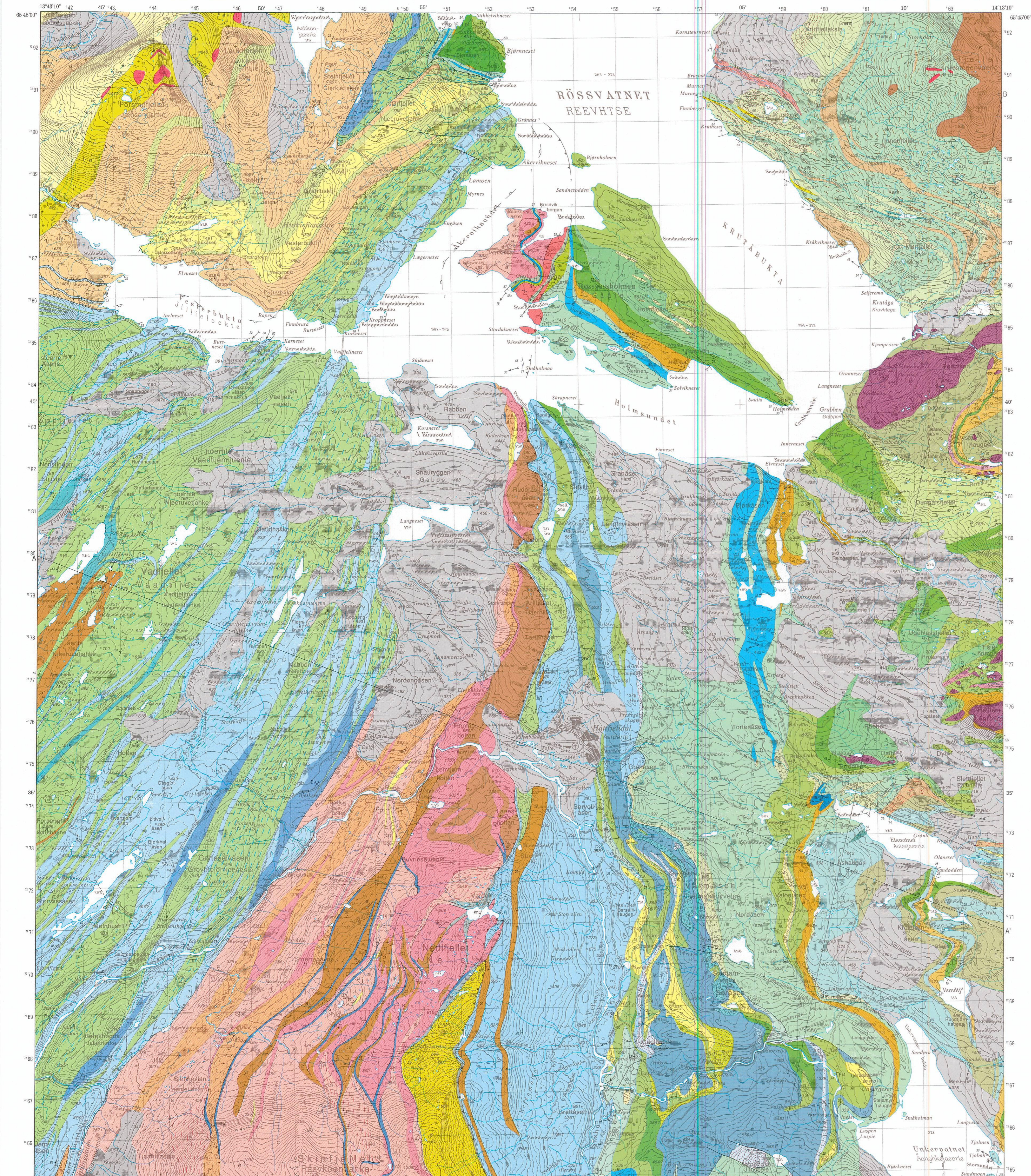
**Protomylonitt:** Grov mylonitt hvor 10-50% av bergarten er nedknuet til matriks

**Psammittisk:** Kornstørrelsesbetegnelse for sedimenter som består av sandkorn (0,07 - 2 mm); brukes også for omvandlede bergarter som opprinnelig har vært sandsteiner o.l.

**Psefittisk:** Kornstørrelsesbetegnelse for sedimenter som



- består av partikler større enn sand (>2 mm), konglomerater og breksjer, eller deres metamorfe omvandlingsprodukter
- Pseudokonglomerat:** "Konglomerat" hvor opprinnelsen ikke lar seg avgjøre dvs. bergarten kan være dannet som en sedimentær avsetning eller ved tektoniske prosesser (breksje)
- Putelava:** Putelignende struktur som dannes når lava størkner under vann
- Retrograd metamorfose:** Gjentatt omvandlet av bergarter under lavere trykk og temperatur enn det som var tilfelle under deres opprinnelige omvandling
- Rift:** Langstrakt smal senkning som er avgrenset (langs flankene) av normalforkastninger; brukes også for skillelinjen mellom to jordskorpeplater, når disse fjerner seg fra hverandre
- Saussuritt:** En finkornet masse av albitt, epidot, kalsitt og sericitt omdannet av plagioklas ved lavgradsmetamorfose og hydrotermale prosesser
- Sediment, sedimentær:** (=avsetningsbergart, avsetnings-) Klassifikasjon av bergarter; bergarter som er blitt til ved mekanisk avsetning, vanligvis i vann
- Segregasjon, segregert:** Utskillelser av f. eks. kvarts i en bergart. Kvarts vil da danne linser og uregelmessige lag såkalte kvartssegregasjoner.
- Serpentinisering:** Hydrotermal omvandling av ultramafiske bergarter; olivin- og pyroksenminerale blir omdannet til serpentin og talk
- "Sheath fold":** Liten intrafolial fold med bøyde foldeakse som er dannet i en mylonittsone
- Skifrihet:** Foliasjon som opptrer i fin- til middelskornete metamorfe bergarter, f. eks. fyllitt og skifer
- Skjærfasthet:** En bergarts evne til å motstå skjærdeformasjon
- Skjærfold:** En type folder som dannes ved skjærbevegelser langs plan parallelt med akseplanet
- Skjærsoner:** Avgrenset sone hvor det har skjedd skjærdeformasjon
- Skyvedekke:** Fjellparti som er blitt flyttet langs relativt flattliggende plan, skyveplan, under fjellkjededannelsen
- Skyvegrense:** Undergrense til et skyvedekke
- Skyvesone:** Undergrense til et skyvedekke hvor deformasjon tilknyttet skyvingen opptrer i en tykk sone
- Sprø deformasjon:** Deformasjon av en bergart under lave temperaturer og trykk, noe som fører til oppsprekking og brudd
- Stratiform:** lagdelt
- Stereografisk projeksjon:** Metode for å presentere tredimensjonale data i to dimensjoner
- Stratigrafi:** Beskrivelse og inndeling av lagrekker
- Subduksjon, subdusert:** Nedsynkning av havbunnskorpe i mantelen ved grensen mellom jordskorpeplater, som beveger seg mot hverandre
- Suprakrustal:** Betegnelse på bergarter avsatt på jordoverflaten (sedimentære og vulkanske bergarter)
- Sur:** Bergart som har et SiO<sub>2</sub> innhold over 65%, mest brukt for magmatiske bergarter (dypbergarter, vulkanske bergarter)
- Syndeformativ:** Betegnelse på hendelser samtidig med deformasjon
- Synform:** Fold som vender den konkave siden (åpningen) oppover, og hvor den relative alder på lagene ikke er kjent
- Synklinal:** Fold som vender den konkave siden (åpningen) oppover, og hvor de stratigrafisk yngste bergartene finnes i kjernen
- Synklinorium:** S sammensatt struktur bestående av flere mindre folder hvor de stratigrafisk yngste bergartene finnes i den sentrale delen av strukturen
- Synorogen:** Hendelse (f. eks. intrusjon, metamorfose, foldning) som foregår samtidig med fjellkjede-dannelsen
- Synsedimentær tektonikk:** Bevegelser i jordskorpen samtidig med avsetninger av sedimentære bergarter
- Tekstur:** Betegnelse på mineralenes kornstørrelse, kornform og arrangement i bergarter
- Tektonikk:** En gren av geologien som behandler bevegelser i jordskorpen og strukturer som skyldes disse bevegelsene
- Tektonometamorfose, tektonometamorf:** Deformasjons- og metamorf utvikling for en bergartssekvens
- Tektonostratigrafi:** En lagrekke som viser bergartene i sin nåværende rekkefølge, denne behøver ikke å være den opprinnelige da lagrekken kan være forstyrret av foldning og overskyvning
- Tektonostratigrafisk enhet:** Enhet i en lagrekke adskilt fra de øvrige stratigrafiske enheter ved en skyvegrense
- Transposisjon, transponert:** Forandring av et lags opprinnelige orientering ved deformasjon
- Transversal foldning:** se tverrfoldning
- Tuff:** Vulkansk aske
- Turbiditt:** Sediment som er avsatt på havbunnen av en suspensjonsstrøm med karakteristiske sedimentstrukturer
- Tverrfoldning:** Folding med foldeakser på tvers av lengderetningen til et orogen
- Ukonsolidert:** se konsolidert
- Ultramylonitt:** Finkornet mylonitt
- Vergens, vergent:** Asymmetri av en struktur som antyder bevegelsesretningen under deformasjonen
- Vinkeldiskordans:** Inkonformitetsflate der bergartslagene over og under det stratigrafiske bruddet ikke er parallelle
- Vulkanitt:** Vulkansk bergart, mest lava eller tuff
- Xenolitt:** Fragment av en tidligere eksisterende bergart i en dypbergart
- Øybue:** En vanligvis bueformet rekke av vulkanøyer som dannes over en subduksjonssone (eksempel fra nåtiden: Japan)



TEGNFORKLARING

Legend

LOSASETNINGER, KVARTÆR ALDER

Superficial deposits, Quaternary

MORÆNE, TALUS, ELVAVSETNINGER, MYR  
Moraine, talus, fluvial deposits, bogs

ØVERKJØVNE BERGARTER, FRAMSKJØVET OG DEFORMERT UNDER DEN KALEDONISKE FJELLKJEDANNELSE

Allochthonous units, thrust and deformed during the Caledonian orogeny

HELGELANDSDEKKEKOMPLEKSET, OMDANNEDE BERGARTER AV PROTEROZOISK OG/ELLER KAMBROSILURIER ALDER

Helgeland Nappe Complex, metamorphic rocks of Proterozoic and/or Cambro-Silurian age

APPELLENNHETEN

Appellefjellet unit

GEITINDENHETEN

Geitindene unit

SKINN-JELLENHETEN

Skinnfjellet unit

BERGARTER MED UVISS STILLING I HELGELANDSDEKKEKOMPLEKSET SIKVESONER

Rocks of unknown status in the thrust zone of the Helgeland Nappe Complex

SEVE-KOLLEDEKKEKOMPLEKSET, OMDANNEDE BERGARTER AV ANTATT KAMBROSILURIER ALDER

Seve-Koll Nappe Complex, metamorphic rocks of assumed Cambro-Silurian age

HATTFJELLDALSDEKKE

Hattfjelldal Nappe

LIMINGGRUPPEN, ANTATT SILURIER ALDER

Liming Group, assumed Silurian age

LITFJELLTANGFORMASJONEN

Litfjelltang Formation

FINNBURSIVKFORMASJONEN

Finnbursivka Formation

KRUTFJELLDAL

Krutfjelldalen

STIKKEDEKKE

Stikkefjellet

ERTSFOREKOMSTER OG STEINBRUDD

Ore occurrences and quarries

ERTSFOREKOMSTER OG STEINBRUDD

Ore occurrences and quarries

ERTSFOREKOMSTER OG STEINBRUDD

Ore occurrences and quarries

ERTSFOREKOMSTER OG STEINBRUDD

Ore occurrences and quarries

ERTSFOREKOMSTER OG STEINBRUDD

Ore occurrences and quarries

ERTSFOREKOMSTER OG STEINBRUDD

Ore occurrences and quarries

ERTSFOREKOMSTER OG STEINBRUDD

Ore occurrences and quarries

ERTSFOREKOMSTER OG STEINBRUDD

Ore occurrences and quarries

ERTSFOREKOMSTER OG STEINBRUDD

Ore occurrences and quarries

ERTSFOREKOMSTER OG STEINBRUDD

Ore occurrences and quarries

ERTSFOREKOMSTER OG STEINBRUDD

Ore occurrences and quarries

ERTSFOREKOMSTER OG STEINBRUDD

Ore occurrences and quarries

ERTSFOREKOMSTER OG STEINBRUDD

Ore occurrences and quarries

ERTSFOREKOMSTER OG STEINBRUDD

Ore occurrences and quarries

ERTSFOREKOMSTER OG STEINBRUDD

Ore occurrences and quarries

ERTSFOREKOMSTER OG STEINBRUDD

Ore occurrences and quarries

ERTSFOREKOMSTER OG STEINBRUDD

Ore occurrences and quarries

ERTSFOREKOMSTER OG STEINBRUDD

Ore occurrences and quarries

ERTSFOREKOMSTER OG STEINBRUDD

Ore occurrences and quarries

ERTSFOREKOMSTER OG STEINBRUDD

Ore occurrences and quarries

ERTSFOREKOMSTER OG STEINBRUDD

Ore occurrences and quarries

ERTSFOREKOMSTER OG STEINBRUDD

Ore occurrences and quarries

ERTSFOREKOMSTER OG STEINBRUDD

Ore occurrences and quarries

ERTSFOREKOMSTER OG STEINBRUDD

Ore occurrences and quarries

ERTSFOREKOMSTER OG STEINBRUDD

Ore occurrences and quarries

ERTSFOREKOMSTER OG STEINBRUDD

Ore occurrences and quarries

ERTSFOREKOMSTER OG STEINBRUDD

Ore occurrences and quarries

ERTSFOREKOMSTER OG STEINBRUDD

Ore occurrences and quarries

ERTSFOREKOMSTER OG STEINBRUDD

Ore occurrences and quarries

ERTSFOREKOMSTER OG STEINBRUDD

Ore occurrences and quarries

ERTSFOREKOMSTER OG STEINBRUDD

Ore occurrences and quarries

ERTSFOREKOMSTER OG STEINBRUDD

Ore occurrences and quarries

ERTSFOREKOMSTER OG STEINBRUDD

Ore occurrences and quarries

Geological symbols, geological time units, location diagram, and scale information.

