

NGU Rapport 2002.088

Berggrunnsgeologisk kartlegging av
karbonatforekomster i Evenes og Skånland
kommune

Rapport nr.: 2002.088		ISSN 0800-3416	Gradering: Åpen	
Tittel: Berggrunnsgeologisk kartlegging av karbonatforekomster i Evenes og Skånland kommune <input type="checkbox"/>				
Forfatter: K.B.Zwaan, G.Motuza, V.A.Melezhik, A.Solli og D.Roberts		Oppdragsgiver: NGU og Troms fylkeskommune		
Fylke: Nordland og Troms		Kommune: Evenes og Skånland		
Kartblad (M=1:250.000) Narvik		Kartbladnr. og -navn (M=1:50.000) Evenes 1331 IV og Tjeldsund 1332 III		
Forekomstens navn og koordinater: Ramstadkalken, 33 W 5637Ø76035N		Sidetall: 43	Pris: 300,-	
Feltarbeid utført: somrene 1996-2000		Rapportdato: 21.10.02	Prosjektnr.: 270519 og 270503	Ansvarlig: <i>Dyngve Nordgulen</i> Ø. Nordgulen
Sammendrag: <p>Rapporten oppsummerer den geologiske kartleggingen av et område med karbonatbergarter (kalkspat- og dolomittmarmor) i kommunene Evenes og Skånland i Nordland og Troms fylker. Området er vurdert til å inneholde karbonatforekomster av økonomisk interesse. Kartleggingen har resultert i et digitalt kart over berggrunnsgeologi og strukturgeologi i området. Denne rapporten er lagt opp som en beskrivelse av geologien på dette kartet. Feltet kjennetegnes ved ulike varianter av karbonatbergarter i en komplisert tektonisk lagrekke. Det er derfor utført en detaljert kartlegging i målestokk 1:5.000 for hoveddelen av området, mens mindre deler er kartlagt i 1:20.000. Ved hjelp av karbon- og strontiumisotoper er det utført kjemostratigrafiske aldersbestemmelser på de ulike kalkspatmarmorene. Videre er bergartene undersøkt i mikroskopet for å avdekke karakter av de omdannelsene som har påvirket bergartene etter at de var avsatt. Undersøkelsene har gitt god oversikt over den geografiske og geologiske fordelingen av de ulike bergartstyper også mot dypet. De ressursmessig mest interessante marmorlagene finnes i bestemte soner i den nydefinerte tektoniske lagrekke. Marmorlagene er kvalitetsbedømt ved systematisk prøvetaking og laboratorieundersøkelser.</p> <p>Rapporten inneholder også en referanseliste over de omfattende karbonatundersøkelser som tidligere er gjort i dette området.</p>				
Emneord: Berggrunn		Mineralforekomst		Geokjemi
karbonat				

INNHold

1.	INNLEDNING.....	4
2.	PROSJEKTETS MÅLSETNING.....	4
3.	PROSJEKTETS BEMANNING OG FREMGANGSMÅTE.....	4
4.	PROSJEKTETS RESULTATER.....	5
5.	GEOLOGISK BESKRIVELSE.....	7
5.1.	<u>Geologisk oversikt</u>	7
5.2.	<u>Oppbygningen av den tektoniske bergartslagrekken i Evenes-Skånlandområdet</u>	
5.2.1.	<i>Innledning</i>	10
5.2.2.	<i>Stedegne bergarter fra jordens urtid</i>	13
5.2.3.	<i>Gausvikdekkekompleks</i>	13
5.2.4.	<i>Øverste dekkeserie</i>	16
5.3.	<u>Bergartsbeskrivelsene</u>	20
5.3.1.	<i>Steinslandflaket sbergarter</i>	20
5.3.2.	<i>Ramstadflakets bergarter</i>	22
5.3.3.	<i>Evenestangflakets bergarter</i>	24
5.4.	<u>Omdannelses historien</u>	29
5.4.1.	<i>Oversikt</i>	29
5.4.2.	<i>Mikroskopisk beskrivelse</i>	31
5.4.3.	<i>Makroskopisk beskrivelse</i>	34
6.	OPPSUMMERING.....	40
7.	LISTE OVER AKTUELL OG HENVISTE LITTERATUR.....	41

VEDLEGG

Vedlegg 1. Berggrunnsgeologisk kart 1:50.000

1. INNLEDNING

Rapporten oppsummerer geologisk kartlegging av et område med karbonatbergarter (kalkspat- og dolomittmarmor) i kommunene Evenes og Skånland i Nordland og Troms fylker. Området er vurdert til å inneholde karbonatforekomster av økonomisk interesse. Kartleggingen har resultert i et digitalt kart over berggrunnsgeologi og strukturgeologi i området (se vedlegg 1). Denne rapporten er lagt opp som en beskrivelse av dette kartet.

Feltet kjennetegnes ved ulike varianter av karbonatbergarter i en komplisert tektonisk lagrekke. Det er derfor utført en detaljert kartlegging i målestokk 1:5.000 for hoveddelen av området, mens mindre deler er kartlagt i 1:20.000. Ved hjelp av karbon- og strontiumisotoper har vi utført kjemostratigrafiske aldersbestemmelser på de ulike kalkspatmarmorene. Videre har vi undersøkt bergartene i mikroskop for å avdekke karakter av de omdannelsene som har påvirket bergartene etter at de var avsatt. Undersøkelsene har gitt god oversikt over den geografiske og geologiske fordelingen av de ulike bergartstyper også mot dypet. De ressursmessig mest interessante marmorlagene finnes i bestemte soner i den nydefinerte tektoniske lagrekken. Marmorlagene er kvalitetsbedømt ved systematisk prøvetaking og laboratorieundersøkelser.

Litteraturlisten inneholder også en referanseliste over de omfattende karbonatundersøkelsene som tidligere er gjort i dette området.

2. PROSJEKTETS MÅLSETNING

Hovedoppgaven for prosjektene Evenes (270503) og Skånland (270519) er å lete etter kalkspatmarmorforekomster til industriell bruk i Evenes-Evenskjerområdet. Prosjektene er en del av et landsdekkende prosjekt med målsetting: "to locate and characterise Norwegian carbonate deposits and provinces of economical interest" med NGU-geolog V.A. Melezhik som leder. I prosjektet er det lett etter hvit, ren og grovkornet kalkspatmarmor, fordi bergarter av denne typen kan brukes til fremstilling av høykvalitet kalsiumkarbonatfibre. En viktig strategi i prosjektet er å undersøke lokale og regionale geologiske faktorer som påvirker dannelse av forskjellige typer kalkspatmarmor; spesielt avsetningsmiljø og post-avsetningshendelser.

3. PROSJEKTETS BEMANNING OG FREMGANGSMÅTE

Prosjektet begynte vinteren 1996 og kartleggingen startet sommeren dette året og ble avsluttet sommeren 2000. Kartleggingen skjedde for det meste over 2 til 3 uker hvert år. For bosted og kontor ble Soltun folkehøyskole benyttet med presten Ivar Granum som bestyrer.

Kartleggende geologer var (i alfabetisk rekkefølge): T.Gjelsvik (år: 1999) tilknyttet geologisk institutt i Bergen, prof.Dr.G.Motuz (1996-2000) direktør for den Litauiske geologiske undersøkelse, og NGU-geologene T.A. Karlsen (1996), A. Solli (2000), D.Roberts (1996,1997,1999) og K.B.Zwaan (1996-2000). Geologstudentene fra Tromsø universitet B. Rafaelsen (1998), K. Skoglund (1998, 1999) og T. Staer (1999) utførte delvis selvstendig kartlegging. NGU-geolog I. Lindahl, gjorde i samme tidsperiode en rekke interessante

geologiske observasjoner på Tjeldøya. NGU-geolog O.Øvereng var i hele perioden med som konsulent for å bedømme anvendbarhet og kvalitet for de økonomisk interessante forekomster som ble funnet. I denne forbindelse utførte han og NGU-ingeniør L. Furuhaug en nærmere prøvetaking og laboratoriumundersøkelser av den hvite grovkornete kalkspatmarmoren i Ramstadorrådet (Øvereng og Furuhaug 1999). På samme måte utførte V.A. Melezhik og O. Øvereng en kvalitetsbedømmelse av utvalgte dolomittlag (Melezhik et al. 1997). Melezhik utviklet og testet en ny kjemostratigrafisk aldersbestemmelsesmetode for kalkspatmarmor med hjelp av karbon- og strontiumisotoper (Melezhik et al. 2001). I denne forbindelse utførte han en systematisk prøvetaking av området; både knekkprøver og prøver tatt ved kjerneboring ble kjemisk analysert ved Norges geologiske Undersøkelse i Trondheim, Geological Institute of Russian Academy of Sciences in Moscow og Scottish Universities Environmental Research Centre in Glasgow. Kartleggingen ble i første omgang utført i målestokk 1:20.000, men etter 1997 i målestokk 1:5.000 for å kunne forstå de meget kompliserte deformasjonstrukturene og stratigrafien. Av samme grunn undersøkte Zwaan omdannelsesforløpet mikroskopisk. For å underbygge kartleggingen utførte Zwaan en stereoskopisk tolkning av flybilder i målestokk 1:15000 (Widerøe 9840), 1:19000 (Widerøe 1066) og 1:40000 (Widerøe 1546, Norsk luftfoto og Fjernmåling 11586). Han sammenstilte kartene i målestokk 1:5.000, 1:20.000 og 1:50000 med hjelp av Motuza, Melezhik, Solli og Roberts. Kartene er laget i ArcInfo ved NGU av T.Sørdal og J. Ekremsæther og modifisert til den endelige utgaven av A.Solli i 2002.

4. PROSJEKTETS RESULTATER

Geologiske kart: Områdets geologi er sammenstilt digitalt i målestokk 1:20.000 med hjelp av ArcInfo, videre er 19 kart over de mest aktuelle områder kartlagt og digitalisert i målestokk 1:5.000. Det digitale grunnlaget er lagret på NGUs server: cinet1\arcdata\arso\kalk. Grunnlaget kan på forespørsel skaffes, eventuelt brukes til å plote ut kart i større målestokker over mindre områder. Kartene viser også en detaljert fordeling av sprekker og forkastninger, som for det meste er hentet fra flyfototolkningen.

Geologi: Prosjektet har gitt

- 1) en nærmere forståelse av rapportområdets tektoniske lagrekker; både oppbygning av hver enhet og deres innbyrdes forhold.
- 2) en bedre forståelse av det geologiske hendelsesforløpet. Dette fører til bedre forståelse av bergartenes innbyrdes forhold og de prosesser som danner de bergarter en er ute etter og de prosesser som er kvalitets forringende. Dermed er en bedre istand til å avgrense områder som tilfredstiller krav til både kvalitet og mengde.
- 3) en første aldersbestemmelse av de adskilte kalkspatmarmorhorisonter. Det antyder en tredeling av Evenesdekkekompleksets tektoniske lagrekke og at den eldste kalkspatmarmoren (som er av senproterozoisk alder) i komplekset ikke er avsatt på det daværende Baltica-kontinentet, men på et annet paleokontinent
- 4) Dette gir en bedre innpassing av området geologi i forhold til oppbygningen av den nordnorske kaledonske fjellkjedefoldingen.

Mineralforekomster:

- 1) Det er funnet en hvit grovkornet kalkspatsone som tilfredsstiller kravene for fremstilling av høykvalitets kalsiumkarbonatprodukter. Denne sonen er tilknyttet en bestemt horisont i den nye inndelingen av Evenesdekkekompleksets tektoniske lagrekke. Etter vår vurdering av kvaliteten i det utvalgte Ramstadorrådet og den regionale geografiske fordelingen kan vi konkludere med at det er et stort potensial for å finne forekomster som også kan være aktuelle til blokksteinsuttak.
- 2) Leivsetmarmor, en velkjent blokk- og prydstein i Fauskeområdet, er også funnet i dette området. På samme måte som i Fauskeområdet opptrer denne rosabåndete marmoren på et veldefinert sted i den tektoniske lagrekken.
- 3) en dolomitthorisont som er tilknyttet denne 'Leivset' lagrekken tilfredsstiller kvalitetskravene til bruk i produksjon av maling og plast, og fire felt er nærmere undersøkt.

Infrastruktur:

Området er avgrenset av Tjeldsundet og dermed lett tilgjengelig, samtidig som veinettet er godt utbygget. Det er imidlertid også til dels sterkt utbygget med jordbruk, til militære formål og Evenes flyplass.

5. GEOLOGISK BESKRIVELSE

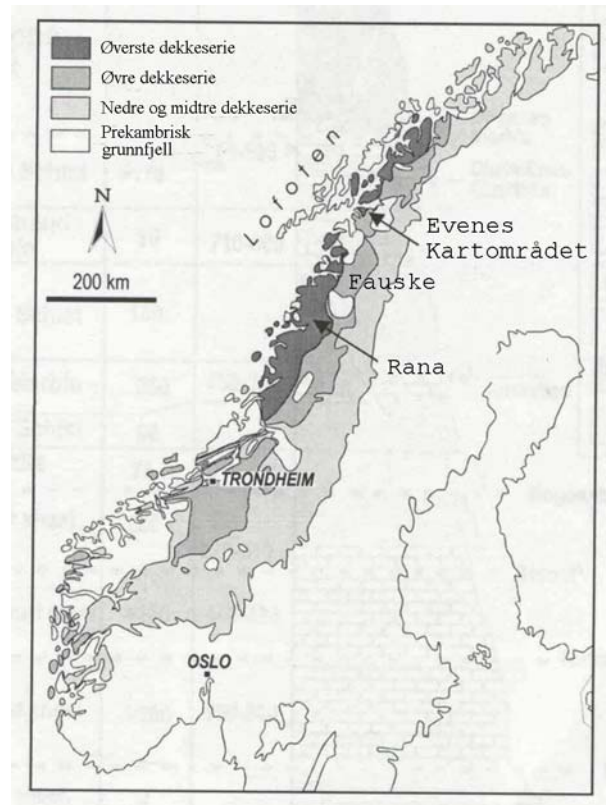


Fig. 1. Kart som viser undersøkelsesområdet og de tektonostratigrafiske hovedtrekkene for den kaledonske fjellkjedefoldingen.

5.1. Geologisk oversikt

Hovedstrukturelle trekk for den kaledonske fjellkjedefoldingen i Troms og Nordland er en vertikal delt rekke av skyvedekker. Dekkene er tynne i forhold til sin utstrekning, de er langtransporterte fra nordvest mot sydøst oppå det Fennoskandiske skjold (det skandinaviske grunnfjellet) ved den sensilur-tidligdevonske kollisjon med Laurentia; et skjold bestående av deler av Canada, Nord-Amerika og Grønland. De er inndelt i undre til øverste dekkeserier (Fig. 1). De stedegne avsetningsbergartene og de undre og midtre dekkeseriene er avsatt på, og har sin opprinnelse i det Fennoskandiske skjold. Meste parten av de øvre og øverste dekkeseriene stammer utenfra (Roberts og Gee 1985). Denne tektoniske lagrekken kan følges på langs etter den nordnorske fjellkjeden, fra Fauske i Nordland til Tromsø i Troms. Denne trenden antyder at de opprinnelige avsetningsbassengene hadde en lengde-orientering parallell den kaledonske fjellkjederetningen. Det har, for eksempel, til følge at den rosafargebåndete kalkspatmarmoren i den øverste dekkeserien, som er en viktig ledehorisont i kartområdet, kan følges fra Hattfjelldalen syd for Fauske i Nordland (Fig. 1) til Ullsfjord (Breivikeidet) i Troms.

Denne NNØ -SSV trenden er krysset av en motsatt øst-vest hovedtrend. I øst, omtrentlig lokalisert langs den svensk-norske grensen, er de nederste enhetene mest komplett utviklet, med Abiskodekket som representerer den undre dekkeserien opp til Narvikdekket øverst (som representerer den øvre dekkeserien). Mot vest ved Ofotfjorden ble disse dekkene svært

sammenpresset og stedvis kilet ut og der er tektonostratigrafien dominert av den øverste dekkeseerien.

Den består av Evenesdekkekomplekset (nederst), Bogendekket og Niingendekket. Denne inndelingen er forskjellig fra Andresen og Steltenpohl (1994) som betrakter bare Niingendekket som øverste dekkeseerien.

Helt til nylig har en gått ut i fra at avsetningslagrekken i hvert dekke ligger, regionalt sett, riktig vei opp. Karlsen (1997) viser at nord for Gratangenfjorden danner Niingendekket, sammen med Bogendekket to liggende folder (recumbent isoclinal fold) med en bølgelengde på 10-12 km, slik at en lokalt må regne med at lagrekker ligger opp ned. Dette antydes også av kalkgeokjemidateringer av Evenesdekkekompleksets bergarter som opptrer i Ballangen og Evenesområdene på begge sidene av Ofotfjorden (Melezhiks et al. 2002 og under forberedelse).

Kartområdet går til den sydvestlige enden av Ofotsynformen (Gustavson 1972) eller Håfjellsmulden (Foslie 1949); en regional struktur med NNØ-SSV akse, som påvirker både de kaledonske dekkene og grunnfjellet (Fig. 2). Denne strukturen ligger øst for sin motpart, Lofotengrunnfjellsdomen. Den kan følges til Reinøya, nordøst for Tromsøya og danner der en halvgraben. Halvgrabens nordvestlige side er avgrenset mot den prekambriske vesttoms-grunnfjellsdomen (Zwaan 1995) med den permiske sinistrale Vestfjorden-Vanna normalforkastningen (Olesen et al. 1997) som er dannet ved post-kaledonske ekstensjons bevegelser. Dette antyder at strukturen er post-kaledonsk. Imidlertid viser denne undersøkelsen at nedsynkningen begynte i sen-kaledonsk tid med duktile bevegelser ned mot vest (for Evenesområdet). Nedsynkningen tolkes dannet ved kollaps og ekstensjon mot vest av det kaledonske dekkekomplekset sent i den kaledonske fjellkjededannelsen som reaksjon på den store hevningen av bergartsmassen (Coker et al. 1995).

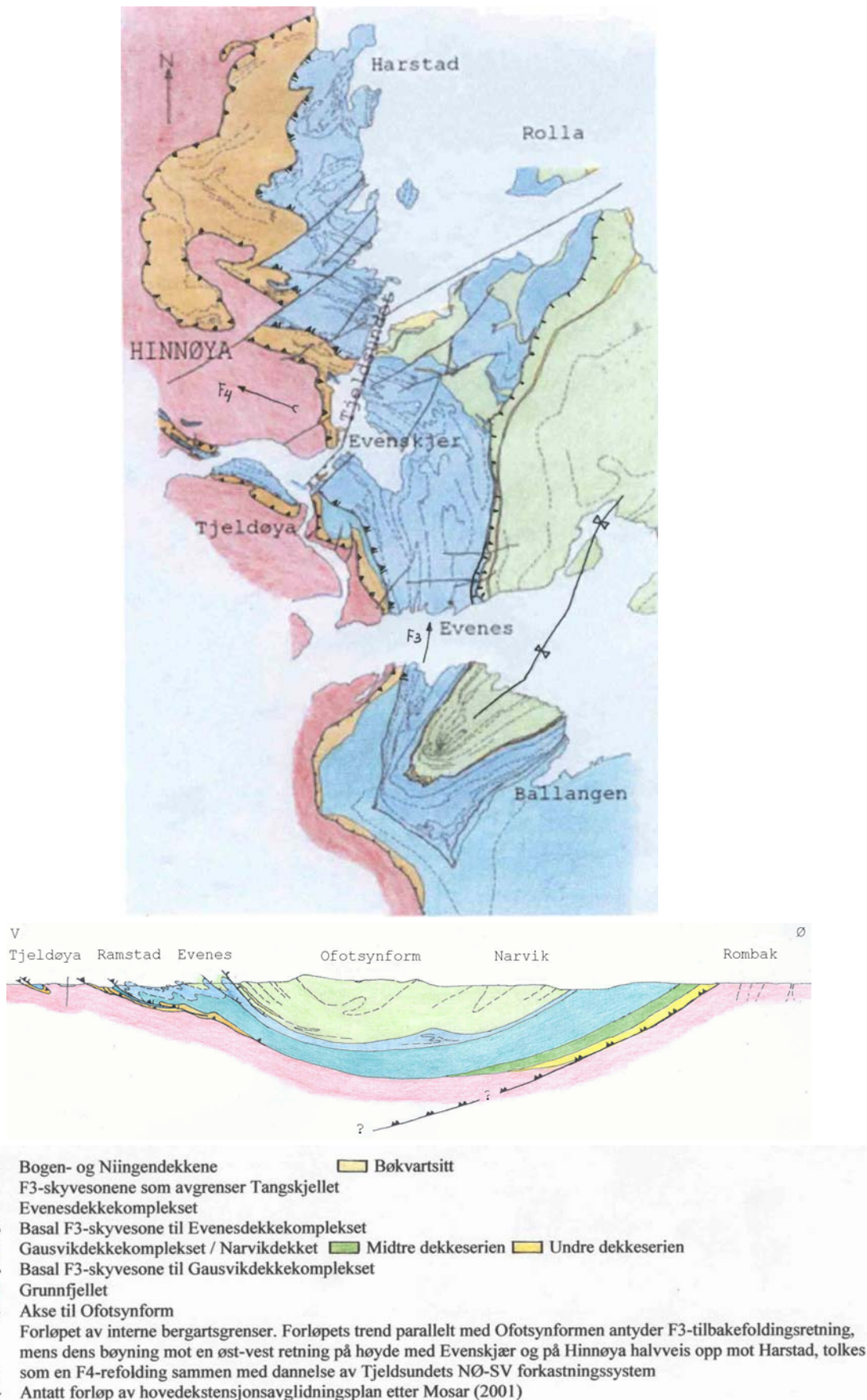


Fig. 2. Det regionale tektonostratigrafiske kartbilde og skjematisk snitt over Ofotsynfjorden og kartområdet. Snittet er en ny tegning av snittet på det geologiske kartet 1:250.000 Narvik (Gustavson 1974c); forløpet er omtrentlig Ø-V på høyde med navnet Tjeldøya.

5.2. Oppbygningen av den tektoniske bergartslagrekke i Evenes-Skånlandområdet

5.2.1. Innledning

Den hovedtektonostratigrafiske trekk av rapportområdet er sammenfattet av Gustavson (1974a,b) og følges her med visse omtolkninger basert på senere undersøkelser (Bartley 1984, Steltenpohl 1987, Boyd et al. 1986 og Melezhik et al. 2002 og under forberedelse).

I den vestlige delen av kartområdet på østsiden av Ramsundet, ligger den kaledonske dekkepakken med en middelsgrad omdannet skyvesone rett på det granittiske antatt stedegne grunnfjellet som øverst er mer eller mindre mylonittiserte og kaledonsk middelsgrad omdannet. I nordvest på Hinnøya derimot er en stedegen antatt senproterozoisk (Bjørklund, 1987) lagrekke bevart, også middelsgrad omdannet.

Den kaledonske dekkepakken (Tabell 1) er delt inn i to hoved tektoniske enheter. Det er funnet at den underliggende enheten er en sammensurum av bergarter som stammer fra de regionalt definerte Undre-, Midtre- og Øvre dekkeseriene og muligens Øverste dekkeserien. Denne undersøkelsen har dermed forsterket det inntrykket Bjørklund (1987) ga at denne enheten består av bergartsenheter med til dels uavhengige omdannelseshistorier som opptrer omhverandre. Det er derfor foreslått å gi denne sammensatte enheten et lokalt navn: Gausvikdekkekomplekset (koord.: Tjeldsund 561Ø/7611N). Den overliggende enheten, Evenesdekkekomplekset er stort sett lik Øverste dekkeserien slik som den opptrer i Nordland og Troms.

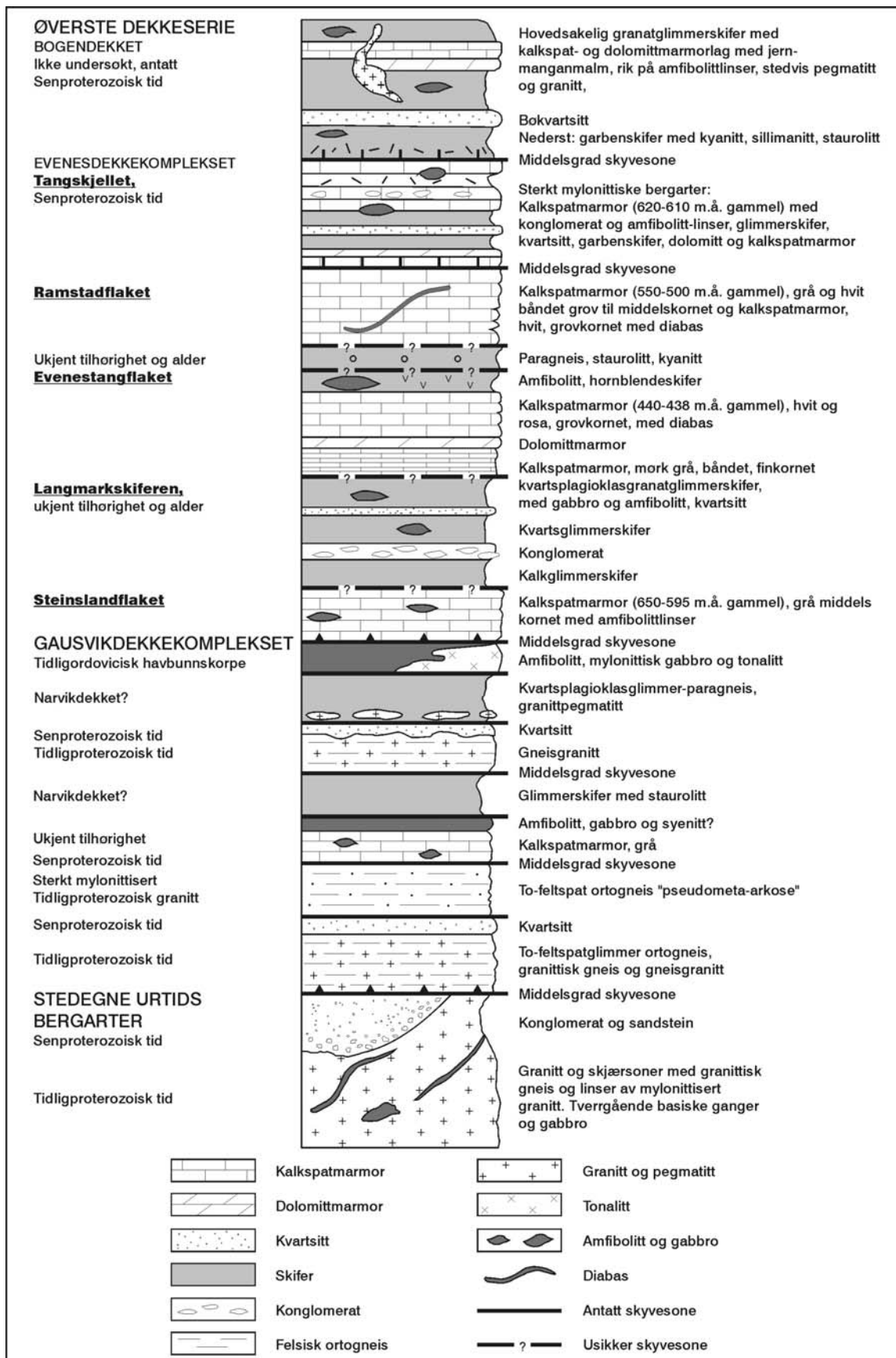
Gausvikdekkekompleksets nedre del består av korttransporterte skiver av det overskjøvne grunnfjellsunderlag med sine stedegne avsetninger. Den øvre delen består nederst av, i det meste, høygradsommannede avsetningsbergarter og dessuten vulkanske bergarter av ukjent opprinnelse (Midtre dekkeserien?). Oppover følger Narvikdekket (Øvre dekkeserien) med, også i det meste, høygradsommannede bergarter. Inn i mellom opptrer de ovenfor nevnte korttransporterte skiver som viser en enklere omdannelseshistorie og opptil middelsgrad omdannelse. Sterkt mylonittiserte rester av et havbunnskorpekompleks danner den aller øverste enhet innenfor Gausvikdekkekomplekset, direkte under skyvekontakten til den Øverste dekkeserien. Kontakten mellom Gausvikdekkekomplekset og Evenesdekkekomplekset representerer dermed både en strukturell og metamorf diskordans. Det er funnet at etter sammensveisingen av de to ble de foldet sammen igjen.

Områdets tektoniske lagrekken domineres av Øverste dekkeserien som Gustavson (1972) betraktet å være en tektonisk enhet som han kalte Salangsgruppen. Steltenpohl (1987) delte den inn i to tektoniske enheter: Evenesgruppen (nederst) og Bogengruppen, begge med en sammensatt men lik tektonometamorf historie og høy kaledonsk omdannelsesgrad. Den opprinnelige skyvekontakten mellom de to ble rekrystallisert ved den høyeste metamorfe fase (M2) og er dermed vanskelig å gjenkjenne. Alt dette blir bekreftet av denne undersøkelsen, men samtidig er det funnet at Evenesgruppen består av minst tre forskjellige tektoniske lagrekker og er derfor kalt Evenesdekkekomplekset (Melezhik et al. under forberedelse).

Det kalkspatmarmordominerte Evenesdekkekomplekset er hovedgjenstand for denne undersøkelsen og dens oppbygning blir nærmere utredet.

Den øvre delen av Evenesdekkekomplekset ble sterkt mylonittisert, middelsgrad omdannet og skjøvet sammen med basale deler av Bogendekket til Tangskjellet og representerer en senere (F3) regional skyvesone. I Ballangenområdet på sydsiden av Ofotfjorden er den tilhørende kalkspatmarmoren isotopkjemisk adkilt som en egen enhet i den tektoniske lagrekken (Melezhik et al. 2002) og har en senproterozoisk alder.

Det overliggende Bogendekket er ikke med i denne undersøkelsen. Undergrensen er temmelig usikker, men er tatt straks over Tangskjellets kalkspatmarmor og er tolket som en tektonisk grense (se avsnitt om den øverste dekkserien for nærmere beskrivelse).



Tabell 1. Skjematisert tektonostratigrafisk søyle. Obs.: i tegnforklaringen til det geologiske kartet (vedlegg 1) har en brukt en aldersrekkefølge slik at der følger Evenestangflaket over Ramstadflaket.

5.2.2. Stedegne bergarter fra jordens urtid

Grunnfjellet opptrer hovedsakelig på Hinnøya vest for Tjeldsundet og på begge sidene av Ramsundet og tolkes å være stedegent, men er foldet i store regionale folder etter at de kaledonske dekkebergarter kom på plass. Dette medfører at grunnfjellet opptrer i to regionale domstrukturer med en 2 km bred sone av innfoldete kaledonske bergarter imellom. Sonen går over Tjeldsundet på nordsiden av Tjeldøya, den har retning ØSØ-VNV og er muligens overfoldet mot SSV. Det er også en bred sone med nedfoldete kaledonske bergarter nord for på Hinnøya, med Harstad by som kjerne.

Grunnfjellet på Hinnøya i den nordlige domstrukturen består av fin- til middelskornet, lysgrå til rødlig granitt som varierer i sammensetning fra kvartsmonzonitt til granitt og syenitt (Gustavson 1974b). I den sydlige dommen på begge sidene av Ramsundet er den mer grovkornet og hovedsakelig av kvartsmonzonittisk sammensetning. En interessant trekk er at på Tjeldøya opptrer parallelle prekambriske diabasganger med tilknyttede små gabbrokropper (I. Lindahl, pers. medd. 2000). Disse er intrudert langs et eldre sprekkesystem. Bergartene i det kartlagte området er ikke datert, men Lødinggranitten som tilhører det samme stedegne grunnfjellskomplekset er datert til 1869 million år (Corfu 2001). Et nærstedeget syenittisk massiv "Middagstind kvartssyenitt" på Hinnøya nordvest for Harstad er datert til 1726 million år (Bartley 1981a).

5.2.3. Gausvikdekkekomplekset

Langs hele den østlige side av Ramsundet, vest for Ramstad og Evenes, vises tydeligst den generelle oppbygningen av komplekset med nederst en eller flere kortskjøvne enheter med mer eller mindre mylonittiserte grunnfjellsgranitter med i det meste middels kaledonsk omdannelsesgrad. Det er mulig at det representerer den nedre delen av Gustavsons (1974a) Abiskodekket og Bartleys (1984) Kvæfjordgruppe. Den ligger med en, i det meste middelsgrad skyvesone rett på det granittiske grunnfjellet. Grunnfjellet ble øverst deformert i noen cm til flere ti-talls meter tykke mylonittiske soner hvor granitten er deformert til en middelskornet granittisk øyegneis. Mylonittsonen går gradvis nedover til upåvirkede grunnfjellsbergarter. Ved penetrativ mylonittisering mot skyvekontakten dannes en karakteristisk fin- og jevnkornet pseudo (tilsynelatende) meta-arkose med granulær tekstur som hovedsakelig består av kvarts, mikroklin og albitt med underordnet grønn biotitt og lys glimmer. Stedvis opptrer parallelle mørke biotittrike lag som er tektonisk overbikkede diabasganger inntil parallellitet med foliasjonen (Fig. 3).



Fig. 3. Lok. 1266, foto 104'98. Koord. Tjelsund: 56018Ø/760280N. Pseudometa-arkose. De to mørke biotittrike lag tolkes som omdannet og tektonisk overbikket diabasgang.

På Hinnøya øst for Storsvannet er denne mylonittsonen svakere utviklet og her er en stedegen antatt senproterozoisk lagrekke stedvis bevart, også middelsgrad omdannet. Den består nederst av et kvartsgruskonglomerat som går oppover i kvartsitt til arkose i maksimalt 100 m tykkelse (Bjørklund 1987). Videre synes at her er de kortskjøvne enhetene mindre sammenpresset, ved at de mer eller mindre mylonittiserte grunnfjellsskivene er overlagret av kvartsitt som tolkes som stedegen (senproterozoisk?), d.v.s. direkte avsatt på denne grunnfjellsskiven.

Den midtre delen består av en utholdende skive som består av en tykkere horisont med kvarts- og plagioklasrik glimmerskifer, stedvis med granat og staurolitt, en blågrå kalkspatmarmor, amfibolitt og stedvis kvartsitt. Tilhørighet av bergartene er usikker. En første forsøk med kjemostratigrafisk aldersbestemmelse av den blågrå kalkspatmarmoren antyder en senproterozoisk alder. Bartley (1984) og Bjørklund (1987) samholder forsøksvis disse bergarter med de høygrads omdannede bergartene i Austerfjordgruppen på Hinnøya som betraktes å være prekambriske suprakrustalbergarter (Hakkinen 1977) og de senproterozoiske Leksnesgruppebergarter på Vestvågøy (Tull 1977). Det er hva Steltenpohl (1987) kaller for "Biotite schist unit" og det viste seg at de typiske store biotitt korn er "biotite microfish" som tolkes å være sterkt mylonittiserte rester av høymetamorfe porfyroblastiske biotittkorn. Vi velger i likhet med Steltenpohl (1987) å tolke dette som å tilhøre midtre dekkeserien.

Den øvre delen består av kvarts- og plagioklasrik glimmerparagneis sammen med deformerte pegmatitter og ligner dermed meget på Narvikdekkets bergarter. Øverst mot skyvegrensen opptrer, slik som i Ballangen området, en utholdende sone med mylonittiserte gabbroide og tonalittiske bergarter antatt å være rester av en ordovicisk havbunnskorpe (Boyd 1983). Denne enheten samholdes med Bartleys "Stangnesamfibolitten" (Bartley 1984). Det er funnet en tydelig vinkeldiskordans mot overliggende Evenesdekkekomplekset (Gustavson ekskursjon 1982, Bjørklund 1987, Steltenpohl 1987 og se snittene A-A' og C-C').

På Hinnøya opptrer de forholdsvis tynne parallelle bergartsskivene i en skjellstruktur (imbrikasjon) . Det har til følge at de kortsjøvne skivene med sin enklere tektonometamorfe historie og i det meste middelsgrad metamorfose opptrer også imellom de høymetamorfe skivene i øvre delen av serien. Det er også funnet en skive med Evenesdekkekompleksets bergarter med rosa kalkspatmarmor innfoldet i Gausvikdekkekomplekset som opptrer nord på Tjeldøya og dens vestnordvestlige fortsettelse i Fjelldalen mot Austerfjorden. Dette viser at i alle fall en del av Austerfjordgruppen tilhører Evenesdekkekomplekset, noen som stemmer overens med Bartleys tolkning (1984). Også i Gausvikdekkekomplekset øst for Sturvannet ved Gausvik er det funnet innfoldete bergarter fra Evenesdekkekomplekset.

Sammenfattet kan en derfor si om omdannelseshistorien av Gausvikdekkekomplekset: 1) at Gausvikdekkekomplekset har kommet på plass under i det meste middelsgrad metamorfe forhold, 2) at de høymetamorfe skivene ble deformert og hadde oppnådd sin høyeste metamorfose før de ble sammensjøvet til Gausvikdekkekomplekset. 3) Deretter kom Evenesdekkekompleksets bergarter på plass etter at også de hadde blitt deformert og hadde oppnådd sin høyeste metamorfose, 4) til slutt ble Gausvikdekkekomplekset foldet sammen med Evenesdekkekomplekset ((iflg Bjørklund (1987) flere ganger)) hvor også grunnfjellet er med.

5.2.4. Øverste dekkeserie

Evenesdekkekomplekset domineres av kalkspatmarmorbergarter med underordnete dolomittmarmorlag og en glimmerskiferlagrekke (Langmarkskiferen). Marmorene er delt i tre enheter; Steinsland-, Ramstad- og Evenestangflakene (Tabell 1; tektonostratigrafisk søyle), og er beskrevet i avsnittet om bergartsbeskrivelse. Mer eller mindre omdannede basiske dypbergarter hovedsakelig i form av diabaser (basiske ganger) er sjelden bortsett fra den nederste marmorenheten (Steinslandflaket) som er rik på sterkt deformerte diabasganger. Lyse dypbergarter som granittisk pegmatitt opptrer bare i en tektonostratigrafisk horisont lengst i den sydøstlige delen av området nært opp til Tangskjellet og er muligens dannet ved overskyvning av det.

Gustavson (1974a) betraktet kalkspatmarmorene som en uavbrutt avsetningslagrekke, mens denne kartleggingen har kommet til at lagrekken kan deles inn i fire forskjellige typer kalkspatmarmor. En karakteristisk rosafargebåndet kalkspatmarmor tilhørende Evenestangflaket er av Gustavson (1974) tolket å være en sammenhengende bergartsone som har en unik plass i bergartslagrekken; noe som er bekreftet ved denne kartleggingen. Samtidig har Melezhik et al (under forberedelse) med hjelp av kalkgeokjemidateringer kommet til at de fire typer kalkspatmarmor er egne stratigrafiske enheter og tilhører tre dekkeflak: nederst Steinslandflaket med senproterozoiske bergarter (Melezhik et al. 2002 og under forberedelse), deretter Ramstadflaket med kalkspatmarmor av kambrisk alder og øverst Evenestangflaket med siluriske bergarter i en karakteristisk og sammensatt lagrekke med en fargebåndet og lysgrå kalkspatmarmor og en mørk finkornet litt eldre kalkspatmarmor (se dens adkilte bergartsbeskrivelse for detaljer).

Dannelsesmåte og karakter av enhetenes innbyrdes kontaktforhold er lite forstått, men på grunn av den store aldersforskjellen antar vi at de er tektoniske enheter. En interessant følge av disse aldersdateringene er følgende betraktning: steinslandflakets grå kalkspatmarmor er datert til senproterozoisk tid. Ved litteraturundersøkelser er det kommet frem at det ikke finnes tykke kalkspatmarmorlagrekker avsatt på det Fennoskandiske skjold (det skandinaviske grunnfjellet som del av det daværende Balticakontinentet), på denne tiden. Derfor må de trolig være avsatt på et annet paleokontinent (antagelig randen til Laurentia, Roberts et al 2002).



Fig. 4. Lok. E87, foto 571'96. Lokalitet ved Stuneset. Koord. Evenes 567500/7594660N. Hvit grovkornet forkalkningsfront på tvers av bånding og (F3?) folding i Steinslandflakets finkornete mørkgrå kalk, samtidig som det synes å være medfoldet.

Inndelingen som er funnet ved dateringer stemmer i hovedtrekk overens med den kartleggingsmessige inndelingen, men lokalt kan bergarter har byttet plass, opptrer ikke eller ligner på hverandre nær opp til kontaktene. Dette trolig på grunn av den nærmest plastiske deformasjons karakter av kalkspatmarmorene, slik at en mylonittisk struktur i en eventuelt skyvegrense ble borte ved omkrystallisering.

Marmorhetene ble skilt fra hverandre visuelt ved variasjon i kornstørrelse og farge. Det er en klar tendens i feltet at de mørkeste marmorene er de mest finkornete. Siden metamorfosegraden er lik i hver enhet er kornstørrelse kun avhengig av grafitt innholdet. Imidlertid er det iaktatt at mørke varianter av alle typer kalkspatmarmor er stedvis omdannet til grovkornet hvit marmor, men dette er et lokalt og sent fenomen (F3?) og det er derfor usikkert om dette forklarer dannelse av hvite grovkornete kalkspatmarmor (Fig. 4). Dermed er det vanskelig å bestemme om noen av de hvite kalkene kunne opprinnelig har vært hvite og grovkornet slik som det antydes i den samme bergartslagrekke videre mot sør i Ballangenområdet (Melezhik et al. 2002). Dette antydes også i de tynnbåndete mørke marmorene tilhørende Evenestangflaket. Det antas at denne båndingen i finkornet mørke- og middelskornete lysere bånd svarer til opprinnelig sedimentær lagning (Fig.11). Videre oppstår tektoniske diskordanser mellom dolomitmarmorlag og tilstøtende kalkspatmarmor og skiferlag, siden dolomitt reagerte mye stivere på deformasjonen (Fig. 5).

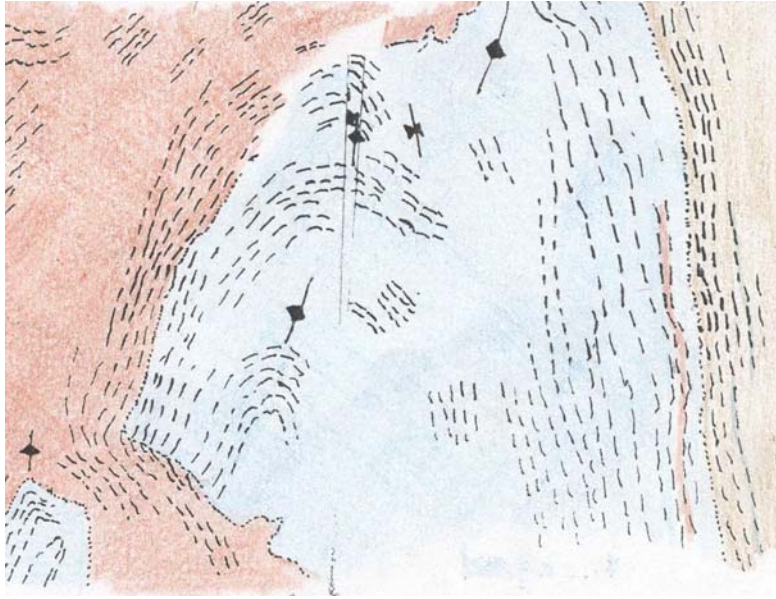


Fig. 5. Lok. 2060. Koord.: Tjeldsund 56391Ø/761086N. Diskordans mellom F4-deformert kalkglimmerskifer (brunlig) og dolomittkonglomerat (lysblå).

Hovedskiferlagrekken Langmarkskiferen, opptrer mellom Steinslandflaket og Evenestangflaket, men har ukjent tilhørighet. Det er en sterkt varierende glimmerskiferlagrekke med stedvis diabasganger som for det meste er deformerte, og større gabbrolinser. Videre opptrer nederst i lagrekken mot Steinslandflaket et monomikt til polymikt konglomeratlag med rosa kalkspatmarmorboller som inspirerte Gustavson til å konkludere at konglomeratet er yngre enn rosamarmoren (se figurene 22 og 23). Melezhik fant imidlertid at rosamarmor i bollene og Evenestangflakets rosamarmor er isotopkjemisk forskjellig. Han samordner det med det tidligkambriske Fauskekonglomeratet (Melezhik et al. 2000, Roberts et al. 2002).

Tangskjellet opptrer i den sydøstlige delen av kartområdet fra den sydlige kartgrensen ved Lia øst for Evenestangen og mot nord langs med Liakollen og til nordkoordinat 7607 hvor den kiler ut. Det danner kontakten med overliggende Bogendekkets bergarter. Det er definert av Steltenpohl (1987) og han beskriver det som en sone med sterke skjærbevegelser bestående av Evenesdekkekompleksets bergarter (Steltenpohl & Bartley 1984). Denne kartleggingen bekrefter denne tolkningen og har kommet til at skjellet er en del av en regional sen (F3) skjærsone (se kartet vedlegg 1 og fig. 2) som deformerte høygradskontakten mellom Evenes- og Bogendekket. Dette fordi bergartene er tektonisert til meget finkornete F3-mylonitter med middels omdannelsesgrad (Fig. 25). I motsetning til Steltenpohl (1987) er det funnet at skjelllets nördøstlige fortsettelse skjærer tvers gjennom Bogen- og Evenesdekkekompleksets bergarter. Den fungerer som en øvre tektoniske avgrensning for den regionale tilbakefoldingsstrukturen i Evenesdekkekomplekset (se fig. 2 og avsnittet om makroskopisk beskrivelse av F3). Langs kysten øst for Evenes begynner skjellet med svart, tettornet, kalkspat- og dolomittisk marmor, kvartsitt og en felsisk skifer. En grå kalkspatmarmor danner kontakten mot det overliggende Bogendekket og veksler med kalkglimmerskifer med hornblendenåler i en karakteristisk "garben" tekstur. Marmoren fører boudinerte

amfibolittlinser med en hvit kalkrand mot marmoren slik som i Steinslandflakets grå marmor. Der er boudinerte amfibolittlinser med en hvit marmorrand tolket å antyde sterke skjærbevegelser. Stedvis er marmoren konglomeratisk. Høyere opp mot nord består skjellet av en flerdobling av disse bergartene ved tektonisk blanding.

Udergrensen for Bogendekket er omdiskutert (Steltenpohl & Bartley 1985). Grunnen er at den opprinnelige sammenskyvningen av de to dekkene skjedde før eller i begynnelsen av den høyeste D2 omdannelsesfasen (Steltenpohl 1987). Dermed ble eventuelle mylonittstrukturer overprintet av krystallisasjon tilhørende denne fasen. Under dannelsen av Tangskjellet, sannsynlig i F3, ble alle tidligere strukturer og mineraler omdannet. Dette hadde tilfølge at undergrensen, i litteraturen, er lagt på forskjellige steder i den tektoniske lagrekken. Steltenpohl (1987) la den i første omgang i likhet med Gustavson (1974a) straks over Tangskjellets kalkspatmarmor. I en ny tolkning legger Steltenpohl et al. (1990) grensen straks under Bøkvartsitten (se nedenfor). Dermed utvidet de samtidig Tangskjellet helt opp dit. Her foretrekker en å legge grensen, som før, straks over Tangens kalkspatmarmor, men det kan godt hende at marmoren danner den basale bergartssone i Bogendekket.

Dekket begynner med den ovennevnte garbenskifer som fører amfibolitter og gabbroide linser og det er funnet kyanitt, staurolitt og sillimanitt dannet i den høyeste D2 omdannelsesfase. Bogendekkets lagrekke består hovedsakelig av kvartsglimmerskifer i høy omdannelsesgrad. Omdanningen resulterte i dannelsen av en felsisk smeltemasse med dannelsen av granittisk gneis og større kroppar med finkornet granitt høyere oppe i lagrekken ved Snaufjellet langs Ofotfjorden 3 km øst for Evenes. Soner med garbenskifer opptrer stedvis i hele lagrekken. Videre er lagrekken rik på små og store amfibolittlinser tolket som omdannede diabasganger og gabbrokroppar. Det opptrer en karakteristisk kvartsitthorisont som kan følges regionalt og er kalt Bøkvartsitt i Ballangenområdet på sydsiden av Ofotfjorden (Fig. 2). Videre opptrer underordnete kalkspat- og dolomittmarmorlag med jern-manganmalm. Lagrekken har dermed store likhetstrekk med Ranaområdets antatt senproterozoiske marmor-, jernmalm- og skiferlagrekke (U. Sjøvegjarto, pers. medd. 1998).

Skifer- og kvartsittlagrekken ved Kvitnesveten (se vedlegg 1) øst for Tjeldsundbrua, har Gustavson (1974a) samordnet med Langmarkskiferen. Men i likhet med Steltenpohl (1987) betraktes skifrene ved Kvitnesveten som en nedfoldet del av Bogendekkets skifer ved ekstensjonskollaps (se avsnitt makroskopisk beskrivelse av F3). Dette på grunn av store likheter mellom bergartene; blant annet den karakteristiske feltspatførende kvartsitthorisont ved Kvitnes som kan følges regionalt nordover til Rolla og samordnes med Bøkvartsitten i Ballangenområdet.

5.3. Bergartsbeskrivelsene

5.3.1. *Steinslandflakets bergarter*

Bergart: Kalkspatmarmor er den dominerende bergarten. Den er middelskornet, middelsgrå, for det meste homogen og massiv (Fig. 6), men også middelsbåndet i mer lyse og mørkegrå bånd. Den er temmelig skitten p.g.a. glimmer og finfordelt opake mineraler. Den fører langprismatiske hornblendekorn og er rik på det nær grensen mot skifrene. Den fører (mest) små amfibolittlinsener med en karakteristisk kontaktzone, opp til 1 dm tykk, hvor den grå kalken er omdannet til en hvit kalkspatmarmor (Fig.7). Det er usikkert hvordan disse hvite kontaktsonene er dannet, men mest sannsynlig er at de er tektoniske ved sterke skjærbevegelser mellom amfibolitten og den tilstøtende myke kalkspatmarmoren fordi amfibolittlinsene er alltid boudinerte.



Fig. 6. Foto 345'00 lok. 2068. Koord. Tjeldsund, 563870Ø76112250N. Steinslandsflakets grå homogene middelskornete kalkspatmarmor

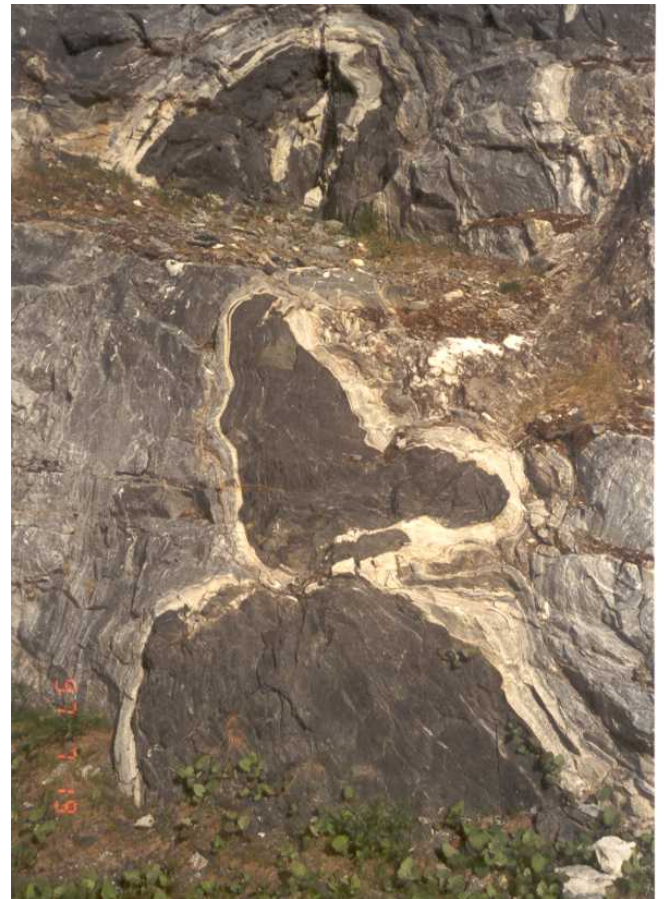


Fig. 7. Lok. 160'97 og 2068'00, foto 274. Koord. Tjeldsund 1332/3, 563900Ø/7611250N. Grå kalkspatmarmor med amfibolittlinsener med hvit kalkspatmarmorrand rundt, typisk for Steinslandsflakets kalkspatmarmor.

Geologisk opptreden: Steinslandsflaket fører den nederste kalkspatmarmorlagrekken i Evenesdekkekomplekset og er datert til å være avsatt i senproterozoisk tid (Melezhik et al. under forberedelse). I den vestlige delen av kartområdet er den ikke med i den basale

skyvesonen mot den underliggende Gausvikdekkekomplekset ved en regional tektonisk diskordans (se snitt A-A1, vedlegg 1).

Geografisk opptreden og tykkelse: Det er den dominerende kalkspatmarmoren øst og nord for Evenskjer og har en middeltykkelse på 100 m.

Økonomisk anvendelse: Økonomisk sett er bergarten helt uinteressant.

5.3.1. Ramstadflakets bergarter

Bergart: Kalkspatmarmor er den dominerende bergarten. Det finnes tre varianter med alle overganger imellom:

- 1) hvit kalkspatmarmor, 4-10 mm kornstørrelse (grovkornet), med grå forvitningsfarge (Fig. 8).
- 2) hvit kalkspatmarmor med svak blålig skjær, 4-10 mm kornstørrelse, hvit forvitrende, med litt flammer og bånd av lysgrå 2-4 mm middelskornet marmor.
- 3) båndet i hvit grovkornet og middelsgråblå, middelskornete kalkspatmarmorbånd.

I håndstykke virker den hviteste bergarten grovkornet, men i mikroskopet er kornstørrelse ikke mer enn 1 til 1,2 mm; dette tolkes som at de makroskopiske korn er aggregater av delvis nedknuste (F3?) og rekrystalliserte store korn (M2). Den grå fargen skyldes i hovedsak et varierende innhold av grafitt, og kjemiske analyser viser at de hviteste varianter er fri for grafitt. Det er en klar tendens i feltet at kornstørrelse varierer med grafitt innholdet, slik at de mørkeste marmorene er de mest finkornete. Bergarten fører kvarts i spredte 2-7 mm store korn eller i 1-3 mm tykke sjikt.

Videre opptrer tynne, opp til 2 m tykke hvite dolomittbånd.

Stedvis opptrer opprinnelig tverrgående diabaser som for det meste er foldet og omdannet til amfibolittlinser



Fig. 8. Kvittfjellet i Ramstadområdet. Hvit grovkornet kalkspatmarmor.

Geologisk opptreden: I Ramstadområdet utgjør enheten med sin hovedsakelige hvite marmor den øverste tektoniske lagrekken i Evenesdekkekomplekset og utgjør topplaget av en stor åpen synform og derfor navnet Kvittfjellet. Denne synformen er lenger mot syd

sammenklemt til et sett av isoklinalfolder og enhetens bergarter dominerer i det store vestligste kalkspatmarmorområdet ned mot Skarsfjellet i syd. Ellers i området grenser den, slik som i Ramstadsområdet, mot den grovkornete flerfargete kalken tilhørende Evenestangflaket, men stedvis grenser den, på grunn av den kompliserte tektonometamorfiske historien, mot alle andre typer bergarter. En strukturell trend for området er at fra Evenskjer og nordover kommer en lengere ned i den tektonostratigrafiske lagrekken, slik at den hvite kalken tilhørende Ramstadflaket ikke opptrer der.

Geografisk opptreden og tykkelse: I den sydlige halvdel av kartområdet er den reneste hvite kalken funnet 1 km vest for Evenes kirke, rundt Skursnes (568Ø/7595N); der er det en hvit grovkornet kalk, stedvis helt ren, men mest med litt blågrå flammer og bånd av lysgrå mer finkornet kalk. Der er den hvit forvitrende og stinker litt ved knekking. Den har en nærmest horisontal lagstilling og er ved tektonisk fordobling anslagsvis 80 m tykk. Den strekker seg mot SSV over Kjerkerberget og mot NNØ forsvinner den i Kjerkvannet.

Lenger mot vest i Skarsfjellet opptrer et temmelig steiltstående, opp til 80 m bredt hvit bånd av kalkspatmarmor; spesielt for denne marmoren er at den er fin- til middelskornet, noe som blir tolket som nedknusning ved senere mylonittisering og rekrySTALLISASJON. Videre er den forholdsvis rik på tyne dolomittrike lag i 1-2 m tykkelse. Den kan følges mot NNV helt til Ramstadsområdet og finner sin rene form igjen i Kvittfjellet. Der danner den en anslagsvis 50 m tykk kappe med ren hvit grovkornet marmor som skråner mot nord ned mot Tjeldsundet.

Økonomisk anvendelse: den hvite grovkornete marmoren fyller for det meste kvalitetskravet for høykvalitet kalsiumkarbonatfibrer; også den litt mørkere variant kan være aktuell (Øvereng & Furuhaug 1999). Den er tydelig renere og med mindre MgO (dolomittisk) enn den gråhvite marmorvarianten i Evenestangflaket (Øvereng 1972 side 24 og Øvereng & Furuhaug 1999 side 15). Den hvite varianten kan også være aktuell som blokkstein.

5.3.3. Evenestangflakets bergarter

Bergart: Kalkspatmarmor er den dominerende bergarten; det finnes tre varianter som skiller seg klart fra hverandre. Det opptrer også en dolomitmarmorhorisont.

1) Kalkspatmarmor, gråhvit, ikke stinkende, med sjikt og bånd av lysgrå middelskornet kalkspatmarmor som fører lys glimmer. Glimmerinnholdet er lite men bergartsdannende (Fig. 9). Sjiktene består for det meste av gulforvitrende muskovittrike sjikt og mørke grafittførende glimmersjikt. Den har svak til sterk gulbeige forvitring. Inn i mellom finnes dm tykke homogene hvite kalkspatmarmorbånd. Den bruser lite på fersk brudd som tyder på et visst dolomittinnhold. For det meste er den kremfarget nær opp til den fargebåndete kalkspatmarmoren. Stort sett fører den ikke mer enn 2 m tykke rosa kalkspatmarmor- og hvite dolomittlag. Folder med glimmer parallell til akseplanfoliasjon er vanlig. Bergarten er gjennomvannet av diabasganger og små gabbrolinser, men de er underordnet i mengde.



Fig. 9. Lok.E1/E1845, foto196'00. Koord.: Evenes, 570165Ø/7594535N (Evenestangen, i svingen): gråhvit middelskornet kalkspatmarmor.

2) Kalkspatmarmor, rosa og hvit båndet, stedvis med grønne og beige fargebånd, grovkornet, for det meste glimmerførende (Fig. 10). Det opptrer dm til 1 m tykke bånd av amfibolitt til hornblende-biotittskifer uten granat og for det meste parallell med båndingen i kalken.



Fig. 10. Lok. 1852, foto 207'00. Koord. Evenes 0570376Ø/7594491N. Foto tatt mot NØ med Rørvika og Liavika og fjellsiden Evenesfløya i bakgrunnen. Ved lok. 1856 begynner den svarte kalken. Fall er i alle lokaliteter mot øst.

3) Kalkspatmarmor, mørkgrå til svart, for det meste båndet i 1dm gråhvit middelskornete bånd og finkornete mørkgrå til svarte bånd (Fig. 11). Stedvis er den homogen, finkornet mørk grå, stedvis er den omdannet til hvite grovkornete kalkspatlag-, linsener og –flammer (Fig. 4). Det er ikke funnet mørke dypvulkanske bergarter som diabasganger, amfibolitter eller gabbrolinsener i denne kalkspatmarmorhorisonten.



Fig. 11. Lok.1871'00 foto 270'00 Koord. Evenes 0570740Ø/7594282N. Sterkt båndet svartkalk.

Dolomitt (Fig. 12), hovedsakelig hvit men stedvis varierende helt til svart, alltid finkornet, gulforvitret og stedvis med tremolitt og med hematittrike sjikt.



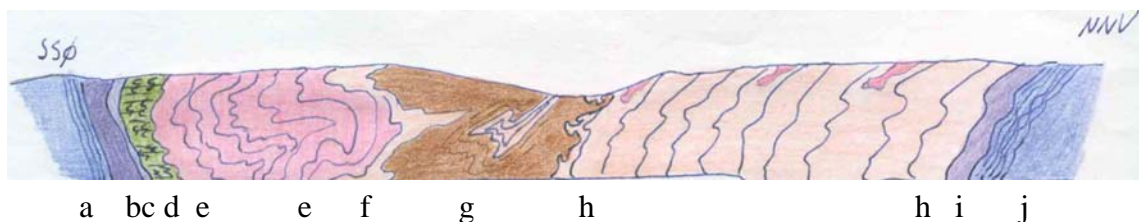
Fig. 12. Lok. E96, foto 575'96. Tårstad, koord.: Evenes 1331/4, 566629Ø/7594773N. Homogen finkornet hvit til svakt gråflammet dolomitt, svak gul forvitret, tilhørende Evenestangflaket. Laget er 10 m tykk.

Geologisk opptreden: Evenestangflaket er delt i to: den finkornete mørke kalkspatmormoren på en side og den grovkornete rosa fargebåndete og gråhvite marmoren på den andre siden (Fig. 13, hhv. punkt a), e) og h)). Mange steder grenser den rosa marmoren mot den mørke, mens den gråhvite varianten opptrer på motsatt side av den rosa. Den mørke er ved kontakten mest dolomittisk og det er det eneste sted i tektonostratigrafien hvor det opptrer tykkere dolomittlag. Ellers opptrer tynne dolomittmarmorlag i vekslings med kalkspatmarmorlag i alle enhetene.

Dolomitten er for det meste hvit og alltid finkornet. Kontakten mellom den rosa og den mørke marmoren er vanligvis skarp, men i mange tilfeller opptrer i tillegg tynne hornblendeskiferlag, amfibolitt og metagabbrolag og med kvartsrik glimmerskifer. Regionalt sett er kontakten samtidig kjennetegnet ved forekomsten av epigenetisk sulfidmalm med sfaleritt (sinkblende) og kis. En interessant iaktakelse er at flere steder fører den rosa marmoren diabasganger helt inntil kontakten med den mørke marmoren, men de skjærer aldri gjennom den. Det er funnet at den rosabåndete marmoren fungerer som ledehorisont helt ned til Fauskeområdet (Fig. 1) hvor den blir kalt Leivsetmarmor og er der en meget verdsett blokk- og prydstein (Melezhik et al. 2002).

Diabasganger, amfibolitter og metagabbrolinser som opptrer i den rosa båndete og den gråhvite marmoren har, i motsetning til amfibolittlinsene i Steinslandsflaket, sin opprinnelige diskordante struktur og sin feltspatpeprete, ofittiske tekstur delvis bevart og de er uten den hvite randsone. Dette er med på å forsterke inntrykket av en regional unik lagrekke og en diskordans av ukjent karakter innenfor lagrekken.

Den gråhvite, den rosabåndete og den mørke kalkspatmarmoren er datert til silur alder, og slik at den mørke marmoren er litt eldre enn de to andre (Melezhik et al. under forberedelse). Dermed kan denne karakteristiske lagrekken brukes som opp/ned kriterium. I den gråhvite-rosa marmorlagrekken er den rosa marmoren hovedbergart. Den gråhvite er mange steder tynn, ikke mer enn 2-3 m, men den lar seg kartlegge i den SØ-lige delen av kartområdet rundt Evenes, sannsynligvis på grunn av tektonisk flerdobling. Den grenser der mot den hvite til gråblå båndete grovkornete kalkspatmarmoren tilhørende Ramstadflaket.



- a mørk finkornet kalkspatmarmor
- b 1 m finkornet grå dolomitt
- c ren beige dolomitt
- d 2 m mørk kalkglimmerskifer
- e 40 m hovedsakelig rosa fargebåndet grovkornet kalkspatmarmor
- f hvit grovkornet kalk
- g hornblendeskifer til amfibolitt med innesluttet og medfoldet hvit grovkornet kalkspatmarmor
- h 70 m gråhvitt grovkornet kalkspatmarmor med få rosa bånd
- i 5 m hvit dolomitt
- j finkornet grå kalk

Fig. 13. Lok. 1707'99 og 2058'00. Jonasdalen E10 veiskjæring. Koordinat for SSØ kontakt mot mørk kalk.: 0568330Ø/7604271N. Antatt synform D2? med dobbelt 'Rosamarmor' lagrekke som utgjør Evenestangflaket. Bergartene er refoldet (F3) i plastiske mindre folder, overfoldet mot SSØ.

Geografisk opptreden og tykkelse: I Ballangenområdet utgjør enheten den øverste tektoniske enheten i Evenesdekkekomplekset, mens den i det kartlagte området mange steder er så sammenfoldet med Ramstadflaket at den noen ganger ligger under det. *Den gråhvite varianten* har sin største utbredelse i den SØ-lige delen av kartområdet øst for Evenes. Draget er omtrent 200 m tykk ved tektonisk flerdobling og strekker seg fra Evenestangen mot NNØ. I Jonasdalsprofilen (Fig. 13) er det 70 m tykt. *Den rosabåndete* marmoren kan følges i hele området, men opptrer bare som tynne innfoldinger øst og nord for Evenskjer. Den er meget bra blottet straks øst for Evenestangen, og er der en 65 m tykk (Fig. 10), i Jonasdalsprofilen er den 45 m tykk (Fig. 13). *Den mørke finkornete* kalkspatmarmoren er den dominerende bergarten i hele den midtre og sydlige delen av området, men opptrer bare som tynne innfoldinger øst og nord for Evenskjer. En tykkelse på 100 m eller mer er vanlig, og langs kysten øst for Evenestangen er den en 195 m tykk. *Dolomittmarmor* opptrer i utholdende lag rundt kontakten mellom den rosabåndete kalkspatmarmoren og den mørke marmoren. Tykkelse på 10 m er vanlig med en maksimumtykkelse på en 20 m ved tektonisk fordobling.

Økonomisk anvendelse: Den gråhvite kalkspatmarmorvarianten ved Evenestangen har vært gjenstand for intensive undersøkelser med tanke på mulighet for mineralutvinning. Selv om en første kvalitetsvurdering virket temmelig gunstig (Øvereng 1972) så viste det seg at sammensetningen er for ujevn (O. Øvereng 1999, pers. medd.) og med for høyt magnesiuminnhold (dolomitt).

Den rosabåndete 'Leivset' kalkspatmarmoren er interessant som blokk- og prydstein; det har flere steder vært drift på denne bergarten.

Dolomittmarmoren har en brukbar til meget bra kvalitet som industrimineral til bruk i produksjon av maling og plastics; fire forekomster er nærmere undersøkt (Melezhik et al. 1997) og i tillegg kommer Gårdsletteåsforkomsten med en anslått utstrekning på 1500 m og en maksimum tykkelse på 20 m (65760Ø/760370N).

5.4. Omdannelses historien

5.4.1. *Oversikt*

Siden datering av Evenesdekkekompleksets bergarter (Melezhiks et al. under forberedelse) antyder en tredeling av marmorlagrekken med vidt forskjellig alder, er omdannelsesforløpet både mikroskopisk og makroskopisk undersøkt for eventuelt å finne forskjeller. Dessverre viser marmorene i mikroskopet for det meste bare ét penetrativt endeprodukt hvor alle tidligere hendelser er utvisket (se avsnittet om mikroskopisk beskrivelse av F3). Dette er en ikke ukjent fenomen når det gjelder marmorbergarter.

Makroskopisk er det mulig å finne en interferens av forskjellige typer deformasjoner, men siden disse bergarter reagerte plastisk på deformasjoner, vises mange steder et meget kaotisk mønster. I feltet er det funnet en nærmest lineær sammenheng mellom kornstørrelse og farge og slik at de mørkeste marmorene er de mest finkornete. De mørke varianter ser ut til å være omdannet til grovkornete hvite kalkspatmarorer, men dette er et meget lokalt og sent fenomen og vi er derfor usikker om den regionale trenden antyder forskjell i metamorfosegraden. Skifrene som opptrer på forskjellige steder i lagrekken er derfor avgjørende for å finne ut om det tektonometamorfe hendelsesforløpet. Siden disse viser at det er likt for både Evenes- og Bogendekketets bergarter må en konkludere med at kornstørrelse og farge i marmorene er stort sett avhengig av det opprinnelige avsetningsforholdet.

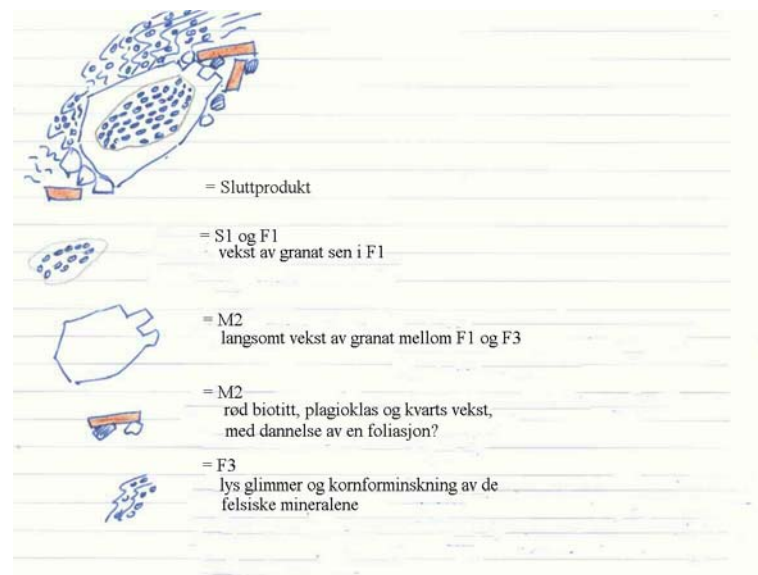


Fig. 14. Skjematiske tegning som sammendrag av teksturene dannet i løpet av den tektonometamorfe prosessen. Teksturen som vises her opptrer i granatglimmeskifer tilhørende Langmarkskiferen i Ramstadområdet, men gjelder også for skifrene tilhørende Bogendekket. I F3-trykkskyggen av granatene er den tidligere (middelskornete) foliasjonen av rød biotitt, kvarts og feltspat bevart. Denne foliasjonen er dannet av M2-omdannelsesperioden som var den høyeste omdannelse av enheten. Merk at den høyeste omdannelse er karakterisert av en i hovedsak statisk vekst.

I mikroskopet viser skifrene (Fig. 14) en tidlig F1 deformasjon med utvikling av S1 foliasjon i lavgradsombdanning (grønnskifer facies), deretter en progressiv mineraldanning i middels til høy og stedvis høy grad ombdanning (M2) uten skjærdeformasjon. Dette tyder på at den opprinnelige sammenskyvningen av Evenesdekkekomplekset og Bogendekket skjedde før eller i begynnelsen av den høyeste ombdannelsesfasen M2 (Steltenpohl 1987), siden eventuelle mylonittstrukturer er overprintet av strukturer og teksturer tilhørende denne fasen.

Disse hendelser ble etterfulgt av en diskordant og mer eller mindre penetrativ skjærdeformasjon (F3) med en tilbakeskridende middelgrads ombdanning. Sluttresultatet er en sammensatt tekstur som stedvis er dominert av den senere F3-skjærfase, og da er det bare rester igjen av den tidligere høyere grad M2 metamorfe teksturen.

I forbindelse med leting etter grovkornet hvit kalkspatmarmor er det viktig å legge merke til at M2-fasen med sin kraftige rekrystallisasjon uten sterke skjærbevegelser kan gi dannelse av brukbare mineralforekomster. F3, derimot, er en destruktiv fase med kornforminsking begrenset til hovedskjærsonene (Fig. 21) ved den samlede skyvning av den øverste dekkserien til sin nåværende posisjon. Senere i F3 opptrer "tilbakefolding" med folding og tektonisk sammenblanding av de ulike marmortypene (se makroskopisk beskrivelse).

F1 og M2 mangler i de kortsjøvne bergarterne tilhørende Gausvikdekkekomplekset. I disse bergarter, sammen med de mylonittiske sonene i grunnfjellet, er F3 hoveddeformasjonen, med dannelse av en penetrativ S3-foliasjon. Dette er i overensstemmelse med Bjørklunds (1987) tolkning av geologien rundt Storvannet sydøst på Hinnøya hvor han konkluderer med at Gausvikdekkekomplekset innbefatter høymetamorfe bergarter som har fått sin første deformasjon og høyeste metamorfose før den ble skjøvet sammen med de kortsjøvne grunnfjells-skivene. Videre skriver han at den øverste dekkserien allerede var deformert og hadde oppnådd høyeste ombdannelsesgrad før den ble skjøvet diskordant på Gausvikdekkekomplekset.

Meget spesielt er kyanitt-, staurolitt- og stedvis sillimanittførende bergarter som opptrer i to bestemte tektonostratigrafiske horisonter. De opptrer på grensen mellom Ramstadflakets og Evenestangflakets bergarter både i kartområdet og i Ballangenområdet syd for Ofotfjorden, noe som antyder at kontakten er en viktig tektonometamorf grense. Videre opptrer de sammen med hornblende-kalkglimmerskifrene nederst i Bogendekket. I motsetning til Bartley (1984) og Steltenpohl (1987) vil vi derfor ikke utelukke at de må betraktes som tektonostratigrafisk uavhengig av resten av Evenesdekkekompleksets bergarter. Dette er antagelig grunnen for at Gustavson (1974a) ikke nevnte opptreden av kyanitt, staurolitt og sillimanitt i Evenesdekkekompleksets bergarter. Videre betyr det at Bogendekkets bergarter fikk en høyere metamorfose, noe som også antydes ved granittisering av dens bergarter. Denne granittiseringen er datert til 430 mill. år (U-Pb krystallisasjonsalder for monazitt, Coker et al. 1992) og er med på å forsterke inntrykket av at selv om bergarterne er av forskjellig alder har de en liknende ombdannelseshistorie (Coker et al. 1992: "det er ikke funnet forskjell i strukturelle historier i den øverste dekkserien").

5.4.2. Mikroskopisk beskrivelse

Den første F1 og andre M2 omdannelsesfasen: Foliasjonen i den øvre dekkeseriens bergarter vises i mikroskopet som en sammensatt tekstur, som er tolket å ha blitt dannet i to og stedvis tre faser (Fig. 15). Den første fasen (F1) opptrer som en fin og jevnkornet foliasjon (S1) dannet av kvarts, i kjernen av granatporfyroblaster. Foliasjonen er rett, men stedvis bøyd og litt grovere kornet på endene. Dette tyder på en overgang til den andre og høygradsomsdannelsesfasen M2, med først raskt vekst av ovennevnte granater som innesluttet den første foliasjonen med deretter en langsomt vekst uten deformasjon slik at ende produkt er en idioblastisk granat med en inneslutningsfri rand. Den statiske veksten er ytterligere markert ved at det ikke har dannet seg en trykkskygge på sidene i den ytre middelskornete granoblastiske M2-teksturen dannet av kvarts, oligoklas-plagioklas og rød biotitt. Dermed vises en klar diskordans mellom den indre (S1) og den ytre M2-mineralteksturen som utgjør matriksen (Fig. 15). Steltenpohl (1987) antydte en gradvis overgang fra den høymetamorfe M2 til den middelmetamorfe etterfølgende F3-fase ved at den ytterste granatrand viser geokjemisk en tilbakeskridende metamorfose.

Den tredje fasen (F3) er karakterisert av en for det meste ikke penetrativ skjærdeformasjon med mer eller mindre nedknusning og middelsgrad retrogradering av M2-mineralene, slik at det stedvis er bare rester igjen av M2-mineralteksturen og er derfor dårlig kjent. Dette viser samtidig at skjærdeformasjonen (F3) og progressiv metamorfose (M2) kan være uavhengig av hverandre (Zwart 1974, Barker 1989 s.200) og at den høyeste metamorfose opptrer mellom den første og den tredje deformasjonsfase og er hovedsakelig statisk.

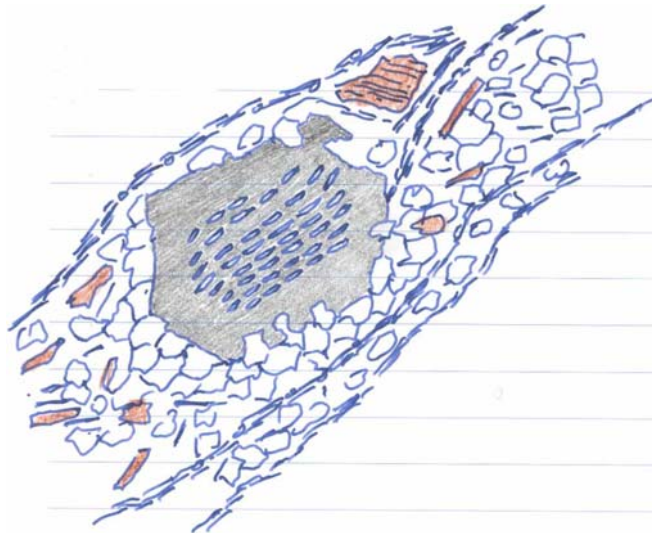


Fig. 15. Lok. GEM523c. Koord.: Tjeldsund 564271Ø/7603278N: Skjematisk tegning av tekstur i mikroskopet. Langmarkgranatglimmerskifer. Stor gråfarget, idioblastisk granat med i kjernen en fin og jevnkornet foliasjon (S1) dannet av kvarts. Merk at granaten ikke har trykkskygge. Matriks er en M2-mineraltekstur med fargeløse korn som er hovedsakelig kvarts og litt plagioklas, videre vilkårlig orienterte rødbrune biotittkorn og lysglimmer angitt med lange tynne streker. S3, dannet i F3- fasen, er representert med tynne parallelle sjikt av hovedsakelig lys glimmer (tynne korte streker). I dette tynnslipet viser M2 lysglimmermineralene en svak parallell orientering og S3 viser en middelshøy vinkel mot den.

På egne tektonostratigrafiske horisonter opptrer skifre hvor M2-fasen er karakterisert av idioblastiske porfyroblaster av kyanitt, staurolitt og amfibol som også inneslutter den ovenfor beskrevne S1 og viser også randsone fri for inneslutninger og ingen trykkskygge (Fig.16). Denne høyeste metamorfe teksturen er derfor uten orientering, men er ordnet i en foliasjon i hornblende-kalkglimmerskifrene nederst i Bogendekket. Steltenpohl (1986) og Karlsen (1997) beskriver også at de høyestmetamorfe mineralene i Bogen- og Niingendekkene danner en foliasjon og blir derfor kalt S2.

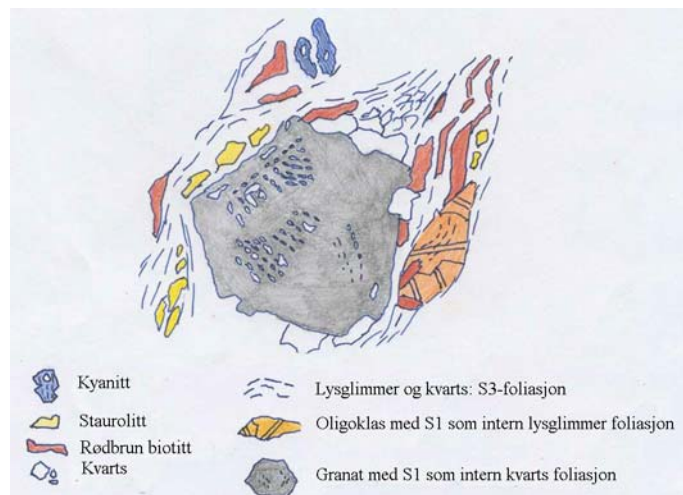


Fig. 16. Lok.1916 koord. Tjeldsund 567877Ø/7605323N. Skjematisk tegning av tekstur i mikroskopet. Langmarkgranatglimmerskifer med trefaset omdannelsestekstur. En temmelig penetrativ finkornet lys glimmer, kvarts S3-foliasjon som deformerer grovkornet S2 dannet av rød biotitt, staurolitt, kyanitt, oligoklas og kvarts. Innesluttet i granatporfyroblasten en finkornet foliasjon S1 av kvarts dannet i F1 og innesluttet i den delvis nedbrutte oligoklasporfyroblast en finkornet S1-foliasjon dannet av lys glimmer. Både granat og oligoklas viser en inneslutningsfri randsone. I F3-trykkskygge av granat er M2-kvartskorn delvis bevart.

Den tredje deformasjonsfasen F3: Den tredje og diskordante deformasjonsfasen F3 er en skjærdeformasjon som er retrograderende med dannelse av en ny foliasjon, S3, bestående av lys glimmer. Den er ikke gjennomtrengende (penetrativ), men varierer i styrke; fra en spredt kløv til en foliasjonsdannelse med nedknusning og folding av M2-teksturen, men med lite rotasjon. Det dannes i hovedsak en symmetrisk trykkskygge rundt M2-porfyroblastene hvor i den middelskornete høyestmetamorfe M2-matriks ikke er nedknust (Fig. 14,16 og 17) . I hovedskjærsonene slik som i Tangskjellet og Eveneskompleksets basale skyvesone dannet det seg en mylonittfoliasjon. Det ble dannet ved kraftige skjærbevegelser med rulling og tektonisk korrodering av porfyroblastene og bergartsfragmenter . Der fikk kalkspatmarmorene en ny foliasjon der de middels til grovkornete M2-mineralene er nedknust og rekrystallisert i en finkornet tekstur i tynne parallelle sjikt (se også fig. 21).

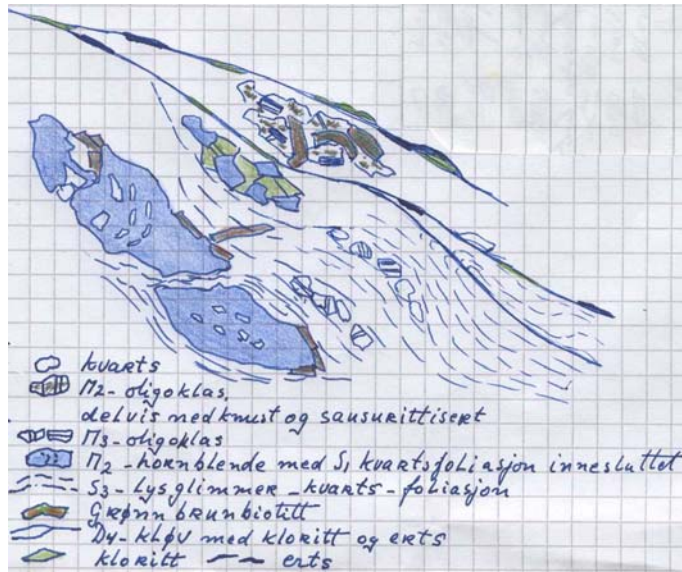


Fig. 17. Lok. 2060AA. Koord.: Tjeldsund 563919Ø/7610860N. Skjematisk tegning av tekstur i mikroskopet. Kvarts to-glimmer garbenskifer tilhørende Langmarkskiferen. S3 er her hovedfoliasjonen, dannet av lys- og grønnbrun glimmer og kvarts. Noen av biotittene er på tvers av S3 og antyder fortsatt vekst etter S3 dannelse. D4 er en klorittholdig småfoldings kløv (se Trouw 1973, side 95) som knuser, undulerer og bøyer S3. Hornblende ble i F3 omdannet til grønnbrun glimmer og epidot, og til kloritt i D4. Kvarts ble i D4 sterkt undulerende og delvis knust.

Den fjerde deformasjonsfasen F4: Strukturer tilknyttet den fjerde deformasjonen sees sjelden i tynnslip. Den knuser, undulerer og bøyer tidligere mineraler og retrograderer de mørke mineraler til kloritt (Fig. 17). Knuste kvartskorn ble rekrystallisert og fortannede kornrensere ble dannet..

5.4.3. Makroskopisk beskrivelse

Den første F1 og andre F2 deformasjonsfase: Det er ikke så lett å sette strukturene en ser i mikroskopet i sammenheng med strukturene en ser i feltet. Retningvisende er den hovedfoliasjonen som i feltet synes å være den eldste strukturen, og er en akseplanfoliasjon til sjelden synlige isoklinale folder (Fig. 18). Siden foliasjonen i mikroskopet vises å være en sammensatt struktur som både kan være dannet i de første og andre deformasjonsfasene og bare stedvis i den tredje fasen er det sannsynlig at den foliasjonen som vises i fig. 18 er et produkt av den første og andre fasen. Refoldingen er tolket som en F3-struktur.



Fig. 18. lok. 1163. Foto 73'98. Koord.: Evenes 571605Ø/7597738N. Blålig Ramstad kalkspatmarmor med markering av F1?F2? isoklinalfold med akseplanfoliasjon; refoldet av F3.

Den tredje deformasjonsfase F3: Som ovenfor beskrevet er hoved foliasjonen et produkt av en sammensatt omdannelseshistorie, dvs, av de F1 og F2 fasene. Her forslås å knytte de F3-metamorfe teksturene til de asymmetriske monoklinale til overfoldete tette foldene. Disse er de vanligste foldetyperne i feltet (Fig.18). De er bøyingsfolder med mer eller mindre utvalsete sjenkler og fortykkede ombøyninger som refolder en eldre foliasjon uten å danne en ny gjennomtrengende foliasjon, men stedvis er utviklet til en akseplankløv (Fig. 19). I kalkspat- og dolomittmarmor arter denne deformasjonen seg som kaotiske til plastiske folder.



Fig. 19. F3-isoklinalfold i Ramstad kalkspatmarmor sett mot syd. Nær Evenesflyplass.

I den sydlige halvdel av området, fra Evenes opp mot Evenskjer, heller den tektonostratigrafiske båndingen svakt til middels mot øst. Sterkere fall opptrer stedvis der hvor bergartene er sterkt F3-foldet. Dette er tolket slik at i de kraftig foldete områdene er ombøyninger/foldeknærsoner regionale, nærmest N-S rettede, F3-folder. Områdene i mellom, med en bredde fra 1 km eller mer, er nærmest fri for folder og er svakt hellende mot øst. Disse områder betraktes å være sjenklene for de større foldene (Fig. 20). Denne foldingen går sammen med den diskordante overskyvningen av Evenesdekkekomplekset over Gausvikdekkekomplekset og dannelse av det diskordante Tangskjellet. Tangskjellet følger og retrograderer Bogendekketets høymetamorfe basale skyvesone i den sydøstlige delen av kartområdet. Lenger mot nord og nordøst skjærer den diskordant gjennom den nedre delen av Bogendekket og det underliggende Evenesdekkekomplekset. Dette har ført til at kalkspatmarmorene som utgjør den basale delen av Evenesdekkekomplekset og Tangskjellet og en sone i varierende tykkelse under det, har fått en ny foliasjon hvor den typiske M2-marmoreringen med fargenyansering i flammer og uregelmessige bånd er blitt til en sterkt parallellorientert tektonisk bånding (Fig. 21).

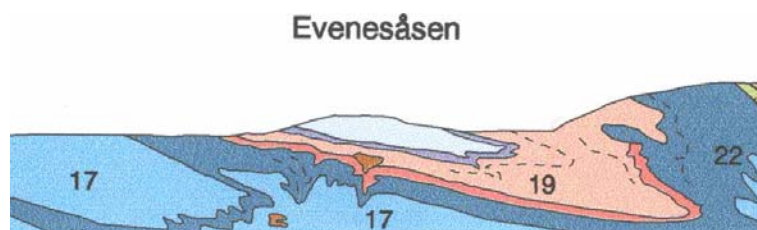


Fig. 20. Avsnitt profil C-C'. Lengde avsnitt er 1700 m. Profilet viser de sene F3-foldene som er overfoldet mot vest til vestnordvest og samordnes med Steltenpohl (1987) og Bartleys (1984) tilbakefolding med en overfolding motsatt den øst til sydøst rettede dekkenskyvningen.



Fig. 21. Lokalitet 136, Foto 629'96 Koord. Evenes: 572004Ø/7598722N. Ramstadflakets kalkspatmarmor med en penetrativ F3 tektonisk bånding.

Foldene er hovedsakelig overfoldet mot vest til nordvest og kalles tilbakefolding (Steltenpohl 1987) fordi den er motsatt og senere enn skyvningen av den samlede øverste dekkserien som ble beveget mot sydøst tidlig i F3 (se avsnitt om beskrivelse av Gausvikdekkekomplekset). Dette fikk tilfølge at foldene i denne fasen har forskjellige foldeakseretninger og til dels motsatte overfoldingsretninger (Bartley 1984 på Hinnøya og Steltenpohl 1987 i Evenes og Bogenområdet). Imidlertid har foldene samme utseende og omdannelsestekstur. Dette har antagelig sammenheng med at tilbakefoldingen, dannet ved kollaps av det kaledonske dekkekomplekset er nærmest samtidig med den store hevingen av bergartsmassene som følge av skyvning av de kaledonske dekkene til sin nåværende plass i begynnelsen av F3. Strukturer dannet ved kollaps er kaotiske, med overfoldingsretninger vekslende over kort avstand (Harris et al. 2002). Coker et al. (1995) og Mosar (2001) ser sammenheng mellom denne kollapsen og dannelsen av Ofotsynformen ved ekstensjon langs en listrisk forkastning ned mot vest til nordvest (Fig. 2). Dette er interessant fordi foldeaksetrenden for tilbakefoldingen følger Ofotsynformen og synformen er asymmetrisk ved at tilbakefoldingen opptrer bare på den vest til nordvestlige side (Fig. 2). Østsiden er karakterisert av penetrative skjærbevegelser parallell lagdelingen og en penetrativ S3 tett skjærbånding. Dette forklarer muligens også hvorfor Evenesdekkekomplekset ble sterkt utvalset på denne siden.

Den fjerde deformasjonsfasen F4: På høyde med Evenskjer og i Ramstadorrådet i øst ble den N-S rettede F3-foldeakseretningen bøyet av mot ØSØ-VNV og F3 ble refoldet av F4 (Fig. 2, 23 og 24). F4-foldene er konsentriske med bare svak til ingen fortykning av foldeknær og nærmest horisontal foldeakse og vertikalt akseplan, stedvis svakt overbikket mot nord. Den antyder en mer sprø deformasjon uten plastisk deformasjon av marmorene og viser sprekker og småforkastninger i foldeknær fylt med kvartsårer. Dette gjelder for hele Evenskjerområdet og nord og øst for det (se tverrfoldingen, Gustavson 1972). I Evenesområdet i syd er foldeaksen til F4-foldene parallell F3 d.v.s. rettet nord-syd, men her er den overfoldet mot øst til sydøst. Den folder den antatte S3-mylonittfoliasjonen i Tangskjellet (Fig. 25) og synes å være samtidig med forkastningene i Evenesdekkekompleksets bergarter som danner undergrensen mot det underliggende Gausvikdekkekomplekset i det vestlige Evenesområdet ved Skardvika (profil C-C' ved Skardfjellet og Fig. 26). Vi antar at denne regionale refoldingen ble ledsaget av regionale normalforkastninger som følger Tjeldsundet (Tjeldsundet forkastningssystemet, Bartley 1982) fordi foldingen på hver side av forkastningen er forskjellig. Foldene berører samtidig grunnfjellet og danner den nordlige og sydlige grunnfjellsdomstrukturen på Hinnøya og de store VNV-ØSØ rettede nedfoldingene av kaledonske bergarter imellom (se avsnitt ”stedegne bergarter fra jordens urtid”). Den antatt tilhørende Forholtforkastningen i den sydvestlige Ramstadorrådet er godt blottet og beskrives i en egen rapport.

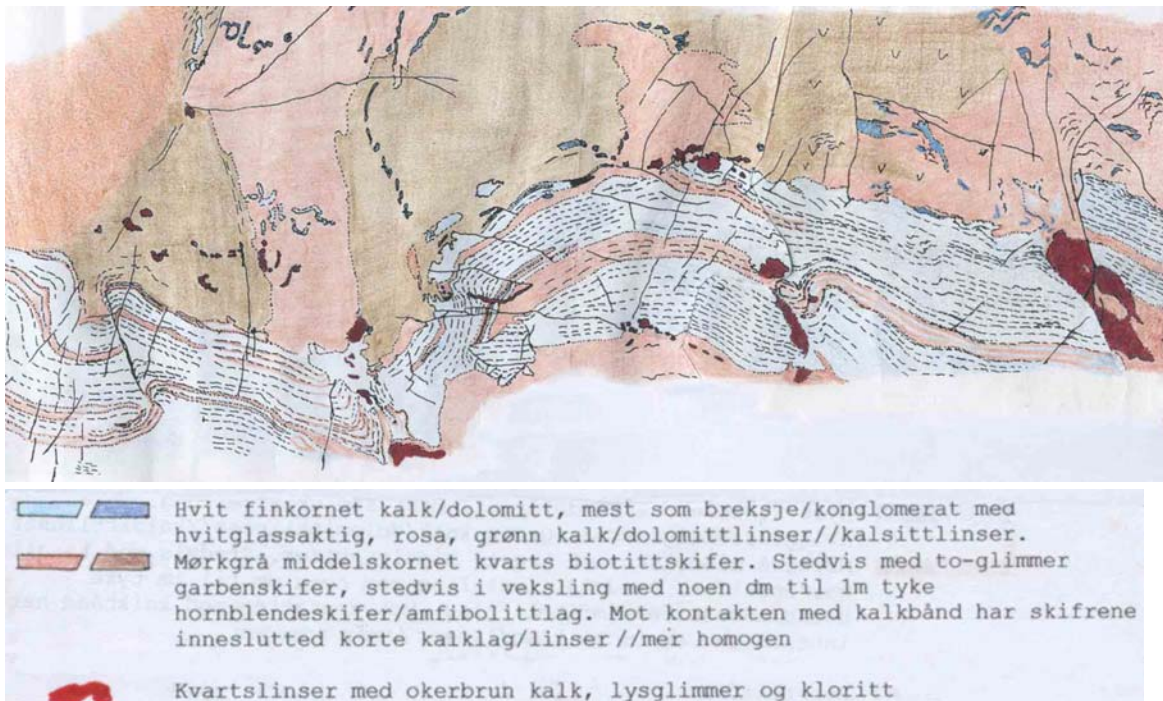


Fig. 22. Lok. 2060. Veiskjæring nord for Evenskjer, ved veikryss E10 og veien ned til Evenskjer. Koord.: Tjeldsund 56391Ø/761086N. F4-foldet konglomerat med dolomittmatriks tilhørende Langmarkskiferen. Forholdet mellom folding og dannelse av sprekker og kvartsårer vises. Sett mot øst.



Fig. 23. Lok. 2066, foto 342'00. Veiskjæring nord for Evenskjer. Koord.: Tjeldsund 56391Ø/761086N. Konglomerat med dolomitmatriks tilhørende Langmarkskiferen. F4-fold med refolding av den sammensatte tidligere foliasjonen markert med flattrykte dolomitt-, kalkspatmarmor og amfibolittboller. Samme lokalitet som fig. 22. Sett mot øst.



Fig. 24. Lok. 1942, foto 312'00. Lokalitet langs stranden syd for Soltun folkehøyskole. Koord.: Tjeldsund 567398Ø/7607147N. Kvartsitt tilhørende Langmarkskiferen. F4-fold som refolder den sammensatte tidligere foliasjonen og lineasjonen. Folden markerer bøyningen av den N-S rettede F3-folding mot en SØ-NV retning. Sett mot SØ.



Fig. 25. Lok. 414, foto 373'97. Lokalitet vest for Evenes; øst er mot høyre. Koord. Evenes 571540Ø/ 7595180N. Finkornet svartkalk/dolomitt F3-mylonitt i bunnen av Tangskjellet, refoldet av F4 og overfoldet mot øst.

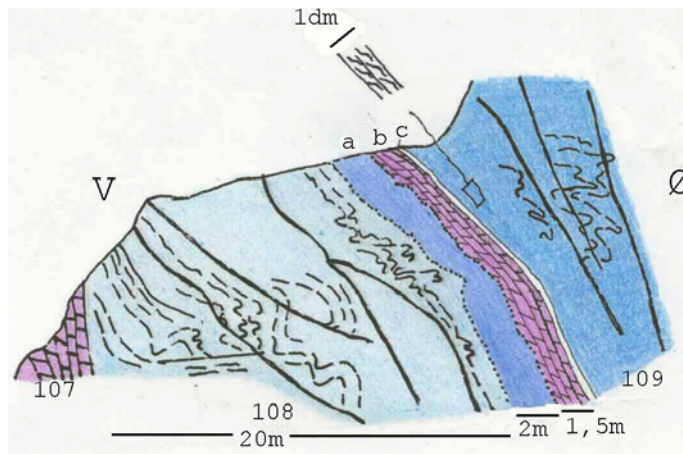


Fig. 26. Øst i Skardvika langs veien: skisse over lokalitetene fra venstre 107, 108 og 109; koord. for lok. 107 er Evenes 565931Ø/ 7594451N. Den basale skyvesone for Evenesdekkekomplekset er straks vest for lok.107. Antatt tidlige F3-duktil mesoskopiske folder overfoldet mot øst som ble brutt av semiduktile D4-forkastninger. Innfelt D4-semiduktile forkastninger med skjærbånd imellom, som antyder skjærbevegelse steilt ned mot øst. Lok. 107 er en meget finkornet, lysgrå, stripet, båndet dolomittmarmor. Lok. 108 er båndet kalkspatmarmor med mørke finkornete bånd og grovkornete hvite bånd. Den middelsblå fargete bergarten a er en antatt mylonittisk mørk finkornet kalkspatmarmor, b er hvit finkornet dolomittmarmor, c er en 3 dm tykk mylonittsone med en sterkt foldet bergart rik på lys- og grønn glimmer (fuchsitt?). Lok. 109 båndet fin- til middelskornet nesten hvit kalkspatmarmor, båndet med blå grafittkalk.

6. OPPSUMMERING

Detaljert kartlegging av den flerfaset deformerte høyomdannede bergartslagrekken i Evenes-Tjeldsundområdet sammen med kjemostratigrafiske aldersbestemmelser med hjelp av karbon- og strontiumisotoper på kalkspatmarmor mellomomlag har vist at det er mulig å komme til en kronostratigrafisk inndeling av lagrekken.

Denne lagrekken er en del av den tykke lagrekken av kalkspat- og dolomittiske marmor i Ofotsynformen i det nordlige Nordland og Syd-Troms. Den ble tidligere betraktet å være en homogen lagrekke av senordovisisk- tidligsilurisk alder. Det viser seg nå at den består av neoproteroiske, kambriske og tidligsiluriske karbonatformasjoner som ble tektonisk sammenskjøvet i en ikke-kronostratigrafisk rekkefølge.

Kambriske og tidlig siluriske kjemostratigrafiske markører gjør det mulig å knytte økonomisk drivverdige dolomitt og kalkspatmarmorforekomster sammen og vil være anvendelig for videre prospektering ellers i Nordland og Troms fylker. Den kambriske (Ramstad) grovkornete hvite kalkspatmarmoren er en ny type marmor og indikerer at dette er en ressurs for fremstilling av "høyverdige" kalkprodukter.

Den meget kompliserte oppbygningen av lagrekken og den flerfasete deformasjons- og omdannelseshistorien resulterte i at bergartene opptrer i en kompleks struktur. Undersøkelsen viser at potensielt interessante forekomster krever svært detaljerte undersøkelser for en kan bestemme om de er drivverdige. Dette gjelder både de områdene som er beskrevet i denne undersøkelsen og ved eventuelt prospektering i nye områder.

7. LISTE OVER AKTUELL OG HENVISTE LITTERATUR

- Barker,A.J.1989: Metamorphic evolution of the Caledonian nappes of north central Scandinavia. The Caledonide Geol. of Scan. R.A.Gayer 193-204
- Barker,A.J. 1990: Introduction to metamorphic textures and microstructures. Blackie & Son Ltd. 162pp
- Bartley,J.M. 1981a: Field relations, metamorphism, and age of the Middagstind Quartz Syenite, Hinnøy, North Norway. Nor.geol. Tidsskr. 61,237-248.
- Bartley,J.M. 1981b: Mesozoic high-angle faults, east Hinnøy, north Norway. Nor.Geol.Tidsskr. 61, 291-296.
- Bartley,J.M. 1984: Caledonian structural geology and tectonics of East Hinnøy, North Norway. Nor.geol. unders. 396. 1-24
- Björklund,L.J.O. 1987: Basement-cover relationships and regional correlations of the Caledonian nappes, eastern Hinnoy, N. Norway. Norsk Geologisk Tidsskrift. 67;I,3-14.
- Boyd, R. 1983: The Lillevik dyke complex, Narvik: geochemistry and tectonic implications of a probable ophiolite fragment in the Caledonides of the Ofoten region, North Norway. NGT,vol.63,pp 39-54.
- Boyd,R., Hodges,K.V., Steltenpohl,M. og Sjøvedgjørt,U. 1986: EVENES 1331 IV. Berggrunnsgeologisk kart 1:50000, foreløpig utgave. Norges geologiske undersøkelse.
- Coker,J.E., Steltenpohl.M.G., Andresen,A. Gromet,L.P.& Kunk,M.J. 1992: U-Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronology and tectonic evolution of the Ofoten-Troms region, North Norwegian Caledonides (abstract), Geological Society of America Abstracts with programs 24,p.A235-236.
- Coker,J.E., Steltenpohl.M.G., Andresen,A. & Kunk,M.J. 1995: An $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronology of the Ofoten-Troms region: Implications for terrane amalgamation and extensional collapse of the northern Scandinavian Caledonides. tectonics, vol 14,no.2, 435-447.
- Corfu,F., 2001: U-Pb isotopic evidence for timing of proterozoic retrogression and multistage caledonian metamorphism in the Lofoten-Vesterålen area. Norsk geol. Forenings XVII. Vinterkonferanse. Abstract Geonytt
- Foslie,S.1949: Håfjellsmulden i Ofoten og dens sedimentære jern-mangan-malmer. Nor geol.unders. 174,129pp
- Gustavson,M.1972: The Caledonian mountain chain of the southern Troms and Ofoten areas. Part 3: Structures and structural history. Nor.geol. Unders. 283, 56 pp.
- Gustavson,M.1974a: Description of the geological map OFOTEN 1:100 000. Nor.geol.Unders. 310, 36 pp.
- Gustavson,M.1974b: Description of the geological map HARSTAD 1:100 000. Nor.geol.Unders. 309, 33 pp.
- Gustavson, M. 1974c: Geologisk kart over Norge, berggrunnskart NARVIK, M 1:250.000. Norges geologiske undersøkelse.
- Gustavson,M.1966: The Caledonian mountain chain of the Southern Troms and Ofoten areas. Part 1. Basement rocks and Caledonian meta-sediments. Nor.geol. Unders. 239,162 pp.

- Gustavson, M. 1969: The Caledonian mountain chain of the Southern Troms and Ofoten areas. Part 2. Caledonian rocks of igneous origin. *Nor.geol. Unders.* 261, 110 pp.
- Harris, L.B., Koyi, H.A. & Fossen, H. 2002: Mechanisms for folding of high-grade rocks in extensional tectonic settings. *Earth-science reviews* 1250 in press.
- Karlsen, T.A. & Andresen, A. 1997: Tectonometamorphic evolution of Caledonian allochthons in the Ofoten synform, northern Norway. *Norv. geol. Unders.* 433 20-21
- Melezhik, V.A., Sjørdal, T. & Øvereng, O. 1997: Dolomite marble potential in the Ofoten fjord area. *NGU-rapport* 97.184
- Melezhik, V.A., Heldal, T., Roberts, D., Gorokhov, I.M., Fallick, A.E., 2000: Depositional environment and apparent age of the Fauske carbonate conglomerate, North Norwegian Caledonides, *Norges geologiske undersøkelse Bulletin* 436, 147-168.
- Melezhik, V.A., Gorokhov, I.M., Fallick, A.E. & Gjelle, S., 2001: Strontium and carbon isotope geochemistry applied to dating of carbonate sedimentation: an example from high-grade rocks of the Norwegian Caledonides. *Precambrian Research* 108, 267-292.
- Melezhik, V.A., Gorokhov, I.M., Fallick, A.E., Roberts, D., Kuznetsov, A.B., Zwaan, K.B., Pokrovsky, B.G., 2002: Isotopic evidence for a complex Neoproterozoic to Silurian rock assemblage in the North-Central Norwegian Caledonides. *Precambrian Research*, 114, 55-86.
- Melezhik, V.A., Zwaan, K.B., Motuza, G., Roberts, D., Gorokhov, I.M., Fallick, A.E. & Solli, A. under forberedelse: Isotope chemostratigraphy combined with a detailed mapping of high grade marble sequences: a progress towards a new generation of geological maps in metamorphic terranes .
- Mosar, J., 2001: Scandinavia's North Atlantic Passive Margin. BAT project (1998-2002), Technical report 5: Project status to December 2001. p.1.1-1.32. Geological Survey of Norway.
- Olesen, O., Torsvik, T.H., Tveten, E. Zwaan, K.B. Løseth, H. & Henningsen, T. 1997: Basement structure of the continental margin in the Lofoten-Lopphavet area, northern Norway: constraints from potential field data, on-land structural mapping and palaeomagnetic data. *NGT*, 77, nr1, 15-30
- Roberts, D. & Gee, D.G. 1985: An introduction to the structure of the Scandinavian Caledonides. In Gee, D.G. & Sturt, B.A. (eds.) *The Caledonide orogen - Scandinavia and related areas*. Wiley, London.
- Roberts, D., Melezhik, V.M. & Heldal, T. 2002: Carbonate formations and early NW-directed thrusting in the highest allochthons of the Norwegian Caledonides: evidence of a Laurentian ancestry. *Journal of the Geological Society, London*, Vol. 159, pp. 117-120.
- Steltenpohl, M.G. & Bartley, J.M. 1984: kyanite-grade metamorphism in the Evenes and Bogen groups, Ofoten, North Norway. *Ngt* 64 21-26
- Steltenpohl, M.G. 1987: Tectonostratigraphy and tectonic evolution of the Skånland area. North Norway. *NGU.bull* 409 1-21
- Steltenpohl, M.G., Andresen, A. & Tull, J.F. 1990: Lithostratigraphic correlation of the Salangen (Ofoten) and Balsfjord (Troms) Groups: evidence for the post-Finnmarkian unconformity, North Norwegian Caledonides. *Nor. geol. unders.* 418, 61-77.

- Torgersen, J.C., 1941: Rapport over undersøkelser av kalksteinsforekomster i Skånland. Bergarkivrapport 5318
- Trouw, R. 1973: Structural geology of the Marsfjällen area Caledonides of Västerbotten, Sweden. SGU. Årsbok 67 nr.7, Avh. och upps. Ser C NR689, 115pp
- Zwaan, K.B. 1995: Geology of the West Troms Basement Complex, northern Norway, with emphasis on the Senja Shear Belt: a preliminary account. Extended abstract. NGU. bull. 427, 33-37.
- Zwart, H.J. 1974: structure and metamorphism in the Seve-Køli Nappe Complex (Scandinavian Caledonides) and its implications concerning the formation of metamorphic mappes. cen de la soc. geol. de Belgique geol, des dom cristallins Liège, 129-144
- Øvereng, O. 1972: Råstoffundersøkelser i Nord-Norge, Kalkstein - og dolomittundersøkelser, Troms fylke. NGU-rapport nr. 1118/10.
- Øvereng, O. 1973: Kalkstein- og dolomittundersøkelser i Troms NGU-rapport nr. 1118/10
- Øvereng, O. 1974: Råstoffundersøkelser i Nord-Norge. Sandstrand kalkfelt, Troms fylke. NGU-rapport nr. 1242 A og B.
- Øvereng, O. 1974: Råstoffundersøkelser i Nord-Norge. Sandstrand kalkfelt, Troms fylke. NGU-rapport nr. 1242 bind 1, 2 og 3.
- Øvereng, O & Furuhaug, L. 1999: Fjeldalsheia kalksteinsfelt, sonderende undersøkelser av kvalitet. Tjeldsund kommune, Nordland. NGU-rapport 99.021

GEOLOGISK KART SKÅNLAND, EVENES, TJELDSUND. (NORDLAND OG TROMS FYLKER)

TEGNFORKLARING

LØSAVSETNINGER FRA KVARTÆRTIDEN

Grus, sand og leire hovedsaklig elve- og havavsetninger

BERGARTER FRA JORDENS URTID (PALEOZOIKUM) OG OLDTID (NEOPROTEROZOIKUM)

ØVERSTE DEKKESERIE: OMDANNEDE DYP- OG SEDIMENTÆRE BERGARTER FRA NEOPROTEROZOISK TID; SKJØVET PÅ PÅSS I SILURTIDEN UNDER DEN KALEDONISKE FJELLKJEDEANNELSE

Bogendekket; omdannede og sedimentære og dypperter fra antatt neoproterozoisk tid og med høy omdannelsesgrad

- 1 Doleritt, gabbro for det meste som amfibolittiner, hornblendeblottiskifer, hornblende delvis som garben, hornblenditt
- 2 Granitt og pegmatitt
- 3 Granittisk gneis
- 4 Kalkspatmarmor, middels til mørkgrå
- 5 Granatglimmerskifer, båndet, middelskomet, lysgrå med solvglass, i veksling med kvartstittskitt; mot Steinslandflaket marmor og Tangenflaket er det hornblendekalkglimmerskifer med stauritt og kyanitt og stedvis sillimanitt
- 6 Glimmerskifer, jernmalmerende
- 7 Kvartstitt til feltspatisk kvartstitt, lysblå til hvit, serisittisk

Evensedekkekomplekset; omdannede bergarter fra neoproterozoisk til tidligsilurisk tid og med høy kaledonsk omdannelsesgrad
Dypperter som opptr i de forskjellige skyvflakene, men muligens ikke i Evensetangflaket mørke kalkspatmarmor

Sedimentære bergarter

Tangskjellet, tektonisk blanding av sterkt mylonittiserte bergarter antatt å tilhøre Langmarksfjæren og Steinslandflaket

- 9 Ikke innfelt, Sterkt mylonittiske bergarter; hovedsakelig mørkgrå kalkspatmarmor i veksling med glimmerskifer, kvartstitt og dolomitt
- 10 Kalkspatmarmor, homogen til svakbåndet middels til mørkgrå, middelskomet med amfibolittiner og hornblendeeporfyroblaster
- 11 Dolomitt
- 12 Glimmerskifer, kvartstitt med bløtt og lysglimmer, mylonittisk
- 13 Kvartstittmylonitt
- 14 Kalkspatmarmormylonitt, stedvis dolomittisk, svart, fin til tettkomet

Evensetangflaket med bergarter fra silurisk tid*

- 15 Kalkspatmarmor, gråhvitt, grovkornet med skitt og bånd av lysgrå middelskomet kalkspatmarmor; gulbeige forvitrende. Ofte er den nær opp til fargeløst kalkspatmarmor kvartstitt
- 16 Kalkspatmarmor, rosa, stedvis med grønne og beige fargeløst, grovkornet ofte glimmerferende
- 17 Dolomitt, hvit til svart finkornet, gullfarget og stedvis med tremitt og stedvis med hamatittiske lag
- 18 Kalkspatmarmor, mørkgrå til svart, tynnblått, finkornet ofte temmelig homogen men med middelskomet og middels til mørkgrå bånd og stedvis omdannet til hvite grovkornete kalkspatbånd og flammer

Ramstadflaket, med bergarter fra kambrisk tid*

- 19 Hvit grovkornet kalkspatmarmor, hvit forvitrende
- 20 Hvit grovkornet kalkspatmarmor, med litt flammer og bånd av lysgrå middelskomet
- 21 Hvit grovkornet kalkspatmarmor i veksling med middelsgrå, middelskomete kalk

Ukjent tilhørighet og dannelsesmåte

- 22 Paragneis og skifer sterk knadd med stauritt, kyanitt og granat og stedvis sillimanitt

Langmarksfjæren, ukjent tilhørighet og alder

- 23 Kvartsplogioklasbiotitgranatskifer
- 24 Kvartstitt
- 25 Kvartsglimmerskifer
- 26 Konglomerat med kvarts, kalkspat- og dolomittmarmorboller og amfibolittboller
- 27 Kalkglimmerskifer

Steinslandflaket, med bergarter fra neoproterozoisk tid*

- 28 Kalkspatmarmor, homogen til svakbåndet middels til mørkgrå, middelskomet med amfibolittiner og hornblendeeporfyroblaster

Marmor av ukjent tilhørighet og dannelsesmåte

- 29 Grå og hvit marmor, udiffersiert

GAUSVIKDEKKEKOMPLEKSET; OMDANNEDE SEDIMENTÆRE BERGARTER FRA NEOPROTEROZOISK TID, OG KORTSKJØVNE DYPBERGARTER FRA TIDLIG PROTEROZOISK TID; SKJØVET PÅ PÅSS I SILURTIDEN UNDER DEN KALEDONISKE FJELLKJEDEANNELSE

Sedimentære bergarter med høy kaledonsk omdannelsesgrad antatt å tilhøre Narvikdekket

- 30 Ikke innfelt, Kalkspat- og dolomittmarmor, gneis og skifer
- 31 Kalkspat og dolomittmarmor, mørkgrå til hvit; fra neoproterozoisk tid*
- 32 Kvarts- og plagioklasisk glimmerparagneis og glimmerskifer stedvis med granat, hornblende og stauritt; ikke innfelt, stedvis tektonisk blandet med skifer av bergarter tilhørende den yngre dekkserien.
- 33 Glimmerskifer, antatt tilhørende Narvikdekket

Omdannede dypperter med høy kaledonsk omdannelsesgrad antatt stedvis å tilhøre Narvikdekket, og stedvis grunnfjell

- 34 Amfibolitt, gabbro og stedvis tonalitt. Ukjent opprinnelse, men ved skyveggen mot Evensedekket antatt mikrorozoiske olitttagment
- 35 Pegmatitt

Sedimentære bergarter, mylonittiserte, kortskjøvet antatt basale neoproterozoiske sedimentær avsatt på kortskjøvne antatt tidligproterozoiske grunnfjellsbergarter

- 36 Kvartstitt
- 37 To-feltpat mylonittisk ortogneis (pseudometa-arkose) med blottisert amfibol
- 38 To-feltpat glimmer-ortogneis, granittisk gneis og gneisgranitt

STEDEGNE BERGARTER FRA JORDENS URTID (PREKAMBRUM)

Sedimentære bergarter fra antatt neoproterozoisk tid, middelsgrad omdannet ved overskyvningen av de kaledonske dekkene

- 39 Basalkonglomerat, kvartstitt og kvarts- og mikroklinisk glimmerskifer, ikke innfelt

OFOTGRUNNFJELLSKOMPLEKSET; STEDEGNE BERGARTER FRA ANTATT TIDLIGPROTEROZOISK TID, STEDVIS MIDDELGRADSDANNET VED OVERSKYVNING AV DE KALEDONISKE DEKKENE

Gang og dypperter

- 40 Granitt, syenitt og granittisk gneis, grovkornet
- 41 Granitt, syenitt og granittisk gneis, finkornet
- 42 Amfibolitt/gabbrodoleritt (Tjeldøya)

GEOLOGISKE SYMBOLER

- Bergartsgrense
- Skyveggen
- Mindre skyveforkastning, antatt senkaledonsk
- Forkastning eller sprekk, stedvis kun laktatt ved flybløttolning
- Regional normalforkastning, taggene peker inn mot den nedforskastede delen
- Foliajon med fall angitt (10 mot NV; loddrrett; vannrett)

A A' Snittlinje

* Kjemostatigrafisk aldersbestemmelse på kalkspatmarmor med karbon og strontiumisotoper er utført av V.A. Melezikh.

Kartet er sammensatt ved Norges geologiske undersøkelse av K.B. Zwaan med hjelp av G. Motuza, V.A. Melezikh, D. Roberts og A. Soll. Området er kartlagt i årene 1996 til 2000 i forbindelse med NGU-prosjektene: Karbonatforekomster i Evens (270503) og Skånland (270519)

Kartleggende geologer: K.B. Zwaan, G. Motuza, V.A. Melezikh, D. Roberts, A. Soll og T. Øjedsvik og med hjelp av geologistudentene B. Rafalsen, K. Skoglund og T. Staa. Tidligere geologer som har gitt vesentlige bidrag til kartet er J.M. Bartley, L.O. Bjørklund, M. Gustavson og M.G. Støtterpohl.

Sammensettingen er avsluttet i november 2001.

Kartet er laget i ArcInfo av T. Særdal, 2001 og modifisert av A. Soll, 2002

0 5 Km.

