

Masteroppgave i geofag

**Avsetningsmiljø og tektonisk utvikling av den nordvestlige delen av Kvamshesten
Devonbasseng, Vest-Norge.**

Anne Kathrine Svendby



UNIVERSITETET I OSLO

DET MATEMATISK-NATURVITENSKAPELIGE FAKULTET

**Avsetningsmiljø og tektonisk utvikling av den
nordvestlige delen av Kvamshesten
Devonbasseng, Vest-Norge.**

Anne Kathrine Svendby



Masteroppgave i geofag

Studieretning: Geologi

Institutt for geofag

Matematisk-naturvitenskaplig fakultet

UNIVERSITETET I OSLO

21.02.2011

©Anne Kathrine Svendby, 2011

Veileder(e): Professor Arild Andresen, Institutt for Geofag, UiO.

Dette eksamensarbeidet er publisert elektronisk i DUO – Digitale Utgivelser ved UiO

<http://www.duo.uio.no>

Det er også katalogisert i BIBSYS (<http://www.bibsys.no/>)

All rights reserved. No part of this publication may be reproduced or transmitted, in any form or by any means, without permission.

Forord

Jeg vil takke alle som har støttet meg i arbeidet med å gjøre denne oppgaven ferdig. En stor takk til Arild Andresen, som har vært min formelle veileder under arbeidet med masteroppgaven. Takk til Torgeir Andersen for å ha introdusert meg til Kvamshestenbassenget, og for å ha fungert som min veileder i mitt tidligere liv. Takk til Torgeir Andersen og Roy Gabrielsen for å ha ordnet opp da jeg virkelig trengte det. Takk til NGU, som har latt meg få sitte her og fullføre oppgaven. Takk til alle på Senter for Geodynamikk. Morgan, du hadde rett: jeg ble nestemann.

Til slutt en stor takk til Per Terje, som bidro sterkt til at denne oppgaven ble forsinket i flere omganger (til sammen 4).

Takk også til resten av familien min for tålmodigheten dere har vist de siste månedene. Takk til alle jeg ble kjent med i Sunnfjord for mange år siden: dere ga meg minner for livet.

Trondheim, 22.02.2011,

Anne Kathrine Svendby

Innhold	S
Forord	I
Innhold	II
Kapittel 1. Innledning.	1
1.1. Devonbassengene i vest-Norge	1
1.2. Detachmentforkastninger og supradetachmentbassenger	5
1.3. Regionalt rammeverk	7
1.4. Kvamshestenbassenget	10
1.5. Det studerte området	13
1.6. Metoder	13
Kapittel 2 Kontaktforhold.	14
2.1. Innledning	14
2.2. Primære kontaktforhold	16
2.2.1. Primære kontaktforhold langs den nordlige marginen fra Trollevatnet til Norddalen.	16
2.2.2. Primære kontaktforhold langs den vestlige marginen.	22
2.3. Modifiserte primære kontaktforhold	24
2.3.1. Fesselia, lokalitet 2.	24
2.3.2. Norddalsblokka, lokalitet 9.	24
2.4. Tektoniske kontaktforhold	27
2.4.1. Tektoniske kontaktforhold langs den nordlige marginen.	27
2.4.2. Tektoniske kontaktforhold langs Grunnevatnforkastningen	28
2.4.3. Vinndalsblokka	29

Kapittel 3 Sedimentologi	30
3.1. Innledning	30
3.2. Avsetningsforhold i det studerte området.	31
3.2.1. <i>Innledning</i>	31
3.2.2. <i>Litofacies og litofaciesassosiasjoner</i>	33
3.2.2.1. <i>Litofaciesassosiasjon BR : Breksje</i>	36
3.2.2.2. <i>Litofaciesassosiasjon MKS: Massive konglomerater med underordnede Sandsteinshorisonter</i>	40
3.2.2.3. <i>Litofaciesassosiasjon FKLS: Finkornet konglomerat og lagdelte sandsteiner.</i>	46
3.2.2.4. <i>Litofaciesassosiasjon KSV : Konglomerater og sandstein i tett veksling</i>	54
3.2.2.5. <i>Litofaciesassosiasjon SSS : Strukturfattig småbollet sandstein</i>	60
3.2.2.6. <i>Litofaciesassosiasjon TPS: Trau- og planært kryssjiktete sandsteinsflak</i>	63
3.2.2.7. <i>Litofaciesassosiasjon SFSS:Svært finkornet sandstein og siltstein</i>	68
3.3. Fordeling av litofaciesassosiasjoner i det kartlagte området.	71
3.4. Kort beskrivelse og tolkning av Logg 1-5.	72
3.5. Paleostrømretninger	74
Kapittel 4: Strukturgeologi	81
4.1. Innledning	81
4.2. Normale til skrå forkastninger som kutter inkonformiteten i vest.	82
4.2.1. <i>Grunnevatnforkastningen</i>	84
4.2.1.1. <i>Det sørvestlige segmentet (Gavlevatnet – Storedalen/Vinddalen)</i>	84
4.2.1.2. <i>Midtre segment (Vinddalen -Markahengenipa)</i>	85
4.2.1.3. <i>Det nordøstre segmentet (Markahengenipa – bassengmarginen i NØ)</i>	87
4.2.2. <i>Stordalsforkastningen</i>	87
4.2.3. <i>Andre skrå/normalforkastninger langs kontakten i vest.</i>	88

4.3. Reversforkastninger	90
4.3.1. <i>Norrdalsforkastningen</i>	90
4.3.2. <i>Middagsholtenforkastningen</i>	92
4.3.3. <i>Norrdalstjennforkastningen</i>	94
4.3.4. <i>Vinddalsforkastningen</i>	96
4.4. Folder	98
4.4.1. <i>Hovedsynklinal i det studerte området :</i>	99
4.4.2. <i>Fault -propagation folder:</i>	99
4.5. Brudd med liten grad av forskyvning og sprekker	102
4.5.1. <i>Brudd med liten grad av forskyvning</i>	102
4.5.2. <i>Budd uten observert forskyvning</i>	104
4.5.2.1. <i>Stereoplott som viser fordeling av brudd målt over hele det studerte området</i>	104
Kapittel 5. Diskusjon	110
5.1. Innledning	110
5.2. Sedimentologi.	110
5.2.1. <i>Avsetningssystemer</i>	111
5.3. Tektonikk og sedimentasjon	114
5.3.1. <i>Strukturgeologi og tektonikk</i>	114
5.3.2. <i>Evidenser for synsedimentær vekst av Grunnevatnforkastningen</i>	115
5.3.3. <i>Reversforkastninger og folder</i>	118
5.3.4. <i>Postsedimentære strukturer</i>	120
5.4. Oppsummering og konklusjon	123

Vedlegg

Vedlegg 1 : Geologisk kart, Nordvestre del av Kvamshesten Devonbasseng

Vedlegg 2-a.: Logg 1.

Vedlegg 2-b.: Logg 2.

Vedlegg 2-c.: Logg 3.

Vedlegg 2-d.: Logg 4.

Vedlegg 2-f.: Logg 5.

Vedlegg 2-g.: Logg 1-5.

Vedlegg 3: Stereogrammer ,sprekker.

Vedlegg 4: Klastfordeling.

Vedlegg 5 : Profiler

(Sum vedlegg : 10)

Kapittel 1. Innledning.

1.1. Devonbassengene i Vest-Norge

1.2. Detachmentforkastninger og Supradetachmentbassenger

1.3. Regionalt rammeverk

1.4. Kvamshestenbassenget.

1.5. Det studerte området

1.6. Metoder

1.1. Devonbassengene i Vest-Norge

Sedimentær og strukturell utvikling av Devonbassengene i Vest-Norge (Fig. 1.1, 1.2. og 1.3) har vært et omdiskutert tema i mange år, og er det fortsatt. Devonbassengene på Vestlandet er av kontinental opprinnelse, og karakteriseres av store stratigrafiske mektigheter med klastiske sedimenter i form av alluviale vifter og fluviale avsetninger, som i hovedsak består av konglomerater, sandsteiner og siltseiner avsatt under semi-aride forhold (e.g. Kolderup 1921, Steel 1976, Nemeč & Steel 1984). Klast- og kornstørrelse i sedimentfyllet varierer mellom de forskjellige bassengene. Solundbassenget (lengst i sør) domineres av konglomerater og inneholder mindre mengder fluvialt avsatte sandsteiner. Kvamshestenbassenget inneholder om lag like mye konglomerater som sandstein. Håsteinen består nesten utelukkende av konglomerat, mens Hornelenbassenget i nord, domineres av fluviale sandsteiner. Stratigrafien i Solund-, Kvamshesten-, og Hornelenbassenget er bygget opp av repeterte, oppovergrovende- til oppoverfinende (OGF) rytmiske enheter på flere skalaer (Steel 1976, Steel og Gloppen 1980, Osmundsen et al. 2000).

Forskjellige modeller har vært framsatt for dannelsen av Devonbassengene. Bryhni (1964 a) foreslo en modell der devonbassengene ble dannet ved innsynkning langs hengslede normalforkastninger under kontinuerlig migrasjon mot øst, (se Fig. 1.4.a.). Modellen stemte overens med store sedimentmektigheter og skråstilling av lagningen i bassengene ettersom forkastningsaktiviteten migrerte mot øst, (1964a).

Steel (1976), Steel og Aasheim (1978), Steel og Gloppen (1980) og Gloppen & Steel (1981) mente at utviklingen av bassengene ble styrt ved sidelengsbevegelse (Fig. 1.4 b). Asymmetrisk oppbygging av sedimentfyllet i Hornelenbassenget, med strømningsdominerte avsetninger i sør og debrisstrømvsetninger i nord ble tolket som evidens for at den sørlige og

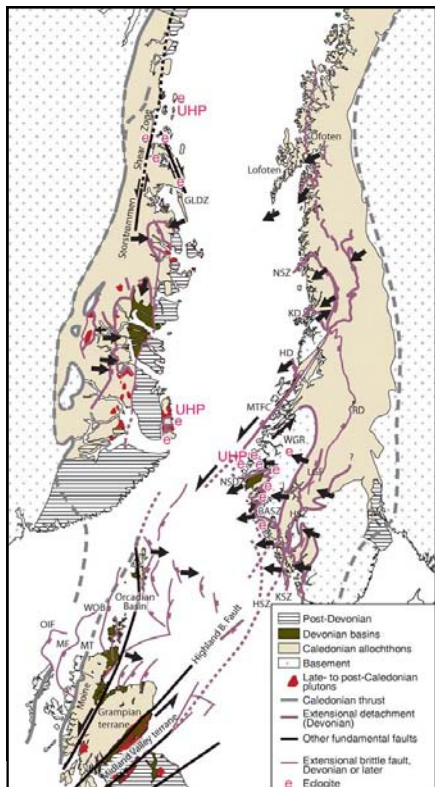


Fig .1.1 Konfigurasjon av devonske ekstensjons og sidelengsstrukturer i det Nordatlantiske området . (Fossen 2010)

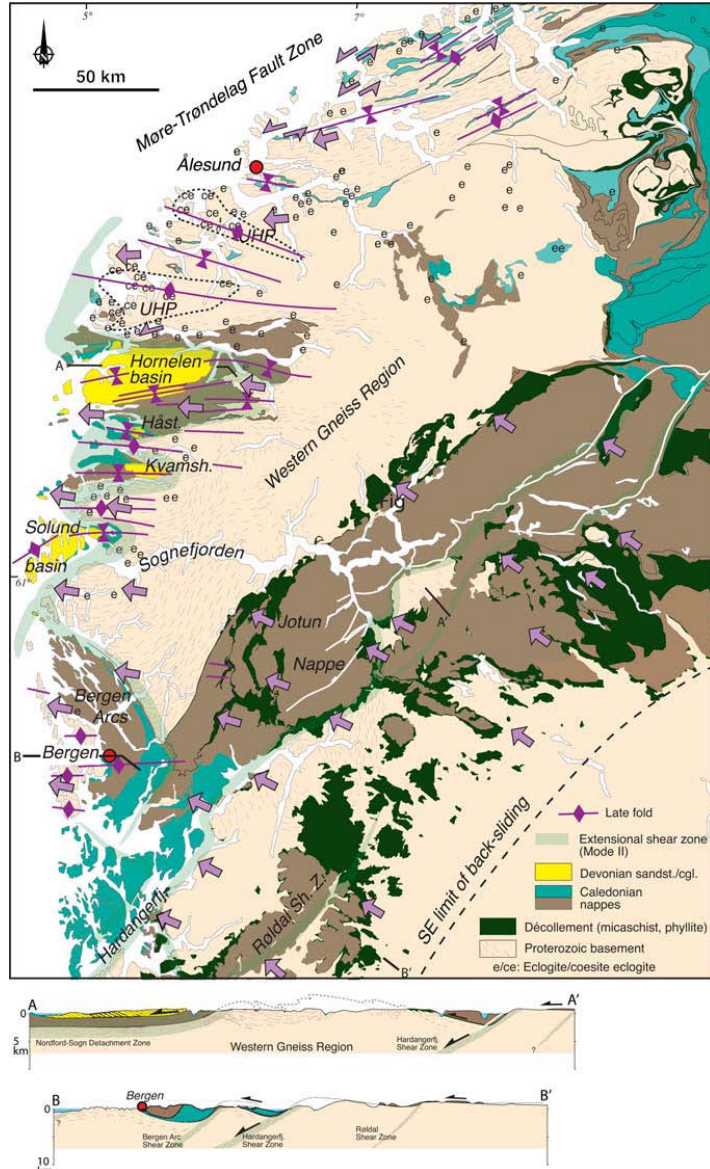


Fig.1.2. Figuren viser regionalgeologisk kart over Vestmøre som viser plassering av devonbassengene. Profilene A. og B viser ekstensjonsskjærsoner (detachments) som faller mot vest. (Fossen 2010)

nordlige bassengmarginen ble kontrollert av forkastninger med henholdsvis normalbevegelse og sidelengsbevegelse (Steel et al.1977, Steel & Gloppen, 1980). Steel (1976) diskuterte to mulige

modeller for utvikling av bassengene, hvor begge tok utgangspunkt i en steil sidelengsforkastning med et S-formet forkastningsplan. Den første modellen tok utgangspunkt i en venstrelengs bevegelseskomponent langs forkastningsplanet med utvikling av "pull-apart"-basseng, der størrelsen på bassengene avhang av størrelsen på sidelengsbevegelse. Den andre modellen beskrev en høyrelengs (dekstral) bevegelse med en lateralt migrerende heving, og dannelse av halvgrabener langs forkastningen. En slik forskyvning ville føre til kompresjon og heving langs den mest kurvede delen av forkastningstrasen, samtidig som det opphøyde området ville kunne fungere som et aksialt dreneringsbasseng (dreneringssystem) for sedimenttilførsel til halvgrabenene. Syklisiteten i bassengfyllet ble tolket som respons på episoder med innsynkning av bassenggulvet kombinert med lateral forflytning (Steel 1976, Steel et al. 1977, Steel og Gloppen 1980). Bjørlykke (1983) og Hossack (1984) hevdet at listriske, storskala ekstensjonsforkastninger styrte utviklingen av devonbassengene. Hossack (1984) konkluderte at de tektoniske kontaktene langs øst, nord og sørmarginene representerte en enkelt bassengavgrensende, irregulær normalforkastning, kalt Måløyforkastningen (se Fig 1.4.c.). Tolkningen bygde på studier av NGU's geologiske kartblad Måløy (1:250000), som viste at tektonostratigrafien over de bassengavgrensende forkastningene var ufullstendig. Forkastningen ble tolket som en kaledonsk reversforkastning med rampe-flate geometri, reaktivert under den devonske ekstensjonsfasen, slik at sidene på devonbassengene kunne representere de opprinnelige front- og laterale rampene (Hossack 1984). Hossack (1984) mente at den ufullstendige tektonostratigrafien indikerte at bassengene ble dannet ved at sedimenter ble avsatt i hengen til en listrisk normalforkastning. Lagningen i devonbassengene viser pålapp (Steel og Gloppen 1980) og faller mot øst. Hossack (1984) mente at dette forholdet skyldtes en rollover antiklinal i hengblokka. Variasjoner i kornstørrelsen fra de sørlige til de nordlige bassengene, ble forklart ved avstand mellom kildeområde og avsetningsbasseng. Bassengene som lå nærmest kildeområdet i øst (Solund) fikk avsatt større mengder proksimale sedimenter, mens de nordlige bassengene fikk en lengre avstand til kildeområdene, og følgelig fikk avsatt mer distalt materiale (Hornelen). Steel et al (1985) forklarte de store sedimentmengdene i devonbassengene med en modell som hadde en migrerende listrisk normalforkastning og et dynamisk kildeområde (se Fig. 1.4.d). Norton (1986) og Séranne & Séguret (1987) dokumenterte den lavvinklede ekstensjonsforkastningen foreslått av Hossack (1984) med feltstudier og ga den navnet

Nordfjord-Sogn Detachment (Norton 1986). Fra nå av ble de vestnorske devonbassengene forklart som supradetachmentbassenger.

REGIONAL OVERVIEW MAP, SOGN-NORDFJORD REGION

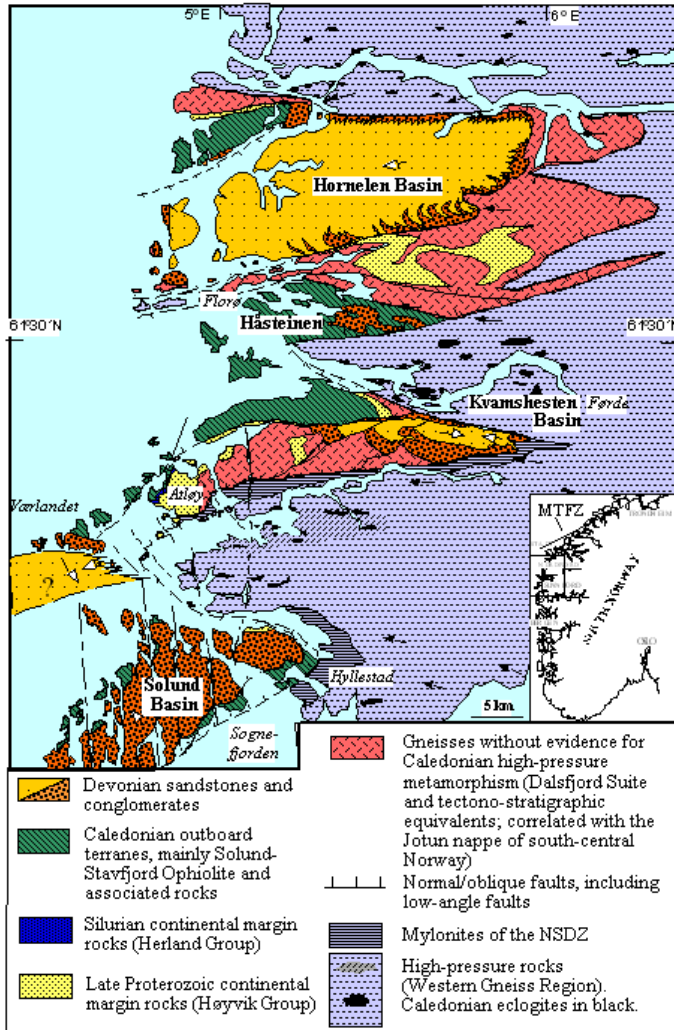


Fig 1.3. Regionalgeologisk kart over Sunnfjord, som viser plasseringen av devonbassengene i hengen til Nordfjord-Sogn detachement (NDSZ, Andersen et al.1994)

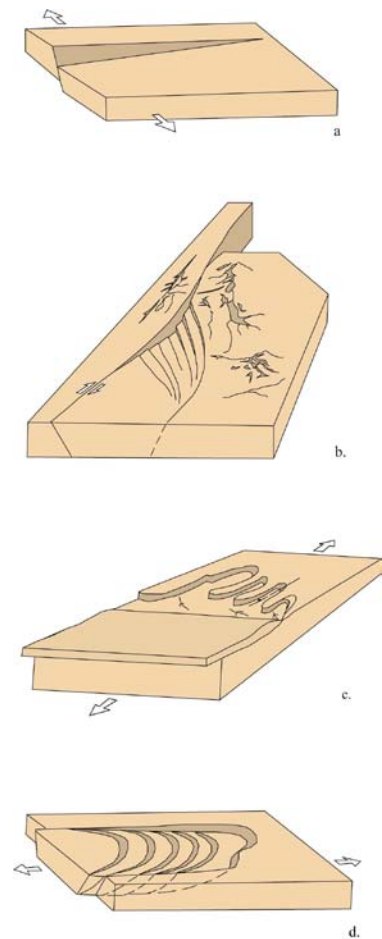


Fig. 1.4.

Fig. 1.4. Figuren viser tidligere modeller foreslått utviklingen av de vestnorske devonbassengene. a) Bassengutvikling i form av innsynkning langs hengslede normalforkastninger, Bryhni 1964a. b) Bassengutvikling styrt av sidelengsbevegelse, med lateralt migrerende heving og dannelse av halvgrabener langs en høyrelengs forkastning (Steel 1976) c) Utvikling av bassenget var kontrollert av en reversering av en tidligere kaledonsk skyveforkastning (Hossack 1984), d) Utvikling av bassenget langs en migrerende listrisk normalforkastning (Steel et al. 1985)

1.2. Detachmentforkastninger og supradetachmentbassenger

Supradetachmentbassenger opptrer i områder der den krystalline skorpen har blitt strukket svært mye, og hvor strekningen er kontrollert av lavvinklede normalforkastninger (ekstensjonsdetachments). Supradetachmentbassenger dannes i hengen til slike forkastninger, og avsetningshistorien deres vil henge sammen med strekningshistorien til den krystalline skorpen i området, og dermed med geometri og utvikling til detachmentet.

Ekstensjonsdetachments er kjent fra "back arc" - områder over subduksjonssoner (Middelhavet, Basin & Range), fra orogener som har undergått senorogen strekning (orogen kollaps), slik som Kaledonidene og Himalaya (Seranne & Segueret 1987, Dewey 1988, Kapp et al. 2008), og fra passive kontinentalmarginer (Manatschal 2004, Péron-Pinvidic & Manatschal 2009, Osmundsen & Ebbing 2008), Ekstensjonsdetachments har fall som er lavere enn 30° , og forkastningsplanet er ofte domformet, og forbundet med et metamorft kjernekompleks, dannet ved isostatisk heving av liggen (Wernicke 1985).

Skorpetykkelsen er som regel redusert med 5-15 km over detachmentforkastninger, men reduksjon i skorpetykkelse kan være enda større (opp til 30- 40 km, Andersen & Jamtveit, 1990), Normalbevegelsen langs en detachmentforkastning kan ofte være i størrelsesorden 10-50 km (Axen, 2004). Der forskyvningen langs forkastningsplanet er $> 15-20$ km er ofte en duktil skjærsone med en mektighet fra 0,1- 3 km utviklet i liggen til detachmentet. I øvre deler eller på toppen av skjærsonen utvikles det et sprøtt glideplan etterhvert som bergartene nærmer seg overflaten og avkjøles (Axen 2004), Det er vanskelig å forklare lavvinklede normalforkastninger ut fra Mohr-Colombs bruddkriterium, som sammen med jordskjelvddata indikerer at normalforkastninger skal ha et fall på ca 60° . Dette har blitt brukt som argument for at detachmentforkastninger ikke er aktive med lav fallvinkel, men at de representerer forkastninger som ble dannet med høyere fall og ble rotert mot lavere fallvinkler (Buck 1988), Til tross for mange studier utført på metamorfe kjernekomplekser og detachmentforkastninger, er det til sammenligning gjort mindre arbeid i bassengene som er assosiert med disse strukturene (Ritts et al. 2010). Supradetachmentbassenger synes å skille seg fra riftbassenger både med hensyn på sedimentær og strukturell utvikling, bassengstørrelse, innsynkningshastighet, varmestrøm og (eventuell) vulkanisme (Friedmann & Burbank 1995) og de kan betraktes som

endeledd i et spektrum av intrakontinentale ekstensjonsbassenger (Friedmann & Burbank, 1995). Dyp til basement i supradetachmentbassenger er sjelden mer enn 3 km (vanligvis 1-2 km), fordi den horisontale strekningen under bassengdannelsen er langt større enn vertikal innsynkning. Dette betyr at mesteparten av skorpen isostatiske respons bestemmes av hevingen av liggen, som heves mer opp enn det hengblokka synker inn (Ritts et al. 2010). Dette kan føre til imponerende topografi i liggen (Friedmann & Burbank 1995). Supradetachmentbassenger er assosiert med lange og transverse dreneringsnettverk, der hovedmengden av sedimentene leveres fra liggen (se Fig.1.5). Begrenset sedimentasjonsrom og stor grad av heving fører til at det dannes lange, transverse vifter utover fra liggen. Inkonformiteter er vanlige i supradetachmentbassenger, og tolkes til å være dannet ved at blokker i øvre del av platen blir rotert under ekstensjonen.

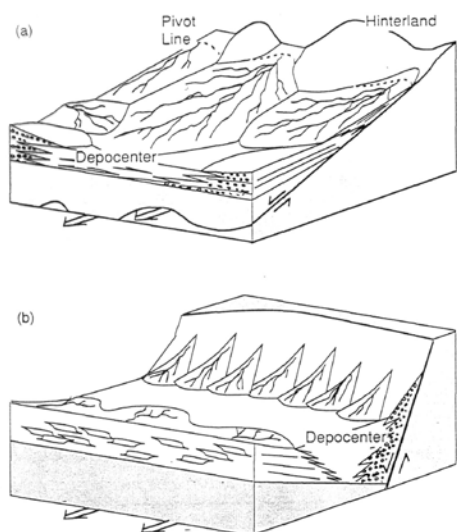


Fig. 1.5. viser forskjeller i bassengarkitektur mellom a) Supradetachmentbasseng og b) Rift (halvgraben) basseng. (Friedmann & Burbank 1995).

Tilting av forkastningsblokker finner gjerne sted noen millioner år etter begynnende bassengdannelsen, langs forkastninger som kutter gjennom tidligere avsetninger (Friedmann & Burbank 1995). Høye sedimentasjonsrater er karakteristisk for supradetachmentbassenger. Alluvialt avsatte sedimenter dominerer over fluvialt avsatte sedimenter i supradetachmentbassenger dannet under aride til semiaride forhold. 30 – 50 % av bassengfyllet utgjøres av store alluviale vifter, dominert av grove konglomerater. Konglomerater avsatt fra debrisstrømmer,

megabreksjer og vilkårlig fordelte landslides er vanlige bestanddeler i de alluviale viftene (Friedmann & Burbank 1995).

1.3. Regionalt rammeverk-

Dannelsen av devonbassengene på Vestlandet blir knyttet til ekstensjonskollaps av den kaledonske fjellkjeden (Norton 1986, 1987, Andersen & Jamtveit 1990), se Fig.1.6. Den kaledonske orogenesisen førte til subduksjon av vestlige deler av det Baltiske skjold ned i øvre mantel og til overfortykning av skorpen (Andersen et al. 1991). Fra tidlig devon gjennomgikk den overfortykkede skorpen vertikal forkorting, storskala ekstensjon og sinistral forskyvning. I Trondheimsregionen fortsatte denne deformasjonen til sen Devon eller tidlig Karbon (Eide et al. 2005).

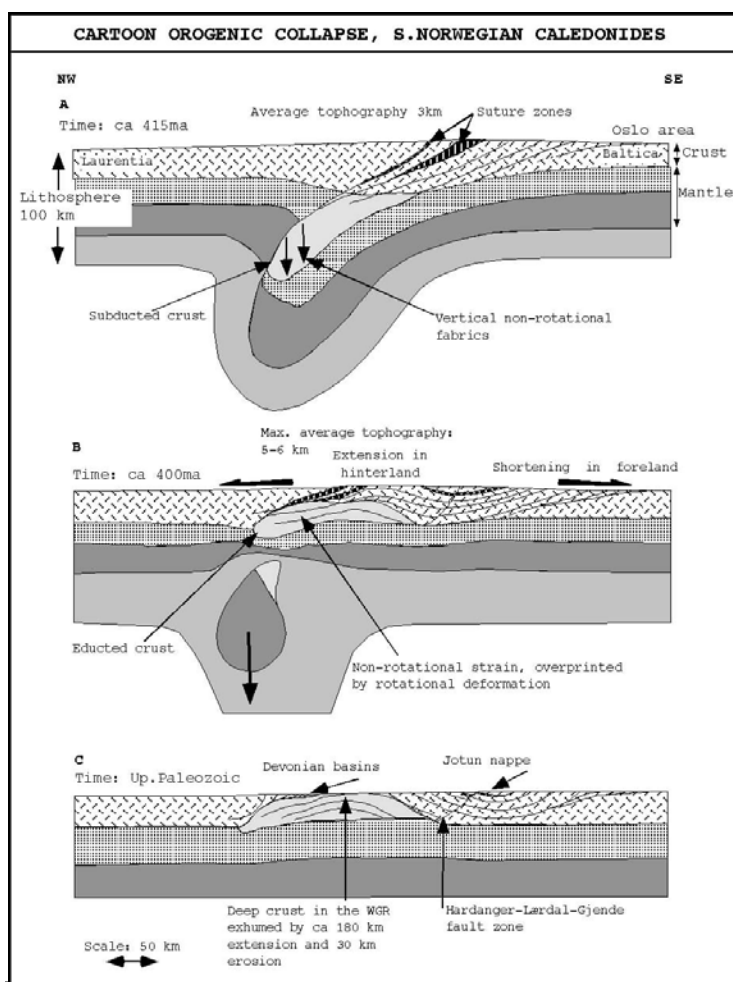


Fig.1.6. Figuren viser en prinsippmodell for orogen kollaps av den Kaledonske fjellkjeden etterfulgt av orogen heving og utvikling av en lavvinklet detachmentsforkastning (Andersen et al. 1991)

På Vestlandet er den storskala ekstensjonen blant annet representert ved den regionale Nordfjord-Sogn Detachment-sonen (NSDZ), som skiller devonske bassenger og kaledonske dekker i hengblokka fra de underliggende høygradsmetamorfe bergartene i vestre Gneisregion (WGR), (se Fig. 1.7, 1.8). Vestre gneisregion utgjør et metamorft kjernekompleks som gjennomgikk senkaledonsk (ca 400- 420 mill år) eklogittfacies metamorfose. I liggen til NSDZ under Kvamshestenbassenget finnes det eklogitter som ble dannet ved ≥ 16 kbar, som indikerer metamorfe betingelser tilsvarende en skorpe tykkelse på ca 60 km. Under Hornelenbassenget er det funnet eklogitter dannet ved ≥ 20 kbar, tilsvarende dyp på 100 km eller mer (Dobrzhinetskaya 1995). Spranget over NSDZ har dermed trolig vært enda større i dette området. WGR ble raskt hevet til dyp på 12-15 km for rundt 380- 390 mill. år siden (Andersen & Jamtveit 1991).

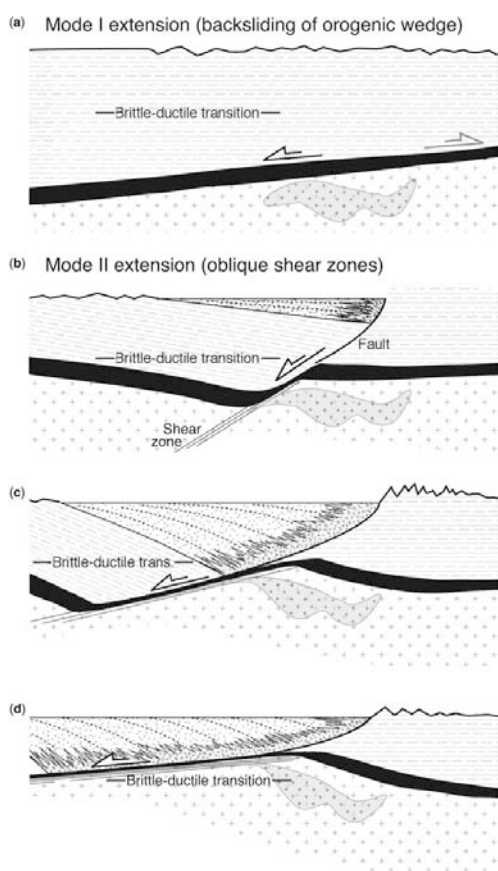


Fig. 1.7. For vest-Norge er det foreslått 2 moduser med ekstensjon, der den første representerer en tilbakeglidning av opprinnelige skyvesoner, mens den andre representerer utvikling av store detachments som kutter ned gjennom dekkene og ned i undre skorpe. (Fossen 2010)

Hengblokken til NSDZ utgjøres av kaledonske dekker (Andersen et al 1990, Andersen et al. 1994, Osmundsen & Andersen 1994), (se Fig.1.8), som overligger av devonbassengene Hornelen, Håsteinen, Kvamshesten og Solund (Fig.1.3). NSDZ utgjøres av en inntil 2,5-3 km

mektig mylonittsone, som indikerer en normal, topp-mot-vest forflytning på 40–100 km (Andersen og Jamtveit, 1990, Norton 1986). Over mylonittene i NSDZ finnes semiduktile og sprø forkastningsbergarter (Braathen et al. 2004). WGR, NSDZ og devonbassengene er foldet om VNV-ØSØ til VSV-ØNØ-orienterte foldeakser, med amplitude og bølgelengde på flere km (e.g. Andersen 1998). Devonbassengene er bevart i synklinalene, mens WGR er blottlagt i antyklinalene. Paleomagnetiske studier (Torsvik et al. 1992, 1986) indikerer at foldene ble dannet i sen devon eller i tidlig karbon. Strekningslineasjoner i mylonittene i NSDZ og foldeaksene i liggblokka til NSDZ viser en endring i orienteringen fra VNV-ØSØ under Solundbassenget til VSV-ØNØ nord for Hornelenbassenget hvor lineasjonene og foldeaksene er parallelle med Møre-Trøndelag forkastningszone (Krabbendam og Dewey, 1998, Fossen 2010).

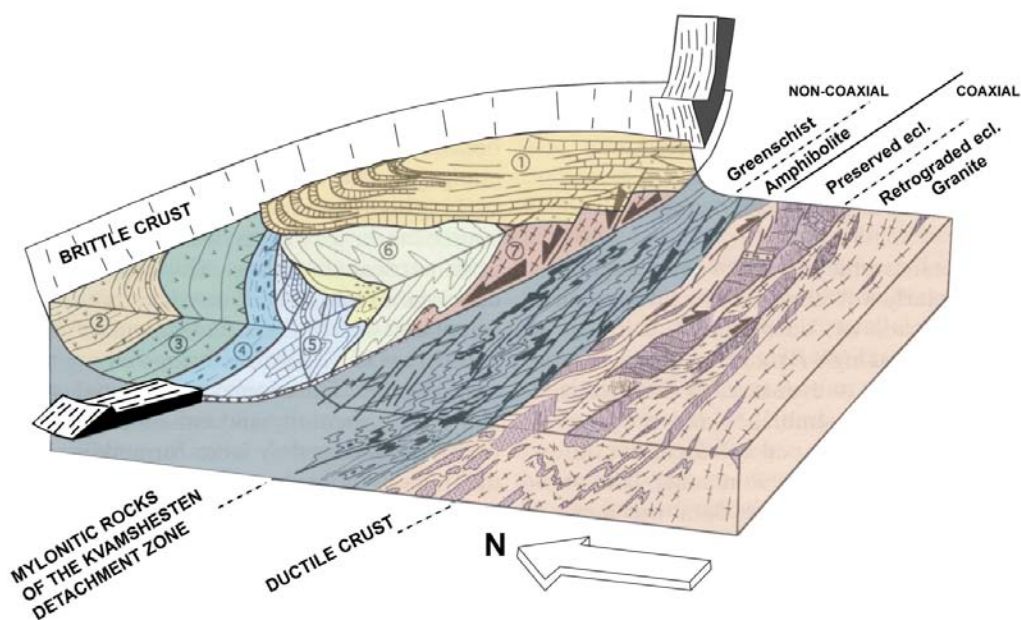


Fig.1.8. Blokkdiagram som fremstiller NSDZ med strukturer og lithologier i heng og ligg (Andersen et al. 1994).

Devonbassengene er lokalisert i hengen til NSDZ, (Seranne & Seguret 1987), (se Fig. 1.9). Mot vest er devonske sedimenter avsatt inkonformt på predevonske bergarter. Langs marginene i øst

er bassengene begrenset av toppen av NSDZ, som opptrer som en semiduktil til sprø, undulerende, lavvinklet forkastning som kutter gjennom de kaledonske dekkene (Fig.1.8). I Perm og sen jura/tidlig kritt var deler av NSDZ igjen aktiv (Torsvik et al. 1992, Eide et al. 1997). Dette medførte at dagens relasjoner mellom ligg- og hengblokken til NSDZ ikke er som da Kvamshestenbassenget ble avsatt i Devon (Osmundsen et al. 1998).

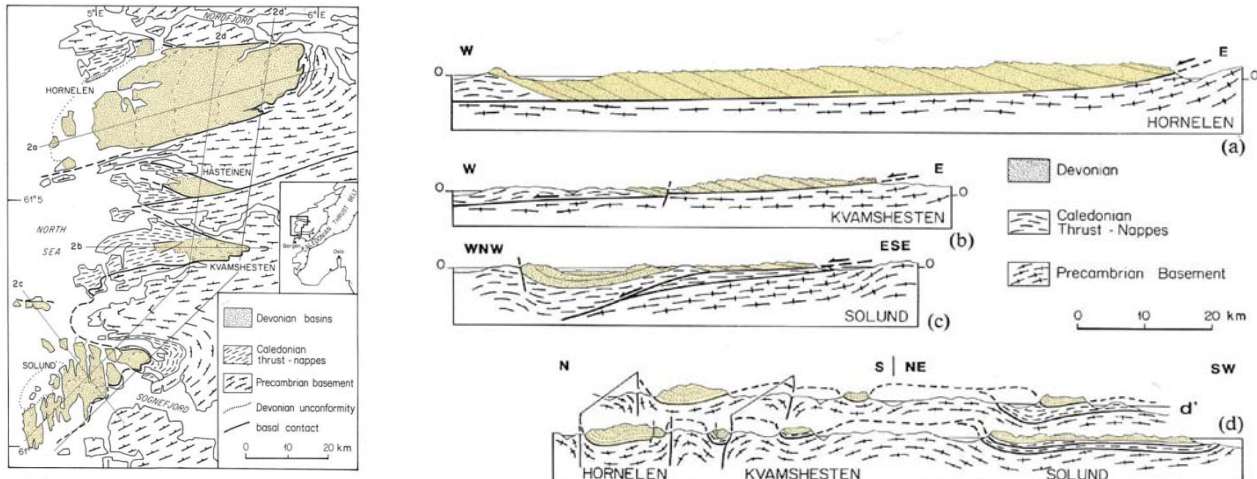


Fig.1.9 Figuren viser profiler gjennom de vestnorske devonbassengene fra vest mot øst, der profil (a) representerer Horenelenbassenget, profil (b) viser Kvamshesten devonbasseng, og (c) viser Solund. Profil (d) viser et N-S, og NØ-SW profil over bassengene, som er tolket som supradetachmentbassenger. (Seranne & Seguret 1987)

WGR er tolket til å ha blitt blottlagt etter at supradetachmentbassengene ble dannet, da det ikke er funnet klastmateriale i bassengfyllet som kan korreleres direkte med WGR (Cuthbert 1991). Et annet tegn på sein reaktivering av detachmentsonen er at folder med Ø-V akser både i WGR og devonbassengene kuttet av den sprø øvre delen av NSDZ (Torsvik et al. 1986, Osmundsen et al. 1998).

1.4. Kvamshestenbassenget.

Kvamshestenbassenget er plassert i hengblokken til Dalsfjordforkastningen, som utgjør den sprø, øvre delen av Nordfjord-Sogn Detachment Zone (NSDZ) i området vest for Førde (se Fig. 1.3 og

Fig.1.10). Dalsfjordforkastningen faller mot vest, og skiller de devonske sedimentære bergartene og underliggende kaledonske dekkebergarter i hengblokken, fra detachmentmylonitter og Vestre Gneissregion (WGR) i liggblokken (Brekke & Solberg 1987, Andersen & Jamtveit 1990).

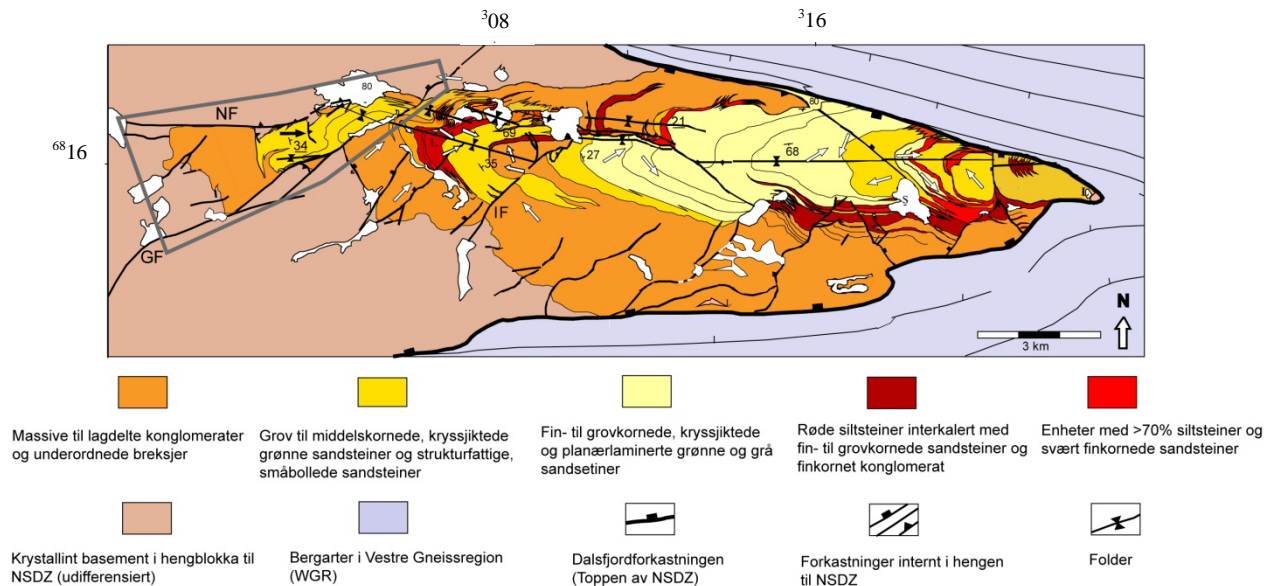


Fig. 1.10. Figuren viser fordeling av sedimenter i Kvamshesten devonbasseng, Det studerte området i den nordvestlige delen av bassenget er rammet inn med grå ramme. Grunnevatnforkastningen avgrensar det studerte området i SØ, mens den nordøstre og sørvestre kontakten er en inkonformitet mot basement. (Lett modifisert fra Osmundsen et al. (2000). Piler er paleostrømretninger fra Osmundsen et al. (2000) og fra Asphaug (1975). GF= Grunnevatnforkastningen, NF= Norddalsforkastningen, IF= Instelvaforastningen.

Kvamshestenbassenget har en vertikal sedimentmektighet på ca 4 km (Kolderup 1921, Skjerlie 1971, Steel et al. 1985). Sedimentene i Kvamshestenbassenget utgjøres av konglomerater avsatt i alluviale vifter og fluvialt avsatte sandsteiner (Steel et al. 1985), som viser en markant asymmetrisk fordeling fra sørvest mot nordøst. Asymmetrien reflekteres i mektighetsvariasjonene mellom viftene langs nordmarginen og sørmarginen, hvor det nordlige viftekomplekset har en mektighet på ca 1 km, mens det sørlige viftekomplekset viser en mektighet på ca 2 km. Både langs den nordlige og sørlige marginen fingerer konglomerater lateralt

inn i fluviale sandsteiner (Osmundsen et al. 2000). Transport av sedimentene synes å ha vært inn mot de sentrale delene av bassenget ut fra geometrien på de konglomeratiske vifteavsetningene. Målinger av paleostrømretninger i fluvialt avsatte sandsteiner på lavere stratigrafiske nivåer indikerer strømming mot SØ, mens høyere stratigrafiske områder indikerer strømming mot Ø både og V (Osmundsen et al. 2000).

Bassenget er påvirket av flere store, normale eller skrå forkastninger som terminerer mot NSDZ. Grunnevatn- og Insteelvaforkastningen er to oblike forkastninger som kutter den devonske inkonformiteten langs den sørvestlige bassengmarginen. Den samlede bevegelsen langs Grunnevatnforkastningen er ca 2 km (Osmundsen et al. 1998). På høye stratigrafiske nivåer opptrer Selsvatn forkastningssystem, som er tolket som et synsedimentært, orthorombisk system (Osmundsen et al. 1998).

Kompresjonsstrukturer i Kvamshestenbassenget utgjøres av folder, reversforkastninger og "fault-propagation-folds". Langs nordmarginen har lagningen et steilt fall mot SØ og SV, og er lokalt invertert (Bryhni & Skjerlie 1975). Langs deler av nordmarginen er bassengsedimentene foldet i en heng-blokk antiklinal og ligg-blokk synklinal. Kringlefjellforkastningen er en markant, reversforkastning med fall mot nord som opptrer i de sentrale delene av bassenget (Osmundsen et al. 1998), og lenger øst opptrer en annen stor reversforkastning (Braathen 1999). Disse forkastningene har begge en forskyvning på ca 1 km (Osmundsen et al. 1998, Braathen 1999). Fault propagation folder opptrer i forbindelse med flere av reversforkastningene i bassenget (Braathen 1999). Reversforkastningene karakteriseres av topp-mot-SV og -S bevegelse (Osmundsen et al. 1998).

Kvamshestenbassenget er foldet i en storskala åpen, svakt asymmetrisk synklinal som stuper mot Ø. Akseplanet er opprett til bratt fallende mot N, mens stupningen til foldeaksen avtar systematisk gjennom bassenget, og er beregnet til 30° på lavere stratigrafiske nivåer, og 8-9° på høyere stratigrafiske nivåer (Osmundsen et al. 1998).

Den avtagende stupningen til foldeaksen er tolket til å gjenspeile rotasjon av hengen over en flate-rampeforkastning under avsetning av de devonske sedimentene (Osmundsen et al. 1998).

1.5. Det studerte området.

Det studerte området utgjør den nordvestre delen av Kvamshesten devonbasseng (Fig.1.10.). En stor forkastning i sørvest (Grunnevatnforkastningen), kombinert med flere kompresjonsstrukturer i form av folder og forkastninger, og en blottlagt inkonformitet i vest, dannet et godt utgangspunkt for å prøve å finne svar på flere av de viktige spørsmålene om tektonisk og sedimentær utvikling av devonbassengene. Et viktig spørsmål er om bassengene ble til under synsedimentær vokst av forkastninger, og om dette også fant sted på lave stratigrafiske nivåer. I tillegg er området lett tilgjengelig og blotningsgraden god. Devonsedimentene utgjøres av massive konglomerater og sandstein. Det studerte området avgrenses av Grunnevatnforkastningen i sørøst, og av den nordlige kontakten i nord. I vest er inkonformiteten blottlagt mot det predevonske underlaget, og gjør det mulig å studere deformasjon av bassenggulvet. Devonavsetningene påvirkes av flere reversforkastninger langs nordmarginen, og er også foldet. Sedimentavsetningene i denne delen av bassenget utgjøres av alluviale vifteravsetninger i form av konglomerat og sandstein, tolket til å utgjøre de laveste stratigrafiske nivåene i Kvamshestenbassenget.

1.6. Metoder

Feltarbeidet i det studerte området hadde en varighet på til sammen ca 5 måneder. Kartgrunnlaget var 1:20.000 kart fra statens kartverk, og målinger ble foretatt med Silva ranger klinometerkompass. Logging ble gjort på mm papir. Alt feltarbeid ble gjort til fots. Norge i 3D, og flyfoto har vært benyttet i noen grad under sammenstilling av kart og korrelering mellom logger, men i hovedsak er også dette basert på feltarbeid. På grunn av den gode blotningsgraden var det mulig å gå ut laggrenser slik at korrelering av logger kunne foretas i felt. Tegneprogrammer benyttet til figurtegning er Adobe Illustrator CS4, og Corel Draw (versjon 12). Forøvrig er vanlig programvare fra Microsoft Office benyttet.

Kapittel 2 Kontaktforhold.

2.1. Innledning

2.2. Primære kontaktforhold

2.2.1. *Primære kontaktforhold langs den nordlige marginen fra Trollevatnet til Norddalen.*

2.2.2. *Primære kontaktforhold langs den vestlige marginen.*

2.3. Modifiserte primære kontaktforhold

2.3.1. *Fesselia, lokalitet 2.*

2.3.2. *Nordalsblokka, lokalitet 9.*

2.4. Tektoniske kontakt forhold

2.4.1. *Tektoniske kontaktforhold langs den nordlige marginen.*

2.4.2. *Tektoniske kontaktforhold langs Grunnevatnforkastningen*

2.4.3. *Vinddalsblokka*

2.1. Innledning

Kapittelet beskriver kontaktforholdene mellom de devonske avsetningene og de underliggende pre-devonske bergartene i den nordvestre delen av Kvamshestenbassenget, hvor de devonske bergartene| ikke kommer i kontakt med Dalsfjordforkastningen (NSD).

Marginene avgrenses her mot nord av Nordalslineamentet og i sørøst av

Grunnevatnforkastningen, mens kontakten i vest utgjøres av en primær inkonformitet.

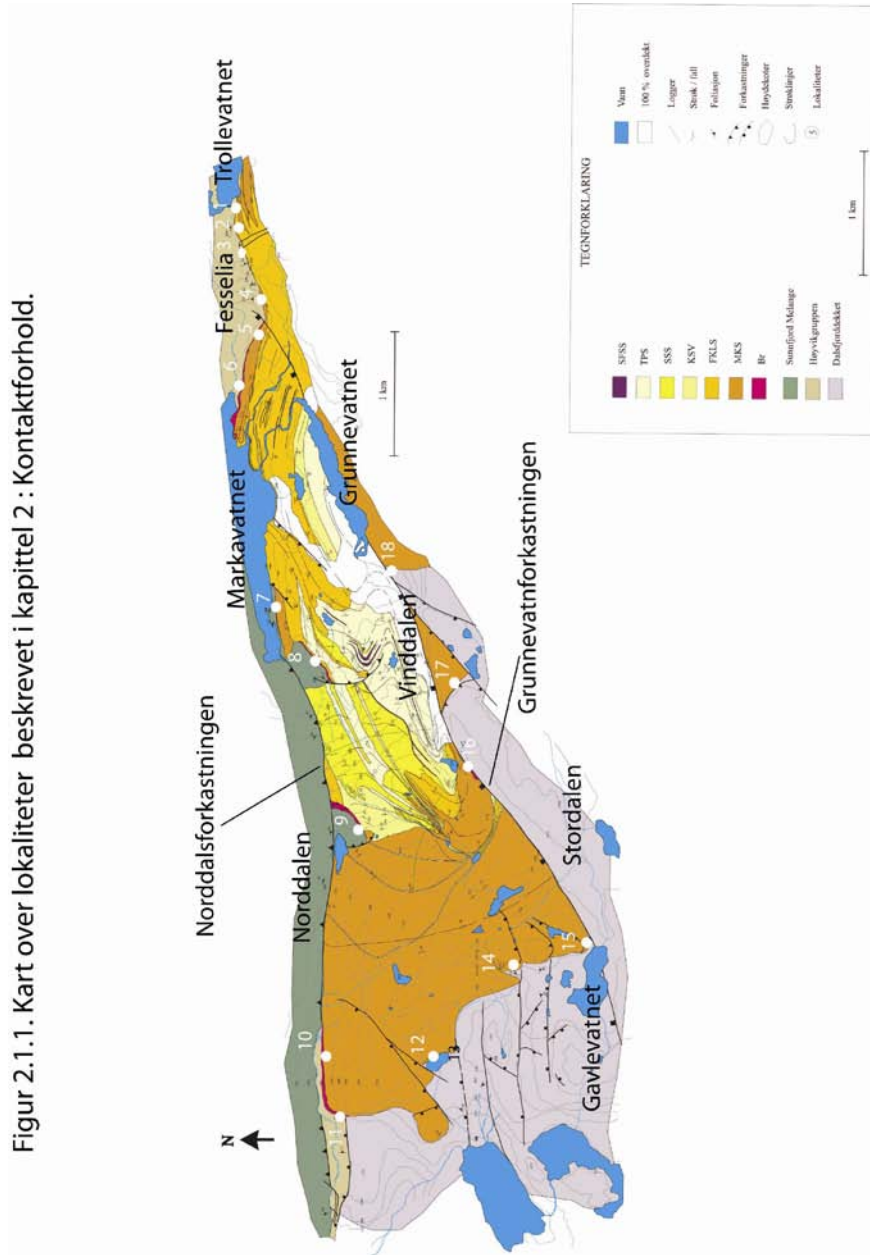
Kontakten i nord har en forholdsvis konsistent øst-vest orientering, og er kartlagt fra Trollevatnet i øst, vestover gjennom Fesselia til lengst vest i Norddalen, se Fig. 2.1.1

Kontakten i sørvest har en nordvest-sørøstlig trend, og er kartlagt fra Norddalen i nordvest til Stordalen i sør. I sørøst strekker kontakten seg fra Gavlevatnet, og har en konsistent nordøstlig trend gjennom Stordalen og inn i Vinddalen.

På sørsiden av Grunnevatnforkastningen i Vinddalen, er det en linse med devonske avsetninger Vinddalslinsa, som avgrenses tektonisk i vest og i sørøst, der kontakten mot det pre-devonske underlaget har trend henholdsvis mot nordøst- sørvest og mot nordvest- sørøst, se Fig. 2.1.1

Forholdene langs den nordlige delen av Grunnevatnforkastningen, der begge sider av forkastningen utgjøres av devonske bergarter, beskrives i kapittel 5.

Figur 2.1.1.1. Kart over lokaliteter beskrevet i kapittel 2 : Kontaktforhold.



Kontakten mellom devonske-og underliggende bergarter er dels primære, dels tektoniske i det studerte området. I tillegg kommer en del lokaliteter der de primære relasjonene er tektonisk påvirket, men hvor primære relasjoner kan gjenkjennes. Beskrivelsen av kontakten er derfor gruppert i primære kontaktforhold, modifiserte primære kontaktforhold og tektoniske kontaktforhold.

I det følgende vil de ulike kontaktforholdene bli referert til i form av representative lokaliteter, som er avmerket med nummer på kartet i Fig. 2.1.1.

2.2. Primære kontaktforhold.

2.2.1. Primære kontaktforhold langs den nordlige marginen fra Trollevatnet til Norddalen.

Langs den nordlige kontakten består det predevonske underlaget av kvarts- og glimmerskifre i Høyvikgruppen lengst i øst og i vest, (se kartet), mens metaarkoser og glimmerskifre i Sunnfjord Melange utgjør underlaget langs de midtre delene av nordmarginen (Alsaker 1991).

De primære kontaktforholdene langs den nordlige marginen vil i det følgende bli beskrevet fra øst mot vest.

Kontakten er kontinuerlig blottlagt fra vestsida av Trollevatnet til lokalitet 4 (se Fig. 2.1.1). De devonske sedimentene hviler her på Høyvikgruppen, som langs kontakten består av kvartsskifre med innslag av glimmerskifre og marmor (Alsaker 1991). Høyvikgruppen er deformert av både presilurisk deformasjon, ifm. obduksjon av Solund Stavfjord Ofiolittkompleks, og den Skandiske orogenesisen (Andersen et al. 1990). Deformasjonsstrukturene er følgelig ikke funnet i de devonske sedimentene over, og de primære kontaktforholdene representerer en dyp inkonformitet, allerede beskrevet av Kolderup (1921).

Ved lokalitet 1, (Fig 2.1.1.) har devonske finkornete konglomerater og lagdelte sandsteiner trengt ned i åpne sprekker i den underliggende kvartsskiferen. Enkelte kantete fragmenter fra underlaget har i samtidig blitt ”plukket opp” og isolert blant sedimentene rett over kontakten, se Fig 2.2.1. Ved lokalitet 2, (Fig 2.1.1.) draperes de underliggende kvartsskifrene i Høyvikgruppen (Fesselia meta-arkose, Alsaker, 1991) av devonske sedimenter i form av konglomerat og svært grovkornet sandstein. Underlaget i denne lokaliteten er mer oppsprukket og breksjert enn ved lokalitet 1, slik at sandsteiner har kunnet trenge lenger ned i åpne sprekker og inn langs

foliasjonsplan i de foldete og oppsprukne kvartsskifrene. Denne delen av kontakten er tidligere tolket som en residualbreksje eller regolith (Bryhni & Skjerlie 1975), og beskrives mer detaljert i sedimentologidelen i dette arbeidet (kapittel 4.2.2.). I detalj er kontaktforholdene nokså kompliserte ved lokalitet 2, og er nærmere beskrevet under modifiserte primære kontaktforhold i kapittel 2.3.

Ved lokalitet 3, (Fig.2.1.1.) er den isoklinalt foldete meta-akosen lite oppsprukket, samtidig som det er et lavt innhold av fragmenter fra kvartsskiferen i sedimentene rett over kontakten, se Fig. 2.1. og 2.2.

Devonavsetningene har her en svakt definert lagning, som indikerer at sedimentene lapper på kontakten i nordøstlig retning med en lav vinkel. En forkastning i underlaget som går parallelt med kontakten, roterer muligens deler av kontaktplanet noe opp med retning mot SØ.

Ved å sammenligne de ulike lokalitetene, er det en klar sammenheng mellom karakteren til inkonformiteten og deformasjonen i underlaget.

Der underlaget er lite oppsprukket, er kontakten skarp og tydelig, se Fig. 2.2. og 2.3., mens intens oppsprekking og deformasjon av underlaget medfører et diffust kontaktplan, med sedimenter som har trengt ned i de underliggende sprekke, og et høyt antall kantete fragmenter i devonavsetningene over kontakten, Fig.2.1. Observasjonene viser også at oppsprekkingen i Høyvikgruppen er eldre enn avsetningen av de devonske sedimentene.

Ved lokalitet 4 (Fig. 2.1.1.), øst for Grunnevatnforkastningen er røde siltsteiner, med spredte sandkorn og små linseformete sandige inneslutninger avsatt direkte på kontakten. Underlaget er lite oppsprukket inn mot kontaktplanet. Det er ikke observert større fragmenter fra underlaget i siltsteinene. Siltsteinavsetningene har en vertikal mektighet på inntil 2 meter, mens den laterale utholdenheten ikke er målbar på grunn av overdekning. Over siltsteinsenheten er det alternerende lag med sandstein og småbollet konglomerat. Sammensetningen av facies og fallretningen på lagningen i forhold til inkonformitetsplanet, indikerer pålapp mot NØ av devonske sedimentene mot underlaget.



Fig. 2.1 viser hvordan devonsedimentene draperer, og trenger ned i åpne sprekker i underliggende kvartsskifre, samtidig som kantete fragmenter fra underlaget er "plukket" opp i de devonske sedimentene.



Fig. 2.2. Matriksbårne sedimenter, i hovedsak småbollet konglomerat med matriks av svært grovkornet sandstein, draperer isoklinalt foldete kvartsskifre i Fesselia meta-arkose (Alsaker 1991), Høyvikgruppen.

Sedimentologien langs kontakten endres brått over Grunnevatnforkastningen.

Kontakten er ikke blottlagt verken i heng eller ligg av forkastningen, men det synes uansett ikke som om inkonformiteten har vært utsatt for noen vertikal bevegelse av betydning fra forkastningen.

Ved lokalitet 5 (Fig. 2.1.1.), vest for Grunnevatnforkastningen, er det avsatt et massivt, oppoverfinende konglomerat over inkonformiteten. Enheten har en vertikal mektighet opp mot 20 meter, og inneholder kun enkelte fragmenter fra det lokale underlaget. Alternierende lag med sandstein og småbollet konglomerat er avsatt oppå det massive konglomeratet. Disse representerer samme sedimentære facies som observert på østsiden av Grunnevatnforkastningen, i lokalitet 4. Inkonformiteten er ikke blottlagt mellom lokalitet 4 og 5, men de nederste observerte devonske sedimentene utgjøres av sedimentære breksjer, der fragmentene domineres av kvartsskifre fra Høyvikgruppen og gråvakkefragmenter fra Sunnfjordmelangen, (se Kap.4.2.3.). Ved lokalitet 6, (Fig. 2.1.1.) er kontakten invertert og faller steilt mot nordøst. Inkonformiteten utgjør en forholdsvis jevn flate mot isoklinalt foldete kvartsskifre i Høyvikgruppen (Vassenden kvartsskifer, Alsaker 1991). Devonske sedimenter har i liten grad trengt ned i underlaget. De devonske avsetningene over inkonformiteten utgjøres av en sedimentær breksje, med en varierende vertikal mektighet fra 2-5 meter. Tettheten mellom -, og størrelsen på fragmentene i breksjen avtar vekk fra kontakten, samtidig som rundingsgraden øker. Øst i Markavatnet er det en gjensidig innfingring mellom grønnsteinsdominert breksje fra NV og konglomeratavsetninger fra SØ, men inkonformiteten er ikke blottlagt før på lokalitet 7.

Lokalitet 7 (Fig.2.1.1.) består av massive konglomerater med kantete fragmenter fra underlaget, som hviler inkonformt på isoklinalt foldete glimmerskifre og metagråvakker i Sunnfjord Melange (Markavatn-enheten, Alsaker 1991). Inkonformiteten er invertert og faller 70° mot nordvest. Devonske avsetninger synes å ha trengt i liten grad ned i Sunnfjord Melange (SM), men dette kan kamufleres noe ved at foliasjonen i SM er subparallel med inkonformitetsplanet. Lokalt langs kontakten er SM gjennomsluttet av semiduktile- sprø brudd. Bruddene synes ikke å bøye av mot kontakten og inneholder ikke sedimenter fra devonavsetningene, (oppsprekkingen beskrives nærmere i kapittel 5).

Ved lokalitet 8 (Fig.2.1.1.) utgjøres inkonformiteten av en regolith, som består av kantete fragmenter fra Sunnfjord Melange (SM) i en matriks av svært grovkornet sand, småbollet konglomerat og små fragmenter fra SM. Den vertikale mektigheten på regolithsonen varierer fra

3-15 meter. Regolithen finer oppover og går gradvis over til klastbårent konglomerat.

Devonsedimentene har trengt ned i åpne sprekker i Sunnfjord Melange. Regolithen kan følges vestover til Middagsholten reversforkastning, se kart.

Felles for både lokalitet 7 og 8 er at devonsedimentene lapper progressivt på Sunnfjord Melange med en vinkel på ca 60° . Dette er en langt større pålappsvinkel enn langs de øvrige delene av kontakten i nord.

Gjennom Norddalen er kontakten i hovedsak tektonisk (kapittel 5). Ved lokalitet 9 (Fig.2.1.1.) er imidlertid inkonformiteten blottagt, men er trolig modifisert av tektonikk og beskrives nærmere i kapittel 2.3.

Ved lokalitet 10 (Fig.2.1.1.) hviler massivt konglomerat på oppsprukket og breksjert kvartsitt i Høyvikgruppen, men selve inkonformiteten er ikke blottlagt. Konglomeratet rett over kontakten, soim her faller 45° mot sørøst, inneholder et høyt antall kantete kvartsittfragmenter.

Kort oppsummert utgjøres den nordlige kontakten, fra Trollevatnet i øst til Norddalen i vest, av en primær inkonformitet. En del av kontakten i Nordalen er imidlertid reaktivert.

Inkonformiteten opptrer som en vinkeldiskordans mellom underliggende folierte og deformerte bergarter i Høyvikgruppen og Sunnfjord Melange, og devonske sedimenter, som lapper på inkonformiteten.



Fig. 2.3. Isoklinalt foldete kvartsitter i Høyvikgruppen (Alsaker, 1991) er lite oppsprukket inn mot kontakten, og gir inkonformiteten en trappetrinnsform på grunn av erosjon av den underliggende lagningen før avsetting av devonske sedimenter. De devonske avsetningene består her av finkornet konglomerat og stratifiserte sandsteiner, som lapper på kontakten. Bildet er tatt ved lokalitet 3.



Fig. 2.4. viser massivt konglomerat som draperer underliggende mangeritt-syenittiske bergarter i Dalsfjordsuiten øst for Portavatnet. Det er en gradvis avtakende størrelse på konglomeratklastene fra N-S langs den delen av inkonformiteten i vest hvor dette arbeidet er utført.

2.2.2. Primære kontaktforhold langs den vestlige marginen.

Langs store deler av den sydvestlige marginen av Kvamshestenbassenget er det bevart en primær avsetningskontakt mot de underliggende bergartene i Dalsfjordsuiten, (Asphaug 1975, Bryhni og Skjerlie 1975).

Fra Nordalen i NV til Stordalen i SØ, hvor dette arbeidet er utført, er store deler av avsetningskontakten blottlagt. Fallet på inkonformitetsplanet varierer i fra 38° til 66° mot nordøst. Inn mot kontakten består Dalsfjordsuiten av mangeritt-syenittiske og gabbroide bergarter, (Goldschmidt 1916, Kolderup 1921, Skjerlie 1969, Brekke og Solberg 1987).

Bergartene er flere steder foliert og foldet. Forkastningsaktivitet i underlaget har stedvis ført til lokal breksjering av de predevonske bergartene, også inn mot kontakten.

Der de underliggende bergartene er kataklastisk deformert, er foliasjonen fragmentert og lokalt fullstendig ødelagt. Stedvis kan den kataklastiske breksjeringen i underlaget forveksles med devonske konglomerater.

Devonavsetningene over den vestlige inkonformiteten representerer de eldste og mest grovklastiske avsetningene i bassenget. Den gjennomsnittelige klaststørrelsen langs kontakten finer lateralt mot sør, men det er lokale variasjoner i avsetningene. Konglomeratene er for det meste dårlig sortert med subrundete- rundete klaster, med en klaststørrelse som varierer i fra noen cm til over 2 meter. Klastene består hovedsakelig av bergarter fra Dalsfjordsuiten, men enkelte kantete-kantrundete klaster er derivert fra Høyvikgruppen.

Kontakten er også flere steder kuttet og forskjøvet av steile forkastninger, se kart.

Ved lokalitet 11 (Fig.2.1.1.) hviler devonske konglomerater, inkonformt på kvartsitter i Høyvikgruppen på samme måte som i lokalitet 10, men inkonformitetsplanet faller her 45° mot NØ.

Mot Dalsfjordsuiten varierer fallet på inkonformitetsplanet fra 45-65° mot N- NØ, og overliggeres av dårlig sorterte, klastbårne, massive konglomerater, med subrundete og kantrundete klaster.

Avsetningene trenger i liten grad ned i bergartene i Dalsfjordsuiten.

Lokalitet 12- 14 avviker fra den gjennomsnittelige klaststørrelsen langs denne delen av kontakten.

Ved lokalitet 12 (Fig.2.1.1.) er det bevart en 2 meter mektig sone med silt over inkonformitetsplanet. En bruddsone følger den øvre grensen av silten, og skiller den fra overliggende, massive konglomerater. Det er kun enkelte fragmenter fra underlaget i silten.

Lokalitet 13 (Fig.2.1.1.) markeres av småbollet konglomerat. Overvokst av gress og myr kamuflerer avsetningene over, men massive og betydelig mer grovklastiske konglomerater er blottlagt høyere opp i stratigrafien.

Lokalitet 14 (Fig.2.1.1.) inneholder de mest grovklastiske avsetningene som er observert langs inkonformiteten i dette arbeidet, (se Fig 4.7., kap. 4). Konglomeratklastene de første 3- 4 meterne over kontakten har en diameter på inntil 3 meter, er subrundete og består i hovedsak av syenittiske gneiser. Mellom de gedigne klastene er det nærmest en matriks av langt mindre rundete og kantrundete klaster. Under kontakten utgjøres bergartene av en kile med en mørk, muligens mafisk bergart, som er semiduktilt deformert. En lavvinklet, dels skålformet forkastning følger kontakten. Forkastningsplanet viser en veksling mellom devonske avsetninger og massive bergarter i Dalsfjordsuiten.

Mellom lokalitet 14 og Stordalen, hviler massive konglomerater på inkonformiteten, se Fig. 2.4. Inkonformitetsplanet undulerer med et fall som varierer i fra 40-55° NØ. Unduleringen relateres til variasjon i paleotopografi under avsetning av sedimentene. Brudd og forkastninger opptrer flere steder langs inkonformiteten, men påvirker ikke denne i nevneverdig grad, og beskrives nærmere i kapittel 5.

Ved lokalitet 15 (Fig.2.1.1.) er det avsatt røde sandsteiner på inkonformitetsplanet. Sandsteinene har en varierende vertikal mektighet fra ca 0.5- 1 meter, og kan følges langs kontakten ca 7 meter, før inkonformiteten kuttet og forskyves av Grunnevatnforkastningen.

Over de røde sandsteinene er det småbollet, massivt konglomerat.

Lokalitet 17 (Fig.2.1.1.) er lokalisert til sydspissen av "Devonblokka i Vinddalen", der det er bevart en primær avsetningskontakt mellom devonsk småbollet konglomerat og kataklastisk deformerte gabbroer i Dalsfjordsuiten. Konglomeratet rett over kontakten er klastbårent, består nesten utelukkende av kantrundete og kantete klaster av gabbro, og er stedvis vanskelig å skille fra den underliggende sterkt breksjerte og kataklastisk deformerte gabbroen. Inkonformitetsplanet

faller 32° mot Ø, og kuttes i begge ender av henholdsvis Vinndalsforkastningen i NV og Storedalsforkastningen i SØ.

Devonblokka i Vinddalen beskrives nærmere under 2.4.3. i dette kapitlet.

2.3. Modifiserte primære kontaktforhold.

Langs nordmarginen er inkonformiteten modifisert i Fesselia og ved Nordalsblokka .

2.3.1. Fesselia, lokalitet 2.

Ved lokalitet 2 (Fig.2.1.1.) i Fesselia, kuttes, forskyves og repeteres inkonformiteten av en rekke mindre revers- og normalforkastninger. Devonsedimentene består i hovedsak av småbollet konglomerat og lokale, ikke lateralt utholdende horisonter med sandstein.

De underliggende kvartsittene og marmorhorisontene i Høyvikgruppen veksler fra å være intenst oppsprukket til å være tilnærmet massive. Sprekkene i underlaget er gjerne fylt med finkornede devonske sedimenter inn mot kontakten. Der underlaget er sterkt oppsprukket og breksjert, kan kontakten defineres som en regolith (Bryhni & Skjerlie 1975).

Normalforkastninger som faller fra 35° - 80° mot S- SØ og S-SV, gir en vertikal forskyvning av inkonformiteten i fra 1-12 m, se kapittel 5.

Et annet sett forkastninger har en utgående trend subparallelt med kontakten, med skålformete forkastningsplan som faller i samme retning som inkonformitetsplanet. Inkonformiteten repeteres langs forkastningsplanet, og følgelig er dette små reversforkastninger.

2.3.2. Norddalsblokka, lokalitet 9.

Norddalsblokka, (lokaliet 9, Fig.2.1.1.) er en gedigen blokk med Sunnfjord Melange, som er bevart i de devonske sedimentene. Blokka har en tektonisk avgrensning i nord og vest, av henholdsvis Norddalsforkastningen og Nordalstjennforkastningen (kapittel 4.3.3.), mens grensen i sørøst tolkes som en primær avsetningskontakt. I kartplanet har Nordalsblokka en tilnærmet

trekantet form, med en lateral utstrekning på 300 meter langs Nordalsineamentet, mens den strekker seg 250 m innover i bassenget langs Nordalstjennforkastningen. Den vertikale mektigheten på Nordalsblokka øker gradvis fra nord mot sør langs den sørøstlige grensen til blokka.

Enhetene i Nordalsblokka består av Sunnfjord Melange og utgjøres av metagråvakker (Alsaker 91) og skifre. Enhetene har en transponert lagning som faller mellom 60 og 70° mot N-NV, og er foldet i et stupende, asymmetrisk foldemønster. Stedvis er det en veksling mellom massive og breksjerte gråvakkehorisonter. De største fragmentene i breksjen har gjerne en foretrukken orientering som følger den transponerte lagningen, og er omgitt av en matriks av små gråvakkefragmanter. Skiferhorisontene består i hovedsak av tette småfolder, og inneholder kvartsårer som i regelen følger foldemønsteret.

Den sørøstre grensen til Nordalsblokka er blottlagt i nord og i sør. Den nordlige delen av denne grensen utgjøres av gråvakker, skifre og årekvarts i Nordalsblokka, som er brukket opp i vilkårlig orienterte fragmenter, og hvor de større fragmentene er omgitt av en matriks av små- fragmenter, fra Sunnfjord Melange. Inkonformitetesplanet mot overliggende devonsk småbollet konglomerat, er godt definert og synes ikke å være påvirket av oppsprekkingen i underlaget. Det er ikke observert devonske sedimenter i breksjen, og heller ingen kantete fragmenter fra Nordalsblokka i de devonske avsetningene.

Breksjeringen langs denne delen av grensen tolkes derfor til å ha funnet sted før avsetning av blokka, og kan henge sammen med den opprinnelige plasseringen av blokka, for eksempel i forhold til Nordalslineamentet.

Den sørlige delen av grensen tolkes som en regolitt med en vertikal mektighet på inntil 25 meter. Regolitten viser en gradvis overgang fra intenst oppsprukket Sunnfjord Melange, der devonske sedimenter har trengt inn i åpne sprekker, til en sone dominert av kantete- kantrundete fragmenter av gråvakker, skifre og årekvarts fra Sunnfjord Melange, samt klaster fra Solund Stavfjord Ofilolittkompleks, og devonske avsetninger.

Det høye innholdet av kantete og kantrundete fragmenter fra Sunnfjord Melange i devonavsetningene over regolitten avtar raskt, og høyere opp i stratigrafien er de ikke observert. Vest for regolitten er kontakten påvirket av en rekke brudd, stedvis også fragmentert, og enkelte

fragmenter er roterte. Inkonformitetsplanet utjøres av en irregulær flate, som draperes av sandstein og småbollet konglomerat , se Fig. 2.5.



Fig. 2.5. Småbollet konglomerat og svært grovkornet sandstein lapper inkonformt på Sunnfjord Melange langs sørsiden av Nordalsblokka. Gråvakker, skifer og årekvarts i underlaget er gjennomslått av brudd inn mot kontakten og stedvis fragmentert. De oveliggende devonske sedimentene inneholder kun enkelte fragmenter fra underlaget.

De siste meterne inn mot Nordalstjennforkastningen dekkes inkonformiteten av en kile med småbollet basalkonglomerat. Grensen under basalkonglomeratet er i liten grad oppsprukket og breksjert, og inkonformiteten utgjøres av et godt definert plan, som faller 80° mot S-SV. Kontakten roteres sammen med devonske avsetninger inn mot Nordalstjennforkastningen i form av en slepefold. Glidestriper på forkastningsplanet indikerer en reversbegelse av Nordalsblokka mot sør, (se og kapittel 4.3.3.). Fallet på den devonske lagningen øker inn mot den sørøstlige grensen til Nordalsblokka. Kontakten synes å være en primær inkonformitet, der de devonske sedimentene lapper progressivt på Norddalsblokka fra sør mot nord og fra øst mot vest, med en pålappsvinkel høyere enn 45°.

Både langs sørøstgrensen av Nordalsblokka og ved lokalitet 8., vest for Middagsholten forkastningen er pålappsvinkelen høyere enn langs resten av den nordlige avsetningskontakten fra Trollevatnet og vestover.

Både den høye pålappsvinkelen og de lokale horisontene med regolitt tolkes her som et resultat av endring i paleotopografien under avsetning av devonsedimentene.

2.4 Tektoniske kontaktforhold.

2.4.1. Tektoniske kontaktforhold langs den nordlige marginen.

Fra Markavatnet i øst til lokalitet 10 (Fig.2.1.1.) i Norddalen, utgjøres den nordlige kontakten mellom devonske sedimenter og underliggende bergarter av Nordalsforkastningen.

Den tektoniske kontakten mellom Sunnfjord Melange og devonavsetningene er godt blottlagt fra Middagsholten Reversforkastning til Norddalsblokka (lokalitet 9, Fig. 2.1.1.).

Sunnfjord Melange (SM) er langs denne delen av kontakten skjøvet over de devonske avsetningene. Overskyvningen stryker subparallelt med lagningen, slik at samme sedimentære enhet grenser inn mot forkastningen langs store deler av kontakten, (se Fig. 2.1.1.).

Fallet på lagningen øker brått de siste meterne inn mot forkastningen, og endres fra 18° mot NNØ til 71° mot NØ. Den devonske klastpopulasjonen endres ikke inn mot forkastningen.

Vest for Norddalsblokka er kontakten kamuflert av løse blokker og vegetasjon, og er først synlig ved lokalitet 10, hvor devonsedimentene ikke lenger er i tektonisk kontakt med Sunnfjord Melange.

Det er ikke mulig å se om hvorvidt Sunnfjord Melange er skjøvet oppå de devonske sedimentene langs denne delen av kontakten, men den sedimentære lagningen dreier imidlertid brått og fallet øker inn mot Nordalslineamentet. Til tross for dreiningen, får allikevel den devonske lagningen en forholdsvis høy vinkel til Nordalslineamentet, slik at den vertikale mektigheten på avsetningene langs denne delen av forkastningen utgjør flere hundre meter. Klastpopulasjonen endres inn mot forkastningen, da konglomeratene inneholder kantete fragmenter fra Sunnfjord Melange.

2.4.2. Tektoniske kontaktforhold langs Grunnevatnforkastningen

Fra lokalitet 15 (Fig.2.1.1.), ved Gavlevatnet, til Devonblokka i Stordalen utgjøres den sørøstlige kontakten mellom devonske sedimenter og underliggende gabbroide bergarter i Dalsfjordsuiten av Grunnevatnforkastningen. Den tektoniske kontakten er ikke blottlagt gjennom Stordalen.

Devonavsetningene langs Grunnevatnforkastningen består av massive, forholdsvis homogene konglomerater, som er gjennomsatt av en mengde sprø brudd, både med og uten mineralisering. Sprekkes tettheten øker inn mot Grunnevatnforkastningen.

I tillegg er konglomeratene kuttet av åpne brudd, som synes å være parallelle med trasen til Grunnevatnforkastningen. Bruddene beskrives nærmere i kapittel 4.

Den høye vinkelen mellom strøk og fall på lagningen, og forkastningstrasen, viser at den vertikale mektigheten på devonavsetningene langs denne delen av Grunnevatnavsetningen utgjør flere hundre meter.

Ved lokalitet 16 (Fig.2.1.1.), er lagningen godt definert av lateralt utholdende sandsteinshorisonter i vekslings med finkornet konglomerat. Lagningen bøyes brått av inn mot Grunnevatnforkastningen, og faller her 80° mot NV. Avsetningene er også her gjennomsatt av en rekke brudd, både med og uten mineralisering. Tettheten på bruddene øker inn mot forkastningen.

Vest for Nordalslinsen kan underliggende gabbro følges inn mot forkastningstrasen. Den synes å ha en økende grad av oppsprekking og mineraliserte sprekker inn mot Grunnevatnforkastningen på samme måte som de devonske avsetningene.

Fra lokalitet 16 og østover gjennom Vinddalen er ikke den tektoniske kontakten blottlagt, se Fig. 2.1.1.

Ved lokalitet 18 (Fig.2.1.1.), grenser mangerittsyenittiske bergarter inn mot Grunnevatnforkastningen, mens devonske avsetninger nordvest for forkastningen utgjøres av sandsteiner. Vinddalen er i dette området helt dekket av vegetasjon, og nærmere studier av kontaktforholdene er dermed ikke mulig. Øst for lokalitet 18 er det devonske avsetninger på

begge sider av Grunnevatnforkastningen. Endringen, og forskjellen i sedimentære facies over forkastningssonen kommenteres i kapittel 4, og kapittel 5.

2.4.3. Vinddalsblokka

På sørsida av Vinddalen, i hengblokka til Grunnevatnforkastningen opptrer en forkastningsavgrenset blokk med devonske sedimenter (se Fig 2.1.1., lokalitet 17). Sedimentene i den vestre delen av linsen utgjøres av massivt konglomerat, som består av rundete og kantrundete gabbroklaste i en matriks av svært grovkornet sandstein, og som progressivt deformeres i form av intens oppsprekking inn mot forkastningene rundt linsen. Klastematerialet indikerer at sedimentene er derivert fra de tilgrensende delene av Dalsfjordsuiten.

I det sørvestre hjørnet av linsen, hvor Vinddalsforkastningen (se kap. 5) ikke utgjør kontakten mellom devonavsetninger og Dalsfjordsuitens bergarter, er inkonformiteten bevart mellom devonske konglomerater og underliggende, kraftig breksjert gabbro. Konglomeratet er dårlig sortert, og ugradert inn mot Grunnevatn-, Vinddalen- og Stordalsforkastningene.

Avsetningene finer imidlertid svakt fra midtre del av linsen og østover. Klastene i denne delen av linsen utgjøres i større grad av mangerittsyenitter. Flere tynne, delvis lateralt utholdende sandsteinshorisonter definerer her en svakt utviklet lagning. Sandsteinslagene som grenser inn mot Grunnevatnforkastningen viser en tydelig avbøyning, og endres til å bli tilnærmet parallell med forkastningen.

Deformasjonen er sterkest i den nordvestre delen av linsen, hvor Vinddalsforkastningen, (som beskrives nærmere i kapittel 4.3.4.) splitter opp fra Grunnevatnforkastningen, og skyver Dalsfjordsuitens bergarter inn over devonavsetningene. Konglomeratene er her gjennomslått av utallige brudd (Se Fig 4.17, stereoplott f., (Schmidt-nett, undre halvkule) i kapittel 4.), som sammen med lokale soner med kataklase overpreger eventuelle primære strukturer, og gir sedimentene et foliert utseende. Bergartene i Dalsfjordekket viser også progressiv deformasjon inn mot de to forkastningene.

Kapittel 3 Sedimentologi

3.1. Innledning

3.2. Avsetningsforhold i det studerte området.

3.2.1. Innledning

3.2.2. Litofacies og litofaciesassosiasjoner

3.2.2.1. Litofaciesassosiasjon BR : Breksje

3.2.2.2. Litofaciesassosiasjon MKS: Massive konglomerater med underordnede sandsteinshorisonter

3.2.2.3. Litofaciesassosiasjon FKLS: Finkornet konglomerat og lagdelte sandsteiner.

3.2.2.4. Litofaciesassosiasjon KSV : Konglomerater og sandstein i tett veksling

3.2.2.5. Litofaciesassosiasjon SSS : Strukturfattig småbollet sandstein

3.2.2.6. Litofaciesassosiasjon TPS: Trau- og planært kryssjiktete sandsteinsflak

3.2.2.7. Litofaciesassosiasjon SFSS: Svært finkornet sandstein og siltstein

3.3. Fordeling av litofaciesassosiasjoner i det kartlagte området.

3.4. Kort beskrivelse og tolkning av Logg 1-5.

3.5. Paleostrømretninger

3.1. Innledning

Formålet med denne delen av oppgaven er å kunne gi en generell tolkning av sedimentære facies og deres utbredelse, samt fordelingen av sedimentære avsetningssystemer og sammenhengen mellom sedimentasjon og forkastningsaktivitet i det studerte området.

Arbeidet er gjennomført i form av logging og detaljert kartlegging. De sedimentære bergartene i det nordvestlige hjørnet av Kvamshesten devonbasseng hvor arbeidet er utført, består for det meste av massive konglomerater og småbollete- svært grovkornede sandsteiner. Finkornete sandsteiner og røde svært finkornete sand- og siltsteiner utgjør her en mindre del av den sedimentære lagpakka.

I det følgende er sedimentene delt inn i litofacies etter Mialls klassifikasjonssystem (Miall 1977, 1996), se Tabell 3.2, og deretter gruppert i litofaciesassosiasjoner.

Lithofaciesassosiasjonene, og tolkning av disse med hensyn på avsetningsmiljø, danner grunnlaget for tolkning og beskrivelse av et overordnet avsetningsmiljø for sedimentene i Kvamshestenbassenget, (Bakke 1999, Osmundsen et al. 2000). Kartlegging (se Vedlegg 1), og tolkning av laterale og vertikale variasjoner i sedimentære facies er en viktig del av denne

sammenhengen. Loggene over de sedimentære avsetningene (Vedlegg 2 -a, -b, -d, -e, -f) er brukt som et hjelpemiddel for å kunne korrelere sedimentære intervaller over de største forkastningene (Vedlegg 2 -g.).

3.2. Avsetningsforhold i det studerte området.

3.2.1. Innledning

Sedimentologidelen av arbeidet er gjennomført i form av logging av stratigrafiske intervaller fordelt på 5 logger (til sammen 934 m), og utgjør sammen med en detaljert kartlegging, grunnlaget for den sedimentologiske tolkningen av det studerte området. Loggene representerer intervallet fra og med de laveste stratigrafiske enhetene over inkonformiteten i vest (Logg 1), overliggende stratigrafiske enheter i vestlig del av det studerte området (Logg 2), samt stratigrafiske intervaller fra marginen i nord og innover i bassenget (Logg 3, 4, 5.). For fordeling av loggene se Vedlegg 1. Korrelering av loggene er et godt verktøy for å dokumentere både vertikal og lateral variasjon i sedimentære facies. Vedlegg 2 inneholder Logg 1. - Logg 5. med inntegnede sedimentære strukturer, og inndeling i litofaciesassosiasjoner, samt sammenstilling av Logg 1-5., (kun med fordeling av litofaciesassosiasjoner). Videre i kapittelet vil henvisning til loggene i Vedlegg 2., bli kommentert som Logg 1, 2, 3, 4 og 5. Fig. 3.25.- 3.29. representerer henholdsvis Logg 1- til Logg 5, men viser kun fordeling av litofaciesassosiasjoner ettersom de er redusert til A4-størrelse. Fig. 3.30 representerer sammenstilling og korrelering av Logg 1-5, og er samme figur som Logg 1.-5. i Vedlegg 2. Bergartene i Kvamshesten devonbasseng utgjøres av litifiserte sedimenter med en svært lavgrads metamorf overpregning. I det følgende vil de for enkelthets skyld bli omtalt som sedimenter, enheter eller avsetninger.

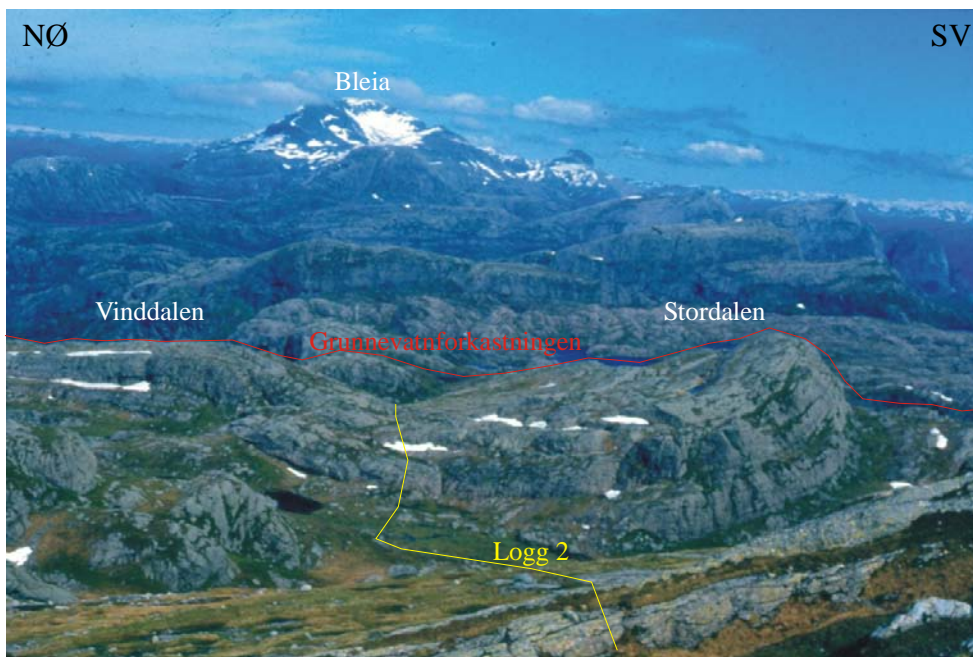


Fig. 3.1. Utsyn fra Portfjellet mot sørøst i Kvamshestebassenget, med utsikt mot Bleia lengst i øst. Det kartlagte området utgjør nedre del av bildet, på undersiden av rød strek som markerer utgående trase av Grunnevatnforkastningen. Gule linjer viser traseen til Logg 2, også Fig. 3.2.

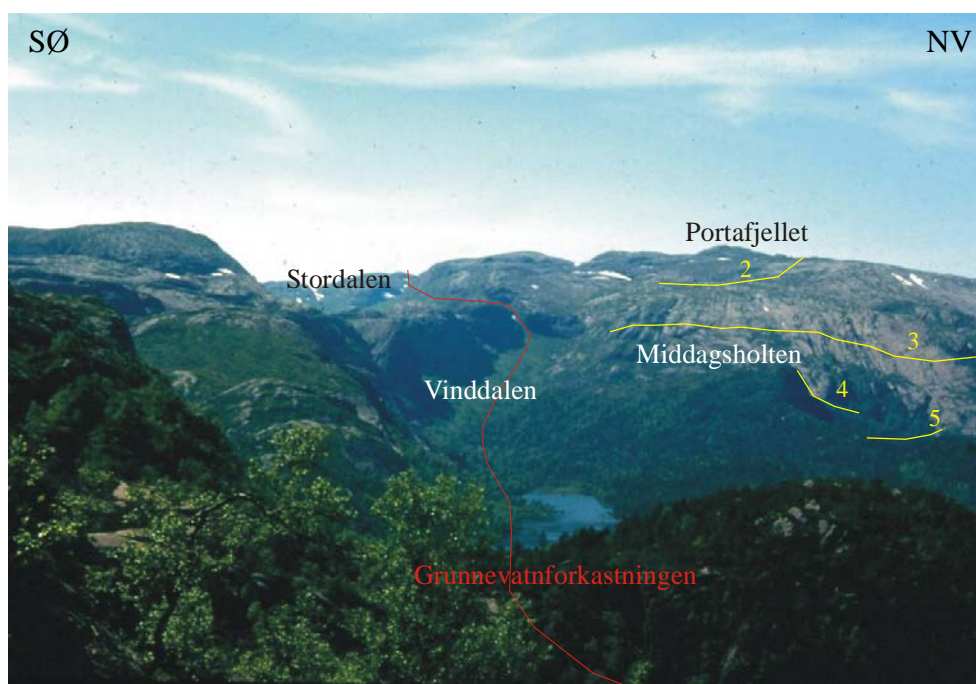


Fig. 3.2. Utsyn mot vest fra Siristien, mot de sentrale delene av området kartlagt i dette arbeidet. Bare mindre lokaliteter av området til venstre for Grunnevatnforkastningene er med i dette arbeidet. Gule linjer representerer traseen for Logg 2-5.

3.2.2. Litofacies og litofaciesassosiasjoner

Bergartene i det studerte området utgjøres av massive konglomerater, samt litologier med småbollet konglomerat i veksling med kryssjiktete og stratifiserte sand- og siltsteiner, (logger og kart), og er delt inn i 16 forskjellige litofacies, se Tabell 3.1.

Lithofaciesene opptrer oftest i mange og tynne, ikke kartleggbare horisonter, og det er derfor hensiktsmessig å gruppere dem i karakteristiske litofaciesassosiasjoner, i alt 7 stykker, se Tabell 3.2.

Tabell 3.1. viser hvordan Litosfacies kan klassifiseres i litofacieskoder, avhengig av kornstørrelse og sedimentære strukturer (Miall 1977, Miall, 1996)

Litofacieskode	Litofacies (Avsetninger)	Sedimentære strukturer	Tolkning
Bm	Matriksstøttet breksje	Svak gradering	
Bcm	Klaststøttet massiv breksje		
Gmm	Matriksstøttet massivt konglomerat	Svak gradering	Plastiske debrisstrømmer (høy styrke, turbulent strøm)
Gmg	Matriksstøttet konglomerat	Invers til normal gradering	Pseudoplastiske debrisstrømmer (lav styrke, viskøs)
Gcm	Klaststøttet massivt konglomerat	Ingen	Pseudoplastiske debrisstrømmer (bunnstrøm, turbulent strøm)
Gci	Klaststøttet konglomerat	Invers gradering	Klastrike debrisstrømmer (høy styrke el. pseudoplastisk strøm(lav styrke)
Gh	Klaststøttet konglomerat, dårlig sortert	Horisontale lag, Imbrikerte.	Langsgående (longitudinale)bunnstrømsavsetninger lagavsetninger, sieve deposits
Gt	Lagdelt konglomerat	Traukryssjiktet	Mindre (små) kanalinnfyllinger
Gp	Lagdelt konglomerat (småbollet)	Planære kryssjikt	Transverse avsetningsformer (bedforms)
St	Sandstein fin – til svært grovkornet, kan være småbollet	Traukryssjikt, enkeltsett eller grupper	Sinusformede og diagonale sanddyner (tredimensjonale sanddyner)
Sp	Sandstein fin til svært grovkornet, kan være småbollet	Planære kryssjikt, enkeltsett eller grupper	Transverse og diagonale avsetningsformer (bedforms)
Sr	Sandstein svært fin – til grovkornet	Strømrifler, krysslaminasjon og tørkesprekker	Rifler , (undre strømningsregime)

Sh	Sandstein, fin – til svært grovkornet, kan være småbollet	Horisontallaminasjon (strømningslineasjoner)	Planare avsetningsstrømmer (plane - bed flow)
Sl	Sandstein, fin – til svært grovkornet, kan være småbollet	Lavvinklede (< 15) kryssjikt	
Sm	Sand, fin til grovkornet	Massiv eller finlaminert	Sediment -tetthets strøm avsetninger
Fl	Sandstein svært finkornet, silt og leire	Strømrifler og tørkesprekker	Rifler, (undre strømningsregime)

Tabell 3.1. Klassifikasjon av litofacies. Stor bokstav i litofacieskoden betegner kornstørrelse, der G,S og F står for henholdsvis konglomerat, sand og finkornede avsetninger. Små bokstaver betegner 1) sedimentære strukturer, der t, h, r, l, henholdsvis står for traukryssjikt, horisontal -, riflelaminasjon og laminasjon, 2) matriksstøttede eller klaststøttede sedimenter, betegnes som henholdsvis c (clast – supported) og m (matrix – supported), og 3) gradering av sedimentene, der m er massiv. Tabellen er modifisert fra Miall (1977, 1996).

Tabell 3.2. viser de forskjellige litofaciesassosiasjonene som det studerte området er delt inn i, samt en oversikt over de ulike litofacieskodene som inngår i hver litofaciesassosiasjon, mens Fig. 3.3 illustrerer den karakteristiske sammensetningen av de ulike litofacies i de forskjellige litofaciesassosiasjonene..

Tabell 3.2. Oppsummering av litofaciesassosiasjoner i det studeret området:

Litofaciesassosiasjon	Forkort -else	Litofacieskoder
Breksje	BR	Bm, Bc, Gmm,Gmg, Gci, Sm
Massive konglomerater med underordnete sandsteinshorisonter	MKS	Gmm,Gcm, Gci,Gt, Gp, ST
Finkornet konglomerat og lagdelte sandsteiner	FKLS	Gmm, Gcm, Gci, Gt, Gp, St, Sp, Sh, Sl
Konglomerater og sandstein i tett veksling (interkalerte)	KSV	Gh, Gt, Gp, St, Sp, Sh
Strukturfattig småbollet sandstein	SSS	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Sm
Trau- og planært kryssjiktete sandsteinsflak	TPS	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Sm
Siltstein og svært finkornet sandstein	SFSS	Sr, Sm, Fl

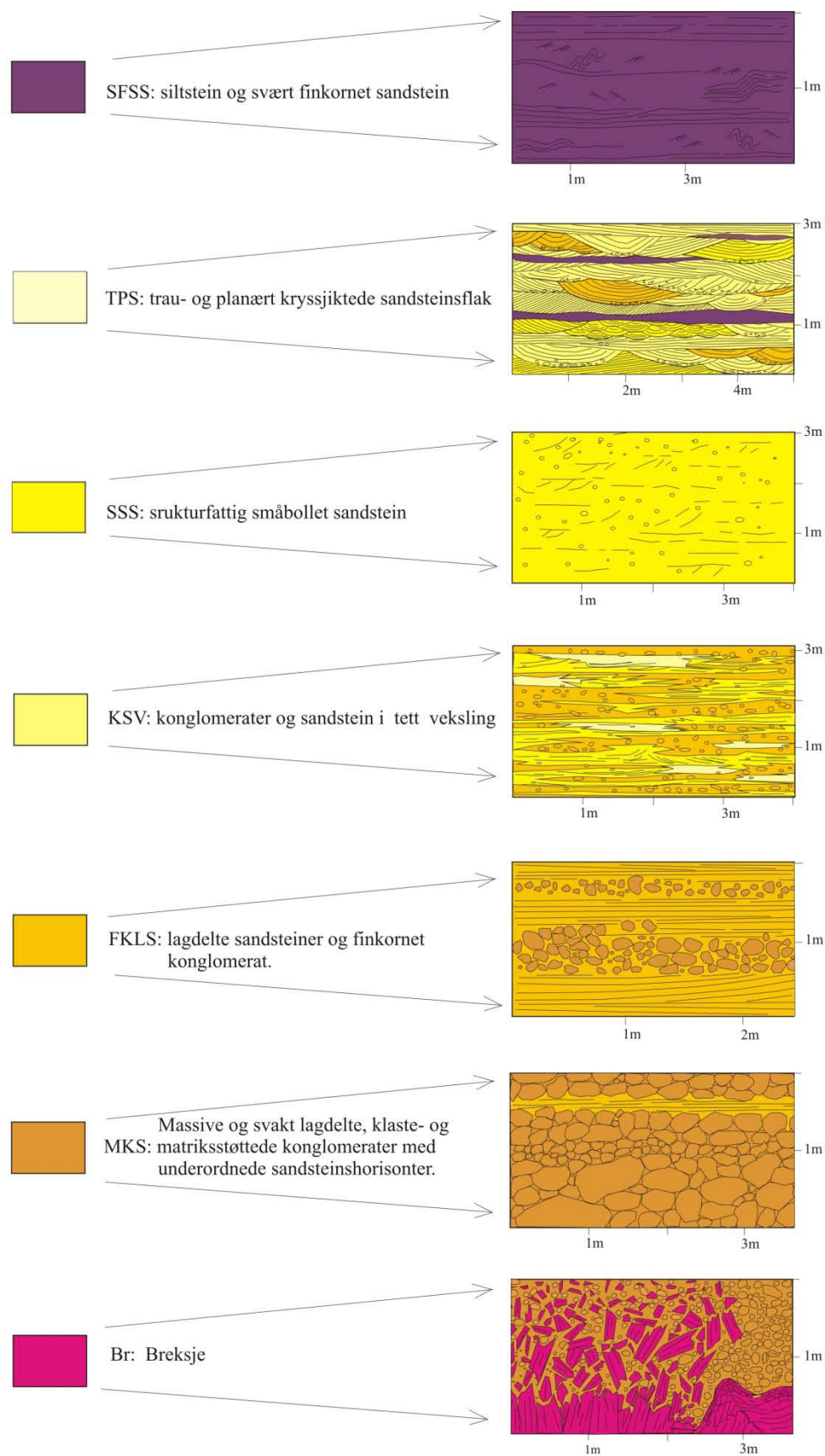


Fig. 3.3. Boksene til høyre illustrerer karakteristisk sammensetning av litofacies i de ulike litofaciesassosiasjonene. Boksene til venstre representerer fargekoden de ulike litofaciesassosiasjonene er gjengitt med på kartet (Vedlegg 1).

I de følgende delkapitlene vil hver enkelt litofaciesassosiasjon først beskrives og deretter tolkes. Den beskrivende delen er basert på egne feltobservasjoner, mens tolkningsdelen vil representere avsetningsmiljøet for hver enkelt litofaciesassosiasjonen.

Litofaciesassosiasjonene blir i det følgende benevnt med forkortelsene som er brukt i tabell 3.2. Se for øvrig Vedlegg 1. for fordeling av litofaciesassosiasjoner.

3.2.2.1. Litofaciesassosiasjon BR : Breksje

L.a. BR. Består hovedsakelig av litofacies Bm og Bcm , mens konglomerater (Gmm, Gmg, Gcm, Gp) og sandsteiner (Sm) er underordnede litofacies.

Beskrivelse :

Breksjene opptrer med varierende mektighet langs den nordlige kontakten i det kartlagte området. De sedimentære breksjene opptrer oftest som tynne lag (0.5- 4 m, lokalt med mektighet opp til 12 m), eller som innfyll i topografiske forsenkninger over den basale inkonformiteten langs nordmarginen. Breksjene er også observert som små vifter (eller linseformete legemer) som fingrer inn i andre deler av bassengfyllet. Utseende og sammensetning på breksjene varierer, og på bakgrunn av dette er de delt inn i Breksje 1. som er rik på kvartsitt, kvartsskifer, og grønnsteinsskifer, mens Breksje 2. karakteriseres av en høy andel metagråvakker, i tillegg til kvartsitt og grønnskifer. Begge typene hører inn under La. Br.

Breksje 1 er blottlagt langs kontakten fra Trollevatnet og vestover til Grunnevatn-forkastningen, der denne kutter kontakten mot basement i Fesselia. I vestenden av Markavatnet er også Breksje 1 blottlagt. Den vertikale mektigheten på breksjen varierer fra mindre enn 1 meter til opp mot 12 meter. Langs de deler av kontakten der mektigheten på breksjen er minst, er den underliggende bergarten i regelen intenst oppsprukket, og sprekkene er fylt med en matriks av devonske sedimenter og små fragmenter av underlaget, se Fig. 3.4. Breksjen finer opp fra kontakten, fra massiv og klastbåren til matriksbåren, med gradvis avtagende størrelse på fragmentene. Med økende avstand fra kontakten avtar tettheten mellom fragmentene, og de ligger ofte fordelt rundt i en matriks av rød, svært finkornet sandstein eller siltstein, eller grov sandstein. Lokalt opptrer centimetertykke, diskontinuerlige lag av rød sandstein. Breksjen er dårlig sortert, fragmentene varierer i størrelse fra 2 til 100 cm i diameter. De kantede fragmentene i breksjen består hovedsakelig av kvartsitt, kvartsskifer, eller grønnsteinsskifer.

Både størrelse på fragmentene og tettheten av disse avtar vekk fra kontakten. Sprekker fylt med svært grovkornet sandstein dels småbollet konglomerat strekker seg fra inkonformitetsplanet og ned i den underliggende kvartsitten, se Fig. 3.4.

De kantete fragmentene i de devonske avsetningene består av samme bergart som i det tilgrensende underlaget. Fragmentene i Breksje 1 viser ingen foretrukken orientering.

Breksje 2 : er blottlagt langs kontakten i nedre del av Fesselia, vest for Grunnevatn-forkastningen og kan følges til Timrevika i østenden av Markavatnet. Mektigheten på den blottlagte delen av breksjen i dette området er opp mot 60 meter. Her består breksjen hovedsakelig av kantete fragmenter av kvartsitt, metagråvakker og grønnskifer, og skiller seg tydelig fra devonske konglomerater, både i rundingsgrad, klast-størrelse og bergartssammensetning.

Breksjen veksler fra å være klastbåren til matriksmåren, og er bedre sortert enn de tidligere beskrevne breksjene. Kornstørrelsen på matriks varierer fra svært finkornet til grovkornet sandstein. Lokalt i breksjen er klatene imbrikerte. Ved Timrevika i østenden av Markavatnet opptrer breksjene som små vifter, som fingrer inn i konglomerater med rundede og større klaster av kvartsskifer, kvartsitt og granitt, se Fig. 3.5.

Materialet i breksjen er nokså godt sortert, med forholdsvis jevnstore fragmenter med en lengde på 3-8 centimeter. Fragmentene består av flere bergarter, der gabbro dominerer, men både gråvakker, epidot og jaspis, samt kalk (forvitret) er representert.

Breksjen veksler også her mellom å være klaste- og matriksbåren. Det er ingen gradvis reduksjon i størrelse, mengde eller tetthet av fragmenter vekk fra kontakten. Grensen mellom breksjen og konglomeratet er klar og skarp. Det er ikke observert kantete grønnsteinsfragmenter i de innfingrende konglomeratene. Enkelte steder er fragmentene imbrikerte. Det er ikke mulig å følge grønnsteinsbreksjene inn mot kontakten til underlaget, da denne ligger under vann.



Fig. 3.4. I Fesselia er devonske sedimenter avsatt inkonformt på blålig kvartsitt i Høyvikgruppen. Inn mot inkonformitetsplanet er det en gradvis overgang fra massiv kvartsitt med enkelte sprekker til intenst oppsprukket og deretter fragmentert kvartsitt. Sprekkene strekker seg fra kontakten og ned i underlaget, og er fylt med devonske sedimenter. Kantete fragmenter fra kvartsitten ligger fordelt rundt i devonske sedimenter rett over kontakten, men avtar raskt både i størrelse og tetthet vekk fra denne.



Fig. 3.5. Breksje 2, fra Timrevika ved Markavatnet, består av forholdsvis jevnstore kantede grønnsteinsfragmenter. Breksjen inneholder også enkelte klaster av gråvakker og jaspis, samt kalk. Tommestokken peker mot rød jaspis. Breksjen veksler lokalt fra å være klast- til matriksbåren.



Fig. 3.6. Breksje 2, i Timrevika ved Markavatnet. Vifter med konglomerat og breksje fingrer gjensidig inn i hverandre. Grensen mellom i mellom dem er skarpe og veldefinerte. Rødt fragment i enden av tommestokken er jaspis.

Tolkning :

Feltobservasjonene i dette arbeidet viser at breksjene som er beskrevet over er dannet ved ulike avsetningsprosesser. De sedimentære breksjene langs nordmarginen av Kvamshestenbassenget er tidligere tolket som residualbreksjer (regolither), (Bryhni & Skjerlie 1975). Dette underbygges langs de deler av kontakten der underlaget er intenst oppsprukket, med sedimenter fingrende inn i sprekke, og hvor de kantede fragmentene i breksjen kun består av den underliggende bergarten, se Fig. 3.4. Avtagende størrelse og antall fragmenter vekk fra kontakten, samt dårlig sortering av materialet i breksjen er også karakteristisk for en residualbreksje. Regolithhorisontene utgjøres av Breksje 1., og er kartlagt fra vestenden av Trollevatnet og vestover til Fesselia, der kontakten kuttet av

Grunnevannsforkastningen, samt ved myra i vestenden av Markavatnet og vestover langs kontakten til Middagsholten Reversforkastning (se Vedlegg 1.).

Andre dannelsesmekanismer forklarer Breksje 2. Dette underbygges ved at de kantede fragmentene i breksjene, består av flere enn en bergart, og at det ikke er en gradvis reduksjon i størrelse og antall fragmenter vekk fra kontakten. Osmundsen (1998) argumenterer for at breksjene er dannet ved blokkskred, utrasninger eller plastiske debrisstrømmer. Mengde matriks i breksjene varierer, men er for det meste så lav at breksjene kan klassifiseres som klastbårne. Det lave matriksinnholdet utelukker flere typer plastiske løsmasseskred som hovedkilde. I de deler av breksjene hvor matriks ikke inneholder leire, kan avsetningene være et resultat av et klastrik, ikke-kohesiv debrisstrøm (Blair & Mc Phersson 1994 a.,b.).

Mangelen på leire fører til reduksjon av kohesiv styrke i strømmen, og sedimentkorn og klaster blir i stedet støttet av dispersive, turbulente, flytende og kornbårne krefter. Der matriks inneholder leire, kan breksjen være avsatt fra et klasterikt kohesivt løsmasseskred.

Avsetningsmønsteret for klasterike kohesive- og ikke-kohesive plastiske løsmassestrømmer blir så å si det samme. Avsetninger dannet ved ikke-kohesive debrisstrømmer er mer utsatt for erosjon, fordi de ikke inneholder kohesive bindinger mellom sedimentene (Blair & Mc Phersson 1994 a., Blair & Mc Phersson 1994 b.). Det er like trolig at breksjene har blitt dannet ved utrasninger.

3.2.2.2. Litofaciesassosiasjon MKS : Massive konglomerater med underordnede sandsteinshorisonter.

MKS inneholder minimalt med sedimentære strukturer, og utgjøres av massive konglomerater, med enkelte lateralt utholdende mer finkornete horisonter, som antyder en lagning i avsetningene. MKS domineres av massive og svakt lagdelte, klaststøttede konglomerater, litofacies Gcm, Gci , men inneholder også lagdelt konglomerat, representert ved lithofacies Gt. Lokalt er konglomeratene matriksstøttede, og består av litofacies Gmm. Matriks består av grovkornet til svært finkornet sand. Underordnede sandsteinshorisonter opptrer i de høyere stratigrafiske delene av MKS, og utgjøres av lithofacies St og Sp.

Beskrivelse:

Konglomeratet over inkonformiteten i vest utgjør den stratigrafisk nederste delen av det kartlagte området, og består av Gcm. De massive konglomeratene har en vertikal mektighet på over 200 meter i dette området, og er lateralt utholdende langs hele den nordvestlige kontakten i mellom Nordalslineamentet og Grunnevatnforkastningen. De største klastene er observert rett over kontakten. Konglomeratet er dårlig sortert, og klaster med en lengste akse

på inntil 1 meter er omgitt av flere små klaster med en lengde fra 2-10 centimeter. Størrelsen på klastene varierer også lateralt, og på en lokalitet er det observert klaster med en lengste akse på inntil 2.5 meter. Mps (maksimum partikkel size) er her 1.6 meter, se for øvrig tabell 3.1. Konglomeratklastene er i hovedsak rundede, og subrundede - subangulære. Det er ingen entydig sammenheng mellom størrelsen på klastene og rundingsgrad, men generelt er de største klastene best rundet, se Fig 3.7. Imbrikasjon eller andre sedimentære strukturer forekommer ikke. Konglomeratet finer oppover de 5 første meterne over kontakten, og har deretter en tilnærmet konstant gjennomsnittlig klaststørrelse, bortsett fra enkelte lateralt utholdende horisonter med småbollet konglomerat, se Logg 1. Mps varierer i langt større grad, se Tabell 3.1.

Horisontene med småbollet, klastbårent konglomerat har mektigheter på 20-30 centimeter, og gjennomsnittelig diameter for de forholdsvis jevnstore og rundede klastene er 5-7 cm. Mot toppen av enheten forekommer 5-15 centimeter tykke usammenhengende horisonter med grovkornede, dels småbollet sandstein, litofacies St og Sp, med en lateral utstrekning på 5 - 10 meter. Horisontene med sandstein er stedvis traue- og planært kryssjiktet. I friske brudd har sandsteinene en grønnlig farge.

På høyere stratigrafiske nivåer varierer den vertikale mektigheten på konglomeratene i MKS i fra 5-30 m. Konglomeratene avgrenses i hovedsak av svært grovkornet sandstein og småbollet konglomerat både i topp og bunn, se Logg 2. Tynne ikke lateralt utholdende linser med sandstein opptrer også lokalt i konglomeratlagene med størst vertikal mektighet. Både Logg 2, samt Mps-verdier og gjennomsnittelig klaststørrelse (Tabell 3.3.) viser at konglomeratsekvensene med vertikal mektighet opp mot 30 meter, karakteriseres av oppovergroving i bunnen og videre oppover i enheten, før oppoverfining i de øverste 50-100 cm. Sekvenser med vertikal mektighet mindre enn 10 m, er derimot bare oppovergrovende. Gjennomsnittelig klaststørrelse og Mps-verdier for de mindre konglomeratenhetene er innenfor samme størrelsesorden som i de oppovergrovende delene av de største, se Tabell 3.3.



Fig.3.7. Massive kampesteinskonglomerater i MKS, avsatt over inkonformiteten i nordvest, ca 400 m sørøst for Portavatnet. Bildet viser noen av de største klastene som er observert i MKS. Konglomeratet er dårlig sortert.



Fig. 3.8. Bildet er tatt mot Portfjellet og viser MKS, som rager opp over inkonformiteten i vest. MKS har en sammenhengende vertikal mektighet på mer enn 200 meter i det studerte området.

Tabell 3.3. viser at gjennomsnittelig klaststørrelse forandrer seg lite oppover i Logg 1, og dermed ikke påvirkes av variasjoner i Mps.

Rundingsgraden på klastene varierer i fra godt rundet til kantrundet, med innslag av subangulære klaster, Fig. 3.9. Av figuren fremgår det også at klastene i Logg 1, blir mer rundet i formen når avstanden til inkonformiteten øker.

I Logg 2 derimot, påvirkes den gjennomsnittelige klaststørrelsen av endringer i Mps (Tabell 3.3.)

Tabell 3.3. : Oversikt over Mps og gjennomsnittelig klaststørrelse for Logg 1 og 2.

Logg 1 Høyde i loggen (meter)	Gjennomsnittelig Klaststørrelse, (cm)	Mps (cm)	Logg 2 Høyde i loggen (meter)	Gjennomsnittelig Klaststørrelse, (cm)	Mps (cm)
0.5		162	15	8	13
3	21.8 Matriks: 1.1	45.2	22	9.6	15
5		35	29.5	13.2	17.5
10		34.4	32	6.5	10.3
19	13.31	32.5	35	9.6	13.6
23		61	39.5	9.6	12.7
27	13.12	27	48.5	8.9	14.3
30		39.2	63	11.9	21.5
45		33.7	72	14.5	25.3
52		57.8	78	13.9	24
70		46.6	80	7.3	12.6
90		57.1	156	9.4	14.6
102	13.5	29.4	184	8.9	13.3
120		30.6	191	10.2	13.6
156		36	195	10.6	13.5
190	13.4	33.1	248	7.5	12.3

Tabell 3.3. viser Mps (maksimum partikkelstørrelse) og gjennomsnittelig klaststørrelse for MKS i Logg 1 og 2. Det fremgår av tabellen at i Logg 1 er den gjennomsnittelige klaststørrelsen bortimot konstant etter de første 5 metrene, mens Mps varierer i langt større grad. For Logg 2 varierer den gjennomsnittlige klaststørrelsen i større grad enn i Logg 1. Av tabellen vises det og at gjennomsnittelige klaststørrelsen svinger i takt med endingen av Mps. En kan også merke seg at gjennomsnittelig klaststørrelse for de mindre konglomerathorisontene, tilsvarende gjennomsnittsverdien for de lavere delene av konglomerathorisontene med størst stratigrafisk mektighet. Stor forskjell på Mps-verdier og gjennomsnittlig klaststørrelse henger blant annet sammen med at konglomeratet er dårlig sortert og i hovedsak klastbårent.

Den gjennomsnittelige klaststørrelsen øker når Mps verdiene øker, og motsatt.

Konglomeratene i MKS er lateralt utholdende og opptrer i sykler, der enheter med en mektighet fra 15-30 meter, følges av et 40 - 60 cm mektig lag med svært grovkornet sandstein. Over sandsteinene er det i regelen avsatt et 7-10 meter mektig lag med massivt konglomerat, etterfulgt av mer finkornete sedimenter. Undergrensen på MKS er ikke erodert, og det samme gjelder interne undergrenser for konglomeratene i MKS, der de bare atskilles av tynne horisonter med mer sandsteiner eller finkornet konglomerat. Undergrensen på sandsteinshorizontene i MKS er som regel erodert, og "erosjonshøyden" er ofte mer enn 0.5. Konglomeratene er i hovedsak klastbårne, med unntak av enkelte soner, dels horisonter som er matriksbårne. Klastene er i hovedsak rundete og subrundete, i mindre grad godt rundet og subangulære. Generelt er de største klastene best rundet. Matriks har en noe annen fordeling, og inneholder i svært liten grad rundede og godt rundede klaste, (se også Fig.3.9.). Bortsett fra enkelte observasjoner av kvarts- og grønnsteinsskifre, består klastmaterialet i de opploggede konglomeratene hovedsakelig av syenittiske gneiser, granitt, gabbro, dioritt og anorthositt, (Skjerlie 1971)

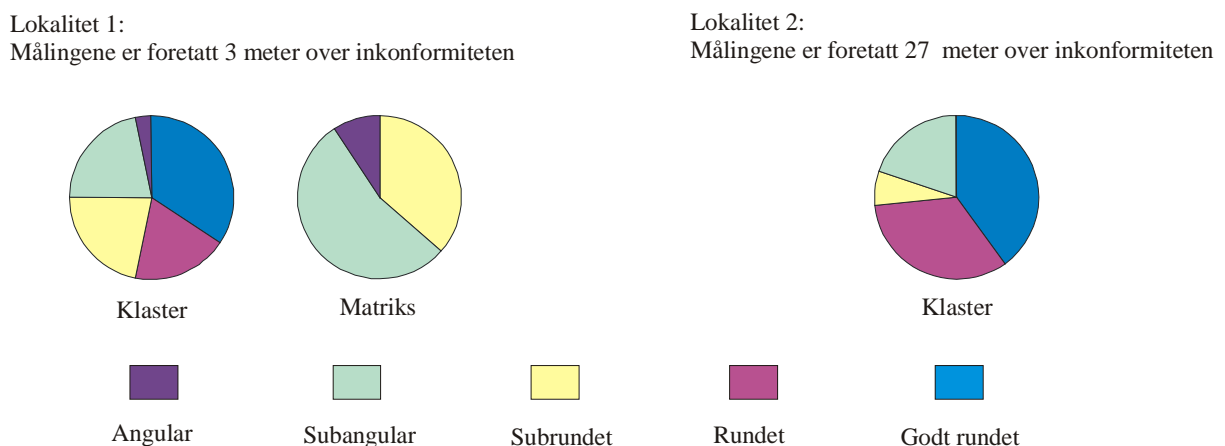


Fig.3.9. Sektordiagrammene i figuren viser at klastene i de massive enhetene i MKS over inkonformiteten i vest rundes oppover i stratigrafien, ettersom avstanden til inkonformiteten øker.

Sammensetning og innhold av klastmaterialet, indikerer at konglomeratene er derivert fra Dalsfjordsuitens bergarter, (se og Vedlegg 4). Observasjoner av mesophertitter støtter tolkningen om at materialet er derivert fra Dalsfjordsuiten.

Sandsteinshorizontene er 40-60 centimeter mektige og lateralt utholdende over flere titalls meter, men opptrer også som diskontinuerlige, 5-30 centimeter mektige horisonter eller linser i konglomeratenhetene. Sandsteinene er dels lagdelte, ofte trauekryssjiktete og middels-svært grovkornet. Tabell 3.3. viser at gjennomsnittelig klastestørrelse forandrer seg lite oppover i loggen, og at den påvirkes i forholdsvis liten grad av Mps. Rundingsgraden varierer i fra godt

rundet til kantrundet, med innslag av subangulære klaster. (For fordeling av rundingsgrad på de ulike klastene i Logg 1, Fig. 3.9.).

La. MKS veksler med la. LSFK og KSV i varierende grad, se Logg 2.

Tolkning:

Konglomeratene i MKS består hovedsaklig av litofacies Gcm. Gcm ble av Miall (1996) tolket til å være avsatt som pseudoplastiske debrisstrømmer. Mangel på leire i matriks, og lavt matriksinnhold i konglomeratene indikerer at konglomerater er avsatt gjennom ikke-kohesive, klastrike debrisstrømmer (Blair & Mc Phersson 1994 a, Blair & Mc Phersson 1994 b). I følge forfatterne kan samme skred danne både klastrike og -fattige avsetninger, og dette kan forklare at deler av en enhet kan være matriksbårne, slik som i MKS. Mangel på kanaler, og den flakformete fordelingen av konglomeratene, kan indikere avsetning fra katastrofiske strømmer i form av massesstrømning (Nemec & Steel 1984, Reading 1996). Steel et al. (1985) argumenterte for at klaststøttede konglomerater kan være avsatt i elvekanaler. Det er ikke observert noen evidens for kanalisert strømning i de massive konglomeratene. Sedimentære strukturer i form av imbrikerte klaster eller kryssjikt i konglomeratene er fraværende i MKS. Rundingsgraden på klastene, indikerer at sedimentene ble fluvialt transportert gjennom deler av dreneringsbassenget, og dermed allerede rundet, før de ble avsatt på den alluviale viften gjennom debrisstrømmer. Mangel på gradering og dårlig utviklet imbrikering av klaster, indikerer en relativt lav laminær skjærbevegelse, noe som igjen impliserer høy skjærstyrke (kohesiv og/eller friksjonell) og høy viskositet (Nemec & Steel 1984, Postma & Roep 1985). Flakstrømmer ("sheetflooding") eller utrasninger kan også være mulige mekanismer for avsetning av MKS. Det ville imidlertid vært naturlig med en høyere andel kantede fragmenter, og en viss grad av oppsprekking, hvis MKS hadde vært avsatt ved utrasning.

Alle de nevnte er primære avsetningsmekanismer, og dermed hovedbyggere av en alluvial vifte. De massive konglomeratene i MKS tilsier at dette er avsetninger tilhørende de proksimale delene av en alluvial vifte. Dette støttes av tynne sandsteinshorisonter opptrer på høyere stratigrafiske nivåer. De grove klastene i MKS, over inkonformiteten i vest utgjør mest sannsynlig de første og eldste avsetningene i den proksimale delen av viften. Enhetene i MKS har ikke eroderte undergrenser, og dette kan forklares ved at debrisstrømmer, samt utrasninger, legger seg som et flak oppå de eksisterende avsetningene. Oppovergrovende konglomeratiske enheter er karakteristisk for klastrike- og pseudoplastiske løsmasseskred (Miall 1996), da de større klastene tvinges vekk fra de dypere nivåer av strømmen gjennom

skjærsortering. Ved ikke-koheasive, klastrike debrisstrømmer tvinges korn og klaster fra hverandre gjennom dispersjon, og holdes i suspensjon ved at de hele tiden støter mot hverandre. Etterhvert som hastigheten på strømmen avtar, vil større og større klaster kunne avsettes fordi de dispersive kreftene også avtar. Debrisstrømmen stopper først opp når skjærstyrken blir større enn tyngdekraften, (Boggs 1995). Deler av avsetningene i MKS kan også være avsatt fra flakstrømmer (Blair & McPherson 1994 a., Blair & Mc Phersson 1994 b.), som blir nærmere diskutert i Kap. 3.2.2.3. Mangel på observasjoner av kanaler, samt den flakformete fordelingen av konglomeratene kan indikere at MKS ble avsatt fra katastrofiske massestrømmer.

3.2.2.3. Litosfaciesassosiasjon FKLS: Finkornet konglomerat og lagdelte sandsteiner.

La. FKLS består av litofacies, Gmg og Gci, Gt, Gp, St, Sp, Sh, og Sl. Litofacies Gci og dels Gmg er de mest dominerende i FKLS. Massivt konglomerat veksler med stratifisert, middels til svært grovkornet sandstein og silt.

Beskrivelse:

De massive konglomeratene har en vertikal mektighet fra 0.2 til 3 meter, og er klastbårene til matriksbårene. Der FKLS opptrer langs kontakten mot underlaget, blant annet ved sørenden av Markavatnet, er klastene kantrundete til subrundete. Høyere oppover i stratigrafien er klastene rundet til godt rundet. Den gjennomsnittelig klaststørrelsen varierer en del mellom de forskjellige horisontene i de ulike delene av det studerte området, og er generelt mindre enn i de massive konglomeratene i MKS. De kantrundete klastene består hovedsakelig av kvarts og grønnsteinsskifre, mens de øvrige klastene domineres av syenittiske gneiser, granitt, gabbro, dioritt og anorthositt. Enhetene veksler fra å ha en tilnærmet konstant klaststørrelse, til å være både oppovergrovende og oppoverfinende. Klastene viser ingen tegn til orientering eller imbrikering. Horisonter med størst vertikal mektighet er mest lateralt utholdende, og enkelte kan følges over flere hundre meter. Sandsteinshorisontene består av stratifiserte, plankryssjiktete og dels traukryssjiktete, middels til svært grovkornede sandsteiner, der litofacies Sp og Sl er de mest dominerende. Sandsteinsenhetene har en mektighet som varierer i fra 0.2 til 1 meter, men enkelte horisonter er tynnere, og ligger som ikke lateralt utholdende linser i konglomeratene, se Fig.3.10. Sandsteinslagene med størst vertikal mektighet kan ha en lateral utholdenhet på flere titalls meter. Den undre grenseflaten på sandsteinslagene er i hovedsak plan og skarp. I deler av avsetningene utgjør sandsteinene den mest finkornede delen av oppoverfinende sekvenser. Grensene mellom de ulike sedimentlagene er svært diffus i de nevnte sekvensene, med en gradvis overgang fra oppoverfinende konglomerat til svært

grovkornet, dels småbollet sandstein, som videre går over til finkornet sandstein, enkelte steder også silt. Den øvre grensen på sandsteinslagene er i regelen erodert av overliggende konglomerater, men kan stedvis være diffus, og representere en gradvis oppovergroving til grovere sedimenter.

Et spesialtilfelle av FKLS er blottlagt i østenden av Markavatnet, (se Fig. 3.11, 3.12. og 3.13.) Konglomeratet domineres av litofacies Gh, Gmg og dels Gci. Klastene er i hovedsak kantede og kantrundede, dels subrundede og med en høyere andel gråvakker, kvartsitt og grønnstein, enn i de øvrige avsetningene. Konglomerathorisontene har en vertikal mektighet i fra 0.4-3 meter, og består av graderte og ugraderte avsetninger, som varierer fra å være dårlig til godt sorterte. De samme horisontene veksler mellom å være klast- og matriksbårne, stedvis også imbrikerte.

Størrelsen på klastene varierer fra 1cm til over 20 cm. I flere av horisontene forekommer det en intern vertikal veksling mellom klastbårent og matriksbårent konglomerat, der matriks består av svært grovkornet, dels småbollet sandstein. Overgangen fra klast- til matriksbårne konglomerater er gradvis, mens den fra matriks- til klastbårne varierer fra gradvis til brå og skarp. Flere av konglomerathorisontene viser en intens oppovergroving de første 20-30 centimeterne, fulgt av moderat oppovergroving og deretter oppoverfining i øvre del av laget. På denne måten blir det en veksling mellom inversgraderte- og normalgraderte avsetninger innenfor samme horisont. Horisonter med matriksbårne, småbollete konglomerater inngår både i normal- og inverst graderte sekvenser, og utgjør stedvis den mest finkornete enheten. Horisonter med dårlig sorterte konglomerater har også en svakt utviklet lateralt utholdende variasjon i kornstørrelsen.

Størrelsen på klastene varierer i mellom de ulike konglomeratavsetningene. De massive klastbårne konglomeratene har forholdsvis jevnstore klaster, med lengste akse i hovedsak innenfor 8-13 cm, mens de graderte konglomeratene inneholder klaster med lengste akse opp mot 20 cm i den grovkornete delen, og i hovedsak er mindre enn 4 cm i de finkornete delene. Den øvre grensen på konglomerathorisontene er ikke erosiv, mens den nedre grensen i hovedsak er eroderer ned i underlaget, der de underliggende sedimentene består av sandstein. Sandsteinshorisonter med en vertikal mektighet opp mot 50 cm og lateral utholdenhet i fra 0.7-4 meter er avsatt i mellom konglomeratlagene. Sandsteinene opptrer også som tynne slirer lokalt i de konglomeratiske litologiene, hovedsakelig i matriksbårne konglomerater, se Fig



Fig.3.10. Bildet er fra Norddalen og viser FKLS. I FKLS er horisontene med konglomerat stedvis atskilt av bare et 3-10 cm tykt lag med sandstein, der sistnevnte ligger som ikke lateralt utholdende linser i konglomeratet. Etter hvert som sandsteinenes vertikale mektighet øker, øker også den laterale utholdenheten til laget.

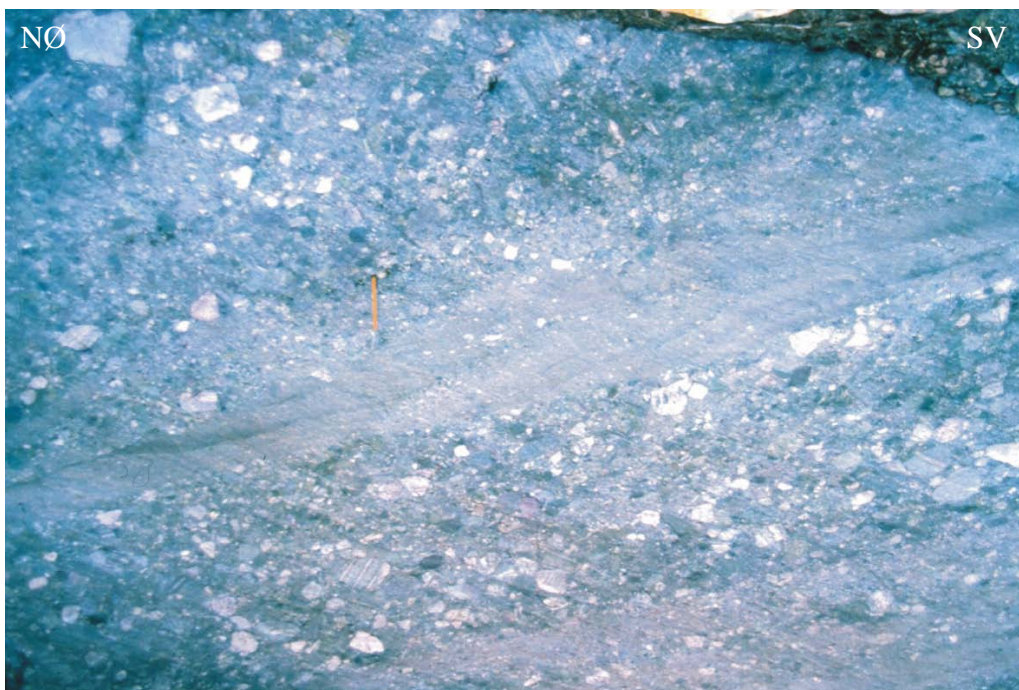


Fig.3.11. FKLS. SV for Timrevika i sørenden av Markavatnet, består FKLS av horisonter dominert av kantrundete og subrundete konglomeratklaster i vekslning med svært grovkornet, lavvinklet tabulært kryssjiktet sandstein. Denne lokaliteten har en høyere andel gråvakker, grønnstein og kvartsitt enn de øvrige avsetningene i FKLS. Konglomeratet på denne lokaliteten viser en lagdeling gjennom en intern endring i klastestørrelsen, samtidig som lokal vekslning mellom klast- og matriksbåren, ser ut til å følge lagningen.

3.11. Slirene består av grovkornet sandstein med en vertikal mektighet mindre enn 10 cm og er lateralt utholdende i mindre enn 2 meter, (se Fig 3.12. og 3.13.). Slirene med sandstein er erodert i overkant (Fig. 3.13.), mens den undre grensen er knivskarp og rett.

Sandsteinsenhetene med størst vertikal mektighet viser på samme måte som konglomeratene, størst variasjon i kornstørrelse og sortering. Sorteringen i sandsteinene varierer i fra ugradert, uten noen definert lagning, til graderte-, både oppoverfinende og -grovende. Lateralt kiler sandsteinene ut, eller grover gradvis til matriksbårent, småbollet konglomerat. Horisontene har gjerne en veldefinert lagdeling i form av horisontallaminasjon (Sh), og svært lavvinklede tabulære kryssjikt (Sl). Planare kryssjikt (Sp) er også vanlige, samt grunne trau (St).

Sl er det dominerende litofacies i sandsteinshorisontene. Hvert lavvinklet kryssjikt avløses av et nytt lavvinklet kryssjikt, slik at en lateralt utholdende sandsteinshorizont egentlig består av flere ikke-lateralt utholdende lag med sandstein, som er stablet på hverandre gjennom lavvinklede tabulære kryssjikt. Hvert sandsteinslag finer gjerne oppover fra svært - til middels grovkornet sandstein, til svært finkornet sandstein, eller silt. Stablingen av de svært lavvinklede kryssjiktene på denne måten, fører til at det blir flere soner med intern oppoverfining i hver sandsteinshorizont. Sandsteinene kan også være avsatt i form av vide, grunne trau (litofacies St). Sandsteinsenhetene har for det meste en skarp og tydelig, ikke erodert grense mot underliggende konglomerater, men for enkelte horisonter er denne grensen markert som en sone med en gradvis overgang fra sandstein til finkornet konglomerat, gjerne matriksbårent. Enkelte lokaliteter viser imidlertid at kryssjiktet sandstein er erodert ned i konglomeratene under, men dette er erosjon i liten skala, som strekker seg mindre enn 10 cm ned i underlaget.

Grensen mellom underliggende sandstein og konglomeratet over, er i hovedsak erosiv med konkav form. Erosjonshøyden fra de overliggende konglomeratene utgjør stedvis mektigheten på det sandsteinslaget under, slik at sandsteinene stykkes opp og blir fordelt som ikke lateralt utholdende linser. Grensen til overliggende grovere sedimenter veksler fra å være skarp og tydelig, til en dårlig definert sone, som består av en blanding av grovkornet kryssjiktet sandstein og delvis traucryssjiktet, finkornet konglomerat. Sandsteinshorisontene kiler gradvis ut lateralt.

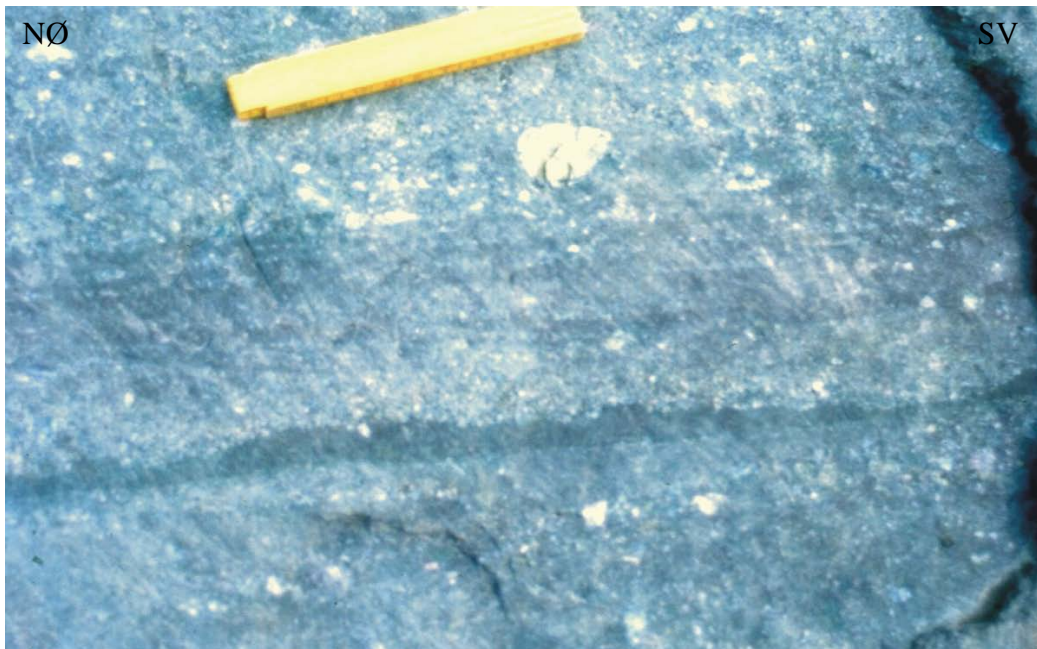


Fig. 3.12. I bildet fra Timrevika er FKLS representert ved matriksbårent konglomerat i veksling med tynne sandsteinshorisonter. Horisonter og linser med finkornet sandstein har gjerne en plan undre grense og en erodert øvre grense, der overliggende mer grovkornete sedimenter har gravd seg ned i underlaget.



Fig. 3.13. Bildet er fra Timrevika, samme sted som lokalitet som Fig.3.12., og viser tynne horisonter med grovkornet sandstein i veksling med konglomerat. Konglomeratene inneholder en "bånding" i form av gjennomgående endringer i klastestørrelsen. Tynne horisonter med sandstein ligger som slirer i de konglomeratiske litologiene. Også her er sandsteinene erodert i overkant.

I dette arbeidet er FKLS kun observert i veksling med MKS, og da stratigrafisk rett under eller rett over de større mektighetene med MKS, se Logg 2.

Tolkning :

Lithofacies Gci og til dels Gmg er de mest dominerende litofacies i LSFK. Både klaststøttet konglomerat (Gci) med inners gradering, og inverse- normalgraderte matriksstøttede konglomerater (Gmg) tolkes av Miall (1996) som avsetninger fra pseudoplastiske debrisstrømmer. En innersgradering av klaster og matriks indikerer påvirkning av dispersivt trykk under transport, (Nemec & Steel 1984) der de større klastene vil "klatre" eller "dyttes" mot toppen av strømmen (der skjærspenningen mellom klastene er liten), gjennom intern korn- eller klastkollisjon (Nemec & Seel 1984), og mindre klaster og sandfraksjoner vil falle ned mellom de større klastene. Mangel på grove klaster i nedre del av strømmen kan også skyldes at disse har falt ut av strømmen på et tidligere stadium. En innersgradert nedre del av strømmen kan også utgjøres av en høytetthets "traction carpet"- avsetning. Denne type avsetninger opptrer oftest med en mektighet på 10-30 cm (Lowe 1982). Oppoverfinende eller normalgradert arkitektur indikerer at klasttransport og strømningsmekanisme ble dominert av turbulent suspendert materiale (Nemec & Steel 1984) avsatt fra subaerile debrisstrømmer. De innersgraderte konglomeratene i Timrevika i østenden av Markavatnet, kan derfor være avsatt fra debrisstrømmer, mens den normalgraderte øvre delen av konglomeratene synes å gjenspeile påvirkning av turbulent strømming under avsetning (Lowe 1982, Nemec & Steel 1984). Traukryssjiktete enheter bestående av litofacies Gl, tolkes til å representere mindre kanaler (Miall 1996), mens litofacies Sp, tolkes som avsetninger fra migrerende 3-D dyner i fluviale kanaler på en elveslette, og hører til i øvre del av undre strømningsregime.

Deler av avsetningene ved Timrevika har et høyere innhold av litofacies Gh enn de øvrige avsetningene. Avsetningsmønsteret som representerer litofacies Gh kan i følge (Miall 1996) representere silavsetninger (sieve deposits), dvs. at vannet filtreres ned i underlaget, mens sedimentene blir liggende igjen på overflaten.

Konglomeratklasterne i disse avsetningene er dårlig rundet, og indikerer dermed forholdsvis kort transport. Avsetningene er stedvis imbrikerte.

Geometrien i FKLS i Timrevika, hvor sandstein med lavvinklede tabulære kryssjikt (Sl) veksler med 30-50 cm mektige horisonter med delvis imbrikerte konglomerater, indikerer at avsetningene hovedsakelig må være avsatt fra flakstrømmer.

Oppbygging av enhetene i form av delvis imbrikert konglomerat i vertikal veksling med planare- eller svært lavvinklet kryssjiktete sandsteiner, minner om "couplets" (sandsteins-

konglomerat par) som dannes ved flakstrømming. Flakstrømming er sammen med strøming gjennom tidligere innskjærte kanaler ("incised-channel floods") de mest vanlige og viktigste vannholdige masseprosesser ("fluid-gravity processes") i oppbyggingen av alluviale vifter (Blair 1987a, Blair & McPherson 1994 a., Blair & McPherson 1994 b.), og er gjerne et resultat av kraftige flommer på grunn av perioder med kraftig regn (eller snøsmelting). Flakstrømmer på alluviale vifter skiller seg fra andre vannholdige, gravitasjonsdrevne strømmer på grunn av de distinktive hydrauliske forhold som sedimentene avsettes under : høyt Froudetall, høy tynningshastighet av strømmen, samt høy avsetningshastighet (Blair & McPherson 1994a., Blair & McPherson 1994 b.).

Flakstrømmer dannes når en elv med høyt innhold av sedimenter strømmer ut på en alluvial vifte, og innholdet i den avgrensede kanalen ekspanderer fordi kanalveggene mangler, enten ved at det oppstår brudd på kanal leevne (crevasse splay), eller i flomperioder hvor vannmassene går over høyden på leveene, og flyter utover flomsletten (Blair & McPherson 1994a. , Blair & McPherson 1994 b., Reading 1996). Avsetningsmønsteret er et resultat av en relativt brå utvidelse av arealet til flakstrømmen, og dermed reduksjon i strømningshastigheten. Flakstrømsavsetninger er forholdsvis grunne og har en begrenset lateral utstrekning på grunn av den brå utvidelsen av strømmen. Sedimentgeometrien til disse avsetningene gjenspeiler loper med kanalløp ,(Blair & McPherson 1994a., Blair & McPherson 1994 b.). Flakstrømmer er ofte fattige på leire (i forhold til kohesive løsmasseskred), og dannes i dreneringsbassenger som består av 1) Kvartsitt og konglomerat , 2) Granittiske og gneisbergarter som forvitrer under tørre forhold og 3) Bergarter som heves raskt og eroderes ved intens mekanisk forvitring (Blair & McPherson 1994a., Blair & McPherson 1994 b.). "Couplets", konglomerat-sandsteinspar, er de vanligste facies dannet ved flakstrøm.

Konglomerat-sandsteinsparene i flakstrømsavsetninger har en diskontinuerlig flakformet geometri, hvor konglomeratdelen som regel har en vertikal mektighet på 10-30 cm, og gjerne er imbrikert (Blair & McPherson 1994a., Blair & McPherson 1994 b). Den øvre delen av paret består av sand og har en vertikal mektighet fra 3-15 cm. Mengder av konglomerat-sandsteinspar kan avsettes under samme strømningshendelse, og flere par kan stables oppå hverandre. Konglomeratdelen i et konglomerat-sandsteinspar kan strekke seg utover med en bredde fra 1 til 3 meter og en lengde på inntil 5 meter, mens sandsteinsdelen har en noe større utstrekning (Blair & McPherson 1994 b.).

Konglomerat-sandsteinspar er et resultat av en veksling i de hydrauliske forholdene i flakstrømmer (Blair & McPherson 1994 b.), og dannes når antidyner vaskes ut. Antidyner

dannes av stående bølgetog (strømskavler), og kan identifiseres i form av lavvinklede tabulære kryssjikt.

Stående bølger og bølgetog (strømskavler) kan danne antidyner under en flakstrøm (sheetflood) forutsatt at Froudetallet (Fr) >1 , som igjen gir superkritiske strømningsforhold, tilsvarende øvre strømregime (Blair & McPherson 1994 b). I følge Blair & McPherson (1994 b.), vil superkritisk strøm generere oppover viften og migrere stående bølger på overflaten av vannet, og antidyne-former på sedimentoverflaten under.

Lavvinklede tabulære kryssjikt, slik som i Timrevika, tolkes til å representere antidyne-former eller avsetninger stående bølger tilknyttet disse, og kan opptre i konglomerat og sandsteinspar (Blair & McPherson 1994 a., Blair & McPherson 1994 b., Miall 1996). Når flere lavvinklede kryssjikt er stablet delvis oppå hverandre tolkes dette som en indikasjon på stående bølgetog. Når bølgetogene migrer, vaskes antidyne ut.

Dette skjer ved at bølgetogene utvides, migrerer oppover mot strømmen, bryter kraftig, skyter nedover og splittes ved å blande seg sammen med resten av flakstrømmen. Den grovklastiske delen av avsetningene transporteres som bunntransporterte pulser i de stående bølgetogene, hvor dyp og hastighet er størst, mens de finkornete fraksjonene transporteres som suspendert materiale.

De bunntransporterte grovere sedimentene avsettes enten ved motstrøms migrasjon av antidyne, indikert ved lavvinklede kryssjikt som faller i motsatt retning enn overflaten på viften, eller gjennom nedstrøms utvasking av stående bølger og antidyner. Sistnevnte gir elongerte (imbrikerte) klaster med a-b-plan som faller i motsatt retning enn overflaten på viften (Blair & McPherson 1994 b.) Kryssjikt med fall i samme retning som overflaten av viften, er helst et resultat av at lesiden av en antidyne er bevart (Blair & McPherson 1994 b.). Den finkornete fraksjonen i et konglomerat-sandsteinspar, er transportert som suspendert materiale i bølgetogene, og faller ut i forbindelse med utvaskingsfasen av disse (Blair & McPherson 1994 b.).

Veksling mellom konglomeratiske enheter dominert av Gci og Gmg, og avsetninger tolket som "couplets" indikerer en veksling mellom debrisstrømmer, stedvis etterfulgt av turbulent strøm, og flakstrømming. Hver hendelse avsluttes med en flakstrøm, etterfulgt av et ny hendelse, igjen etterfulgt av en ny flakstrøm osv.

Erosjon i liten skala fra konglomeratene og ned i underlaget er også evidens for debrisavsetninger, samtidig som lavt erosjonsrelieff ned i underlaget også er representativt

for flakstrømavsetninger. På viften vil dette si et regime på øvre del av midtviften. Silavsetninger (sieve deposits) representert ved lithofacies Gh, finner gjerne sted på midtviften (Hooke 1967) og faller godt sammen med regimet ovenfor. Traukryssjiktete enheter i veksling med løsmasseskred, stedvis etterfulgt av turbidittstrømmer er også forenlig med samme regime. Finkornet konglomerat i veksling med lagdelte sandsteiner (FKLS) synes dermed å være avsetninger fra fluviale strømmer (Steel et al.1985), sannsynligvis også fra ikke-koehesive debrisstrømmer (Blair & McPherson 1994 b.) i veksling med ikke kanalisert strømning i form av flakstrømmer (Blair 1987 a, Blair & McPherson 1994 a., Blair & McPherson 1994 b.)

3.2.2.4.Lithofaciesassosiasjon KSV : Konglomerat og sandstein i tett veksling.

La. KSV består av diskontinuerlige flak med konglomerat og sandstein, som veksler på en størrelsesorden mindre enn 1m. Konglomerat- og sandsteinsflakene har en gjensidig innfingring, som er tettere enn vekslingene mellom de ulike flakene, se Fig. 3.14 og Fig. 3.15. Konglomeratene er representert ved litofacies Gh, Gt og Gp, mens sandsteinene består av lithofacies St, Sp, Sl og Sh. Deler av KSV karakteriseres av en rytmisk stabling av småbollet, stedvis imbrikerte konglomerater og kryssjiktet dels planar- laminerte sandsteiner.

Beskrivelse:

Konglomeratene opptrer som irregulære diskontinuerlige flak med en vertikal mektighet som varierer i fra 5 til 70 cm, der de fleste har en mektighet mellom 10 til 40 cm. Flakene har laterale utstrekninger fra ca 2 til 7 meter. Horisonter eller flak med størst mektighet har generelt størst lateral utholdenhet. Konglomerat- og sandsteinsflakene har en gjensidig innfingring, som er mye tettere enn alterneringen mellom de ulike flakene, se Fig. 3.14 og Fig.3.15. Konglomeratene er småbollet, og veksler fra å være klastbårne til matriksbårne, med de fleste klastene innenfor et størrelsesintervall på 1 til 6 centimeter, mens enkelte kan ha en lengde opp mot 15 cm. Avsetningsstrukturer i form av tra- og planare kryssjikt er vanlig. Konglomeratene opptrer også som isolerte tra, definert av kryssjiktet, dels lagdelt konglomerat. Konglomeratene kan også opptre som isolerte linser og klynger med en mektighet på bare noen få klaster.



Fig. 3.14. Bildet viser KSV nord for Ertefossen. Sedimenter nord for Ertefossen viser tett veksling mellom parallell-laminert eller lavvinklet kryssjiktet sandstein og småbollet konglomerat i ikke lateralt utholdende horisonter. Avsetningsmønstre av denne typen er karakteristisk for KSV, og tolkes av Blair (1987) som "couplets", avsatt under superkritisk strømning i flakstrømmer på alluviale vifter. Se for øvrig Fig 3.15.

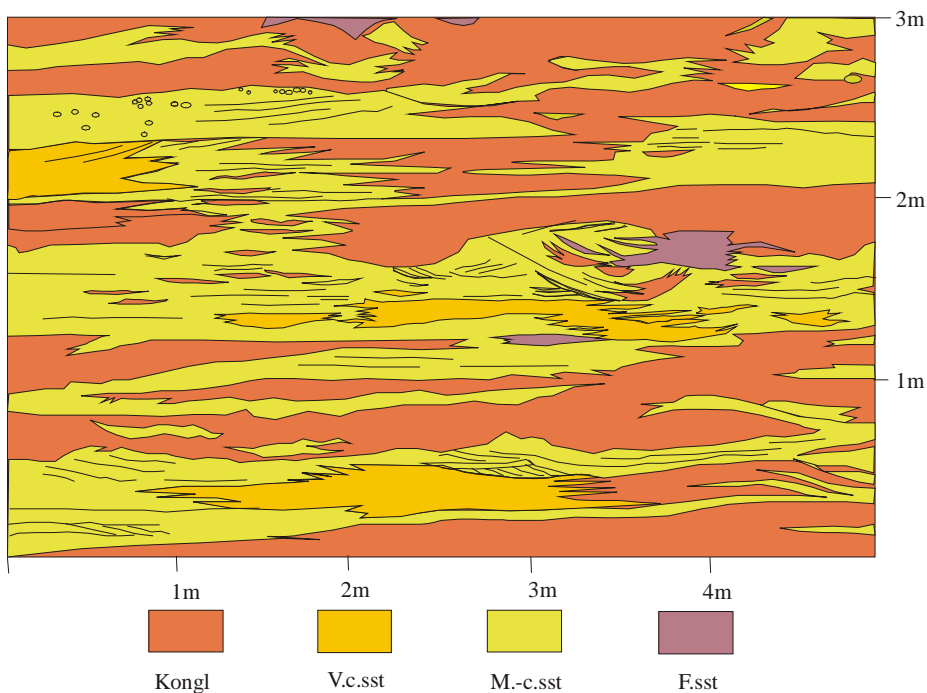


Fig 3.15. Figuren viser vertikal og lateralvariasjon i litofacies ved Ertefossen. Arkitekturen karakteriseres av en tett veksling og innfingring mellom diskontinuerlige og irregulære konglomeratflak og sandsteinsflak, definert som KSV i dette arbeidet. Sedimentene viser både småskala kryssjikt, traukryssjikt og planar laminasjon, (Osmundsen et al. 2000).

Konglomeratklastene i KSV er flere steder imbrikerte. Grad av imbrikasjon kan være større enn det som kommer frem, da det er få lagflater, men tverrsnitt av lagningen, som er blottlagt

i KSV. Klastene varierer fra kantrundet til rundet i hovedsak, men også godt rundet, og består av kvartsitt, gabbro og mangeritsyenitter. Der konglomeratavsetningene inneholder matriks, er denne grågrønn til grønn i friske brudd, og består av sandstein til svært småbollet konglomerat.

Sandsteinene i la. KSV (litofacies St, Sp, Sl, Sh) varierer fra svært grovkornet, dels småbollet, til finkornet. Sandsteinsflakene har samme form som konglomeratflakene, irregulære og diskontinuerlige med en vertikal mektighet som varierer i fra 5-70 centimeter, der de fleste har en vertikal mektighet i fra 10-30 cm. Sandsteinsflakene har en lateral utstrekning fra 6-10 meter. Sandsteinene inneholder små tra- og planare kryssjikt, mens de mest finkornete enhetene gjerne er laminerte. Isolerte linser med konglomerat og små klynger med klaster blir stedvis drapert av laminerte massive sandsteiner, slik at laminasjonen bøyes rundt klastene. Sandsteinene ligger også som isolerte linser i de småbollete konglomeratene.

De grovkornede sandsteinene inneholder klaster med en lengde over 4 cm.

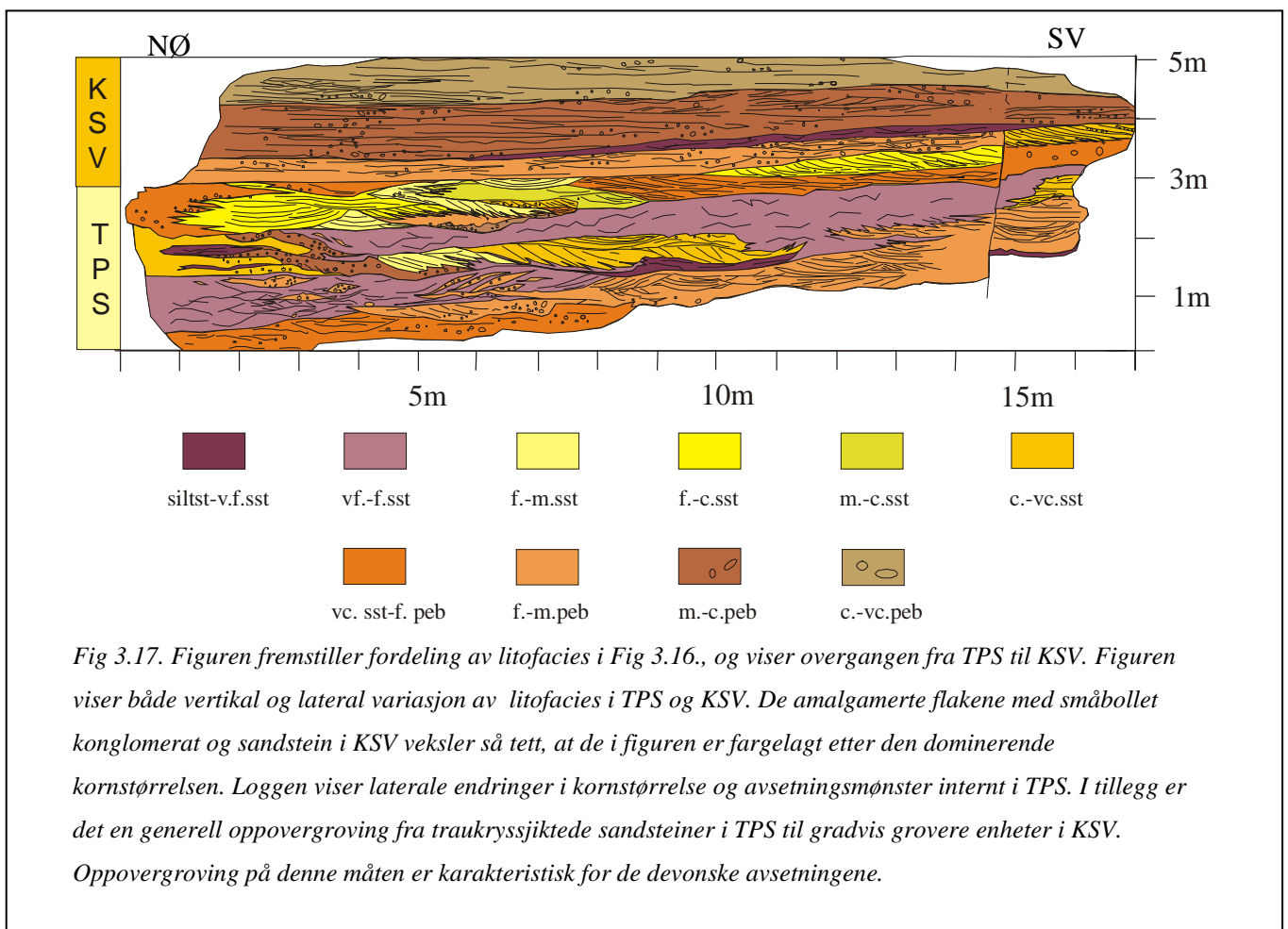
Flere horisonter med småbollet konglomerat viser normalgradering, og går gradvis over til grovkornet dels småbollet sandstein, som igjen finer oppover til finkornet sandstein. De tett vekslende konglomeratene og sandsteinene har eroderende undergrenser, der klaster og små trauger seg ned i enheten under. Dette er erosjon i liten skala Erosjonshøyden er som regel mindre enn 0,5.

Tolkning:

Sedimentgeometrien i KSV karakteriseres av en rask vertikal og lateral fluktuering mellom ulike facies. Alternerende avsetninger med konglomerat og sandstein, gjensidig innfingring mellom grovt og fint, samt flakformet avsetningsgeometri, tolkes som avsetninger fra flakstrømmer. Variasjon i klaststørrelsen i en sedimentstrøm, når denne følges fra proksimale til distale deler på viften, tilsier at det er avsetning fra strømrelaterte prosesser, i motsetning til avsetninger fra debrisstrømmer der klaststørrelsen holdes tilnærmet konstant (Blair & McPherson 1994, a., Blair & McPherson 1994 b.). Den maksimale klaststørrelsen i flakstrømavsetningene avtar nedover på viften, som en følge av at helningen på viften avtar mot den distale delen, (Blair & McPherson 1994, a., Blair & McPherson 1994 b.). Flakstrømmer er generelt grunne og representerer øvre strømningsregime, og danner avsetningsstrukturer i form av svært lavvinklede kryssjikt og horisontal laminasjon.



Fig. 3.16. Bildet er tatt ved utløpet av Trollelva øst i Markavatnet, og viser traukryssjiktete enheter i TPS som overligger av tett vekslende sandstein og konglomerat i KSV.



Den tette vertikale og laterale fluktueringen mellom konglomerat og sandstein i KSV, se Fig 3.17, indikerer avsetning fra flakstrømmer med en lavere intensitet og mindre turbulens enn når den vertikale og laterale vekslingen er mindre hyppig, eksempelvis i FKLS (Blair 1987 a.).

De større klastene i avsetningene har sannsynligvis blitt transportert langs bunnen av strømmen og blitt avsatt under superkritiske strømningsforhold fordi hastigheten avtok når antidyner ble ødelagt, (Blair 1987 a.). Blair argumenterer videre med at variasjon i klastestørrelsen mellom de forskjellige konglomerathorisontene, mest sannsynlig skyldes lokale endringer i strømningshastigheten som en følge av perioder med ødeleggelse av antidyner. Avsetning av bunntransportert materiale fører til røffere bunnforhold, og er forholdene røffe nok, vil all bunntransport opphøre. Imbrikasjon og en gradering av klastestørrelsen, er karakteristisk for konglomerater avsatt fra flakstrømmer. Konglomeratene i KSV er stedvis både imbrikerte og graderte.

Avsetning av suspendert materiale fra en flakstrøm finner sted etter at det grovklastiske materialet er avsatt, ved at strømmen utvides og hastigheten dermed avtar (Blair 1987 a.). Dette er sannsynligvis forklaringen på hvorfor sandsteinsflakene i KSV har en større lateral utstrekning enn konglomeratflakene. I følge Blair (1987 a.) kan også suspendert materiale avsettes ved at hastigheten avtar, eller strømmen kan splittes opp, som en følge av røffere bunnforhold, eller ved at strømmen støter på en stor klast eller en klynge med klaster. På grunn av reduksjon i kornstørrelsen og tettere vertikal og lateral fluktuering mellom konglomerat og sandstein i forhold til FKLS, tolkes KSV til å være avsatt lenger ned på viften.

Fig. 3.18. (Blair 1987a., Reading 1996), viser variasjon i tekstur i vertikale snitt fra flakstrømmer på en alluvial vifte. De proksimale delene av viften består av massive konglomerater, mens de midtre delene viser en tett veksling mellom småbollet konglomerat og sandstein. KSV har samme sedimentgeometri og fordeling av litofacies, som på de midtre deler av viften, markert som utsnitt 2, 16, 19 og 47/4b i figuren, og tolkes dermed til å representere avsetninger på midtviften. Tabulære kryssjikt og traupptre kun i de distale delene av den alluviale viften i Fig. 3.18., og har blitt tolket av Blair (1987 a.) som et resultat av at senere kanaler eller elver som har ført med seg, og omarbeidet, allerede avsatte sedimenter.

I KSV tolkes avsetningsstrukturer i form av traufornede- og planare kryssjikt, som avsetninger fra fluviale prosesser, som har funnet sted på midtre deler av viften. Tabulære kryssjikt representerer avsetninger av 2D -dyner og/eller banker i et forgreinet elvesystem (Miall 1977) mens traukryssjikt representerer avsetninger fra migrerende 3D-dyner langs bunnen av fluviale kanaler, gjerne på en forgreinet elveslette (Miall 1977)

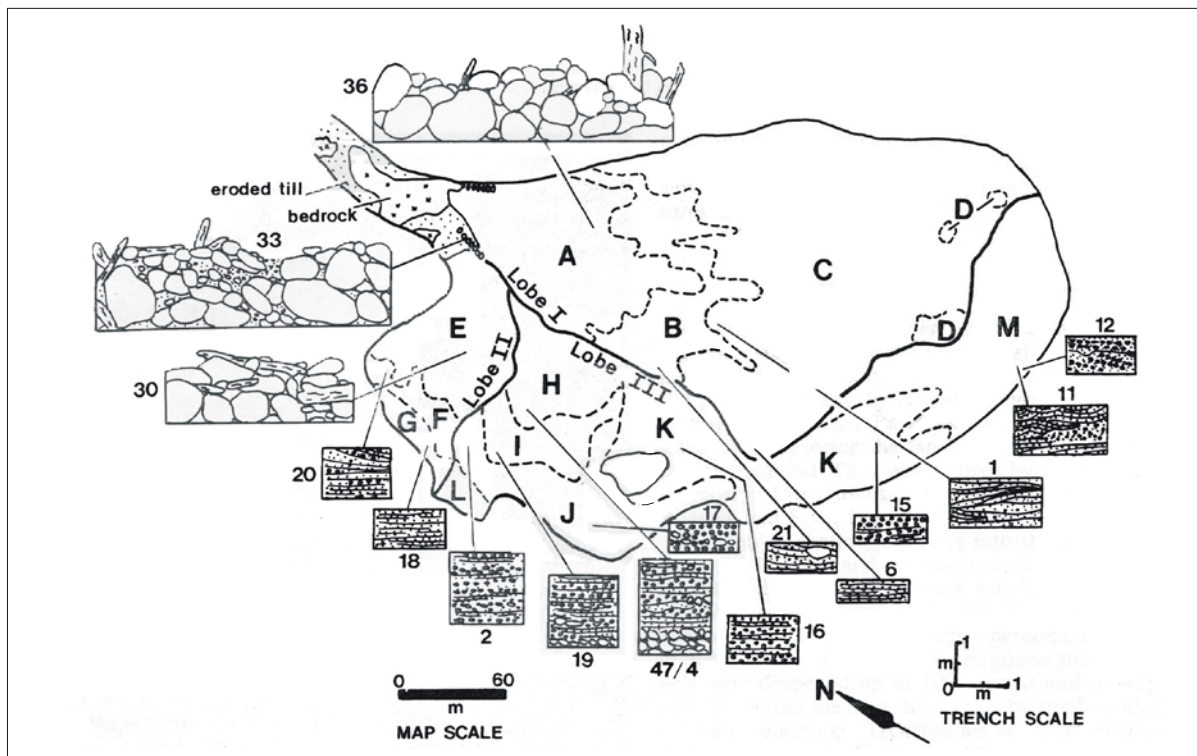


Fig. 3.18.,(Blair 1987a, Reading 1996), illustrerer hvordan tekstur og vertikal stratigrafi i flakstrømsavsetninger endres fra den proksimale til den distale delen på en alluvial vifte. Utsnitt nr. 2, 19, og 47/4, viser vekslende sandstein og småbollet konglomerat. Utsnitt nr. 18, i figuren, viser et vertikalt snitt av småbollet, strukturfattig sandstein med en diskontinuerlig lagning.

KSV tolkes til å være avsatt gjennom en gjensidig veksling mellom kortvarig flom i form av flakstrømmer, som flommer over høyden på leveene, etterfulgt av forgreinede elver/ kortvarige elvesystemer. Strømningsprosessene foregår tilnærmet kontinuerlig ved at en ny kortvarig flom i form av en ny flakstrøm dannes, og oversvømmer de forgreinede elvesystemene, for på nytt å bli etterfulgt av nye forgreinede elvesystemer. På denne måten gjentas avsetningsmønsteret.

Grensen mellom de flakstrømsavsatte og de fluvialt avsatte sedimentene i KSV er det svært vanskelig å si noe om ut fra datagrunnlaget i dette arbeidet. Sandsteins- og konglomeratflak som inneholder trau- og tabulære kryssjikt, tolkes dermed til å representere både sedimenter avsatt fra flakstrømmer og fluvialt avsatte sedimenter. Hvor grensen går mellom flakstrømsavsetninger og fluvialt avsatte sedimenter i et og samme flak, er det ikke gjort noen studier av i dette arbeidet. Den irregulære formen på sandsteins- og konglomeratflakene skyldes dels trau som er erodert ned i underliggende sedimenter, og dels at sedimentene er avsatt på en ujevn og irregulær flate.

3.2.2.5. Litofaciesassosiasjon SSS: Strukturfattig småbollet sandstein.

La. SSS består av strukturfattig småbollet sandstein, med litofacies Sm som den mest dominerende. Litofacies St, Sp, Sh, Sl og Sr, er underordnede.

Beskrivelse:

Avsetningene består i hovedsak av ugradert middels til svært grovkornet sandstein, med en svakt utviklet horisontal stratifisering. Konglomeratklaster med en diameter fra 1 til 4 cm, ligger som spredte, stort sett enkle klaster i SSS, og er angulære til subangulære, også subrundete i formen. Det er imidlertid funnet klaster med en lengste akse på inntil 16 cm i avsetningene.

SSS inneholder både trau- og planære kryssjikt, samt horisontallaminasjon, men de sedimentære avsetningsstrukturene er lite fremtredende og påvirker avsetningsmønstrer i liten grad. De planære kryssjiktene i la SSS er hovedsakelig småskala kryssjikt. Traukryssjikt opptrer i liten grad, og er små, med en høyde på mindre enn 15 cm. 1 til 2 cm mektige linser med Sr opptrer kun sporadisk, og har en lateral utholdenhet på mindre enn 50 cm.

Klastene domineres av syenitt, kvartsitt og gabbro. Sandsteinsavsetningene har en grønnlig farge i friske brudd. Enkelte horisonter har en svakt utviklet gradering. Grensen mellom ugraderte lag med ulik kornstørrelse er veldefinert, skarp og tydelig. SSS har stedvis erosive undergrenser, ved at det overliggende laget (og gjerne mest grovkornede), har gravd seg ned i det underliggende. Erosjonsdybden er mindre enn 0.5. Dette gjelder også interne avsetninger SSS har en vertikal mektighet som varierer fra 1- 15 meter, og veksler hovedsakelig med La TPS, men også med SSFS. SSS kan følges lateralt over flere hundre meter. Lag med størst vertikal mektighet er også mest lateralt utholdende.

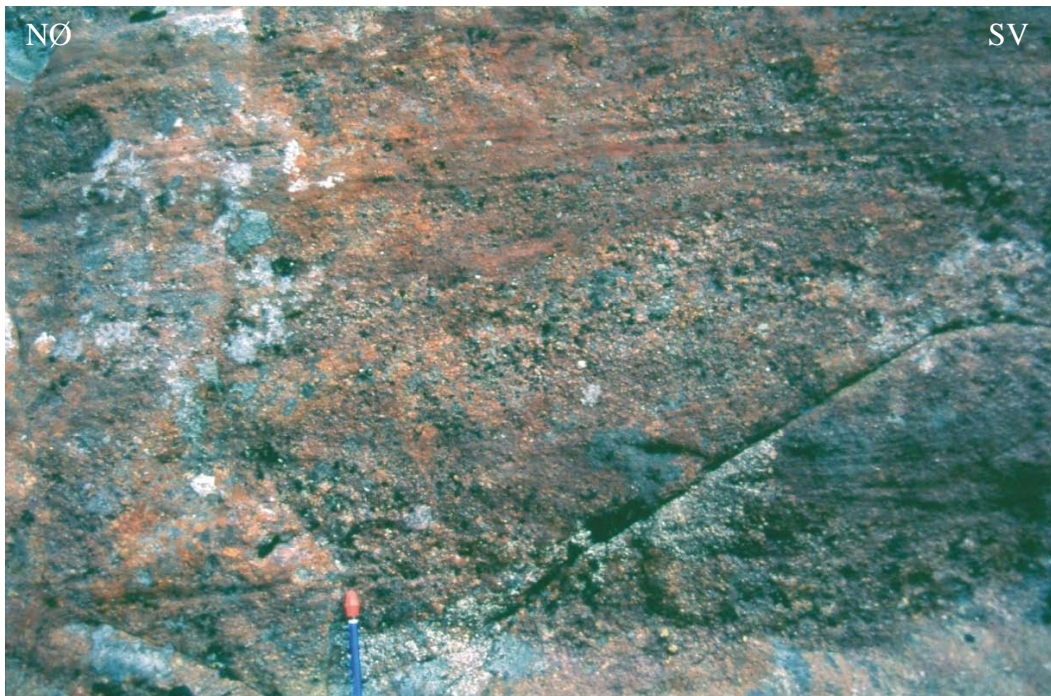


Fig. 3.19. Bildet viser SSS i Norddalen. SSS karakteriseres av ugradert middels- grovkornet sandstein, med svakt utviklet horisontal stratifisering. Små trauformede- og planare kryssjikt og rifler opptrer lokalt. Konglomeratklaster opptrer som enkle, spredte klaster.



Fig. 3.20. Bildet viser en lokalitet med SSS i Norddalen. SSS utgjør de massive strukturfattige sandsteinsenheterne på bildet, og fingrer her med TPS og dels KSV. Massive konglomerater som draperer de underliggende sedimentene består av MKS. SSS opptrer hyppigst i vekslings, dels interfingring med TPS.

Tolkning:

De massive sandsteinsenheterne i SSS domineres av litofacies Sm. Massive fin-
grovkornede sandsteiner med eller uten laminasjon tolkes av Miall (1996) til å representere
avsetninger dannet ved vannrike gravitasjonsdrevne prosesser, som ikke er kanaliserte.
Flakstrømmer er beskrevet som en gravitasjonsdrevet prosess (Blair & McPherson 1994 a.,
Blair & McPherson 1994 b.) SSS tolkes derfor til i hovedsak å være avsatt fra en grusholdig
flakstrøm. Avsetting av suspendert materiale fra en flakstrøm finner sted etter at det
grovklastiske materialet er avsatt, samtidig som strømmen utvides og hastigheten avtar (Blair
& McPherson 1994 a., Blair & McPherson 1994 b.). Strømningshastigheten vil også avta hvis
strømmen splittes opp som en følge av røffere bunnforhold, eller at strømmen støter på en stor
klast eller en klynge av klaster.

Ingen, eller bare en lokal intern gradering i sandsteinene, er også karakteristisk for suspendert
materiale avsatt ved flakstrømming. (Blair & McPherson 1994 a., Blair & McPherson 1994
b.). Fig. 3.18., viser endring i teksturer og vertikal stratigrafi i flakstrømsavsetninger på en
alluvial vifte (Blair 1987 a.). Sandsteinsdominerte facies er karakteristisk i de distale delene
av grovklastiske flakstrømsavsetninger og representerer gjerne sandvifter. Utsnitt 18 i Fig.
3.18, (Blair 1987 a.) representerer sandvifter distalt på en alluvial vifte, og faller godt sammen
med tekstur og vertikal stratigrafi i SSS, se og Fig. 3.19. og Fig. 3.20.

De spredte klastene i SSS er mest sannsynlig bunntransportert materiale som er avsatt under
superkritiske forhold, i det hastigheten avtok i forbindelse med at antidynner ble ødelagt, eller
som en følge av røffere bunnforhold, (Blair 1987 a.).

Underordnede strukturer i SSS, i form av små traue- og planære kryssjikt, representert ved
lithofacies St og Sp, tolkes i Mialls klassifikasjonssystem (Miall 1996) å tilhøre øvre del av
undre strømningsregime der de dannes under superkritiske strømningsforhold, og
representerer henholdsvis migrerende 2D og 3D -dyner. En annen tolkning av St og Sp er at
dette er avsetninger fra små, grunne og meget kortvarige elver eller bekker, som fulgte i
etterkant av flakstrømmen. Utvikling av planstratifisering tolkes til å være et resultat av
skjærbevegelse internt i sedimentpakken. Intern skjærbevegelse forutsetter vannholdige
avsetningsstrømmer (Nemec & Steel 1984). Svakt utviklet horisontal stratifisering i veksling
med ustratifiserte avsetninger tolkes til å representere mindre endringer i vanntilførselen i
flakstrømsavsetningene.

Planstratifisert sandstein kan også tolkes som avsetninger dannet i et elve-/kanalsystem med
så stor strømningshastighet at rifler og dyner ikke lenger er bevart. I så fall vil avsetningene

da bare være påvirket av fluviale prosesser. Sh kan dannes i både øvre og nedre strømningsregime, ved henholdsvis flom og ved grunt vann (Miall 1977).

3.2.2.6. *Litofaciesassosiasjon TPS: Trau- og planært kryssjiktete sandsteinsflak*

Litofacies St, Sp, Sl og Sh (Miall 1996) utgjør tilnærmet 100 % av de individuelle enhetene i TPS, med St og Sp som de dominerende litofacies. Litofacies Gt og Fl opptrer i svært underordnet grad.

Beskrivelse :

TPS karakteriseres av en intens veksling mellom traukryssjiktete, planart kryssjiktete og horisontallaminerte sandsteiner.

Sandsteinene er organisert i 2-30 meter mektige amalgamerte flak, atskilt av tynnere horisonter med røde svært finkornete sandsteiner og silt, og er gjerne lateralt utholdende over flere hundre meter. Internt i de amalgamerte sandsteinsflakene er det også tynne, dels usammenhengende horisonter med røde svært finkornete sandsteiner og silt, se Fig.3.21.

St utgjør det mest dominerende litofacies i TPS. Trauene har vanligvis konglomerat eller småbollet sandstein i bunnen og finer oppover til svært grovkornet-, og etterhvert til middels kornet sandstein. Gt utgjør den mest govklastiske andelen i trauene. Klastene er i regelen godt rundet -subrundet, med en diameter fra 2 -7 cm, og utgjøres av gneis, metasedimenter, metavulkanske litologier, men også intraformasjonelle klaster, i form av silt og svært finkornet sandstein

Traukryssjiktene opptrer stedvis som enkle trau, men mest karakteristisk er sekvenser der trauene kutter inn i hverandre både lateralt og vertikalt, og slik danner interne erosjonsgrenser. Enheter karakterisert av traukryssjikt som skjærer inn i hverandre på denne måten, har en lateral utsrekning på 5 til 8 m, og vertikal mektighet vanligvis under 2,5 meter. Størrelsen på de traukryssjiktene varierer, men generelt er de største trauene grunnere enn 70 cm, og har en bredde opp mot 3 meter.

Sp, planart kryssjiktete sandsteiner har i hovedsak en vertikal mektighet fra 20-70 cm i TPS, og er lateralt utholdende i fra 2 til 5 meter. Sh er generelt mindre lateralt utholdende enn Sp, men har en vertikal mektighet innenfor det samme intervallet.

Kornstørrelsen i Sp og Sh varierer fra svært finkornet til svært grovkornet, dels småbollet sandstein, og avsetningene kan være både oppovergrovende og -finende.

Avsetninger med Sp kutter ofte inn i hverandre vertikalt, og danner interne erosjonsgrenser ved at de yngste avsetningene eroderer ned i de eldre. Internt i de amalgamerte enhetene er det underordnede, delvis sammenhengende horisonter med røde siltsteiner, litofacies Fl, som

hovedsakelig har en vertikal mektighet på inntil 30 cm, og kan følges lateralt inntil 10 meter. Horisontene kiler gjerne ut i begge retninger, eller eroderes av mer grovkornete enheter. Stedvis opptrer siltsteinene som "ripup"-klaster.

Sp og Sh veksler med hverandre, men forekommer oftest i veksling med St som er den mest dominerende sedimentære strukturen i de amalgamerte sandsteinsflakene.

Grensene mellom de forskjellige sedimentære strukturene er i hovedsak eroderte, som en følge av at overliggende sedimenter eroderer ned i tidligere avsatte, se Fig. 3.21. De amalgamerte sandsteinsflakene utgjøres dermed av et utall sedimentære strukturer, som skjærer inn i hverandre og danner interne eroderte grenser. De internt eroderte grenseflatene har ofte en tydelig topografi. Det er imidlertid svært sjeldent å se at hele kanalsekvenser er bevart.

Undergrensen til de amalgamerte sandsteinsflakene har en småskala erodert topografi, der den vertikale topografien på erosjonsflaten er mindre enn 1 meter, oftest mindre enn 30 centimeter. Høyde / bredde forholdet mellom grenseflatene er lavt.

KSV ligger her oppå TPS, og dette indikerer at viften prograderer utover den sandige forgreinete elvesletten. Dette betyr at sedimentasjonsrommet avtar, og at forholdet mellom sedimentasjonsrom og sedimentasjonstilførsel er mindre enn 1.

Tolkning :

TPS tolkes her til å enten å representere de distale delene på en alluvial vifte i form av bearbejdede flakstrømsavsetninger, eller å representere en sandig forgrenet elveslette tilhørende de sentrale delene i et annet avsettingssystem (subbasseng). (Se kapittel 5 for nærmere diskusjon). Den store laterale variasjonen i form av intens veksling mellom ulike sedimentære strukturer i sandsteineinene tolkes til å reflektere avsetningsmønsteret i et forgrenet elvesystem.

Dette underbygges av grov kornstørrelse og et høyt innhold av klaster i sedimentene, som i tillegg til den flakformete geometrien på de amalgamerte sandsteins kroppene, indikerer grunne, brede elver i et forgrenet elvesystem. For bedre å kunne dokumentere arkitekturen i TPS, ble det foretatt lateral logging på en utvalgt lokalitet, se Fig. 3.21. og Fig. 3.22. Også av disse figurene fremkommer det at traukryssjikt St, er den mest dominerende sedimentære strukturen i TPS, etterfulgt av plankryssjiktet sandstein. Utvikling av traukryssjikt og plankryssjikt er kontrollert av migrering av 3D- og 2D-dyner langs bunnen av fluviale kanaler på forgeinede elvesletter.



Fig. 3.21. Bildet er fra Norddalen og viser TPS. Enkelte lateralt utholdende blotninger er godt egnet til å illustrere den tette vekslingen mellom sedimentære strukturer og hierarkiet av grenseflater internt i de amalgamerte sandsteinskroppene i TPS. For å få best mulig kontroll på arkitekturen i de amalgamerte sandsteinsflakene, ble blotningen logget opp både vertikalt og lateralt ved å tegne opp rutenett, der hver rute var på 1 m².

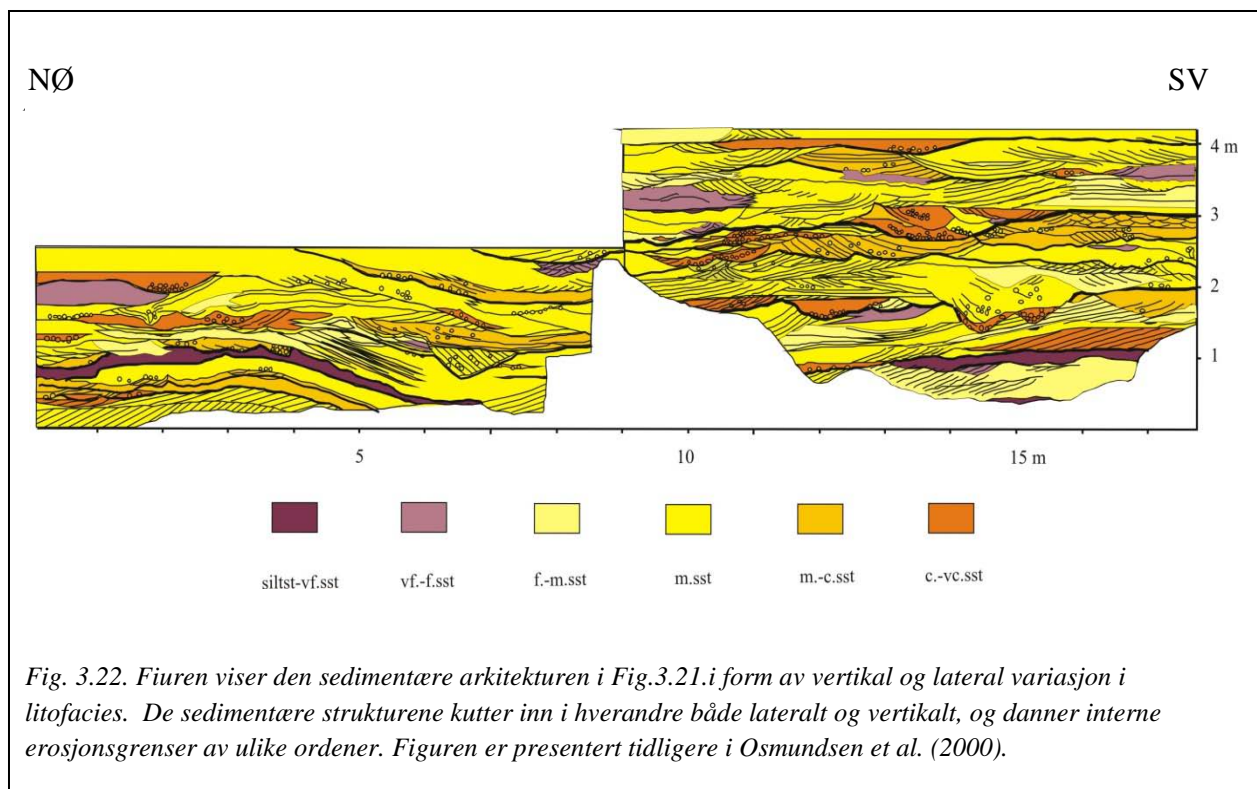


Fig. 3.22. Fiuren viser den sedimentære arkitekturen i Fig.3.21.i form av vertikal og lateral variasjon i litofacies. De sedimentære strukturene kutter inn i hverandre både lateralt og vertikalt, og danner interne erosjonsgrenser av ulike ordener. Figuren er presentert tidligere i Osmundsen et al. (2000).

Planarkryssjiktete, linseformede sandsteinskropper kan også representere sandbanker (Miall 1977). Erosjonsflaten mellom konglomerater og underliggende sedimenter, tolkes som kanalbunner. Konglomeratene urgjøres hovedsakelig av lithofacies Gt, som tolkes til å representere mindre kanalinnfyllinger med tredimensjonale dyner (Miall, 1977), og forekommer i dypere deler av aktive kanaler.

Høy tetthet av erosive grenseflater med konglomerat (kanalbunner) over, og ”rip-up” - klaster av siltstein enkelte steder, indikerer at kanalene har migrert i stor grad. Stedvis er topografien på disse grenseflatene røffere enn topografien på undergrensen til TPS.

Enkelte lateralt utholdende blotninger er godt egnet til å illustrere hierarkiet av grenseflater som kan observeres i TPS. Grenseflater av denne typen kan klassifiseres etter viktighet, avhengig av lateral utstrekning og topografi (Reading 1996).

Nedenfor er grenseflater observert i TPS delt inn i 4 ordener. 1.orden : Erosjonsgrensen defineres av undergrensen til de amalgamerte sandsteinsflakene, som er erodert ned i finkornede underliggende horisonter med svært finkornet sandstein og silt. 1.ordens erosjonsgrenser karakteriseres av en småskala erodert topografi, der den vertikale topografien på erosjonsflaten er mindre enn 1 meter, oftest mindre enn 30 cm. Erosjonsgrensen kan følges lateralt langs hele sandsteinsflakets lengde.

2.orden : Erosjonsflater av 2.orden tolkes til å representere undre grense på hovedkanaler, og utgjør den mest markante erosjonsgrensen internt i TPS. Erosjonsflaten har en topografi opp mot 1 meter, og defineres i hovedsak av traufyllt med konglomerat, som er erodert ned i underliggende svært grovkornede til finkornede sandsteiner, hovedsaklig planart kryssjiktete og planstratifiserte. Erosjonsflatene opptrer i hovedsak internt i de amalgamerte sandsteinsflakene, men kan stedvis også følge undergrensen av disse. Erosjonsflater av 2.orden kan følges lateralt inntil 10 meter.

3.orden : Erosjonsflater av 3.orden opptrer internt i de amalgamerte sandsteinsflakene. Erosjonsgrensene karakteriseres av at traufyllt - og planart kryssjiktete, dels småballede sandsteiner er erodert ned i de underliggende planart kryssjiktete og planstratifiserte, svært grovkornede til svært finkornede sandsteiner.

Generelt har sandsteinene over erosjonsflaten en grovere kornstørrelse enn de underliggende, men forskjellen i kornstørrelse er mindre her enn langs 1. og 2. ordens erosjonsflater. 3. ordens erosjonsflater har en mindre røff topografi enn 1. og 2. ordens erosjonsflater. Lateralt har erosjonsflatene en utstrekning på 3 til 6 meter, men stedvis kan denne være på inntil 10 meter. 3.ordens erosjonsflater tolkes til å være dannet som en følge av skiftende strømningsforhold i det forgrenede elvesystemet.

4.orden : 4. ordens erosjonsflater karakteriseres gjerne av traufornede kryssjikt som eroderer inn i hverandre både lateralt og vertikalt. Undergrensen og bredden på et enkelt trau utgjør den laterale utstrekningen på erosjonsflaten, som generelt er mindre enn 1 meter. Også ved 4.ordens erosjonsgrenser , vil mer grovkornede sedimenter erodere ned i finere underliggende sedimenter, som en følge av at de groveste sedimentene vil være avsatt i bunnen av de trauene. 4.ordens erosjonsgrenser tolkes til endring i strømningsforholdene, i form av et økende strømningsregime, for eksempel ved en ny liten kortvarig flom.

Sedimentære strukturer og geometrien på de amalgamerte flakformede sandsteinene indikerer et forgrenet elvesystem, som har bestått av grunne og kortvarige elver. Periodiske elver dannes som en følge av korte perioder med flom, bestemt av lokale og inntense regnskyll, alternerende med lengre perioder med tørke (Dreyer 1993)

Elvekanalene er av for kort varighet til å få bygget opp avsetninger langs kantene av kanalene, slik at "crevasse-splay" avsetninger er uvanlige i områder dominert av periodiske elver (Dreyer 1993). Sh opptrer i overgangen mellom subkritisk og superkritisk strømning, og kan dermed dannes i både øvre og nedre strømregime, ved henholdsvis flom og ved grunt vann (Miall 1996). Sh er tolket på flere måter, og kan eksempelvis indikere grunne strømmer med høy energi, der strømningshastigheten har vært så høy at rifler og dyner ikke lenger er bevart. Avsetning av planstratifisert sandstein Sh, er et viktig element dannet i periodiske elver under oppbygging av sanddyner i relativt rette kanaler, der avsetning i banker er av mindre betydning (Miall, 1996). Det forholdsvis høye innholdet av litofacies Sh i la TPS kan tyde på at sandsteinene har blitt avsatt som innfylling i forgrenede kanaler, som kun har vært vannførende i flomperioder. Sh kan også dannes i forbindelse med flakstrømmer, som har enda kortere varighet.

De tynne, underordnete, ikke lateralt utholdende horisontene med rød svært finkornet sandstein og silt i TPS, tolkes til å være avsatt i et miljø med lavt strømningsregime, eksempelvis i forlatte kanaler eller i stillestående vann, og som flomslettededimenter, (Miall, 1996). Finkornede klastiske avsetninger er primært avsetninger av materiale som har vært i suspensjon. TPS har en sedimentær arkitektur som er sammenfallende med den vertikale sekvensen i utsnitt 11, Fig. 3.18. (Blair 1987a.). Blair (1987a.) tolker denne som omarbeidete flakstrømsavsetninger, avsatt ved at senere flommer dannet nye kanalløp på flomsletten, og under forutsetning av at strømmen beveget seg så langsomt og var dyp nok til at det kunne dannes sedimentære strukturer med høyt relieff, tilhørende nedre strømningsregime.

Ut fra fordelingen mellom sandsteinsflakene i TPS og flomslettesedimentene i SFSS (Logg 3 og 4, del 5) indikerer dette et avsetningsmiljø der forgrenete elver må ha okkupert store deler av flomsletten. Dette underbygger tolkningen om at la TPS representerer periodiske avsetninger.

3.2.2.7. Litofaciesassosiasjon SFSS : Svært finkornet sandstein og siltstein

La SFSS består i hovedsak av planlaminerte, stedvis rifle- og finlaminerte, svært finkornede sandsteiner og siltsteiner, representert ved litofacies Sr, Sh og Fl.

Beskrivelse :

De røde finkornede - svært finkornede sedimentene i SFSS, opptrer som 0,4 til 6 meter mektige lag med en lateral utsrekning fra noen meter til over hundre. Lag med størst vertikal mektighet er generelt mest lateralt utholdende. Både lithofacies Fl , Sh og Sr opptrer som 2 - 30 cm mektige horisonter i veksling med hverandre. Sedimentære strukturer i form av flammestrukturere og konvoluttlaminasjon (avvanningsstrukturer) og klatrende rifler opptrer lokalt i de mest finkornede delene av SFSS. Lokalt med tørkesprekker og bølgeslagsmerker forekommer i enkelte horisonter. I de samme områdene er det også utvitrede hulrom i de røde sedimentene. Diameteren på hulrommene varierer fra 1-4 cm, og dybden er 2-3 cm Horisontene har en mektighet på 50-60 cm, men kan lokalt være nærmere 1 m. Fl kan opptre som intraklaster, og som opptil 20 centimeter mektige lateralt utholdende horisonter i de øvrige litofaciesassosiasjonene. Sedimentene i SFSS viser både intern oppovergroving og oppoverfining. SFSS karakteriseres av å ha en erodert øvre grense, mens undergrensen er undulerende og ikke erosiv. SFSS opptrer i hovedsak som lateralt utholdende horisonter i veksling med de amalgamerte sandsteinsflak i TPS (Logg 3 og 4, del 5).



Fig. 3.23. Bildet viser SFSS, som utgjøres av planlaminerte, stedvis rifle- og finlaminerte, svært finkornede sandsteiner og siltsteiner.

Tolkning :

De røde svært finkornede klastiske sedimentene i SFSS er primært avsetninger av tidligere suspendert finkornet materiale, og indikerer avsetning på flomsletter eller i flombasseng, i forlatte kanaler eller i stillestående vann (Miall 1996, Osmundsen et al. 2000). Det er svært vanskelig å skille sedimenter avsatt på flomsletten i fra avsetninger dannet under grunne lakustrine forhold i periodiske innsjøer ("ephemeral lakes"). Tilsvarende avsetninger i Hornelenbassenget ble av Steel & Aasheim (1978) beskrevet som flombassengavsetninger, og innbefatter dermed begge avsetningsforhold. Flomsletten defineres som de deler av elvesletten som oversvømmes når vannføringen blir så stor at elven går over sine bredder. På flomsletten akkumuleres materiale felt ut fra suspensjon. Rød farge på finkornede sedimenter, som i SSFS, er karakteristisk for sedimentasjon i tørt klima, hvor rennende vann bare forekommer i flomperioder (Reading 1996). Sh kan dannes både i øvre og undre strømningsregime, ved henholdsvis flom og ved grunt vann, og indikerer strømning under grunne forhold på grensen mellom subkritisk og superkritisk, (Miall 1996). Sh tolkes her til å være avsatt på flomsletten, ved grunt vann og lavt strømningsregime.

Sr dannes i undre strømningsregime (Miall 1977) under grunne lakustrine forhold (Osmundsen et al. 2000). Klatrende rifler indikerer migrasjon av rifler, som en følge av høy sedimentasjonshastighet, (Miall 1985). Under forhold med raskt avtagende strømningshastighet, for eksempel ved fallende vannstand, fører gjerne til dannelse av klatrende rifler. Sr tolkes derfor til å være avsatt på flomsletten under synkende vannstand. Fl representerer avsetning ved suspensjon i undre strømningsregime (Miall 1996), og indikerer avsetning på flomsletter eller flombassenger, i forlatte kanaler eller i stillestående vann (Miall 1996).

I likhet med Sh, tolkes Sr og Fl her som flomsletted sedimenter, dannet i undre strømningsregim (Miall 1996). Horisonter der Sr inneholder klatrende strømrifler kan indikere at Sr er akkumulert først, etterfulgt av Sh og Fl, da horisonter med strømrifler representerer en minstegrad av bølger og strømning. Lokale soner med tørkesprekker i de røde sedimentene indikerer at deler av flomsletten i perioder har tørket inn. Mindre mektige og ikke lateralt utholdende horisonter med riflelaminert, svært finkornet sandstein og silt, henholdsvis litofacies Sr og Fl, tolkes til å kunne representere avsetninger i periodiske mindre dammer med stillestående vann.

Hulrommene i de finkornede sedimentene kan skyldes utvitring av kalsittnoduler (Bakke 1999). Strukturene ble sannsynligvis dannet da overflaten av flomsletten ble utsatt for

forvitring over en lengre periode (Miall 1996), og indikerer dermed redusert sedimenttilførsel (Olsen 1993). Kalsittnodulene kan ha blitt dannet som en følge av at oppløste ioner har blitt konsentrert nær overflaten, ved at vann ble silt gjennom avsetningene, eller ved fordampning og strømming av grunnvann i tørre perioder. Karbonatet ble felt ut, sementert og samlet i noduler, som mest sannsynlig representerer en begynnende fase for dannelse av jordsmonn (paleosoils). Kalsittisk jordsmonn er typisk i oksiderende miljøer i arid til semi-arid klima, (Miall, 1996). Stor sedimentasjonshastighet vil hindre konsentrasjon og utfelling av karbonat, fordi overflaten hele tiden begraves av nye sedimenter. Lagene med kalsittnoduler er ikke kontinuerlige, sannsynligvis som en følge av lokale variasjoner i sedimenttilførsel.

SFSS veksler i hovedsak med TPS. Lateralt utholdende røde horisonter med silt og svært finkornet sandstein opptrer som lateralt utholdende horisonter intenst kryssjiktete og grovkornede sandsteinsflakene i TPS. Det er ingen gradvis overgang mellom de to litofaciesassosiasjonene, hvor SFSS tolkes som flomsletteavsetninger og TPS som avsetninger tilknyttet en forgrenet elveslette.

Den brå og gjentatte vekslingen mellom SFSS og TPS, antyder at overgangen fra elveslette til oversvømt område må ha skjedd svært raskt, og at reetablering av nye kanaler på flomsletten også skjedde brått og hurtig. Flomslettesedimentene utgjør en langt mindre del av den sedimentære lagpakken enn sedimentene på elvesletten. Horisonter med røde svært finkornede sedimenter indikerer at sedimentene ble avsatt i en periode med rask innsynkning i forhold til mengde tilførte sedimenter til systemet.

I kontinentale sedimentbasseng kan svært finkornede sedimenter benyttes som et verktøy for å forstå bassengets innsynkningshistorie (Steel 1980, Emery & Meyers 1996, Bakke 1999, Osmundsen et al. 2000).

Stablingsmønsteret av alluviale sedimenter i et sedimentært basseng styres av A/S forholdet (Emery & Meyers 1996, Folkestad & Steel 2001), der A defineres av endring i sedimentasjonsrommet og S representerer endringen i sedimenttilførsel. Dersom $A < S$, vil alluviale sedimenter progradere inn i bassenget og avsettes på sedimenter som representerer mer aggraderende forhold. I devonbassengene i Vest-Norge kan flomslettesedimenter som opptrer i mellom alluviale vifter representere perioder der $A > S$ (Folkestad & Steel 2001). Vekslingen mellom grovklastiske vifteavsetninger og svært finkornete sedimenter (SFSS) kan representere variasjoner i A/S-forholdet på flomsletten og periodevis drukning av de mest distale vifteavsetningene (Osmundsen et al. 2000). Interfingring mellom forgrenete

elvesystemer (TPS) og svært finkornete sedimenter (SFSS) kan representere variasjoner i A/S-forholdet på flomsletten. Horisontene med SFSS har begrenset mektighet og utbredelse i det studerte området, og disse tolkningene må brukes med forbehold.

3.3. Fordeling av litofaciesassosiasjoner i det kartlagte området.

Loggene (Vedlegg 2) i det kartlagte området viser at det er stor variasjon i mektighet på de ulike litofaciesassosiasjonene, samtidig som antall litofaciesassosiasjoner varierer i fra logg til logg. Variasjonene kan skyldes plassering av loggene, proksimalt eller distalt i forhold til alluviale vifter og elvesystemer, og synsedimentære forkastninger i det studerte området (se Kap.5). De litofaciesassosiasjonene som i hovedsak består av massivt konglomerat, har generelt størst mektighet. Det fremkommer av loggene at det er en sammenheng mellom størrelsen på klastene og mektigheten på de respektive litofaciesassosiasjonene. Når størrelsen på klastene avtar, vil også mektigheten på litofaciesene, og dermed litofaciesassosiasjonene avta, slik at det blir en tettere veksling mellom ulike litofaciesassosiasjoner. Hoveddelen av sedimentfyllet i det studerte området er representert i Logg 1-5.

Logg 1 strekker seg fra inkonformiteten lengst i vest, dekker de laveste stratigrafiske nivåene og består kun av MKS.

Logg 2 har i kartplanet en retning fra nordvest- sørøst, og begynner inne i bassenget, ca 700 meter stratigrafisk over inkonformiteten i vest. Logg 2 representerer en gradvis overgang fra massive konglomerater til sand og siltsteiner, og inneholder alle litofaciesassosiasjonene bortsett fra Br.

Logg 3, 4 og 5 (i stigende rekkefølge fra vest mot øst), representerer alle traverser i fra nord mot sør.

Logg 3 og 4 strekker seg fra Norddlsforkastningen og sørover mot henholdsvis Vinddalen og Middagsholten, og ender opp på de høyeste stratigrafiske nivåene i det studerte området (se Vedlegg 1 (kart) og logger). Br, MKS eller LSFK er ikke representert i Logg 3 og 4.

Logg 4 inneholder en høyere andel TPS og SFS enn Logg 3 og 5, og representerer følgelig de høyeste stratigrafiske nivåene. Logg 5 begynner i breksjene, som opptrer i kontakten mot underlaget langs nordmarginen , og strekker seg sørover mot et lite tjern øst for Middagsholten (se Vedlegg 1), og inneholder alle litofaciesassosiasjonene unntatt FKLS.

Tabell 4.4. viser fordeling og mektighet av de ulike litofaciesassosiasjonene i de 5 loggene.

La.	Logg 5	Logg 4	Logg 3	Logg 2	Logg 1
SFSS	7.5	29.5	24.5	1	0
TPS	11.5	51	69	55	0
SSS	46	21.5	41.5	5.5	0
KSV	37	12	41	24.5	0
FKLS	0	0	3	44	0
MKS	8.5	0	0	95	190
BR	15.5	0	0	0	0
Overdekt	19.5	12	22	39	8
Loggens totale lengde	145,5	126	201	264	198

Tabell 3.4. Fordeling og vertikal mektighet i meter, av de ulike litofaciesassosiasjonene i Logg 1-5 gjennom bassengfyllet i den nordvestligste delen av Kvamshesten devonbasseng, SFSS inkluderer samtlige horisoner med rød svært finkornet sandstein og silt. For å få en oversikt over utbredelse og fordeling, er alle horisoner Alle horisoner med rød finkornet sandstein og silt er summert inn under SFSS, for å få en oversikt over utbredelse og fordeling, sjøl om flere av disse inngår i andre litofaciesassosiasjoner.

3.4. Kort beskrivelse og tolkning av Logg 1-5.

LOGG 1.

Logg 1 starter ved inkonformiteten, består utelukkende av MKS og er tolket til å representere de mest proksimale delene av en alluvial vifte. Mangel på observasjoner av kanaler, samt den flakformete fordelingen av konglomeratene kan indikere at MKS i hovedsak ble avsatt fra katastrofiske massestrømmer, deriblant grovklastiske flakstrømsavsetninger (Blair 1987 a., Blair & McPherson 1994 a., Blair & McPherson 1994 b.) Kampesteinskonglomeratene helt nederst i loggen kan sannsynligvis ha vært avsatt i utløpsområdet til hovedtilførselskanalen fra dreneringsbassenget.

LOGG 2.

Logg 2 tolkes til å representere en overgang fra proksimal del, gjennom midtviften til distale deler av viften. De to nederste horisontene med MKS (til 83m) tolkes til å representere proksimale avsetninger, og utgjøres av grovklastiske flakstrømsavsetninger (Blair 1987 a.). I dette intervallet veksler MKS en gang med mer finkornete flakstrømsavsetninger, som

vanligvis opptrer på midtviften. Fra 83-155 m er det en veksling mellom FKLS, SSS og TPS. FKLS tolkes som i flakstrømsavsetninger på midtviften, i veksling med fluvial strømning, mens SSS tolkes som distale flakstrømsavsetninger. Høyere opp i loggen veksler MKS med FKLS og KSV. De to sistnevnet er tolket som flakstømsavsetninger med et avsetningsmønster som er karakteristisk for midtviften (Blair 1987a.). Vekslingen ovenfor antas derfor å representere øvre deler av midtviften. Intervallet fra 83 m- 153 m opp i loggen tolkes som en veksling mellom flakstrømsavsetninger på midtviften (FKLS, KSV) og flakstrømmer som avsettes distalt på viften (SSS), samt avsetninger fra forgrenete elvesystemer (TPS), som kan opptre både på midtviften og den distale delen. Intervallet fra 153 m-260 meter opp i loggen tolkes som avsetninger på midtviften fra gjentatte vekslinger mellom flakstrømmer.

LOGG 3.

Logg 3 tolkes til å representere en overgang fra midtviften til de distale delene, og avsetningene utgjøres av KSV, SSS, TPS og SFSS. KSV er tolket som flakstrømsavsetninger på nedre del av midtviften, mens SSS tolkes som distalt avsatte flakstrømmer. SSS opptrer i veksling med SFSS. SFSS er tolket som suspendert materiale avsatt på flomsletten. Både SSS og SFSS veksler internt med TPS. TPS tolkes som avsetninger fra forgrenete elvesystemer, og representerer her sannsynligvis et annet avsetningssystem. Logg 3 og 4 inneholder færre litofaciesassosiasjoner enn Logg 2 og 5, og viser større andeler av svært finkornede sand- og siltsteiner.

LOGG 4:

Avsetningene i Logg 4 består av KSV, SFSS, TPS og SSS, og tolkes til å utgjøre avsetninger henholdsvis på de distale delene av den alluviale viften, flomsletten, og avsetninger i et forgrenet elvesystem . Mest sannsynlig representerer denne vekslingen distalt avsatte flakstrømsavsetninger (SSS), (Blair 1987 a), i veksling med horisonter med suspendert materiale avsatt på flomsletten(SFSS). Sandige forgrenete elveavsetninger (TPS) kan representerer omarrangede avsetninger fra distribusjonselever på de distale delene av den alluviale viften, eller et annet avsetningssystem i form av avsetninger fra en forgrenet elv på elvesletten, og veksler med både SSS og SFSS.

LOGG 5.

Br og MKS utgjør de nederste 27 m av loggen, mens det er en veksling mellom KSV,SSS og tynne horionter med SFSS i intervallet fra 27-130 m. TPS utgjør de øverste 15 m av loggen. Fordelingen av litofaciesassosiasjoner i logg 5 indikerer avsetninger på nedre del av midtviften til distal del av denne, som interfingerer med avsetninger på flomsletten (SFSS). TPS i øvre del av loggen kan både representere forgrenede elvesystemer på de distale

delene av viften eller avsetninger fra en forgrenet elv på elvesletten. Korrelasjon av lagene mellom de forskjellige loggene antyder synsedimentær bevegelse av forkastninger i bassenget og beskrives nærmere i kapittel 5.

3.5. Paleostrømretninger

Målinger og tolkninger av paleostrømretninger i Kvamshesten Devonbasseng viser flere strømningsretninger. Steel et. al (1985) tolket strømningsretningen i viftekomplekset (SMVK) langs sydmarginen , til å være rettet mot de sentrale delene av bassenget; fra SØ til NV.

Osmundsen et al. (2000) kom frem til samme tolkning for denne delen av bassenget.

I de sentrale delene av bassenget tolket Asphaug (1975) sandsteinene til å ha hatt strømningsretning mot øst. Osmundsen et. al (2000), har imidlertid påvist paleostrømretninger både mot øst og vest, basert på målinger foretatt i finkornede grønne sandsteiner på høye stratigrafiske nivåer. Paleostrømmålinger foretatt i dette arbeidet indikerer sedimenttransport fra NV mot SØ, og fra V mot Ø., se Fig. 3.24. a. og b. Til tross for stor grad av blotning, er det liten grad av tredimensjonale blotninger hvor det er mulig å foreta systematiske målinger av paleostrømretninger. Paleostrømmålingene i Fig. 3.24 a. og b. er foretatt på traukryssjiktete enheter i TPS på forholdsvis høye stratigrafiske nivåer i det studerte området, og inngår i det stratigrafiske intervallet i Logg 3 (intervallet fra 22-100 m). Paleostrømmålingene fra dette arbeidet ble publisert i Osmundsen et al. (2000).

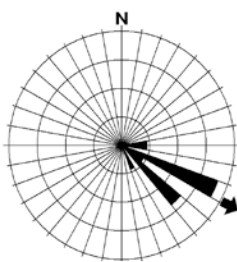


Fig. 3.24.a. Rosediagrammet viser Paleostrømmålinger fra Norddalen (n=11), gjennomsnittlig retning 119.

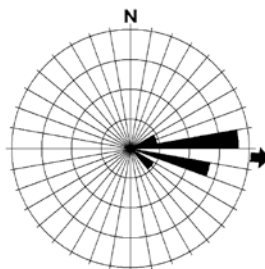


Fig. 3.24.b. Rosediagrammet viser Paleostrømmålinger fra Norddalen (n=11), gjennomsnittlig retning 95.

Logg 1

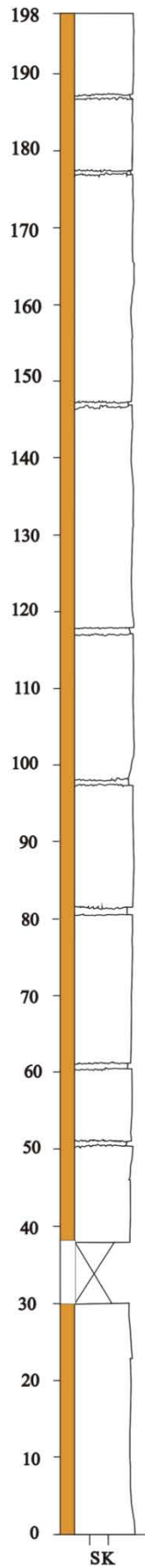


Fig. 3.25. Figuren viser fordeling av litofaciesassosiasjoner i Logg 1., for sedimentologiske detaljer se Logg1 i Vedlegg 2.

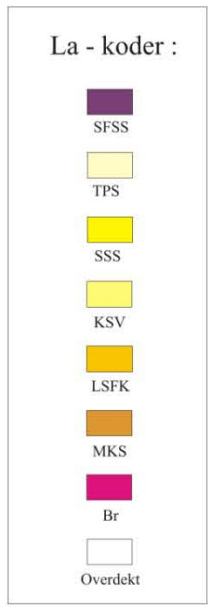
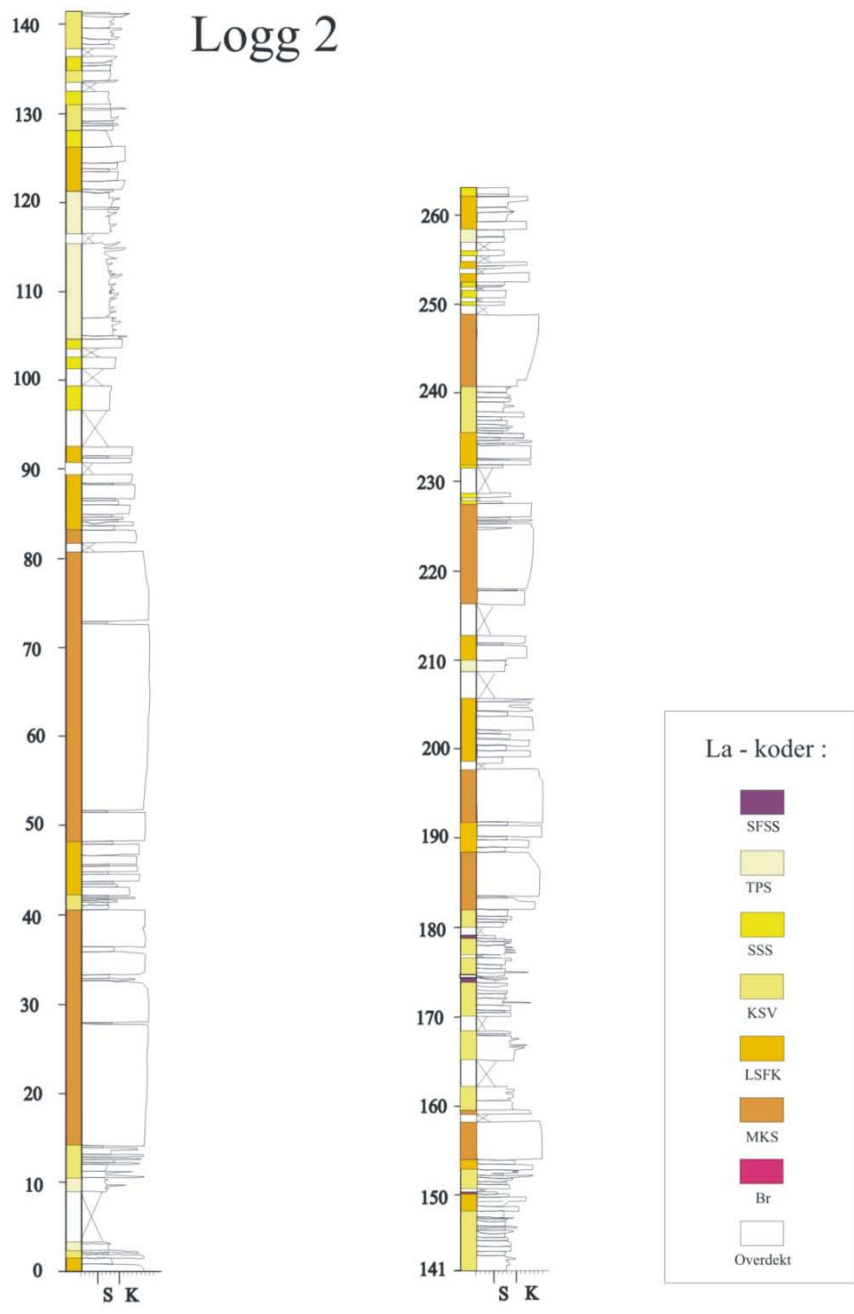


Fig. 3.26. Figuren viser fordeling av litofaciesassosiasjoner i Logg 2., for sedimentologiske detaljer se Logg 2. i Vedlegg 2.



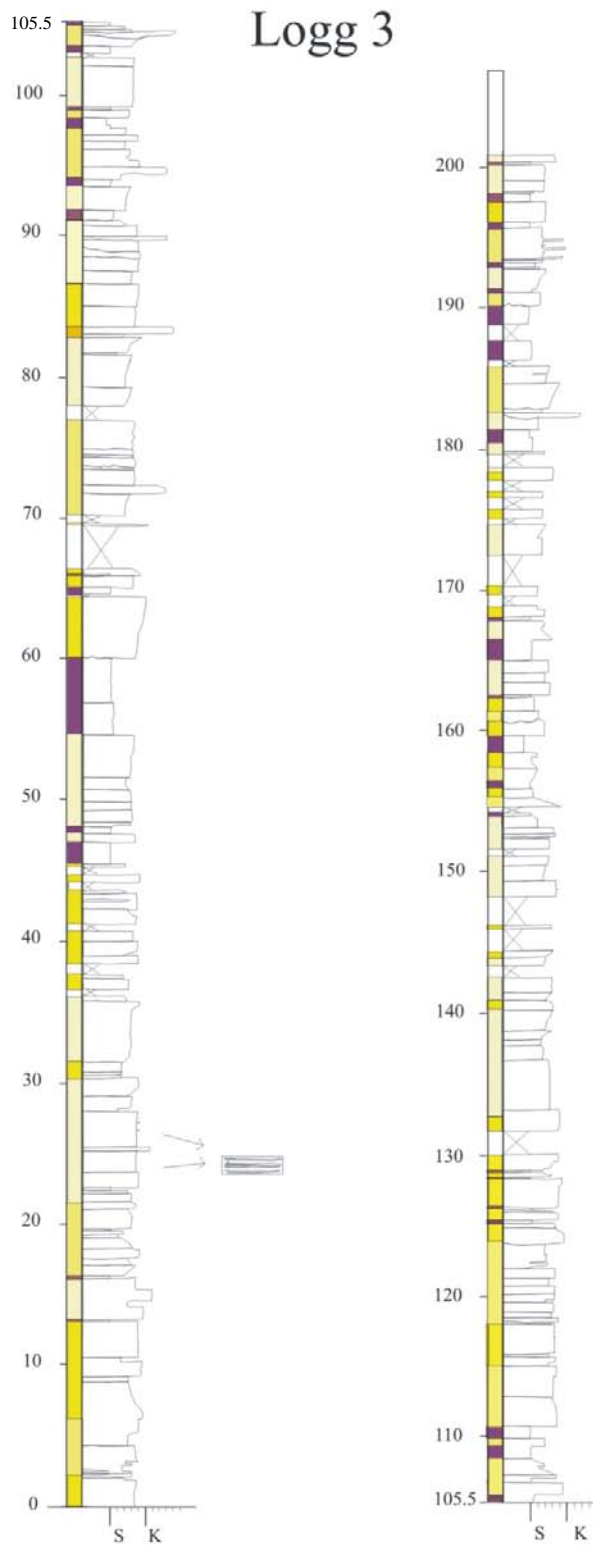
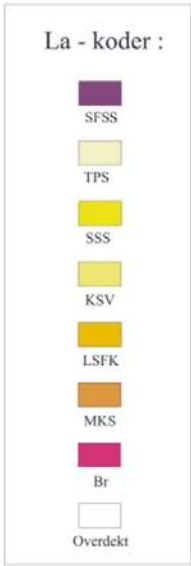


Fig. 3.27. Figuren viser fordeling av litofaciesassosiasjoner i Logg 3., for sedimentologiske detaljer se Logg 3 i Vedlegg 2.



Logg 4

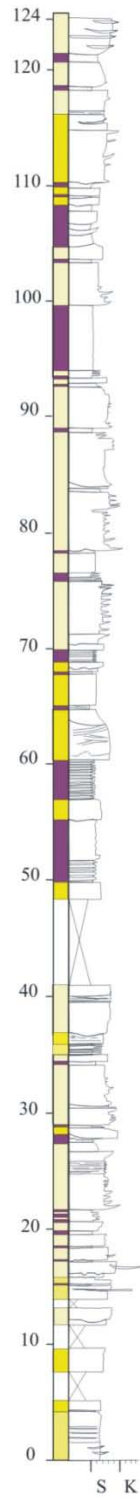
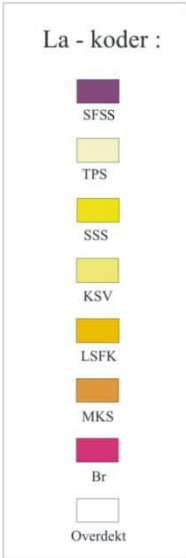


Fig. 3.28. Figuren viser fordeling av litofaciesassosiasjoner i Logg4., for sedimentologiske detaljer se Logg 4 i Vedlegg 2.



Logg 5

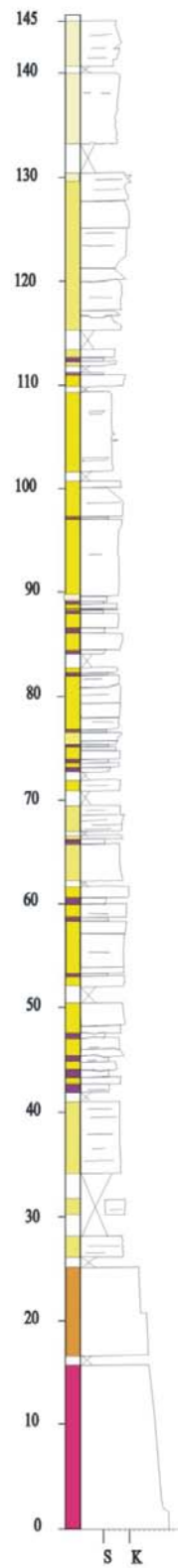
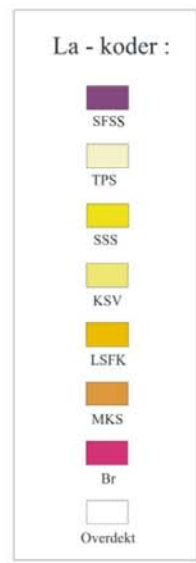


Fig. 3.29. Figuren viser fordeling av litofaciesassosiasjoner i Logg 5., for sedimentologiske detaljer se Logg 5. i Vedlegg 2.



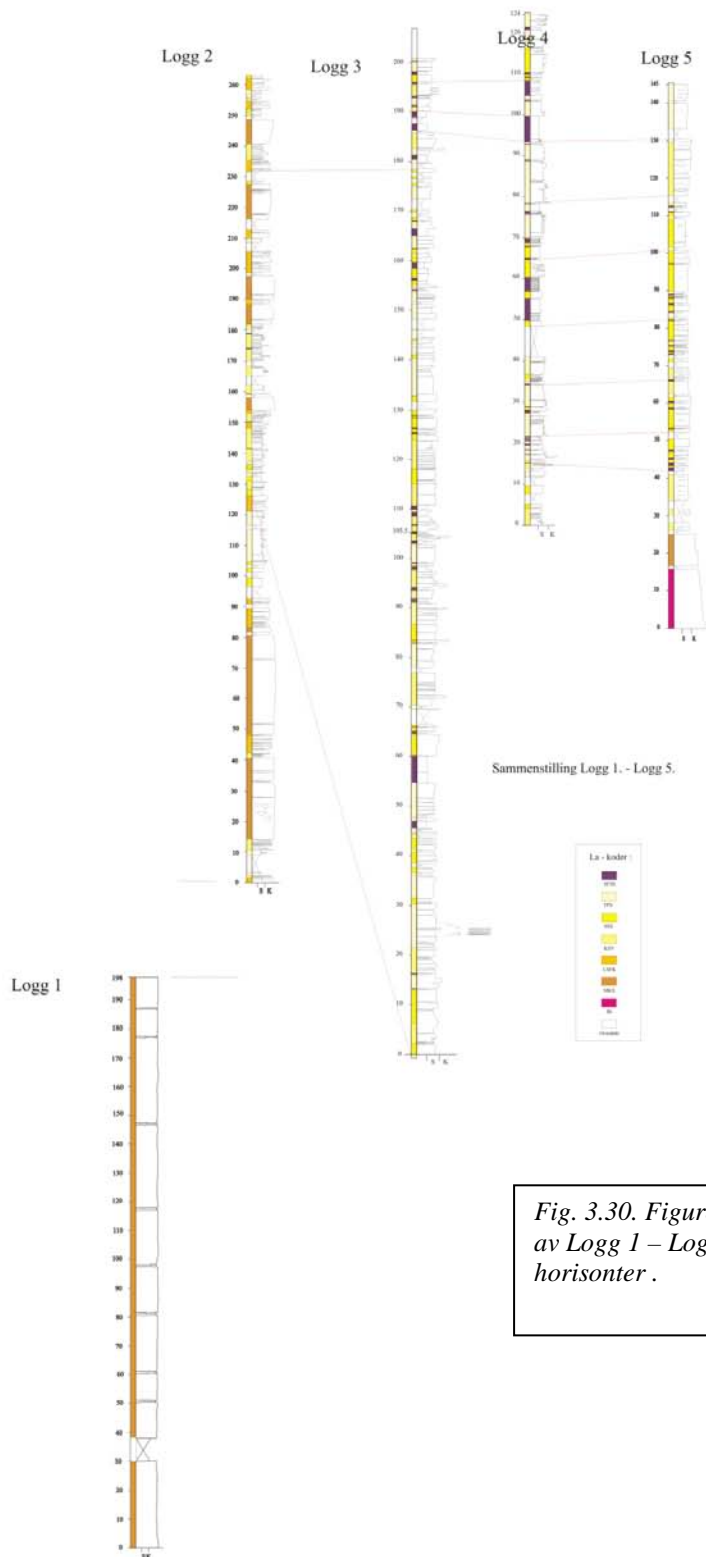


Fig. 3.30. Figuren viser sammenstilling av Logg 1 – Logg 5. og korrelering av horisonter .

Kapittel 4 Strukturgeologi

4.1. Innledning

4.2. Normale til skrå forkastninger som kutter inkonformiteten i vest.

4.2.1. Grunnevatnforkastningen

4.2.1.1. Det sørvestlige segmentet (Gavlevatnet – Stordalen/Vinddalen)

4.2.1.2. Midtre segment (Vinddalen -Markahengenipa)

4.2.1.3. Det nordøstre segmentet (Markahengenipa – bassengmarginen i NØ)

4.2.2. Stordalsforkastningen

4.2.3. Andre skrå/normalforkastninger langs kontakten i vest.

4.3. Reversforkastninger

4.3.1. Norddalsforkastningen

4.3.2. Middagsholtenforkastningen

4.3.3. Norddalstjennforkastningen

4.3.4. Vinddalsforkastningen

4.4. Folder

4.4.1. Hovedsynklinal i det studerte området :

4.4.2. Fault -propagation folder:

4.5. Brudd med liten grad av forskyvning og sprekker

4.5.1. Brudd med liten grad av forskyvning

4.5.2. Budd uten observert forskyvning

4.5.2.1. Stereoplott som viser fordeling av brudd målt over hele det studerte området

4.1. Innledning

Dalsfjordforkastningen utgjør den øvre delen av NDSZ i området rundt Kvamshestenbassenget.

De predevonske bergartene er foldet i flere faser, og de devonske sedimentære bergartene har

også gjennomgått forkorting ved folding og reversforkastninger (Osmundsen et al. 1998,

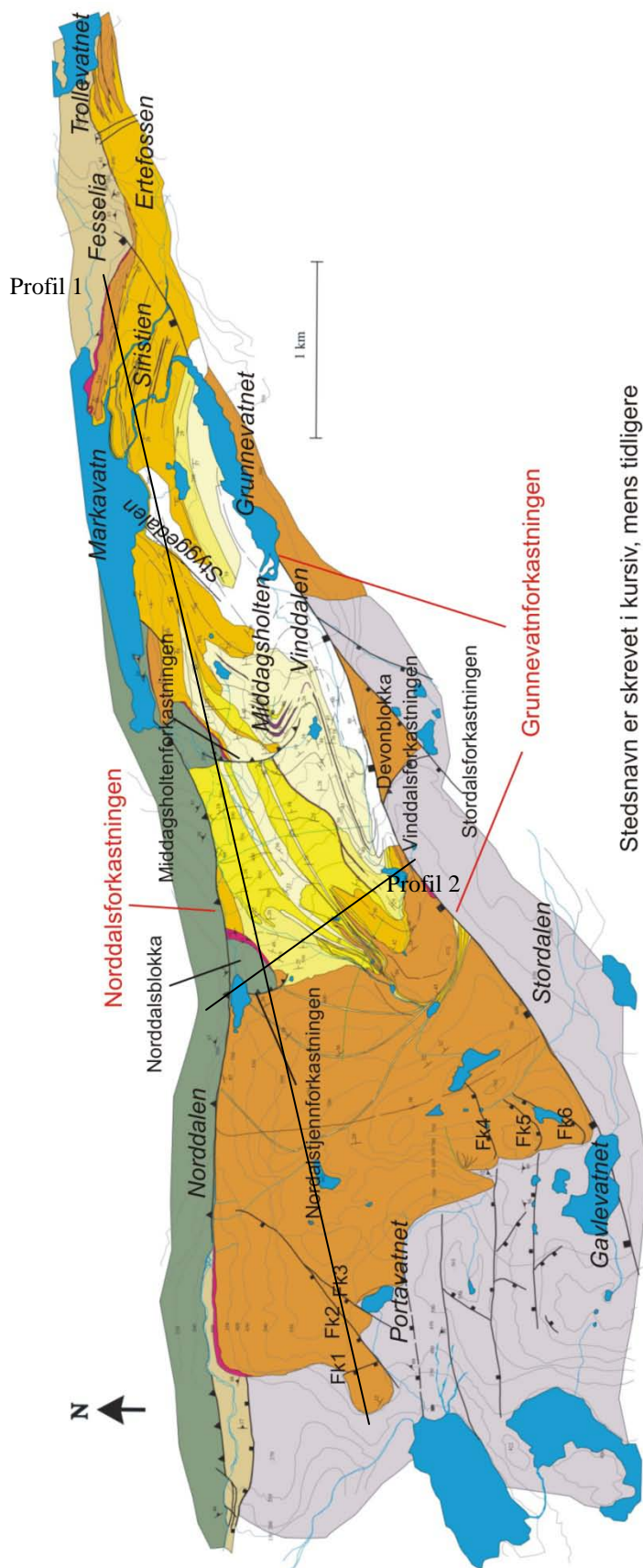
Braathen 1999). Lengst vest i Kvamshestenbassenget er Grunnevatn- og Insteelvaforkastningen normale til skrå forkastninger som kutter og forskyver den devonske inkonformiteten langs den sørvestlige bassengmarginen. Forkastningene langs sørmarginen faller mot nordvest (Osmundsen et al. 1998, Bakke 1999), og er syntetiske i forhold til den bassengkontrollerende Dalsfjordforkastningen. Enkelte av forkastningene som kutter inkonformiteten kan også følges ned til detachmentsonen hvor de terminerer mot Dalsfjordforkastningen.

Kapittel 4 tar for seg strukturene som er observert i den nordvestre delen av Kvamshestenbassenget, hvor Norddalsforkastningen og Grunnevatnforkastningen er de to dominerende strukturene som avgrenser det studerte området. I det studerte området, der nordmarginen defineres av Norddalsforkastningen, er metamorfe bergarter fra hengblokken plassert over devonske bergarter i liggen. Norddalsforkastningen blir forøvrig detaljert beskrevet senere i kapittelet. Middagsholten- og Norddalstjennet reversforkastninger terminerer mot Norddalsforkastningen, og er viktige for geometrien i denne delen av bassenget. I tillegg forekommer en rekke brudd både med og uten synlig forskyvning, og med og uten mineralisering. Brudd som opptrer i forbindelse med større forkastninger vil bli beskrevet sammen med disse. Folder på flere skalaer knyttet til reversforkastninger opptrer i den nordvestre delen av bassenget (se Vedlegg 1). Innsamling av strukturgeologiske data har vært gjennomført ved systematisk måling av brudd og lagning over hele det kartlagte området, og av transportlineasjoner der slike kunne observeres, samt at målinger i tillegg har blitt konsentrert rundt de større forkastningene. Strukturdata er fremstilt i Schmidt-nett equal area (arealtro nett), projeksjon av undre halvkule. I kapittelet henvises det fortløpende til Fig. 4.0, som er et strukturgeologisk lokalitetskart over det studerte området. Geologiske profiler over det studerte området er i Vedlegg 5., og er avmerket som Profil 1 og 2 på Fig.4.0.

4.2. Normale til skrå forkastninger som kutter inkonformiteten i vest.

For flere av normalforkastningene er det kun forskyvning av markører som kan brukes til å bestemme den relative bevegelsen på forkastningen. Den eksakte bevegelsesretningen kan fastslås i et fåtall tilfeller der forkastningsbergarter med lineasjoner er bevart på forkastningsplanet. I noen tilfeller opptrer folder i forbindelse med forkastninger og beskrives da som slepefolder og "fault propagation folds". Skrå (oblike) forkastninger defineres her som forkastninger med både normal- og sidelengs bevegelseskomponent.

Fig. 4.0. Strukturgeologisk lokalitetskart , nordvestre del av Kvamshesten Devonbasseng.



Stedsnavn er skrevet i kursiv, mens tidligere publiserte geologiske navn står i rødt. Geologiske lokaliteter i dette arbeidet er skrevet med svart skrift.

4.2.1. Grunnevatnforkastningen

Grunnevatnforkastningen (Fig. 4.0.) gir opphav til en tilsynelatende sinistral separasjon på minst 2 km av den devonske inkonformiteten i sørvest, og kutter gjennom bassenget med en sydvest-nordøstlig trend. Ved den nordlige marginen er separasjonen avgrenset ut fra kartbildet til et fåtall 10-metere. I de underliggende bergartene langs nordmarginen er spranget svært lite, ca 25 m. I sørvest kan Grunnevatnforkastningen følges fra den devonske inkonformiteten, gjennom det predevonske underlaget, ned til detachmentsonen i vest (Osmundsen et al. 1998, 2000).

Grunnevatnforkastningen er segmentert med tydelige knekkpunkter. Det vestlige segmentet har en lengde på 2.2 km, er orientert SV-NØ, og kan følges fra Gavlevatnet i SV, gjennom Stordalen til Vinddalen i NØ, og separerer

kataklastisk deformerte gabbroer og mangerittsyenitter i ligg fra devonske konglomerater med underordnede sandsteinshorisonter i hengen, (se Vedlegg 1 og Fig. 4.0.)

Det midtre segmentet er 1.5 km langt, med orientering VSV- ØNØ, og strekker seg gjennom Vinddalen til Markahengenipa i NØ og skiller kataklastisk deformerte mangerittsyenitter, gabbroer, samt devonske bergarter i en forkastningsavgrenset blokk i ligg av

Grunnevatnforkastningen, fra devonske sedimentære bergarter i hengen. Det nordøstlige segmentet av Grunnevatnforkastningen er ca 4 km langt, er orientert SV-NØ, med utstrekning fra Markahengenipa i SV, gjennom Grunnevatnet og bassengmarginen i nord (se Vedlegg 1).

Segmentet separerer massive konglomerater i ligg fra småbollet konglomerat og sandstein i hengen. Det litologiske bruddet mellom heng og ligg blir utjevnet mot NØ, og ved den nordlige marginen finnes det samme type avsetninger på begge sider av Grunnevatnforkastningen, unntatt på det laveste stratigrafiske nivået. Nedenfor beskrives forholdene langs forkastningstraseen i mer detalj. En rekke åpne brudd med fall fra 60-90° mot NV og strøk parallelt med forkastningen, er imidlertid utviklet inn mot forkastningstraseen både i ligg og heng, se kapittel 4.5.2

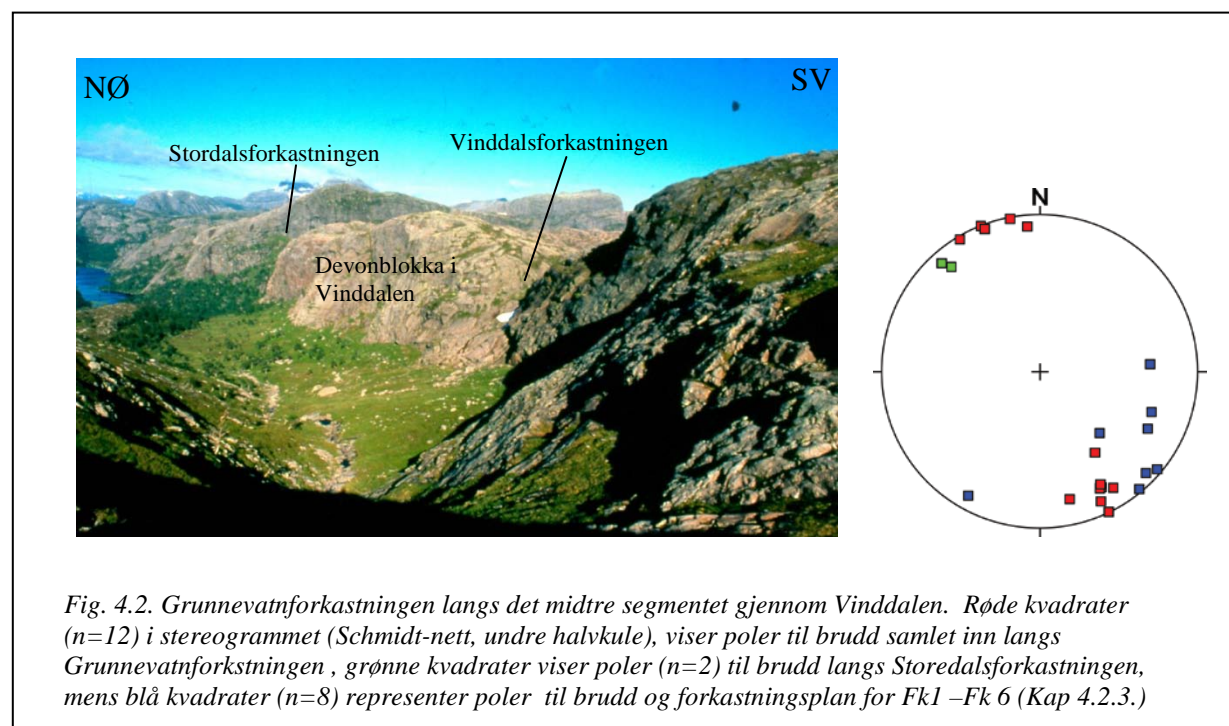
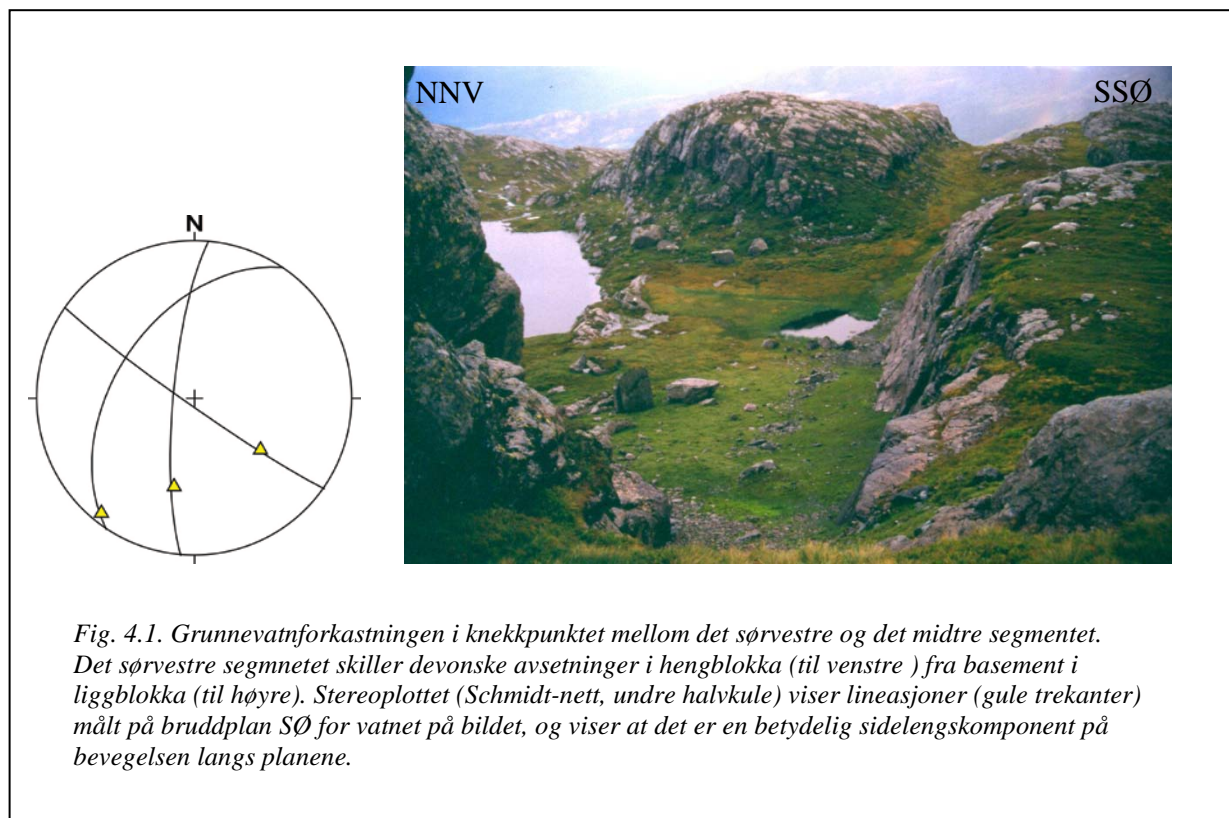
4.2.1.1. Det sørvestlige segmentet (Gavlevatnet – Stordalen/Vinddalen):

Enhetene i hengen utgjøres av konglomerat og sandstein inn mot forkastningen. Det er ingen brå endring i strøk og fall på lagningen, som faller 34° mot NNØ (345/ 34), inn mot forkastningstraseen. Bergartene i ligg utgjøres av kataklastisk deformert gabbro. De er

blotlagt i liten gad inn mot forkastningstraseen bortsett fra i en blotning lengst øst i segmentet hvor bergartetene er i tektonisk kontakt, (se lokaliet 16 , kapittel 2). I både heng og ligg øker bruddfrekvensen inn mot forkastningen, og flere av bruddene i hengen er epidot- og kvartsmineraliserte. Grunnevatnforkastningen er imidlertid ikke blotlagt, men det er åpne brudd parallelt med forkastningstraseen også langs denne delen av forkastningen. I knekkpunktet mellom det vestlige og det midtre segmenet dreies lagningen i hengen inn mot forkastningstraseen, og faller 78° mot NV. Fig. 4.1. viser bruddplan med epidotmineraliserte forkastningsbergarter med linjasjoner i hengen nær knekkpunktet. Plasseringen av lineasjonene på planene indikerer en betydelig sidelengs komponent. Det er ingen markørhorisonter langs bruddplanene og derfor er det ikke mulig å fastslå transportretningen. I dette området er sandstein og konglomerat i hengen blotlagt inn mot forkastningstraseen kun i den vestligste delen av segmentet, hvor de er foldet i en asymmetrisk synklinal med stupning mot ØNØ. Fallet på lagningen øker gradvis inn mot Grunnevatnforkastningen, og har et fall på 80° mot NV langs forkastningstraseen. Sedimentene i hengen markeres av en progressivt økende kataklastisk deformasjon de siste 15-20 m inn mot forkastningstraseen langs den vestlige delen av segmentet. Konglomeratene er gjennomført av en rekke brudd, i hovedsak med mineralisering, men også åpne sprekker, se kapittel 5.5.2.

4.2.1.2. Midtre segment (Vinddalen -Markahengenipa):

Bergartene i ligger langs det midtre segmentet (Fig. 4.2.) utgjøres av en forkastningsavgrenset blokk med devonske konglomerater med enkelte sandsteinshorisonter, og kataklastisk deformerte mangerittsyenitter og gabbroer. Den forkastningsavgrensede blokka med devonske bergarter avgrenses av henholdsvis Storedalsforkastningen i SØ og Vinddalsforkastningen i SV, som begge splitter opp fra Grunnevatnforkastningen, (se Vedlegg 1.), samt kapittel 2. De devonske sedimentene i blokka i ligger er gjennomført av utallige brudd, og soner med kataklastisk deformasjon. Den kataklastiske deformasjonen synes i større grad å øke inn mot henholdsvis Storedalsforkastningen og Vinddalsforkastningen, enn inn mot Grunnevatnforkastningen (kapittel 2) Sandsteinshorisontene i den nordlige delen av Vinddalsblokka viser liten grad av kataklastisk deformasjon, og faller fra 65- 76 ° mot NV inn mot traseen til Grunnevatnforkastningen.



4.2.1.3. *Det nordøstre segmentet (Markahengenipa – bassengmarginen i NØ)*

I dette området utgjøres liggen av konglomerater og sandstein, som er foldet i et åpen fold med stupning mot SØ. Lagningen i liggen viser derfor fall mot SØ langs den nordøstlige delen av segmentet.

Sandstein og småbollet konglomerat i hengen faller fra 40 - 65° mot SSV. Strøk og fall på lagningen endres ikke inn mot forkastningstraseen, men derimot blir fallet på lagningen gradvis brattere mot bassengmarginen i NØ.

Det lithologiske bruddet mellom heng og ligg utjevnes mot NØ, slik at de nærmeste sedimentene ikke viser noen endring i facies over forkastningstraseen på det høyeste blottlagte stratigrafiske nivået. Det er heller ingen brå endring i strøk og fall på lagningen over forkastningstrasen (kart og figur). På de lavest blottlagte nivåene lengst nordøst i segmentet, endres imidlertid de sedimentære avsetningene fra ligg til heng, (se kapittel 2). Nær marginen er devonavsetningene både i heng og ligg kuttet av en rekke åpne brudd, se fig. 4.17.

4.2.2. *Stordalsforkastningen*

Stordalsforkastningen (Fig. 4.0.), stryker NØ-SV, med et fall på 70-80° mot NV, (se Fig. 4. 2.) og utgjør den sørøstre kontakten mellom Dalsfjordsuitens bergarter og den forkastningsavgrensede devonlinsen på sørsiden av Vinddalen.

Forkastningen splitter av fra Grunnevatnforkastningen i NØ og separerer devonske avsetninger i hengen fra Dalsfjordsuitens bergarter i liggen. I det sørvestre hjørnet av devonlisten kutter forkastningen gjennom den primære inkonformiteten mellom devonske avsetninger og bergartene i Dalsfjordsuiten, og fortsetter videre ned i underlaget mot vest. De devonske avsetningene viser progressiv deformasjon inn mot Stordalsforkastningen i form av et økende antall brudd, men oppsprekningen er ikke mer intens enn at primære avsetningsstrukturer i sedimentene kan observeres.

Bruddene i den nordøstre delen av blokka stryker i hovedsak parallelt med Stordalsforkastningen (NØ-SV), og med Grunnevatnforkastningen (VSV-ØNØ).

Nærmest Grunnevatnforkastningen, hvor deformasjonen er sterkest, er det stedvis lokale glideflater i brudd som er orientert parallelt med Stordalsforkastningen. Lineasjoner er bevart på noen av glideflatene (Marcussen 1994), og sammen med forskyvningen i kartplanet indikerer en

sinestral bevegelse av konglomeratlinsen i forhold til Dalsfjorsuiten, med dip-komponent mot NV .

4.2.3. Andre skrå/normalforkastninger langs kontakten i vest.

Flere normal- skrå forkastninger kutter og forflytter inkonformiteten mellom devonavsetningene og det predevonske underlaget i nordvest. Felles for mange av disse forkastningene er at det kun er forskyvning av inkonformiteten som kan brukes til å bestemme den relative bevegelsen ettersom devonavsetningene i dette området består av massive konglomerater uten godt definerte interne markørhorisoner. Forkastningene er fra nord mot sør definert som Fk 1-3, (se Fig. 4.0.). Fk 1 stryker NV-SØ, og faller bratt (80°) mot SV, kutter gjennom og avsetter kontakten et fåtalls meter mot vest. Forkastningen kan ikke følges videre i de underliggende bergartene i Dalsfjordekket.

Fk 2 og Fk 3 stryker begge SV-NØ, som er parallelt med trenden til det vestligste segmentet til Grunnevatnforkastningen. Forkastningsplanet på Fk 2 er ikke blottlagt, men faller mest sannsynlig bratt mot NV. Fk 2 forskyver inkonformiteten 250 meter mot NØ, mens Fk 3, hvor fallet på forkastningsplanet er målt til 88° , forflytter inkonformiteten 130 meter videre mot NØ i kartplanet. Fk 3 løper sammen med Fk 2, som synes å dø ut mot NØ. Fk 3 kan følges lenger ned i basement enn Fk 2, men forkastningsplanet er ikke blottlagt.

Brudd langs denne delen av kontakten er plottet i stereogrammet (Schmidt-nett, undre halvkule) i Fig. 4.2.

Fk 4, 5 og 6 (se Fig. 4.3. og Fig. 4.0.) opptrer langs den sørvestre delen av kontakten og stryker SV-NØ i kartplanet . Spranget på forkastningene er svært begrenset. På flyfoto ser Fk 4 og 5 ut til å være forlengninger av lineamentene i basement, men feltobservasjonene viser at forkastningene har kurvede bruddplan med fall mot NV (fallet varierer fra $33-45^{\circ}$), og bøyer inn i brudd parallelt med inkonformiteten. Fk 6 kutter imidlertid inkonformiteten, men gir ikke noe definert offset av denne. Det er ikke observert noen lineasjoner inn mot inkonformiteten under Fk6. Forkastningsplanene er kun blottlagt over inkonformiteten, men traseen kan følges innover i bassenget i henholdsvis 450 m langs Fk4, og ca 350 m langs Fk 5 og 6. Det er ikke mulig å se om forkastningene draperes av yngre sedimenter eller om de dør ut på grunn av en fallgradient. Følgelig er det ikke mulig å si om forkastningene er synsedimentære, eller postsedimentære.

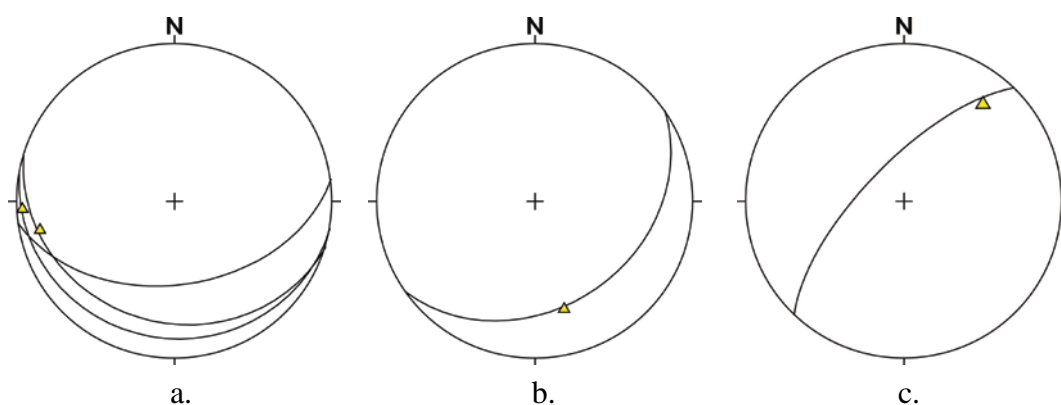
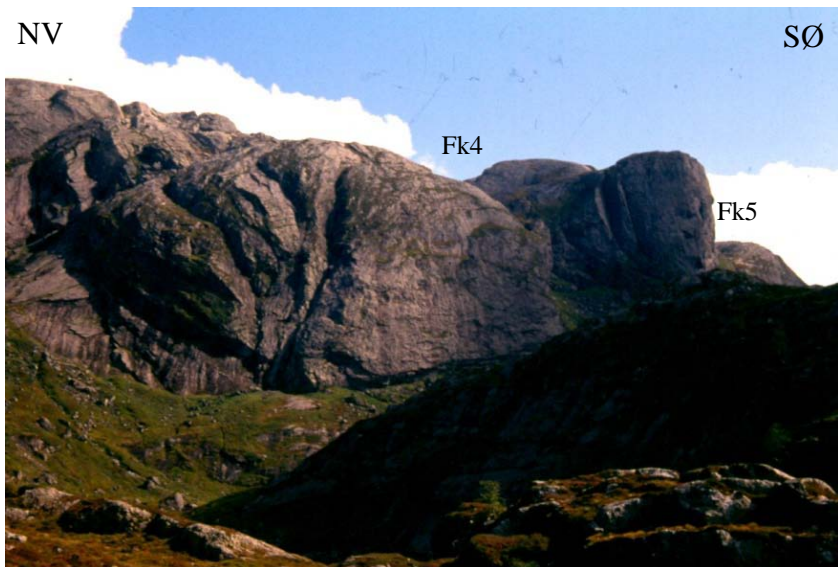


Fig.4.3 viser Fk4 og Fk5 over inkonformiteten i vest. Stereogrammene (Schmidt-nett, undre halvkule), viser lineasjoner (gule trekanter) på bruddplan. a. viser lineasjoner langs en småforkastning NØ for Fk1, b, viser lineasjoner på plan tilknyttet Fk5 og c viser lineasjoner på småforkastning NØ for Fk4. Plassering av lineasjonene viser en betydelig sidelengskomponent i a.og c., mens b inikerer skrå bevegelse. Det er ikke mulig å si noe mer om relativbevegelsen da forkastningene ikke har noen definerte markørhorisonter.

En rekke brudd, både åpne og med mineralisering av epidot er utviklet langs forkastningene. Mineralisering av epidot på bruddplanen indikerer postsedimentær utvikling av disse. Lavvinklede forkastninger i devonavsetningene noen meter NØ for Fk1, og i devonavsetningene NV for Fk4, samt bruddplan forbundet med Fk5 har utviklet linjasjoner på de epidotmineraliserte forkastningsplanene, se plott i Fig. 4.3. Langs Fk6 er det imidlertid ikke observert

forkastningsbergarter med linjasoner. Det er ingen markørhorisonter langs bruddplanene i Fig. 4.3. og bevegesretningen kan derfor ikke bestemmes.

4.3. Reversforkastninger

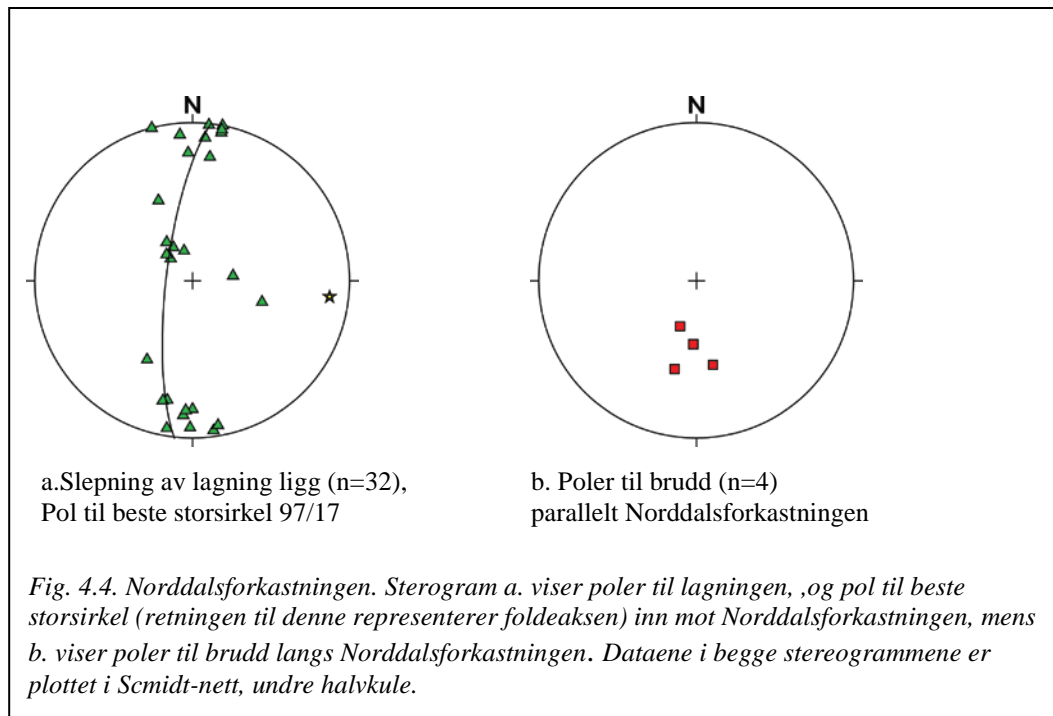
4.3.1. Norddalsforkastningen

Kontakten langs den vestlige delen av nordmarginen defineres av Norddalsforkastningen (Fig.4.0.), som har en utstrekning på 4 km med trend Ø-V, og som kan følges gjennom Norddalen til Markavatnet, hvor forkastningen fortsetter ut i vatnet. Nedenfor følger evidenser for at Norddalsforkastningen er en reversforkastning. Norddalsforkastningen plasserer metamorfe enheter i hengen over devonske bergarter i liggen. Både reversforkastningene Middagsholten - og Norddalstjennforkastningen splittes av fra Norddalsforkastningen, se Vedlegg 1, og Fig. 4.18. Forkastningsplanet til Norddalsforkastningen er ikke blottlagt, men mellom Markavatnet og Norddalstjennet kan den lokalt sees innenfor et par lokaliteter der det er tektonisk kontakt mellom Sunnfjord Melange (SM) i hengen og devonske avsetninger i liggen. Plottene i Fig 4.4. representerer mulig strøk og fall på Norddalsforkastningen. Lengst vest i Norddalen er det blottlagt en primær inkonformitet mellom devonske avsetninger og bergartene i Høyvikgruppen, slik at Norddalsforkastningens videre østover mest sannsynlig fortsetter som en reversforkastning som separerer SM fra Høyvikgruppen, eller opptrer internt i SM.

Hengen til Norddalsforkastningen utgjøres av deformerte metaarkoser i SM (Alsaker 1991). SM er gjennomslått av en rekke brudd inn mot Norddalsforkastningen, men bruddene kan ikke følges inn i de devonske avsetningene i liggen. (Bruddene i SM vises forøvrig i stereogram m (Schmidt-nett, undre halvkule) i Fig. 4.17., og Vedlegg 3.).

Devonavsetningene i liggen bøyes av og foldes inn mot Norddalsforkastningen, og lokalt er lagningen invertert, se kart, og Fig. 4.4. Konglomeratene vest for Norddalstjennet bøyes av fra et fall på 30 ° ØNØ, til et fall på over 80 ° mot SSØ inn mot forkastningstraseen. Avsetningene viser liten grad av kataklastisk deformasjon. Fra Norddalstjennet i vest til Middagsholtenforkastningen i øst faller finkornet konglomerat, straufiserte og massive sandsteiner fra 20-26 ° mot Ø, og foldes inn mot forkastningen til et fall på mer enn 80 ° mot SSØ og SSV. Rett veg opp kriterier i form av trauekryssjikt, erosjonsgrenser og oppoverfining, viser at

lagningen lokalt er invertert og faller mot NNØ. Sterogrammet i Fig. 4.4. a., viser at lagningen inn mot Norddalsforkastningen danner en synformet slepefold, som stuper 14° mot ØSØ.



Sedimentene er gjennomslutt av åpne bruddsystemer uten synlig forflytning, se figur. Det er imidlertid en økning i bruddtetthet inn mot Norddalsforkastningen av både mineraliserte og åpne sprekker, (sprekkene fremkommer i Fig. 4.17)

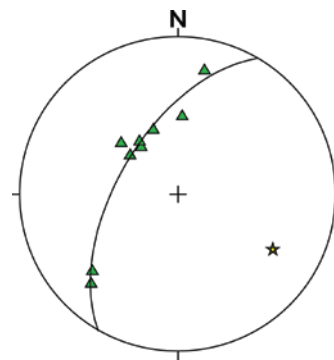
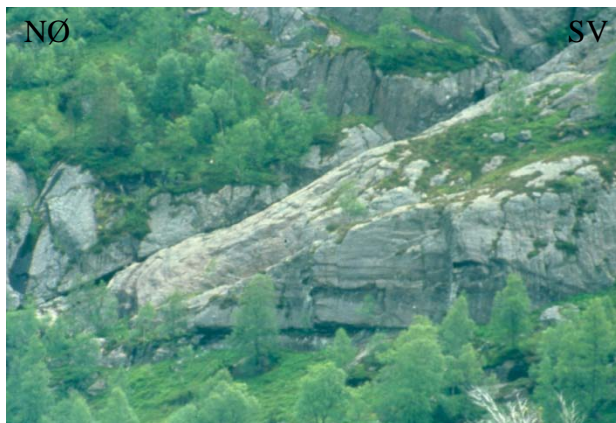
I vestenden av Markavatnet er den primære inkonformiteten mellom SM og devonavsetningene (lokalitet 7, Kap. 2), invertert og faller 70° mot NV, mens de overliggende sedimentene har en høy vinkel til kontakten og faller 76° mot ØSØ. SM er lokalt gjennomslutt av semiduktile- sprø åpne brudd inn mot kontakten. Disse bruddene er ikke fylt med matrix fra de devonske avsetningene. Det ene bruddsettet er subparallelt med foliasjonen i SM, mens det andre bruddsettet danner en vinkel på 30° med foliasjonen. De to bruddsettene danner karakteristiske linser, men det er ingen evidens for en relativ bevegelse langs bruddene i form av avbøyning av foliasjon i SM eller forflytning av markørhorisonter, se figur. En forkastning kutter over kontakten og forskyver denne mot NØ, se kart. Forkastningsplanet er ikke blottlagt. På begge sider av forkastningen er lagningen tilnærmet vertikal til svakt invertert, med fall mot henholdsvis nord og mot sør, se kartet. På sørsiden av Markavatnet, ved Styggedalen (se Vedlegg 1) har lagningen et fall på 70° mot SØ, mens lagningen øst for Markavatnet faller bratt

mot SSV langs nordmarginen til skjæringspunktet med Grunnevatnforkastningen.

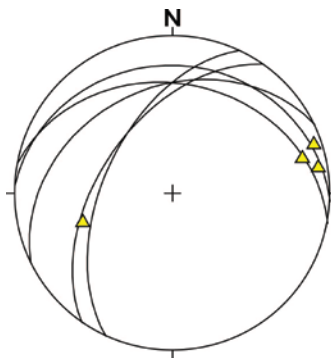
Nordalsforkastningen er ikke blottlagt hverken langs, eller øst for Markavatnet, men lagningen langs marginen øst for Markavatnet viser samme grad av folding og lokal invertering, som de devonske avsetningene i Norddalen.

4.3.2. Middagsholtenforkastningen

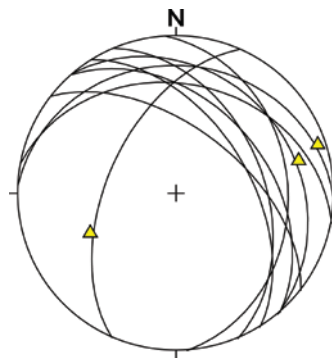
Middagsholtenforkastningen (se Fig.4.0.) er en reversforkastning som kutter gjennom inkonformiteten, skyver SM og den primære avsetningskontakten inn over devonske avsetninger i liggen, og fortsetter med sørøstlig retning gjennom overliggende sedimenter. Inn mot den sentrale delen av det kartlagte området, synes forkastningen å dø ut i de foldede sedimentene SV for Middagsholten, se Vedlegg 1. Folden over Middagsholten kan dermed klassifiseres som en fault propagation fold. Forkastningen splitter mest sannsynlig av fra Nordalsforkastningen, men denne delen av forkastningen er ikke blottlagt. Vekslende silt og sandsteinslag i liggen danner en synformet slepestruktur inn mot forkastningsplanet til Middagsholtenforkastningen. Foldeaksen til slepefolden stuper mot SØ, og retningen på foldeaksen (SØ) tilsier forkorting fra NØ - SV. Lineasjoner på forkastningsplanet stuper mot NØ, som igjen indikerer bevegelse mot SV, se Fig. 4.5. Forskjellen i stupningen av foldeaksen i slepefolden, og stupningsretningen på lineasjonene i forkastningsplanet indikerer en oblik bevegelse i forhold til slepefolden (dragfolden) inn mot forkastningsplanet. Finkornete sand- og siltlag ble mobilisert som décollementsoner (décollementlag) under reversbevegelsen, og fault-propagation folder kan observeres på flere skalaer. Utvikling av fault-propagation folds vest for Middagsholten, se Fig. 4.6., indikerer at Middagsholtenforkastningen splitter opp i mindre forkastninger, som splyer ut fra hovedforkastningen. Småskala deformasjonsstrukturer i form av flammestrukturer, cm-store folder, og slepestrukturer langs små normal- og reversforkastninger i silt- og finkornete sandsteinslag, viser at sedimentene ble mobilisert under forkastningsbevegelsen og foldingen, se Fig. 4.11. Forkastningsplanet til reversforkastningen er ikke blottlagt SV for Middagsholten, men avbøyningen av lagningen indikerer at forkastningen dreier mot SØ samtidig som forskyvningen avtar oppover i stratigrafien. Avbøyning og kontinuitet av lagflater indikerer at forkastningen har sin tuppelinje sør for Middagsholten, se Vedlegg 1. Fra kartet (Vedlegg 1) kan det sees at over tuppunktet foldes sedimentene rundt, og utgjør den østlige delen av et foldepar i den sentrale delen av det studerte området, se Fig. 4.12, og kapittel 4.4.2.



a., poler til lagningen (grønne trekkanter, $n=9$), og pol til beste storsirkel (stjerne) 120/31.



b, bruddplan ($n=5$, plottet som storsirkler), med linjasjoner (gule trekkanter, $n=4$) NØ for Middagsholtenforkastningen



c, forkastningsplan ($n=10$, plottet som storsirkler) med linjasjoner (gule trekkanter, $n=3$)

Fig. 4.5. viser Middagsholtenforkastningen. Dataene i stereogrammene a., b. og c. er plottet i Schmidt-nett, undre halvkule. Slepefolden i ligger fremstilles i stereogram a., og viser poler til lagningen (grønne trekkanter) og pol til beste storsirkel (verdien til denne representerer foldeaksen). Sterogram b. og c. viser linjasjoner (gule trekkanter) på forkastningsplanet, der b., representerer målinger på plan NØ for (og stratigrafisk under) den blottlagte delen av Middagsholtenforkastningen, mens c. viser linjasjoner på planet til den blottlagte delen av Middagsholtenforkastningen. Linjasjonene (gule trekkanter) indikerer skrå bevegelse på plan som faller mot NV, og en stor komponent av sidelengs bevegelse på bruddplan som faller mot NNØ og NØ.

Flere åpne brudd opptrer i hengen til Middagsholteforkastningen, og noen av dem har trend parallelt med forkastningen. Et par titalls meter NØ for Middagsholtenforkastningen er det brudd i devonavsetningene, med forkastningsbergarter, som viser lineasjoner, (se stereogram c i Fig. 4.5.) I SM er det også utviklet brudd NNØ for forkastningen, og bruddplanene har samme trend som bruddplanene i stereogram c. i Fig. 4,5., men inneholder ikke lineasjoner.

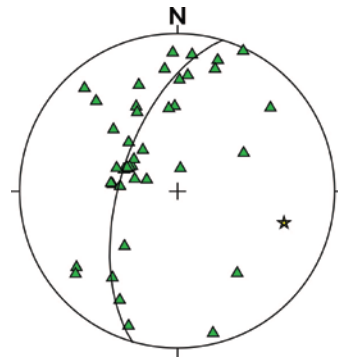
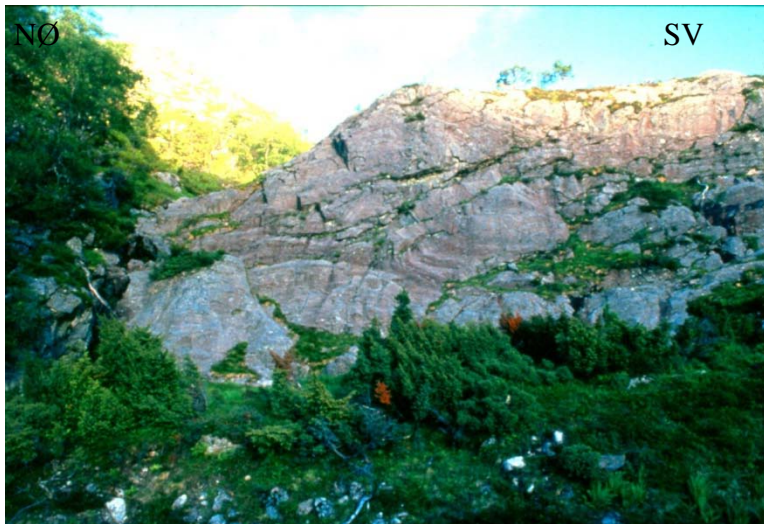


Fig. 4.6. Fault propagation fold i ligger til Middagsholtenforkastningen. Sterogrammet (Schmidt-nett, undre halvkule), viser poler til lagningen (grønne trekantar, $n=43$), og pol til beste storsirkel (stjerne; verdien til denne representerer foldeaksen, i dette tilfellet 105/34).

4.3.3. Norddalstjennforkastningen

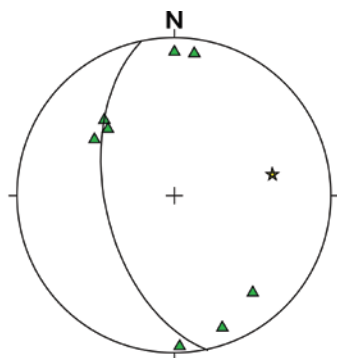
Norrdalsblokka (se Fig.4.0.) er en stor blokk med SM, bestående av metagråvakker og kvartsskifre, som er bevart i de devonske sedimentene, (kapittel 2). I nord og vest er kontaktene tektoniske, avgrenset av henholdsvis Norrdalsforkastningen og Nordalstjennforkastningen, mens det i øst og sørøst er en primær avsetningskontakt mellom Norrdalsblokka og devonske sedimenter. SM i Norrdalsblokka er skjøvet inn over devonavsetningene i ligger langs Norddalstjennforkastningen. Forkastningen kutter gjennom inkonformiteten på toppen av blokka, og fortsetter mot sør inn i devonske konglomerater. Noen meter inn i de devonske avsetningene svinger utgående av forkastningen mot SØ, samtidig som at spranget på forkastningen synes å avta. Basalkonglomeratene draperes av yngre mer finkornede devonske sedimenter, som faller brattere enn de underliggende basalkonglomeratene.

Bergartene i hengen, både i Norrdalsblokka og de overliggende basalkonglomeratene danner en svakt antiformet slepefold inn mot reversforkastningen, med en foldeakse med ØNØ-VSV retning(Fig. 4,7) som indikerer nord-sør forkorting. Lineasjoner på forkastningsplanet har

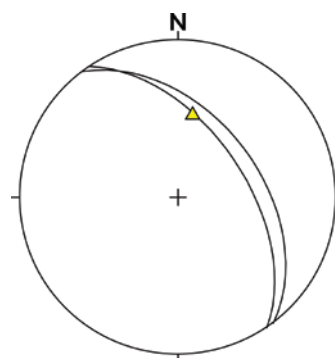
stupning mot N, (se Fig. 4.7.). Sammen med forkastningsbevegelsen i kartplanet indikerer det at reversbevegelsen var mot sør. Da den nedre delen av reversforkastningen tilsynelatende kuttet av Norddalsforkastningen, er det ikke mulig å beregne det endelige spranget på forkastningen, men i og med at kontakten på toppen av Norddalsblokka er forskjøvet 250 meter inn i bassenget i langs Norddalstjennforkastningen, må reversbevegelsen være 250 meter eller mer. Bergartene i Norddalsblokka består av Sunnfjord Melange og utgjøres av metagråvakker (Alsaker 91) og skifre med kvartsbånd, som tilhører Sunnfjord Mélange. De viser en transponert lagning som faller mellom 60 og 70° mot N-NV, foldet i et stupende, asymmetrisk foldemønster. Stedvis er det en veksling mellom massive og breksjerte gråvakkehorisonter. Lokalt er det også en breksjering i skifrene.

Kinkfolder opptrer internt i de finkornete skifrige lagene og kvartsbåndene er også foldet. Langs akseplanet på flere av foldene er det undulerende brudd, som gir en forskyvning på noen titalls cm. Både breksjering og brudd langs akseplanene indikerer semisprø deformasjon. I tillegg er blokka gjennomført av en rekke åpne og mineraliserte sprekker. Øvre del av blokka viser en større grad av knusning, men dette relateres til primære kontaktforhold mot de overliggende sedimentene, beskrevet i kapittel 2. Systematiske målinger viser at fallet på lagningen til de overliggende devonsedimentene øker inn mot Norddalsblokka, mens fallet på lagningen øst og vest for blokka ikke øker på tilsvarende måte. Ut ifra observasjonene kan det diskuteres om Norddalsblokka kun er basement som er forskjøvet opp gjennom reversbevegelsen, eller om Norddalsblokka i utgangspunktet har vært en "landslide", som senere er raktivert gjennom forkastningsbevegelsen. Hvis Norddalsblokka hadde vært en landslide i utgangspunktet skulle en forventet en stor grad av sprø brudd og breksjering, som hadde kuttet gjennom og deformert skifre og gråvakker i like stor grad, samt høy tetthet mellom bruddene. Breksjering og kvartsmineraliserte bånd opptrer i hovedsak internt i lagningen, og vil ikke derfor ikke kunne knyttes til landsliding.

Det er mange likhetsstrekk mellom Norddalstjennforkastningen og Middagsholtenforkastningene. Begge forkastningene har tilnærmet lik orientering, og begge bringer basement innover de devonske avsetningene.



a. pol til lagning (grønne trekanter, $n=8$), og pol til beste storsirkel (stjerne): 81/38



b. lineasjoner (gule trekant, $n=1$) på forkastningsplanet (plottet som storsirkel, $n=2$).

Fig. 4.7. Norddalsstjennforkastningen. Kontakten mellom mellom Norddalsblokka og overliggende devonske sedimenter viser slepning inn mot forkastningsplanet. Stereogrammene viser data plottet på Schmidt-nett, undre halvkule.

Stereogram a. viser poler til lagning langs kontakten inn mot forkastningen, og pol til beste storsirkel, der verdien til denne representerer foldeaksen, i dette tilfellet 81/38.

Stereogram b. viser linjasjoner på forkastningsplanet, og indikerer en skrå reversbevegelse på forkastningen.

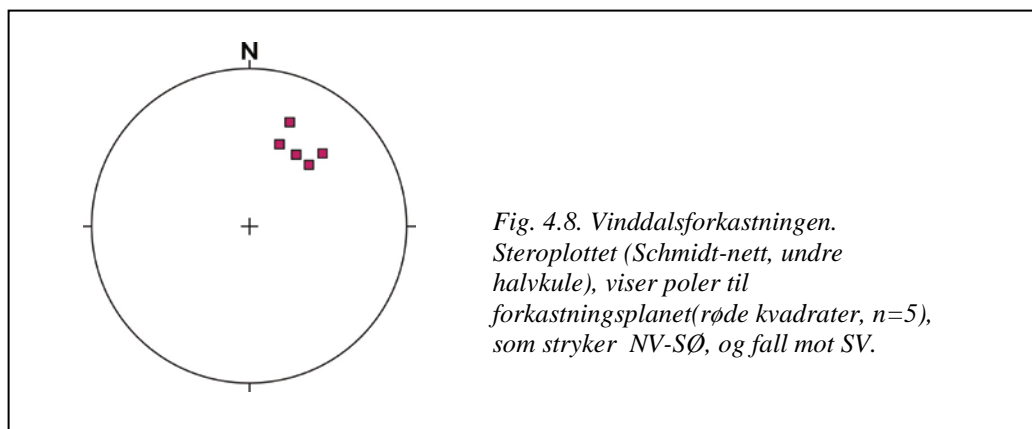
4.3.4. Vinddalsforkastningen

På sørsida av Vinddalen, i liggblokka langs det midtre segmentet til Grunnevatnforkastningen, er det en forkastningsavgrenset linse med devonske sedimenter. Linsen avgrenses av

Vinddalsforkastningen i SV, Storedalsforkastningen i SØ og Grunnevatnforkastningen i NV, se

Fig.4.0.

Vinddalsforkastningen terminerer i NV mot Grunnevatnforkastningen, og i SØ mot Storedalsforkastningen. Over Vinddalsforkastningen er gabbroer i Dalsfjordsuiten skjøvet inn over devonavsetningene i liggen (Devonblokka i Vinddalen), se Fig. 4.8. Forkastningsplanet stryker NV-SØ og har en krum form, der fallet varierer fra 45-60 ° mot SV, og er markert av en ca 2 cm tykk sone med kataklastisk nedknuste bergarter. Sedimentene i den vestre delen av linsen deformeres progressivt gjennom økende kataklastisk deformasjon inn mot Vinddalsforkastningen.



Bergartene i hengen viser tilsvarende progressiv deformasjon inn mot forkastningen.

Bruddene, sammen med lokale soner med kataklastisk knusing gir bergartene et kantete og foliert utseende.

Den progressivt økende kataklastiske deformasjonen inn mot Vinddalsforkastningen utgjør en 10-20 meter mektig sone, som avtar gradvis i mektighet og intensitet mot SØ, langs strøket av forkastningen. Den deformerte sonen domineres av to kryssende bruddsystemer, B1 og B2, der B2 er orientert subparallelt med strøket til Vinddalsforkastningen med retning mot SØ-NV, mens B1 har en Ø-NØ strøketretning.

Flere av bruddene i B2 er små forkastninger, som synes å ha splittet opp fra Vinddalsforkastningen. Forkastningene i B2 kutter over, og forskyver bruddene i B1 10-20 cm med topp mot SØ bevegelse. Bevegelsesretningen langs B2 underbygges av en svak, men konsistent slepning av B1 inn mot B2.

De små forkastningene i B2, synes dermed å representere samme relative bevegelsesretning som Vinddalsforkastningen med en topp mot NØ bevegelse av hengen.

Den kataklastiske deformasjonen er sterkest i det nordvestre hjørnet av devonlinsen, der Vinddalsforkastningen splitter opp fra Grunnevatnforkastningen. Devonavsetningene er i dette området gjennomført av en rekke kvartsfyltebrudd som i hovedsak er små forkastninger med et sprang på inntil 40 cm, og lateral utstrekning på inntil 10 meter i kartplanet. Forkastningene har fall på 70° - 90° mot SV og SSØ, og stryker subparallelt med henholdsvis Grunnevatn- og Vinddalsforkastningen.

Bevegelsesretning og sprang langs flere av forkastningene som stryker mot SSØ kan dokumenteres ved at de kutter gjennom konglomeratklaster, og forskyver dem høyrelengs i forhold til hverandre med en konsistent dekstral bevegelse. Stedvis følger forkastningene matriks og bøyer rundt klaster, slik at forkastningen får en undulerende orientering i kartplanet. Forkastningene dør ut i form av et tupp-punkt eller forgrener seg i flere mindre splittforkastninger. Målinger av lengden langs bruddplanet til de kuttete klastene viser at de stemmer overens, og derfor i svært liten grad kan være skjøvet ut eller inn i forhold til forkastningsplanet. Forkastningene synes dermed å representere nokså ren sidelengsbevegelse.

I den sørvestre delen av Markavatnet (lokalitet 7 på Fig.2.1.1., Kap.2.) kutter en forkastning inkonformiteten og forskyver denne mot NØ. Forkastningsplanet er ikke blottlagt, men forkastningstrasen har trend NØ-SV, og kan følges ca 200 m inn i de devonske avsetningene. Langs den nordøstre delen av forkastningen er det en brå endring i sedimentære facies, mens avsetningene synes å være ekvivalente mot SV, hvor de faller 80° mot SSØ. På sørsiden av Markavatnet (Styggedalen) er det en endring i strøk og fall på lagningen. Sedimentære facies er imidlertid lateralt utholdene, og endres ikke over forkastningstrasen. Nordøst for forkastningen stryker lagningen SV-NØ og faller 70° mot SØ, mens sørvest for forkastningen stryker lagningen VNV-ØSØ, og faller 26° mot SSV.

4.4. Folder

De devonske avsetningene som avgrenses av Nordalslineamentet i N og Grunnevatnforkastningen i SØ- SV er asymmetrisk fordelt og foldet, se Vedlegg 1, og Fig. 4.12. Sedimentene er foldet i en asymmetrisk synklinal, som stuper mot SØ. I mellom Grunnevatnforkastningen og Middagsholtenforkastningen er sedimentene i tillegg foldet rundt en

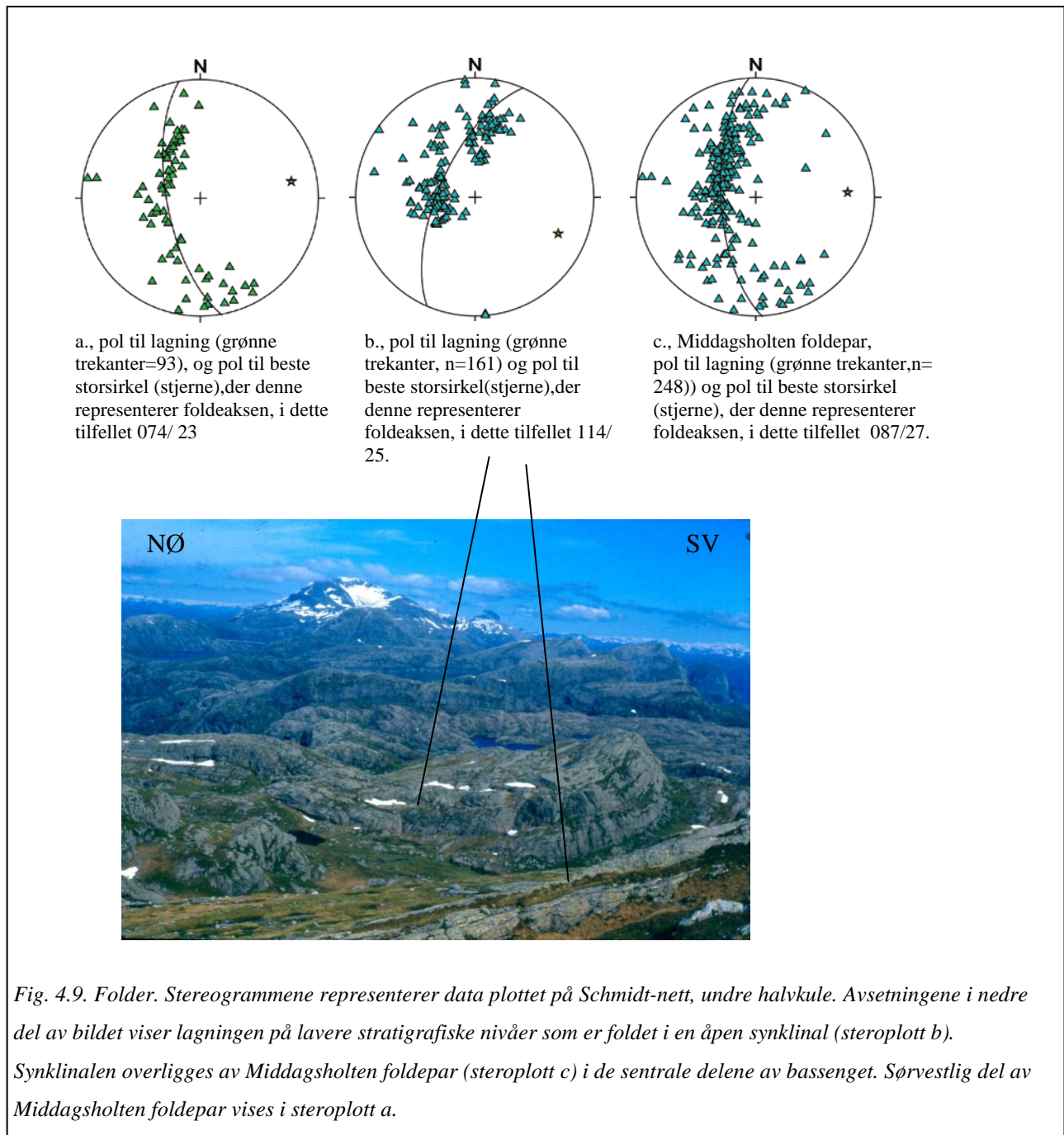
akse med ØNØ-VSV orientering. Mindre folder er monoklinale folder, slepefolder og folder dannet under vekst (progradasjon) av forkastninger ("fault propagation folds"), (se fig. 4.10 og 4.11.) For å få en best mulig oversikt over foldemønsteret i det studerte området har jeg målt lagningen på de ulike stratigrafiske nivåene som inngår i hver fold, og plottet i stereonett. Måling av lagningen i hele det studerte området er også plottet i stereogram, for på denne måten få frem den gjennomsnittlige foldeaksen. Dette oppsummeres i Fig. 4.12., som viser poler til lagningen og pol til beste storsirkel (verdien til denne representerer foldeaksen) i det studerte området.

4.4.1. Hovedsynklinal i det studerte området :

På lavere stratigrafiske nivåer faller lagningen mot NØ i den sørvestre delen, og viser ingen brå endring i strøk og fall inn mot Grunnevatnforkastningen. Mot Nordalslineamentet blir lagningen imidlertid invertert eller svært bratt, med fall mot hengholdsvis SØ og SV, se kart. I den nordøstre delen av området faller lagningen i hovedsak mot SV. Plotting av lagningen, basert på systematisk måling av strøk og fall, viser at devonavsetningene på de lavere stratigrafiske nivåene er foldet i en åpen synklinal som omfatter hele det studerte området. Synklinalen stuper mot SØ, som indikerer at området har vært utsatt for NØ -SV forkorting, se fig. 4.9 og fig. 4.12.

4.4.2. Fault -propagation folder:

På høyere stratigrafiske nivåer, i sandige avsetninger med lokale, lateralt utholdende silthorisonter i de sentrale delene av bassenget er det utviklet et foldepar (Middagsholten foldepar), se Fig. 4.12., og Plott c., Fig.4.9. Den foldete lagpakka kan følges fra hengen til Middagsholtenforkastningen og mot sørvest, hvor lagningen bøyes av og foldes inn mot Grunnevatnforkastningen. Foldeparet har en foldeakse som stuper mot Ø-NØ, med Ø-V orientering, se plott c., i Fig. 4.9. Retning og stupning på foldeaksen indikerer at foldeparet er utviklet som fault-propagation folds i forbindelse med reversbevegelsen langs Middagsholtenforkastningen. Retningen på foldeaksen tilsier N-S forkorting. Finkornete sandsteinshorisonter og siltlag i foldeombøyningen (sørvestlig del av Middagsholten foldepar) inn mot Grunnevatnforkastningen inneholder interne deformasjonsstrukturer i form av små folder, som kuttes av normal og reversforkastninger på cm-skala.



På samme måte som langs Middagsholteforkastningen inneholder finkornete sand- og siltlag i foldeombøyningen inn mot Grunnevatnforkastningen interne deformasjonsstrukturer. Deformasjonsstrukturene utgjøres av småskala folder, og små forkastninger som indikerer at sedimentene ble mobilisert under foldingen.

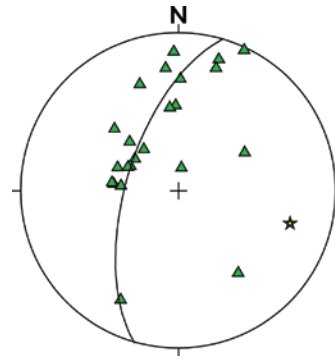


Fig. 4.10. Antiklinal i liggen til Middagsholtenforkastningen. Steroplottet (Schmidt-nett, undre halvkule), viser poler til lagningen (grønne trekanter, $n=24$), og pol(stjerne) til beste storsirkel, der verdien til denne representerer foldeaksen, i dette tilfellet 106/27.

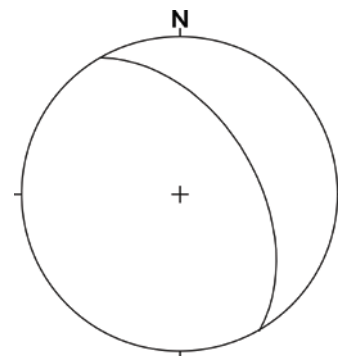
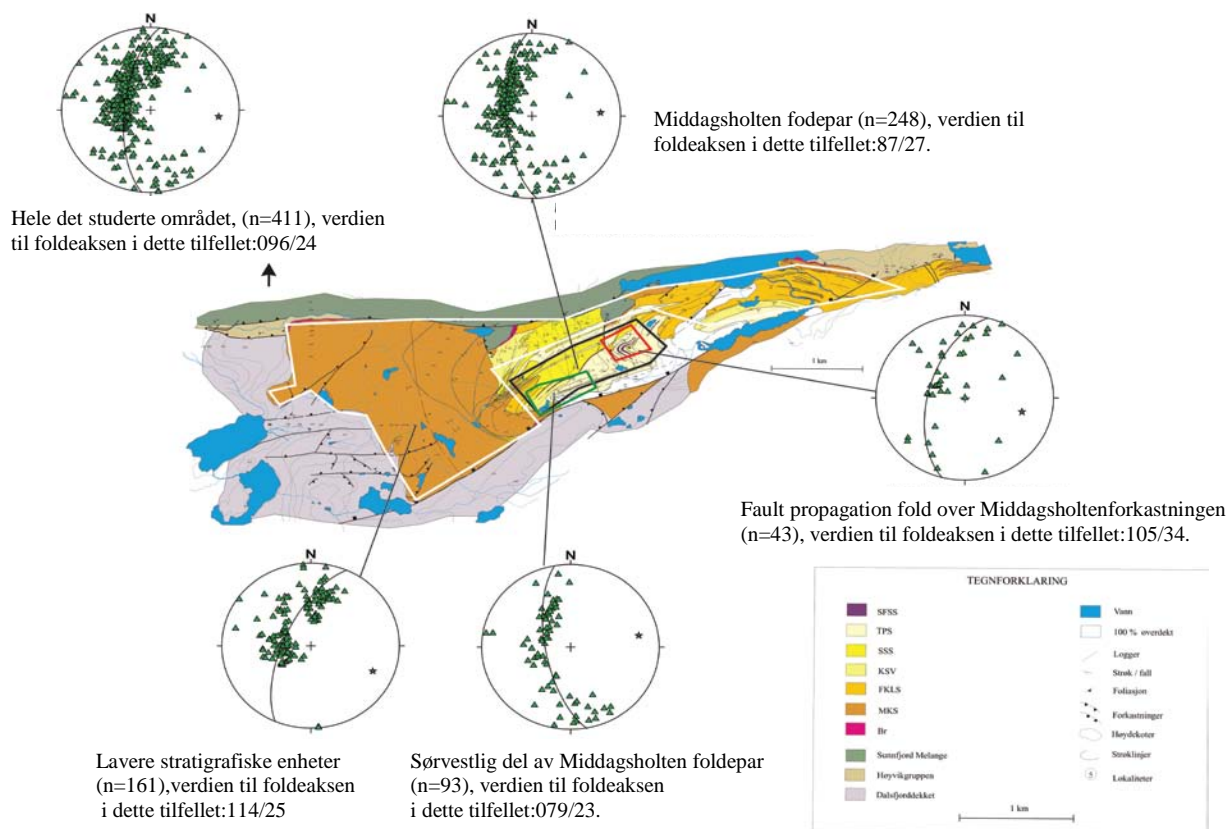


Fig. 4.11. Deformasjonsstrukturer i mobilsert siltlag i liggblokka til Middagsholtenforkastningen. Storsirkelen i steroplottet (Schmidt-nett, undre halvkule) representerer planet til reversforkastningen på bildet. Storsirkelen viser at forkastningen stryker NV-SØ og faller mot NØ.

Fig. 4.12. Folder på ulike stratigrafiske nivåer i det studerte området. Stereoplottene (Schmidt-nett, undre halvkuke), viser poler (grønne trekkanter) til lagningen og pol(stjerne) til beste storsirkel, der verdien til denne representerer foldeaksen. Polygonene viser hvor målingene er foretatt.



4.5. Brudd med liten grad av forskyvning og sprekker

4.5.1. Brudd med liten grad av forskyvning.

Det studerte området er kuttet av et utall sprekker og brudd. Enkelte brudd viser forskyvning, og opptrer nær større forkastninger.

Mindre brudd med observert forskyvning opptrer også et stykke vekk fra de større forkastningene, eksempelvis i området Ø for Grunnevatnet og Markavatnet, hvor finkornete sedimenter kuttes og forskyves relativt i forhold til hverandre med 1-20 cm. Forskyvningen ser

ut til å skyldes reversbevegelse eller sidelengsbevegelse. Det er minimalt med slepning inn mot forkastningene. På grunn av overdekning er det ikke mulig å se om forkastningene er drapert av



Fig. 4.13. Siltlag med småskala reversforkastninger lokalt i konglomeratavsetninger nær Norddalsforkastningen, sørsiden av Markavatnet. Forkastningene kan ikke følges i konglomeratlagene. Rett veg opp er oppover på bildet, og er mot SSV.

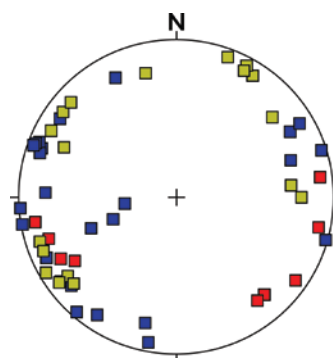
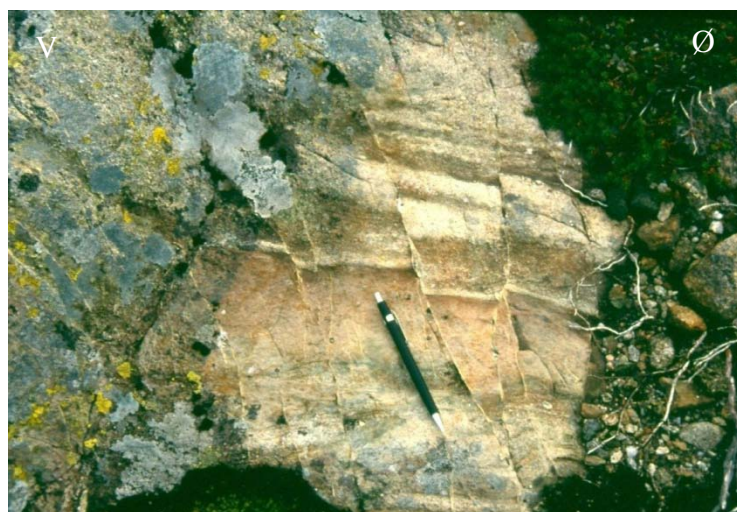


Fig. 4.14. Kvartsfylte forkastninger i foldeombøyningen nord for Grunnevatnforkastningen. Rett veg opp i lagpakke er oppover på bildet, (mot N). Stereogrammet (dataene er plottet i Schmidt-nett, nedre halvkule), fremstiller poler til bruddplan med mindre forskyvning:
Blå kvadrater (n=20) representerer bruddplan N for Grunnevatnforkastningen (se bildet), røde kvadrater (n=10) representerer bruddplan Ø for Grunnevatnet og gulgrønne kvadrater (n=27) representerer bruddplan i devonblokk i Vinddalen (S for Grunnevatnforkastningen).

overliggende lag og er synsedimentære. Polene til forkastningsplanene er plottet i Fig. 4.14 som røde firkanter. I foldeombøyningen nord for Grunnevatnforkastningen er det blottlagt små forkastninger som kutter og forskyvner lagningen. Forkastningene er i hovedsak bratte, har minimalt med sleping, og viser konjugerte bruddsett (bildet, Fig.4.14.) Innfylling av kvarts langs forkastningsplanene indikerer postsedimentær utvikling. Retningen på forkastningsplanene (blå kvadrater) vises i stereogrammet i Fig. 4.14.

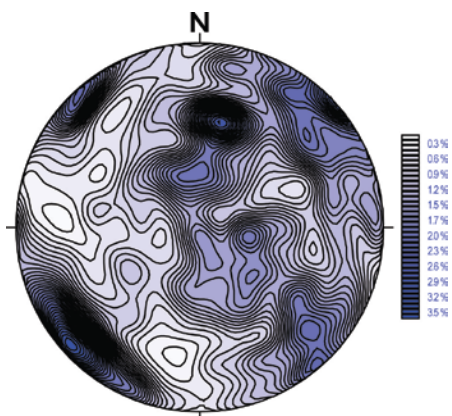
Devonblokkene ligger langs det midtre segmentet av Grunnevatnforkastningen er stedvis gjennomgått av små kvartsmineraliserte forkastninger, som viser dekstral forskyvning (Kap. 4.3.4.), og vises i stereogrammet i Fig. 4.14., som gulgrønne kvadrater.

4.5.2. Brudd uten observert forskyvning.

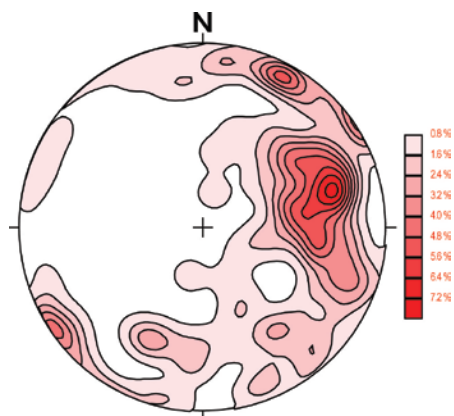
Langs en overveiende mengde av bruddene i det studerte området er det ikke observert forskyvning. Måling av sprekker er tenkt som å vise hvordan populasjoner av sprekker er fordelt i det studerte området. Målingene er foretatt der det er flest sprekker, og bløtningsgraden og tilgjengeligheten er best. Bruddfrekvenser er ikke målt i dette arbeidet. De målte sprekkeene er delt inn i åpne, kvartsfylte og mineraliserte. Fyllet i de mineraliserte sprekkeene inneholder epidot, og har en karakteristisk gulgrønn farge. Alle brudd er plottet i stereonett (Schmidt-nett). Det er et langt høyere antall åpne sprekker som er målt, og som ligger til grunn for stereoplottene i det følgende enn antall mineraliserte brudd. Majoriteten av bruddene tolkes som tensjonssprekker, og for de mineraliserte bruddene er dette tydelig, da de må ha dannet en sprekke hvor mineraler kan avsettes. Jeg har ikke greid å observere noen systematisk aldersrelasjon mellom åpne og mineraliserte brudd.

4.5.2.1. Stereoplott som viser fordeling av brudd målt over hele det studerte området

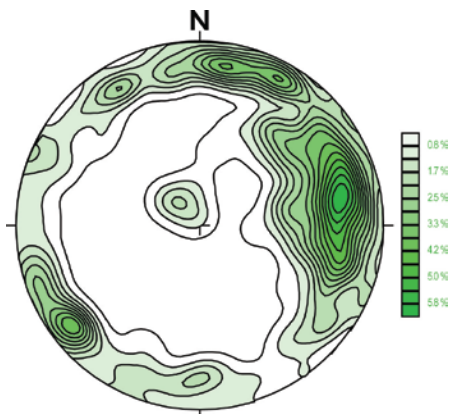
Stereogrammene i Fig. 4.15. fremstiller fordelingen av polene til samtlige målte åpne brudd i devonsedimentene i det studerte området. Det fremkommer av figuren at åpne brudd i devonavsetningene domineres av to bratte bruddsett, der det mest dominerende settet er tilnærmet vertikalt med fall henholdsvis mot SV og NØ, mens det andre settet faller like bratt mot henholdsvis SØ og NV. Et tredje velutviklet bruddsett har plan som faller svært lavvinklet mot S. Kvarts- og epidotmineraliserte brudd domineres av to bruddsett.



a, viser prosentvis fordeling som blå konturer av alle åpne brudd (n=1030) målt i de devonske avsetningene i det studerte området



b, viser prosentvis fordeling som røde konturer av alle kvartsmineraliserte brudd (n=125) målt i de devonske avsetningene i det studerte området.

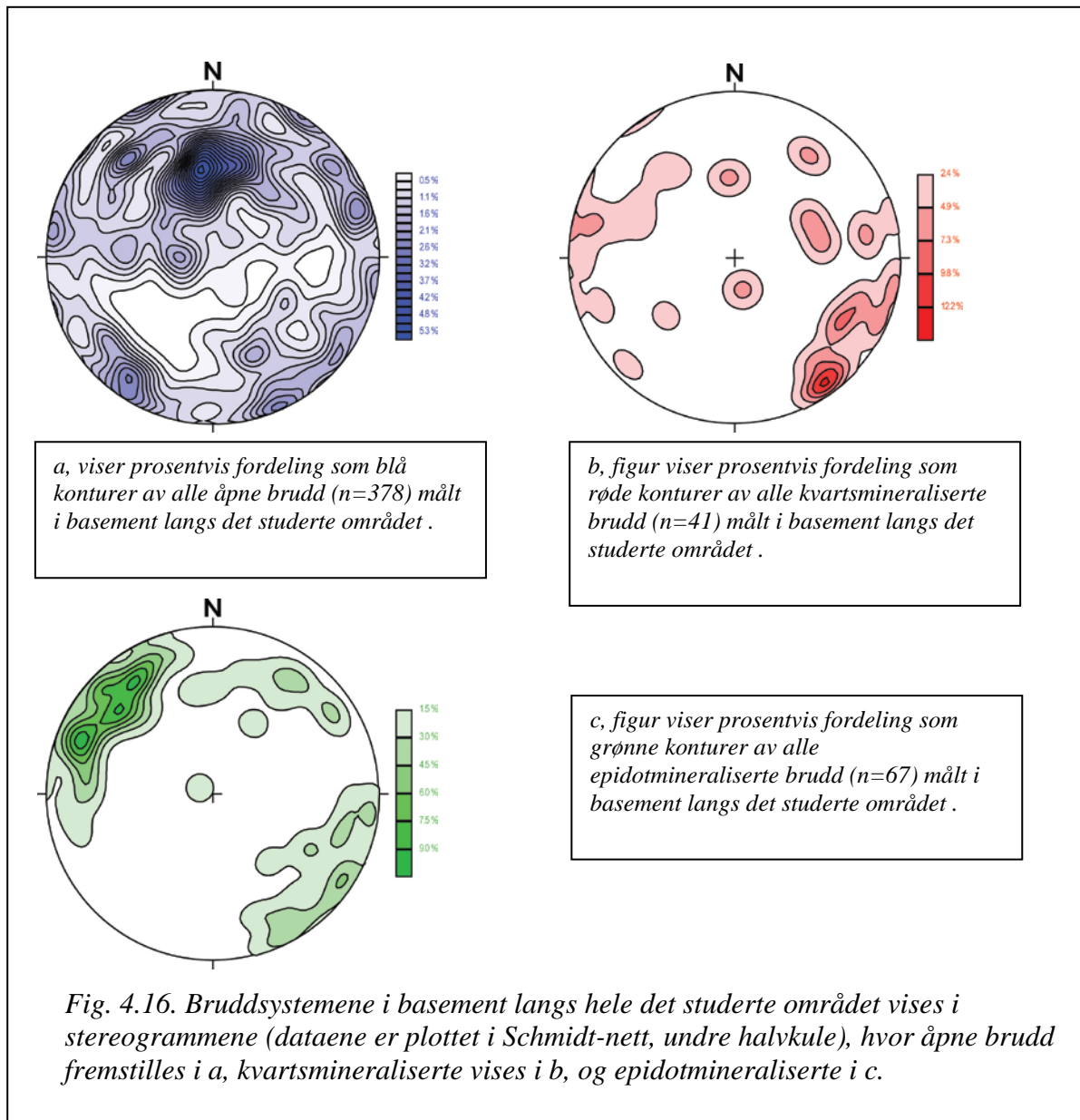


c, viser prosentvis fordeling som grønne konturer av alle epidotmineraliserte brudd (n=240) målt i de devonske avsetningene i det studerte området .

Fig. 4.15. Stereogram (dataene er plottet i Schmidt-nett, undre halvkule), a- c, fremstiller fordelingen av polene til samtlige målte brudd i devonsedimentene i det studerte området. a. representerer åpne sprekker, b. viser kvartsmineraliserte og c. epidotmineraliserte sprekker.

Det ene bruddsettet stryker NV-SØ, og faller bortimot vertikalt mot NØ og SV, mens det andre settet stryker NNV-SSØ faller moderat mot VSV. Bruddsystemene i basement langs hele det studerte området vises i Fig. 4.16. Figuren viser at åpne brudd domineres av et bruddsett som

stryker VSV-ØNØ og faller 35-45° mot SSØ. I tillegg er det utviklet to bratte bruddsystemer som stryker SØ-NV, med fall mot NØ og mot SV. Kvartsmineraliserte brudd i basement i fig. 4.16.b, faller i hovedsak bratt mot NV, mens et annet sett faller mindre bratt mot øst og sørøst. Sterogrammet i fig.4.16.c, viser at epidotmineraliserte sprekker domineres av to bruddsett, der bruddene i det mest velutviklede settet faller bratt mot SØ, mens det andre settet faller noe mindre bratt mot NV. Et tredje bruddsett viser fall mot SSV.



Sett under ett viser stereogrammene i Fig 4.15. og Fig 4.16. at åpne sprekkene både i basement og devonske avsetninger utgjøres av to bratte bruddsett, som i hovedsak stryker NV-SØ, NØ-SV,

og et sett med lavvinklede bruddplan, som i stor grad faller mot SSV. Mineraliserte brudd i basement og i devonske viser noe ulik fordeling, ved at sprekke i basement domineres av et bratt sett som stryker NØ-SV, mens i de devonske sedimentene domineres av et sett bratte bruddplan med strøk NV-SØ, og et sett bruddplan med moderat fall som stryker NNV-SSØ.

Fig. 4.17. viser hvor bruddmålinger er samlet inn i det studerte området, og plottene fremstiller orienteringen av åpne og kvartsmineraliserte sprekker. Det fremkommer av plottene at de målte åpne sprekke utgjøres av et høyt antall lavvinklede og bratte bruddplan. I det følgende refereres det til stereogrammene (plottene) i Fig. 4.17. For forholdet mellom åpne sprekke og mineraliserte sprekke i hvert plott, og fordeling av konturer i plottene vises det til i Vedlegg 3.

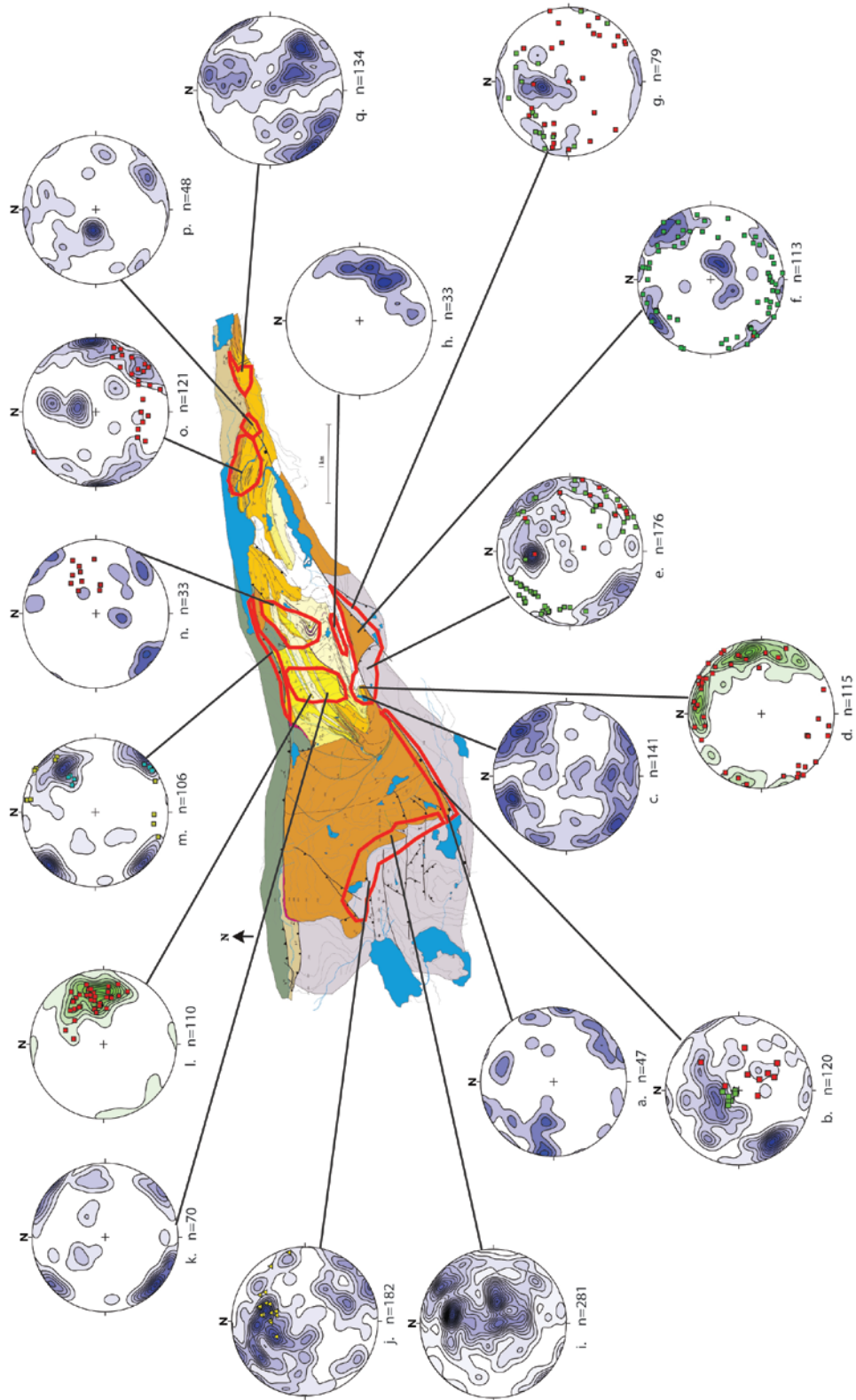
Lavvinklede åpne sprekke er sterkt dominerende i basement (plott e, g, j) og i devonavsetningene i den vestlige delen av området (plott b, i), og i den sørøstlige delen (plott o, p, q), samt i devonblokka i Vinddalen (f). Strøket varierer i nokså stor grad, og stryker NØ-SV (plott b, i, j, q, f) og Ø-V (plott g, e, n, i, o, n).

Det fremkommer av plottene at bratte bruddplan dominerer, eller utgjør en høy andel av de målte sprekke. I devonblokka i Vinddalen (plott f), og på høyere stratigrafiske nivåer der lagningen er mest foldet, viser plottene dominans av bruddsett som stryker NV-SØ og SV-NØ (plott c, k, m.). Ut fra Fig. 4.17 er begge bruddsettene jevnt fordelt i plott c og m, mens bruddplanene som stryker NV-SØ er best utviklet i plott k og n. Plottene som representerer høye stratigrafiske nivåer viser svært få lavvinklede brudd, bortsett fra plott c, som også fremstiller bruddplan med lavt fall. Flere av plottene både i basement og i devonavsetningene domineres av et sett bratte bruddplan, som stryker NV-SØ (plott a, b, i, n, q) eller NØ-SV (plott j, n, p, l, e). To plott skiller seg fra de andre ved at de fremstiller bratte bruddsett som stryker tilnærmet Ø-V (plott g), og tilnærmet N-S (plott o). Sprekke med moderat fall og strøk utgjør en klar andel av de målte bruddene, og stryker mot NV-SØ (plott p, j, h, q).

Kvartsmineraliserte og epidotmineraliserte sprekke utgjør en lang mindre andel av de målte sprekke. Stereogrammene viser at kvartsmineraliserte sprekke med bratte bruddplan i likhet med åpne brudd, stryker NV-SØ (plott d, e) og NØ-SV (plott e, g). Bruddplan med moderat fall viser også orientering mot NV-SØ (plott l, n) og mot SV-NØ (g, l, b, l).

Plottene viser at epidotmineraliserte sprekke for en stor del stryker NV-SØ (plott q, l, e, f), eller NV-SØ (plott f, l) og at bruddplanene er bratte eller moderate.

Fig. 4.17. Fordeling av sprekker i det studerte området, totalt 1408 målinger. Dataene er framstilt i arealro nett (Schmid-nett), nedre halvkuleprosjeksjon. Konturer representerer prosentvis fordeling av sprekker. Blått representerer åpne sprekker (n= 307), grønt representerer epidotmineraliserte sprekker (n= 166) , turkise og gulgrønne kvadrater viser også åpne sprekker, (se appendiks). Røde polygoner viser i hvilket område målingene er samlet inn. Prosentvis fordeling av konturer og antall åpne og mineraliserte sprekker i de forskjellige stereoplottene er vist i appendiks.



Plott d skiller seg fra de andre ved at det viser ett sett bratte bruddplan som stryker NNV-SSØ. Kort oppsummert, så viser de fleste plottene et stort antall lavvinklede bruddplan, bortsett fra i sandsteinslitologier på høyere stratigrafiske nivåer. Bratte bruddsett som i hovedsak stryker NV-SØ og NØ-SV, fremstilles i plott fra hele det studerte området, men er mest dominerende på høyere stratigrafiske nivåer, der lagningen også er mest foldet. Plottene viser også at flere bruddplan har moderat fall, og at mineraliserte sprekker gjerne kommer inn under denne gruppen. To av plottene skiller seg fra de andre ved at de viser henholdsvis N-S og Ø-V orientering. Relasjonene mellom folding og utvikling av sprekker, diskuteres nærmere i kapittel 5.

Kapittel 5. Diskusjon

5.1. Innledning

5.2. Sedimentologi.

5.2.1. Avsetningssystemer

5.3. Tektonikk og sedimentasjon

5.3.1.. Strukturgeologi og tektonikk

5.3.2. Evidenser for synsedimentær vekst av Grunnevatnforkastningen

5.3.3.. Reversforkastninger og folder.

5.3.4. Postsedimentære strukturer

5.4. Oppsummering og konklusjon

5.1. Innledning

I dette kapittelet blir de sedimentologiske og strukturgeologiske observasjonene beskrevet i de tidligere kapitlene oppsummert og knyttet sammen, for å kunne diskutere den tektonosedimentære utviklingen av den nordvestre delen av Kvamshestenbassenget. Etter en tolkning av avsetningsmønsteret, blir variasjoner i mektighet og litofacies diskutert opp mot de kartlagte strukturene. Det vil bli spesielt fokusert på den asymmetriske fordelingen av sedimentære enheter i det studerte området.

5.2. Sedimentologi.

Kart (Vedlegg 1) og logger (Fig. 3.30) dokumenterer endring i mektighet i litofaciesassosiasjonene, og hvordan de fingerer inn i hverandre. De sedimentære enhetene i den nordvestre delen av Kvamshestenbassenget viser en sterkt asymmetrisk fordeling. I SV består devonavsetningene over kontakten av over 1 km med konglomerater, mens konglomeratene i NØ

bare har en mektighet på noen titalls meter. De devonske sedimentene lapper progressivt med en lav vinkel på inkonformiteten fra SV mot NØ, (Vedlegg 1). Kartet (Vedlegg 1) viser også en asymmetrisk fordeling, der både konglomerat og sandsteinsdominerte enheter tyndes fra N mot S i den sørvestlige delen av området. Asymmetrien reflekteres i mer detalj også av mektighetsvariasjoner, dokumentert i denne oppgaven. Asymmetrien indikerer at sedimentasjonsrommet (og innsynkningen av bassenggulvet) var størst i den nordvestre delen av det studerte området, og større langs nordmarginen enn langs den sørlige grensen av det studerte området. Disse forholdene blir diskutert nærmere senere i kapitlet.

5.2.1. Avsetningssystemer

De stratigrafiske intervallene i den nordvestre delen av Kvamshestenbassenget indikerer at to avsetningssystemer kontrollerte sedimentasjonen i denne delen av bassenget. Alluviale vifteavsetninger representerer det ene, meget dominerende avsetningssystemet. Disse interkalerer med finkornete flomsletteavsetninger som representerer det andre.

Alluviale vifter

Oppbyggingen av en alluvial vifte er en funksjon av et samspill mellom dreneringsbasseng (catchment) og innsynkning av gulvet i avsetningsbassenget (Leeder & Jackson 1993, Gawthorpe & Leeder 2000). Sedimentmengde, klaststørrelse, rundingsgrad og transportmekanisme avhenger av størrelsen på dreneringsbassenget, som igjen er en funksjon av topografi, relieff, helningsgradient, klima, og bergartssammensetning (Leeder & Gawthorpe 1987, Leeder & Jackson 1993, Blair & McPherson 1994 a., Gawthorpe & Leeder 2000).

De konglomeratiske alluviale vifteavsetningene har en vertikal mektighet på over 1 km i det studerte området. De mest grovklastiske delene av bassengfyllet består av massive, svakt lagdelte, klaststøttede konglomerater uten sedimentære strukturer (MKS). Det er ikke observert evidens for kanalisert strømning i de massive konglomeratene. Klaststøttede konglomerater kan være avsatt i elvekanaler (Steel et al. 1985), men kan også være avsatt fra klastrike ikke-kohesive massestrømmer (debrisstrømmer), (Miall 1996, Blair & McPherson 1994 a., Blair & McPherson 1994 b.). Manglende observasjoner av erosive kanalgrenser kombinert med den flakformete fordelingen av konglomeratene, kan indikere avsetning fra katastrofiske strømmer i form av

massestrømning (Reading 1996, Nemeč & Steel 1984). Finkornet konglomerat i veksling med lagdelte sandsteiner (FKLS) er i dette arbeidet tolket som avsetninger fra fluviale strømmer, muligens også ikke-kohesive debrissstrømmer (Blair & McPherson 1994 a,b.) i veksling med ikke kanalisert strømning i form av flakstrømmer (Blair 1987 a, b, Steel 1985). FKLS antas å representere avsetninger på øvre del av midtviften. Konglomerater og sandstein i tett veksling (KSV) og strukturfattig småbollet sandstein (SSS) ble beskrevet i kap. 3.2.2.4. og 3.2.2.5, og tolkes som avsetninger fra mer finkornete flakstrømmer avsatt på henholdsvis midtviften og nedre del av midtviften til distal del av denne (Blair & McPherson 1994 a., Blair & McPherson 1994 b.) Fordelingen av litofaciesassosiasjoner indikerer at sedimenter avsatt både fra klastrike, ikke-kohesive debrissstrømmer og flakstrømmer var viktige i oppbyggingen av de alluviale vifteavsetningene i den nordvestre delen av Kvamshestenbassenget.

Trau og planært kryssjiktete sandteinsflak (TPS) er tolket som avsetninger fra forgrenede elver. Måling av paleostrømretninger kan indikere i hvilken grad TPS representerer elevsystemer på den distale delen av den alluviale viften, med omarbeiding av tidligere avsatte sedimenter, eller om de representerer et annet avsetningssystem (elveslette). Paleostrømmåliner i sandsteiner (TPS) indikerer for øvrig transport fra NV mot SØ (Fig. 3.24).

Det er imidlertid få paleostrømindikatorer blottlagt i det studerte området (se Fig. 3.24). I stratigrafiske intervaller hvor TPS veksler med KSV og SSS, (Logg 2, 5, deler av Logg 3), kan det tenkes at TPS representerer den mest distale delen av de alluviale vifteavsetningene.

Klastmaterialet utgjøres i hovedsak av bergarter fra Dalsfjordekket, som opptrer både i liggblokka til Grunnevatnforkastningen og i basement under inkonformiteten i NV (se Vedlegg 4.). En liten andel av klastmaterialet utgjøres av bergarter fra Høyvikgruppen, som er blottlagt inn mot kontakten både i NØ og NV, mens bergarter fra Sunnfjord Melange kun er observert rett over den primære avsetningskontakten der denne er bevart. Dominans av bergarter fra Dalsfjordsuiten i sedimentene viser at det dominerende kildeområdet var i Dalsfjordsuiten. Klaster fra Sunnfjord Melange og Høyvikgruppen synes å være lokalt derivert. Rundete-subrundete klaster er karakteristiske for fluvial transport. En forklaring på rundingsgraden av klaster fra Dalsfjordsuiten, er fluvial transport av klastmaterialet gjennom deler av dreneringsbassenget, slik at klastene allerede var rundet før de ble avsatt på de alluviale viftene.

Kort oppsummert tolkes de primære komponentene i de alluviale vifteavsetningene som avsetninger fra ikke-koehesive debrisstrømmer eller fluviale avsetninger, og fra flakstrømmer. Sekundære komponenter tolkes som omarbeidete avsetninger fra forgrenete elvesystemer, i form av grunne distribusjonskanaler.

Flomslette(Floodplain) og forgrenet elveslette (Braidplain)

De alluviale vifteavsetningene er interkalert med røde siltsteiner og svært finkornete sandsteiner (SFSS) på høyere stratigrafiske nivåer i det studerte området. SFSS er representert i størst grad i Logg 4 (se Vedlegg 2) men opptrer også i Logg 3 og 5, og i svært underordnet grad i logg 2. SFSS er tolket som flomsletteavsetninger, og veksler gjentatte ganger med TPS, (først og fremst i logg 4, men også i Logg 3 og 5), og med SSS (logg 3, 4 og 5). Veksling mellom SSS og SFSS kan indikere interkalering mellom de mest distale delene av den alluviale viften og finkornete flomslettesedimenter. På de stratigrafiske nivåene der SFSS veksler med TPS, kan det være like sannsynlig at avsetningene i TPS representerer forgrenete kanaler på en elveslette, som at avsetningene tilhører de mest distale deler av viften.

Observasjoner og loggede sekvenser viser en brå og gjentatt veksling mellom SFSS og TPS (Logg 4 og deler av Logg 3). Dette indikerer at det var en brå og rask overgang fra elveslette til flomslette, og at reetablering av nye kanaler på flomsletten skjedde også raskt. Veksling mellom SFSS og TPS representerer også en gjentatt endring i energiregime, der SFSS representerer et lavenergisystem på flomsletta, mens TPS representerer et høyere energi system på elvesletta (Osmundsen et al. 2000). SFSS i det studerte området har størst vertikal mektighet, og veksler mest hyppig med TPS i Logg 4.

Osmundsen et al. 2000, argumenterte for en komponent av transport fra øst mot vest i Kvamshestenbassenget, basert på geometrien til hele viftekomplekset. I det studerte området viser fordelingen av litofacies at de massive konglomeratene (MKS) på lavere stratigrafiske nivåer avtar i mektighet fra nordvest mot sørøst i det studerte området (se Logg 2, og Vedlegg 1.) Stor mektighet langs kontakten i N, indikerer at sedimentasjonsrommet var større her enn på tilsvarende stratigrafisk nivå langs Grunnevatnforkastningen, (Vedlegg 1 og Logg 2.). Sammenstilling av Logg 2 og Logg 3 (se logger og vedlegg 1) viser at det mest grovklastiske materialet i Logg 2 kiler fra nord mot sør. (Sammenstillingen av Logg 2 og 3 viser også en

økning i stratigrafien mellom Norddalstjennforkastningen og Middagsholtenforkastningen, og blir diskutert lenger ut i kapitlet).

A/S forholdet (Sedimentasjonsrom / Sedimenttilførsel) påvirker fluvial stil og arkitektur i sedimentasjonsbassenger (Folkestad & Steel 2001, se og kapittel 3.2.2.7.). Med arkitektur menes geometrien til de forskjellige elementene (kanalinnfyll, kanalbanker, leveer og flomslettedesedimenter) og betegner form, dimensjon og romlig opptreden i det fluviale systemet (Emery & Myers 1996). Endring i A/S forholdet kan være reflektert av en gjensidig innfingring (interkalering) mellom de ulike avsetningssystemene, og av kornstørrelsesvariasjoner som for eksempel oppovergroving eller oppoverfining. I devonbassengene på Vestlandet har dette blitt brukt som et verktøy for å forstå den sedimentære utviklingen i bassengene. Osmundsen et al. (2000) brukte stablingsmønster for alluviale vifteavsetninger og mektighetsvariasjoner i siltavsetninger til å lage en avsetningsmodell for de østlige delene av Kvamshestenbassenget, og Anderson & Cross (2002) brukte lignende prinsipper i sin avsetningsmodell for deler av Horenelenbassenget. Det studerte området domineres av grovklastiske litofacies, og inneholder så lite røde finkornete siltavsetninger (SFSS) at en tilsvarende modell er vanskeligere å utvikle her. De røde siltavsetningene er imidlertid viktige markører, og er med på å dokumentere vertikale mektighetsvariasjoner, og sammen med fordelingen av litofaciesassosiasjoner inn mot de kartlagte tektoniske strukturene, kan de brukes som et verktøy for å dokumentere den tektoniske utviklingen av det studerte området. Mektighetsvariasjoner i røde finkornete sedimenter er brukt i noen grad i dette arbeidet, blant annet som evidens for synsedimentær utvikling av fault-propagation folds (i kapittel 5.3.3.).

5.3. Tektonikk og sedimentasjon

5.3.1. Strukturgeologi og tektonikk

Viktige strukturer i det studerte området utgjøres av normalforkastninger, reversforkastninger, sidelengsforkastninger, folder, og sprekker. Grunnevatnforkastningen og Norddalsforkastningen, som stryker henholdsvis SV-NØ og VSV-ØNØ, er de mest dominerende tektoniske strukturene, og avgrenser det studerte området i sørvest og i nordøst. Det studerte området ligger i hengen til Grunnevatnforkastningen og i liggen til Norddalsforkastningen, som har skjøver bergartene i det predevonske underlaget inn over de devonske avsetningene. Middagsholtenforkastningen og

Norddalstjennforkastningen stryker begge SØ- NV, med forskyvning mot henholdsvis sørvest og sør, er også av stor betydning for den tektoniske utviklingen i det studerte området. Langs Norddalstjennforkastningen indikeres retningen på bevegelsen av kombinasjonen av orienteringen til foldeaksen (ØNØ-VSV) i den svakt antiformale slepefolden i hengen og linasjoner som stuper mot N på forkastningsplanet (se Fig. 4.7.). Flere mindre normale/skrå forkastninger stryker SV-NØ. Folder i de sedimentære avsetningene over Middagsholtenforkastningen er tolket som fault proagation folder. Folder opptrer på flere stratigrafiske nivåer, og forbindes både med synsedimentær og postsedimentær utvikling . Det vil senere bli vist at flere av forkastningene var aktive under sedimentasjonen. Indikasjoner på strike-slip bevegelse i form av lineasjoner på bruddplan , sammen med åpne sprekker, antas også å representerer postsedimentær tektonisk aktivitet. Forholdet mellom sprekker og folder diskuteres nærmere under postsedimentære strukturer.

5.3.2. Evidenser for synsedimentær vekst av Grunnevatnforkastningen.

Den avtakende forskyvningen langs Grunnevatnforkastningen, fra over 2 km i vest til 25 m i NØ, samt fallretningen på forkastningsplanet indikerer at Grunnevatnforkastningen er en normalforkastning som har propagert fra SV mot NØ. En sidelengskomponent har også vært diskutert (Osmundsen et al. 1998, Osmundsen & Andersen 2001). Endring i mektighet inn mot forkastningen av de sedimentære enhetene i hengen kan være en evidens for synsedimentær vokst og propagering av Grunnevatnforkastningen. Massive konglomerater (MKS) på lavere stratigrafiske nivåer avtar i mektighet fra NV mot SØ inn mot Grunnevatnforkastningen, (se Logg 2 og Vedlegg 1). En forklaring på dette kan være at de ble avsatt under vokst av en normalforkastning (Sharp et al.2000, Gawthorpe & Leeder 2000) . Tilsvarende utvikling kan ikke benyttes på de aller laveste stratigrafiske nivåene. Osmundsen et al. 2000, forklarte økning i mektighet mot N i det studerte området, som den distale delen av en roll-over antyklinal. Observasjoner i dette arbeidet viser at forklaringen sannsynligvis er mer kompleks. På grunn av deformasjon av bassenget og dagens skjeve snitt langs bassengbunnen, er ikke Grunnevatnforkastningen bevart langs hele sin strøklengde. Det er derfor ikke mulig å si om vi ser det området hvor Grunnevatnforkastningen hadde størst prang. Konglomeratsekvensene høyere opp i stratigrafien (definert av MKS, se Vedlegg 1) avgrenses av de øvrige litofaciesassosiasjonene (LSFK, KSV,SSS og TPS) og tynnes ut mot Grunnevatnforkastningen.

En forklaring på utkilingen av de massive konglomeratene inn mot Grunnevatnforkastningen kan skyldes at Grunnevatnforkastningen var en blindforkastning under avsetning av sedimenter på dette stratigrafiske nivået (Sharp et al. 2000). Propagering av forkastninger mot overflaten fører til dannelse av en monoklinal over tuppunktet. Sedimenter som avsettes på hengsiden av forkastningen kiler ut mot flanken av monoklinalen, og interfingrer med tynne sedimenthorisonter drenert fra monoklinalen (Sharp et al. 2000). Etter hvert som forkastningen propagerer mot overflaten vokser monoklinalen, slik at de syntektoniske sedimentene roteres suksessivt utover i dypet (Sharp et al. 2000). De stratigrafisk eldste sedimentene får dermed størst fall. Når forkastningen bryter overflaten reverseres avsetningsmønsteret, slik at sedimenter som avsettes i denne fasen får størst mektighet inn mot forkastningen, og kiler ut utover i bassenget, (Sharp et al. 2000, Gawthorpe & Leeder 2000). Begge situasjonene vil opptre samtidig langs en propagerende forkastning, (Sharp et al. 2000). Sedimentære avsetninger som ligger stratigrafisk over de utkilende konglomeratene (lengst NØ i Stordalen) synes å bli tynnere utover i bassenget (se Vedlegg 1). Dette kan tolkes som at sedimentene på dette stratigrafiske nivået ble avsatt etter at Grunnevatnforkastningen hadde brutt gjennom overflaten, og at de grovklastiske sedimentene langs denne delen av forkastningen utgjøres av en alluvial vifte som bygger seg utover i bassenget fra liggen, se Fig. 5.1.

Den sedimentære lagningen bøyes brått av inn mot forkastningen NØ i Stordalen og SV i Vinddalen. I hvilken grad avbøyningen skyldes kun folding av sedimentene som en følge av forkortning (Kap 4.4.2.), eller også slepning av sedimentene langs forkastningsplanet er det vanskelig å si noe om.

Grunnevatnforkastningen har et sprang på 20-25 m i NØ (Kap 4.2.1.3.), og indikerer at tuppunktet til forkastningen var svært nær den nåværende marginen. Synsedimentær aktivitet nær tuppunktet indikeres av at det er en endring i de sedimentære avsetningene fra heng til ligg på de laveste blottlaget nivåene, mens sedimentære facies over forkastningstrasen på høyeste blottlagte stratigrafiske nivå, er lateralt ekvivalente (se Vedlegg 1). At Grunnevatnforkastningen døde ut mot NØ, indikerer at avsetningene i hengen langs det nordøstlige segmentet (Kap. 4.2.1.3.) representerer de yngste sedimentene i stratigrafien. Innsynkningen var mye mindre i denne delen av avsetningsbassenget, og følgelig er også sedimentpakka mye tynnere. Vokst av Grunnevatnforkastningen fra SV mot NØ samtidig med avsetning av sedimenter i hengen er

derfor i overensstemmelse med tynning av sedimentpakka fra SV mot NØ i det studerte området. Logger og kart (Vedlegg 1) viser at sedimentene representerer de høyeste stratigrafiske nivåene i det studerte området, noe som er i overensstemmelse med at sedimentene kiler ut langs bassengbunnen fra SV mot NØ. Pålapp mot basement lenger øst i bassenget har vært påvist i tidligere arbeider (Chauvet & Seranne 1994, Osmundsen et al. 2000)

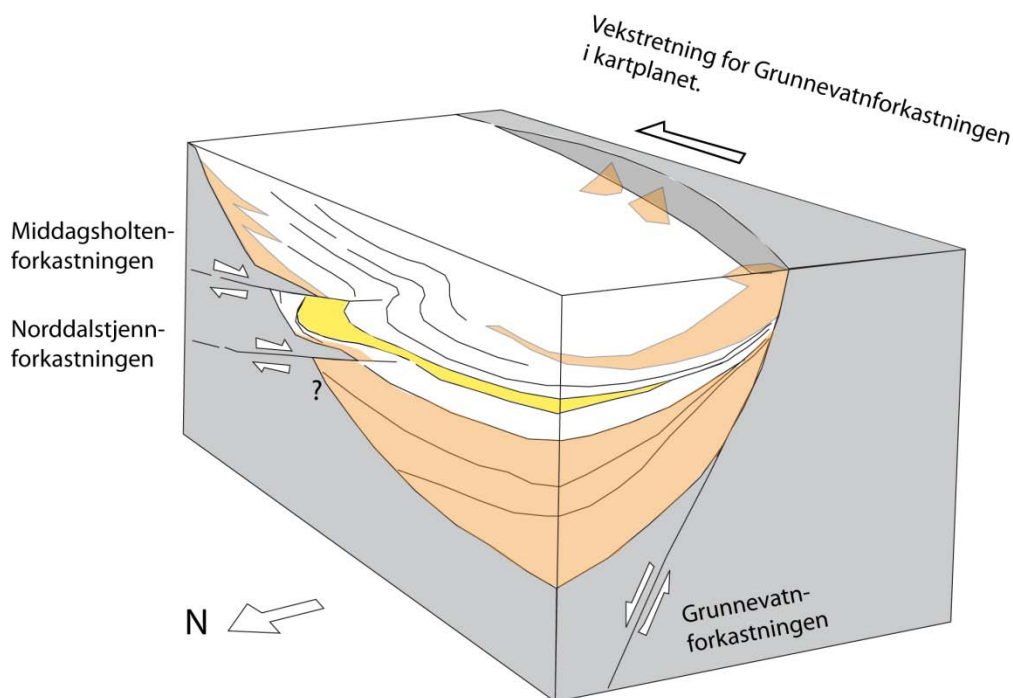


Fig.5.1. Prinsippkisse, som forklarer synsedimentær aktivitet i det studerte området i Kvamshesten devonbasseng. Massive konglomeratiske enheter avtar i mektighet inn mot Grunnevatn-forkastningen (brunlige lag) under vekst av denne. Mektighetsøkning i sandsteiner (gult lag) mellom hengen til Norddalstjenn-forkastningen og Middagsholten-forkastningen, viser synsedimentære reversbevegelser.

De mindre forkastningene som forskyver inkonformiteten i vest (Kap. 4.2.3.) indikerer samme bevegelse som Grunnevatn-forkastningen, og kommenteres ikke nærmere her. Grad av sidelengsbevegelse langs Grunnevatn-forkastningen er vanskelig å bestemme. Det er ingen indikasjoner på sidelengsbevegelse langs marginen i NØ (se Vedlegg 1). Lineasjoner på kvartsmineraliserte bruddplan i sedimentavsetningene i hengen til Grunnevatn-forkastningen NØ

i Stordalen (Fig 4.1.) viser imidlertid en betydelig sidelengskomponent. I og med at mineralisering representerer tektonisk aktivitet etter konsolidering av sedimentene, indikerer dette at den sørvestre delen av Grunnevatnforkastningen er reaktivert gjennom sidelengsbevegelse på et senere tidspunkt.

Denne bevegelsen kan ikke ha berørt den nordøstre delen av Grunnevatnforkastningen, da det ikke er noen sidelengs forskyvning av kontakten i NØ, samtidig som at de sedimentære avsetningene på høyeste stratigrafiske blottlagte nivåer er ekvivalente på begge sider av forkastningstrasen.

5.3.3. Reversforkastninger og folder.

Forholdet mellom sedimentasjon og kompresjon i devonbassengene har vært kontroversiell. Flere har argumentert for at folding skjedde samtidig med sedimentasjonen (Chauvet & Seranne 1994, Krabbendam & Dewey 1998, Osmundsen et al. 2000), mens andre mener at folding fant sted etter at sedimentene var begravet til dyp tilsvarende laveste grønnskiferfacies metamorfose (Wilks & Cuthbert 1994, Sturt & Braathen 1998).

Middagsholtenforkastningen

I det studerte området har Middagsholtenforkastningen (Fig. 4.5.) løftet det predevonske underlaget opp og skjøvet det inn over devonske avsetninger. Over reversforkastningen er det utviklet fault-propagation folder. I liggen er det utviklet en slepefold med mobilisering av finkornete siltlag, se figur (Fig 4.11.). Foldeaksen til slepefolden i liggen stuper mot SØ, mens lineasjoner på forkastningsplanet stuper mot NØ. Til sammen indikerer dette forkorting fra NØ, med bevegelse mot SV. Dette betyr også at kompresjonen startet mens det fremdeles var mulig å mobilisere siltholdige avsetninger, dvs. mens poretrykket var høyt i disse. Det er imidlertid også andre evidenser som indikerer at foldingen startet før metamorfose fant sted. . Korrelering av siltlag mellom logg 3 (ved 186) og logg 4 (ved 94 m), der samme siltlag kan korreleres videre til Logg 5 (130 m opp i loggen), se Fig. 3.30., viser en tydelig endring i vertikal mektighet mellom Logg 3 og Logg 4. I Logg 3 er den stratigrafiske mektigheten fra Norddalsforkastningen (som kamuflerer kontakten) opp til det korrelerte siltlaget 186 m, mens mektigheten fra inkonformiteten til det samme siltlaget i logg 5 er 130 m. Dette gir en differanse på minimum 56 m mellom ligg og heng. Det korrelerte siltlaget inngår i fault-propagation folden over

forkastningen. Kombinasjonen av forskjell i mektighet mellom ligg og heng, og kontinuerlige lag som draperer forkastningen, kan tolkes her som en evidens for at Middagsholtenforkastningen er synsedimentær. Korrelerbare siltlag mellom Logg 4 og Logg 5 har størst vertikal mektighet i logg 4. Intervallet fra 50 -124 m i Logg 4 er lokalisert i en synklinal mens logg 5 er lokalisert NØ for denne. Økning i mektighet i siltlaget fra Logg 5 til Logg 4 indikerer at siltlagene i logg 4 ble avsatt under fault propagation folding som følge av aktivitet på Middagsholtenforkastningen, slik at det ble høyere rater av aggradasjon i synklinalen.

Norrdalstjennforkastningen:

Det nederste korrelerbare sandsteinslaget mellom Logg 2 og Logg 3 (Fig. 3.30., Logg. 1-5 i Vedlegg 2.) dokumenterer en økning i den sedimentære mektigheten mellom Norrdalstjennforkastningen og Middagsholtenforkastningen. Korreleringen av intervaller mellom Logg 2 (128 m– 232 m) og Logg 3 (0 m – 178 m) gir en differanse på 76 m mellom ligg og heng. På samme måte som langs Middagsholtenforkastningen kan dette tolkes som evidens for at Nordalstjennforkastningen er en synsedimentær reversforkastning. Dette underbygges ved at sedimentene lapper på Norrdalsblokka i hengen til forkastningen (se Vedlegg 1).

Forkastningsgradienten langs Grunnevatnforkastningen og pålapp mot NØ knyttet til denne, kan ha bidratt til å gi et inntrykk av mektighetsvariasjon over reversforkastningene. En slik modell kan imidlertid ikke forklare den lokale mektighetsøkningen mot NØ som er observert på høye stratigrafiske nivåene i det studerte området, mellom hengen til Norrdalstjennforkastningen og liggen til Middagsholtenforkastningen (gult lag i Fig. 5.1). Dette kan best forklares med at Middagsholtenforkastningen var synsedimentær , se Fig. 5.1.

Norrdalsforkastningen

Norrdalsforkastningen avgrensner det studerte området i NØ, og har skjøvet bergartene i Sunnfjord Melange inn over devonske avsetninger i Liggen. Devonavsetningene danner en slepefold med en foldeakse som stuper 17° mot ØSØ inn mot reversforkastningen. Foldeaksen indikerer NNØ - SSV forkorting, og forskyning mot SSV av hengen, (Braathen 1999).

Mektigheten til konglomeratene på lave stratigrafiske nivåer øker inn mot Norddalsforkastningen og tynner mot Grunnevatnforkastningen (se Vedlegg 1), og viser dermed den samme geometrien som avsetningene i liggen til Middagsholtenforkastningen. Økning i mektighet inn mot Norddalsforkastningen indikerer at forkastningen var aktiv under avsetning av de massive konglomeratene, ved at reversbevegelsen ga størst sedimentasjonsrom inn mot forkastningplanet. Det er også mulig at økningen i mektighet skyldes aktivitet på Norddalstjennforkastningen. I og med at Norddalsforkastningen kutter over Norddalstjennforkastningen, er det ikke mulig å si noe om det endelige spranget til den siste. Det er ingen indikasjoner på klastmateriale erodert fra hengen til noen av reversforkastningene, slik en skulle forventet ved syntektonisk forkastningsaktivitet. En mulig forklaring på dette er at bevegelsen på Norddalsforkastningen fortsatte også etter at sedimentene var avsatt. Endring i sedimentær mektighet inn mot de tre forkastningene indikerer en geometri, der depresjoner kontrollert av reversforkastninger og folder, ga mulighet for mektighetsvariasjoner i sedimentene, og er en evidens for at forkastningene var aktive under sedimentasjonen i denne delen av bassenget. Foldingen må derfor ha begynt før metamorfose av sedimentene.

Folder

Både den store folden som representerer alle stratigrafiske nivåer i det studerte området, foldete enheter på lave stratigrafiske nivåer, samt den nordøstre delen av Middagsholten foldepar viser en foldeakse som stuper mot ØSØ. Foldeaksen til den sørvestre delen av Middagsholten foldepar stuper imidlertid mot ØNØ (Fig. 4.12). Osmundsen et al. (1998) argumenterte for en tidlig folding om en SØ-stupende foldeakse, etterfulgt av en senere fase med stupning mot øst. Dette avviket kan imidlertid skyldes lokal påvirkning av Grunnevatnforkastningen, som stryker ØNØ i dette området.

5.3.4. Postsedimentære strukturer

Mineraliserte brudd

Lineasjoner målt på epidotmineraliserte bruddplan i hengen langs Grunnevatnforkastningen og langs inkonformiteten i vest (Fig. 4.1. og Fig.4.3.) viser en betydelig sidelengskomponent.

Epidotmineralisering på bruddplanene indikerer at sidelengsbevegelsen fant sted etter konsolidering av sedimentene, og kan muligens forbindes med en senere reaktivering i form av sidelengsbevegelse langs Grunnevatnforkastningen. Denne reaktiveringen kan ikke ha vært av særlig betydning, da forskyvningen av kontakten i nordøst kun er på et par titalls meter.

Blokka i Vinddalen

Blokka i Vinddalen (se Vedlegg 1), er plassert i hengen til Stordalsforkastningen og ligger til Grunnevatnforkastningen, langs det midtre segmentet til sistnevnte (Kap 4.2.1.2., Kap. 4.3.5.). En mulig forklaring på dette kan være at Vinddalsblokka representerer en gjennombrutt ”relaysone”, ved at det sørvestre segmentet og eldste delen av Grunnevatnforkastningen brøt gjennom ”relayrampen” og ble lenket sammen med Stordalsforkastningen. En annen forklaring er sinistral (venstrelengs) forflytning av Vinddalsblokka relativt til Grunnevatnforkastningen i forbindelse med en senere sidelengsbevegelse langs sistnevnte. Flere mindre kvartsmineraliserte brudd internt i Vinddalsblokka viser samme bevegelsesretning. Lokal kompresjon på grunn av sidelengsbevegelsen kan forklare topp mot NØ bevegelse på Vinddalsforkastningen (Kap. 4.3.4.).

Sprekker

Det studerte området inneholder en rekke sprekker. Disse kan i utgangspunktet være dannet både som en følge av bevegelse langs detachment, strekning langs Grunnevatnforkastningen og i forbindelse med folding av sedimentene. Plott av alle sprekkesettene over hele det studerte området viser samme fordeling i basement som i devon, og indikerer utvikling av sprekker etter avsetning og konsolidering av de devonske sedimentene. Det er flest sprekker langs Norddalsforkastningen og i de foldete sandsteinsenhetene. Sprekkemålinger i sandsteinslitologiene viser utvikling av to bratte, markante sprekkesett, med strøk henholdsvis mot NØ-SV og NV-SØ, og er både åpne, kvarts- og epidotmineraliserte (se Fig.4.17) Bruddene kan representere konjugerte skjærbrudd, men da det ikke er observert forskyvning langs bruddplanene, og vinkelen mellom bruddsettene i hovedsak er nær 90°, er det rimelig å tolke dem som tensjonssprekker, (se Fig.5.2.a.) De mest markante ortogonale sprekkesettene opptrer i sandsteinslitologier som ligger stratigrafisk under enhetene i Middagsholten foldepar.

Sedimentene på dette stratigrafiske nivået (Fig 4.17, plott m og k.) er foldet i åpen fold, hvor foldeaksen stryker NV-SØ, og er parallell med det ene sprekkesettet. Stereogrammene viser at de to bruddsettene står tilnærmet normalt på hverandre, slik at det andre bruddsettet vil kunne representere brudd som står normalt på foldeaksen. Andre plott i Fig.4.17, (plott a, n, q) viser to bruddsett som står tilnærmet normalt på hverandre, men det ene settet er mer markant enn det andre. Vinkelen mellom bruddsettene, og at det ene bruddsettet er parallelt med foldeaksen er en god indikasjon på at bruddene representerer ortogonale sprekkesett (Fig.5.2., a). Vinkelen mellom de markante bruddsettene (Fig. 4.17, plott c) i avsetningene som inngår i den sørøstre delen av Middagsholten foldepar (Fig. 4.12) indikerer at dette er konjugerte bruddsett. Det er ikke observert forskyvning langs bruddene (Fig.4.17., c.), som stryker shenholdsvis mot NNV-SSØ og NØ-SV. Bruddsettene er imidlertid parallelle med konjugerte, kvartsminaliserte små forkastninger , i samme område (Fig. 4.14. , bildet, samt blå sektorer (poler til bruddplan) i stereogrammet, Fig. 4.14). Konjugerte bruddsett utvikles symmetrisk, med den minste vinkelen om sigma 1, (se Fig. 5.2.b.). Strøket til de bratte, konjugerte bruddsettene indikerer NNØ-SSV forkorting. Foldeaksen til den lokale folden (sørvestre del av Middagsholten foldepar) stryker imidlertid VSV- ØNØ. Det blir ikke helt samsvar mellom foldeaksen og retning på de konjugerte bruddsettene, men begge deler er en klar evidence for en komponent med N-S forkorting. Sprekker med N-S strøk (Fig.4.17., plott o.), i den nordøstlige delen av det studerte området , står tilnærmet normalt på den Ø-V orienterte foldeaksen inn mot Norddalsforkastningen, og kan representere strekning parallelt med denne. Både i det predevonske underlaget og på de lavere stratigrafiske nivåene i devonavsetningene er det en rekke lavvinklede sprekkesett, med lavt til moderat fall mot sør. Bruddene kan tenkes å ha en sammenheng med reversbevegelse langs Norddalsforkastningen.

Synsedimentære normalforkastninger, reversforkastninger og folder har tidligere blitt vist fra den sørøstlige delen av Kvamshesten devonbasseng (Osmundsen et al. 2000). Observasjoner i dette arbeidet indikerer at disse prosessene var aktive allerede tidlig i bassengets utviklingshistorie.

Fig. 5.2.

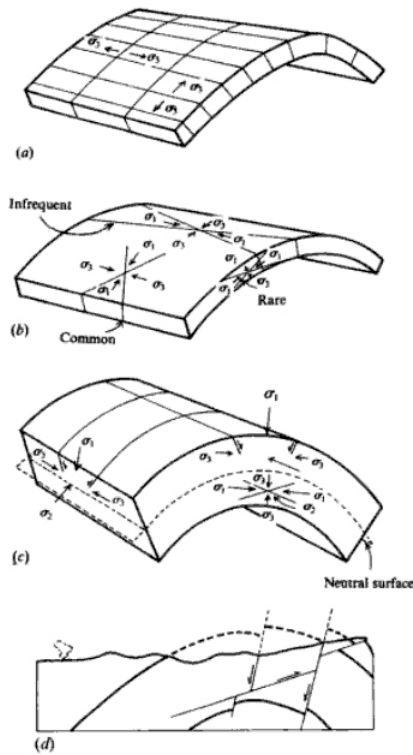


Fig 5.2.a. viser tensjonsbrudd i en bøyingsfold. Bruddsettene vil stå vinkelrett på hverandre og danne ortogonale bruddsett, et parallelt med foldeaksen, og et som er normalt på foldeaksen, men parallelt med σ_1 . Mange av bruddene i det studerte området kan trolig forklares på denne måten.

Fig.5.2.b. viser den karakteristiske orienteringen til skjærbrudd i en bøyingsfold. Skjærbruddene i det studerte området stemmer overens med den vanlige (Common) varianten av skjærbrudd..

(Price & Cosgrove, 1990).

5.4. Oppsummering og konklusjon

Observasjonene i dette arbeidet dokumenterer vekst av Grunnevatnforkastningen, som ble utviklet internt i hengen til Nordfjord Sogn Detachment, under avsetning av lave stratigrafiske nivåer i den sørvestre delen av det studerte området. Tidligere arbeider har dokumentert synsedimentær utvikling på høyere stratigrafisk nivåer (Chauvet & Seranne 1994, Osmundsen et al. 1998, Osmundsen et al. 2000). Mer detaljerte observasjoner i dette arbeidet har gitt en bedre forståelse av disse prosessene på lavere stratigrafiske nivåer. Det er klare indikasjoner på mektighetsøkning mot NØ fra hengen til Norddalstjennforkastningen inn mot ligger til Middagsholtenforkastningen, noe som er tolket som evidens på synsedimentær aktivitet. Mektighetsendringene over reversforkastningen i Middagsholten indikerer også at den var synsedimentær på dette stratigrafiske nivået, sjøl om det er vanskelig å fastslå hvor stor betydning pålapp på basement har på mektighetsøkningen.

Sett i sammenheng med tidligere arbeider gir dette arbeidet en bedre forståelse for den tektonosedimentære utviklingen i hengblokka til Nordfjord Sogn Detachment. Forkorting av bassenget, slik det indikeres i dette arbeidet, synes å være viktigere for geometrien og deler av sedimentasjonen enn det man tidligere har antatt. Alt i alt dokumenterer denne oppgaven vekst av både normalforkastninger og folder/reversforkastninger i hengen til en regional detachmentforkastning. Oppgaven illustrerer dermed noe av det komplekse samspillet mellom aktiv tektonikk og avsetning av sedimenter i de devonske supradetachmentbassengene i Vestnorge. Resultatene støtter tolkninger som argumenterer for at bassengene ble avsatt under samtidig (S)Ø-(N)V strekning og N(Ø)-S(V) kompresjon.

Referanser:

- Alsaker, E., 1991. Et geokjemisk og petrografisk studie av Sunnfjord Melange i Markavatnområdet, Sunnfjord. *Cand.Scient, Oppgave*, Universitetet i Bergen, 157 pp.
- Andersen, T.B. & Jamtveit, B. 1990. Uplift of deep crust during orogenic extensional collapse: a model based on field studies in the Sogn-Sunnfjord area of Western Norway. *Tectonics* 9, 1097-1111
- Andersen, T.B., Jamtveit, B., Dewey, J.F. and Swensson, E. 1991. Subduction and exhumation of continental crust: major mechanisms during continent-continent collision and orogenic extensional collapse, a model based on the south Norwegian Caledonides: *Terra Nova* 3, 303-310.
- Andersen, T.B., Osmundsen, P.T. & Jolivet, L. 1994. Deep crustal fabrics and a model for the extensional collapse of the southwest Norwegian Caledonides: *Journal of Structural Geology* 16, 1191-1203.
- Andersen, T.B. 1998. Extensional tectonics in the Caledonides of southern Norway, an overview. *Tectonophysics*, 285, 333-351
- Anderson, D.S. & Cross, T.A. 2001: Large-scale cycle architecture in continental strata, Hornelen basin (Devonian), Norway. *Journal of Sedimentary Research*, 71, 255-271
- Asphaug, E. J. 1975. Some aspects of sedimentology and stratigraphy of the Western part of Kvamshesten Devonian Basin in the Western Norway, *Hovedfagsoppgave i petroleumsgeologi*, Universitetet i Bergen, Bergen, 183 pp.
- Axen, G. J. (2004), Mechanics of low-angle normal faults, in Rheology and Deformation of the Lithosphere at Continental Margins, edited by G. Karner et al., 46-91, *Columbia Univ. Press, New York*.
- Bakke, B.A. 1999. Forkastningskontroll på fordeling og migrasjon av sedimentærefaciesenheter: et eksempel fra Kvamshesten Devonbasseng, Vest-Norge. *Unpublished Cand. Scient thesis*, University of Oslo, Oslo, 187 pp.
- Bjørlykke, K. 1983. Subsidence and tectonics in late Precambrian and Paleozoic sedimentary basins of southern Norway. *Norges Geologiske Undersøkelse, Bulletin*, 380, 159-172.

- Blair 1987, T. C., 1987 a. Sedimentary processes, vertical stratification sequences, and geomorphology of the Roaring River alluvial fan, Rocky Mountain national Park, Colorado. *J.sedim.Petrol.*,57, 1-18.
- Blair, T. C. & Mc Pherson, J.G. 1994 a. Alluvial fan processes and forms. *Abrahams, A. D. & Parsons, A.J. (eds) Geomorphology of Desert Environments*, 354- 402, Chapman & Hall, London.
- Blair, T. C. & Mc Pherson, J.G. 1994 b. Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes and facies assemblages. *Journal of Sedimentary Research*. A 64, 450-489.
- Braathen, A., 1999. Kinematics of post-Caledonian polyphasal brittle faulting in the Sunnfjord Region, western Norway. *Tectonophysics*, 302, 99-121.
- Braathen, A., Osmundsen, P.T. & Gabrielsen, R., 2004: Dynamic development of fault rocks in a crustal-scale detachment: an example from western Norway. *Tectonics* 23 (4) No. TC 4010 Aug. 12 2004. 27 p.
- Brekke, H. & Solberg, P.O., 1987, The Geology of Atløy, Sunnfjord. western Norway, *Norges Geologiske Undersøkelse, Bulletin*, v. 410, 73-94.
- Bryhni, I. & Skjerlie, F. 1975. Syn-depositional tectonism in the Kvamshesten district (Old Red Sandstone), western Norway. *Geological Magazine*. 112, 593-600.
- Bryhni, I. 1964a. Migrating basins on the Old Red Continent. *Nature*, 202, 284-285.
- Buck, R. 1988. Flexural rotation of normal faults. *Tectonics*, V. 7, nr. 5, PP. 959-973. doi:10.1029/TC007i005p00959.
- Chauvet, A. & Seranne, M. 1994. Extension-parallel folding in the Scandinavian Caledonides: implications for late-orogenic processes. *Tectonophysics*, 238, 31- 54.
- Cuthbert, S. J., 1991. Evolution of the Devonian Hornelen basin, Western Norway: new constraints from petrological studies of metamorphic clasts. In: A.C. Morton, S.P.Todd and P.D.W. Haughton (Editors), *Developments in sedimentary provenance studies. Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 57, 343-360.
- Dewey, J.F. 1988. Extensional collapse of orogens, *Tectonics*, 7(6),1123-1139

- Dobrzhinetskaya, L.F., Eide, E. A., Larsen, R.B., Sturt, B.A., Trønnes, R.G., Taylor, W.R. & Posukhova, T.V. 1995. Microdiamonds in high-grade metamorphic rocks from the Western Gneiss Region, Norway. *Geology*, 23, 597-600.
- Dreyer, T., 1993, Quantified fluvial architecture in ephemeral stream deposits of the Esplugafeda Formation (Paleocene), Tremp-Graus Basin, northern Spain, I:Marzo M. & Puidgefabregas, C(red), Alluvial Sedimentation, *Special Publication International Association of Sedimentologists*, v.17, 337-362.
- Eide, E. A., Torsvik, T.H., & Andersen, T.B. 1997. Ar-Ar Geochronologic and paleomagnetic dating of fault breccias; characterization of late Paleozoic and Early Cretaceous fault reactivation in Western Norway. *Terra Nova*, 9, 135-139.
- Eide, E.A., Haabesland, N.E., Osmundsen, P.T., Andersen, T.B., Roberts, D. & Kendrick, M.A. 2005. Modern Techniques and Old Red problems- determining the age of continental sedimentary deposits with $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ provenance analysis in west-central Norway. *Norwegian Journal of Geology*, 85, 133-149.
- Emery, D. & Meyers, K.J. Sequence Stratigraphy. 1996. *Blackwell Science Ltd*. 297pp.
- Folkestad, A. & Steel, R. J. 2001. The alluvial cyclicity in Hornelen basin (Devonian western Norway) revisited: a multiparameter sedimentary analysis and stratigraphic implications. In: Martinsen, O.J. & Dreyer, T. (Eds): *Sedimentary Environments Offshore Norway. Norwegian Petroleum Society, Special Publications*, 10, 39-50.
- Fossen, H. 2010, Extensional tectonics in the North Caledonides: a regional view. *Geological Society, London, Special Publications*, 335, 767-793
- Friedmann S. & Burbank W., (1995) 7. Rift basins and supradetachments basins: intracontinental end-members, *Basin Research*, 109-127.
- Gawthorpe, R.L. & Leeder. M.R. 2000. Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. *Basin Research* 12, 195-218
- Gloppen, T. J. & Steel, R. J., 1981: The deposits, internal structure and geometry in six alluvial fan-fan delta bodies (Devonian, Norway) – a study in the significance of bedding sequences in conglomerates. In: *SEPM Spec. Public.* 31, 49-69.

- Goldschmidt, V.M. & Nathorst, A.G. 1913, Das Devongebiet am Röragen bei Rörös, I kommission hos Jacob Dybwad, Kristiania (*Videnskabs Skrifter i 1.Mat. Naturvidenskab Klasse 9*). 1-27.
- Hooke, R. B., 1967 , Processes on arid region alluvial fans, *Journal of Geology*, v.75, 438-460
- Hossack, J.R. 1984. The geometry of listric normal faults in the Devonian basins of Sunnfjord, W. Norway. *Journal of the Geological Society, London*, 141, 629-637.
- Kapp, P., Taylor M., Stockli, D. & Ding, L. 2008. Development of active low-angle normal fault systems during orogenic collapse: insight from Tibet., 36.7-10
- Kolderup, C.F. 1921. Kvamshestens devonfelt. *Bergens Museums Aarbok 1920-21, Naturvidenskabelig Række*, 4, 1-96
- Krabbendam, M & Dewey, J.F. 1998. Exhumation of UHP rocks by transtension in the Western Gneiss Region, Scandinavian Caledonides. In: Transpression and transtension, *Geological Society of London, Special Publications* v. 135, 159-181.
- Leeder, M. R. & Gawthorpe, R. L., 1987, Sedimentary models for extensional tilt-block/ half graben basins, I: Coward, M.P., Dewey, J.F. & Hancock, P.L. (red), *Continental extensional tectonics, Geological Society of London, Special Publications*, v. 28, 139-152.
- Leeder, M.R. & Jackson, J.A. 1993. The interaction between normal faulting and drainage in active extensional basins, with examples from the western United States and central Greece. *Basin Research*, 5, 79-102.
- Lowe, D.R. 1982, Sediment gravity flows. II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *J.sedim.Petrol.*, 52, 279-297.
- Manatschal, G. 2004. New models for evolution of magma-poor rifted margins based on a review of data and concepts from west Iberia and the Alps. *International Journal of Earth Sciences*, 93, 432-466.
- Markussen, S., 1994, Strukturgeologi og strukturell kontroll på sedimentasjonen innen Kvamshesten Devonbasseng mellom Grunnevatn og Instelvforkastningene, Sunnfjord, vest-Norge, *Cand. Scient. Thesis*, Universitet i Oslo, Oslo, 220 pp.
- Miall, A. D., 1977, A review of the braided river depositional environment, *Earth-Science Reviews*, v.13, 1-62.

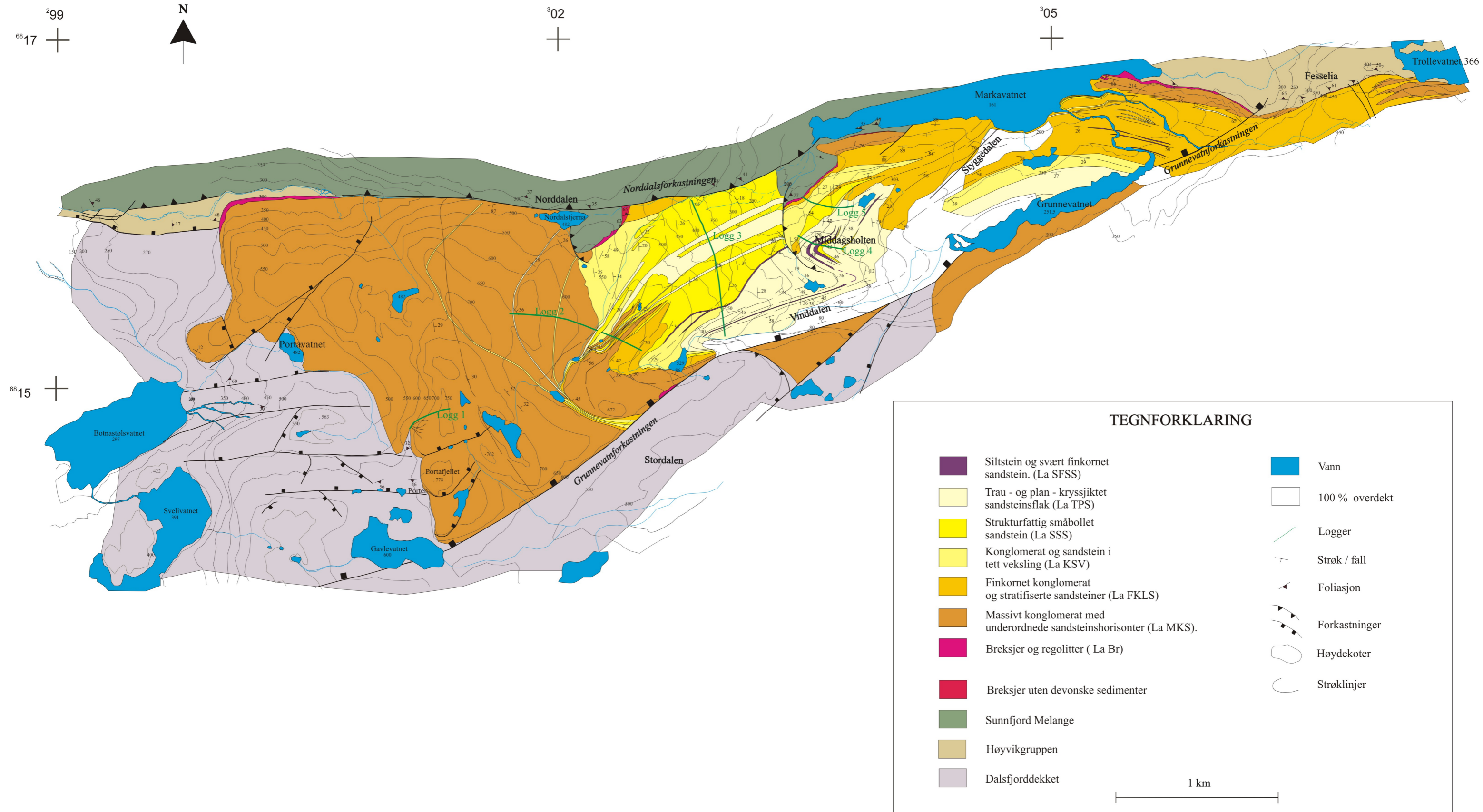
- Miall, A. D., 1985, Architectural-element analysis: A new method of facies analysis applied to fluvial deposits, *Earth Science Reviews*, v.22, .261-308.
- Miall, A. D., 1996, *The Geology of Fluvial Deposits, Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*, Springer Verlag, Berlin Heidelberg, 575 pp.
- Nemec W. & Steel R. J., 1984, Alluvial and coastal conglomerates : Their significant features and some comments on gravelly massflow deposits. In : *Sedimentology of Gravels and Conglomerates*, Ed. by E.H.Koster and R.J.Steel), 1-31., *Mem. Can. Soc. Petrol. Geol.*10. *Calgary*
- Norton, M.G. 1986. Late Caledonian extension in western Norway: a response to extreme crustal thickening. *Tectonics*, 5, 195-204.
- Norton, M.G. 1987. The Nordfjord-Sogn detachment, W. Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 67, 93-106.
- Olsen , T., 1993, Sedimentary Basinanalysis of the continental Devonian basins in North –East Greenland, *Grønlands Geologiske Undersøgelse, Bulletin*, v. 168, s. 1-80.
- Osmundsen, P.T., Andersen, T.B., Markussen, S. & Svendby, A.K. 1998. Tectonics and sedimentation in the hanging wall of a regional extensional detachment: the Devonian Kvamshesten basin, W. Norway. *Basin Research*, 10, 213-234.
- Osmundsen, P.T., Bakke, B, Svendby, A.K. & Andersen, T.B. 2000: Architecture of the Middle Devonian Kvamshesten group, western Norway: sedimentary response to deformation above a ramp-flat extensional fault. In: Friend, P.F. & Williams, B. P. J. (eds.): *New perspectives on the Old Red Sandstone. Geological Society, London, Special Publications*. 180, 503-535.
- Osmundsen, P.T. & Andersen, T.B. 2001. The Devonian basins of western Norway: products of large-scale sinistral transtension? *Tectonophysics*, 332, 51-68.
- Osmundsen, P.T OG Ebbing J. Styles of extension offshore mid-Norway and implications for mechanisms of crustal thinning at passive margins. *Tectonics*, vol. 27, TC6016, doi:10.1029/2007TC002242,2008
- Péron-Pinvidic, G. & Manatschal, G. 2009. The final rifting evolution at deep magma-poor passive margins from Iberia-Newfoundland: a new point of view. *International Journal of Earth Sciences. (Geol. Rundsch.)*, DOI 10.1007/s00531-008-0337-9.

- Postma, G. & Roep, T.B. 1985. Resedimented conglomerates in the bottomset of a Gilbert-type gravel delta. *J.sedim.Petrol.*, 55, 874-885.
- Price, N.J. & Cosgrove, J.W. 1990: *Analysis of geological structures.*, Cambridge University Press. 520 pp. ISBN: 9780521319584.
- Reading, H.G. 1996. Sedimentary environments: Processes, Facies and Stratigraphy, In: Reading, H.G. (ed), Blackwell Scientific Publication, third edition, 688 pp.
- Ritts, B.D., Berry, A.K., Johnson C.L., Darby, B.J., Davis, J.A. 2010. Early Cretaceous supradetachment basins in the Hohhot metamorphic core complex, Inner Mongolia, China. *Basin Research* 22, 45-60
- Séranne, M. & Séguret, M. 1987. The Devonian basins of western Norway: tectonics and kinematics of an extending crust. In: Coward, M.P., Dewey, J.F & Hancock, P.L. (eds.) Continental Extensional Tectonics. *The Geological Society, London, Special Publications*, 28, 537-548.
- Sharp, I.R., Gawthorpe R.L., Underhill J.R. & Gupta. S. 2000. Fault-propagation folding in extensional settings: Examples of structural style and synrift sedimentary response from the Suez rift, Sinai, Egypt. *Geological Society of America Bulletin* , 112, 1877-1899
- Skjerlie, F. J. 1971. Sedimentasjon og tektonisk utvikling i Kvamshestens devonfelt, vest-Norge. *Norges Geologiske Undersøkelse*, 270, 77-108.
- Steel, R.J., 1976. Devonian basins of western Norway - sedimentary response to tectonism and varying tectonic context. *Tectonophysics*, 36: 207-224.
- Steel, R.J., Mæhle, S., Nilsen, H., Røe, S.L. and Spinnangr, Å., 1977. Coarsening-upwards cycles in the alluvium of Hornelen basin (Devonian), Norway: Sedimentary response to tectonic events. *Bull. Geol. Soc. Am.* 88: 1124-1134.
- Steel, R.J. and Aasheim, S., 1978. Alluvial sand deposition in a rapidly subsiding basin (Devonian, Norway). In: A.D. Miall (Editor), Fluvial sedimentology. *Mem. Can. Soc. Petr. Geol.* 5: 385-413.
- Steel, R.J. and Gloppen, T.G., 1980. Late Caledonian Devonian basin formation, western Norway: Signs of strike-slip tectonics during infilling. *Intern. Assoc Sedimentologists Spec. Publ.* 4: 79-103.




















- Steel, R. J., Siedlecka, A., and Roberts, D., 1985. The Old Red Sandstone basins of Norway and their deformation: a review. In: D.G. Gee and B.A. Sturt (Editors), *The Caledonian orogen - Scandinavia and related areas*. John Wiley, Chichester: 293-315.
- Sturt, B. & Braathen, A. 2001: Deformation and metamorphism of Devonian rocks in the outer Solund area, western Norway; implications for models of Devonian deformation. *International Journal of Earth Sciences*, 90, 270-286.
- Torsvik, T.H., Sturt, B.A., Ramsay, D.M., Kisch, H.J. & Bering, D. 1986. The tectonic implications of Solundian (Upper Devonian) magnetization of the Devonian rocks of Kvamshesten, western Norway. *Earth and Planetary Science Letters*, 80, 337-347.
- Torsvik, T.H., Sturt, B.A., Swensson, E., Andersen, T.B. & Dewey, J.F. 1992. Palaeomagnetic dating of fault rocks: evidence for Permian and Mesozoic movements and brittle deformation along the extensional Dalsfjord fault, western Norway. *Geophysical Journal International*, 109, 565-580.
- Wernicke, B. 1985. Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 22, 108-125.
- Wilks, W.H & Cuthbert, S.J. 1994. The evolution of the Hornelen Basin detachment system, western Norway: implications for the style of late-orogenic extension in the southern Scandinavian Caledonides. *Tectonophysics*, 238, 1-30.

VEDLEGG 1.

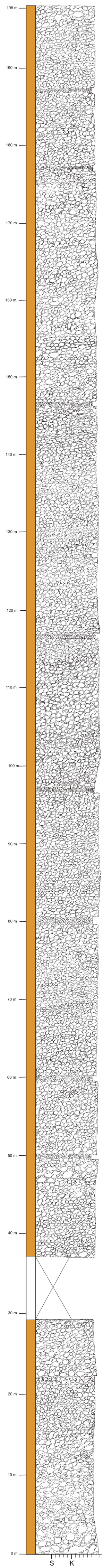
Geologisk kart, nordvestre del av Devonbassenget Kvamshesten



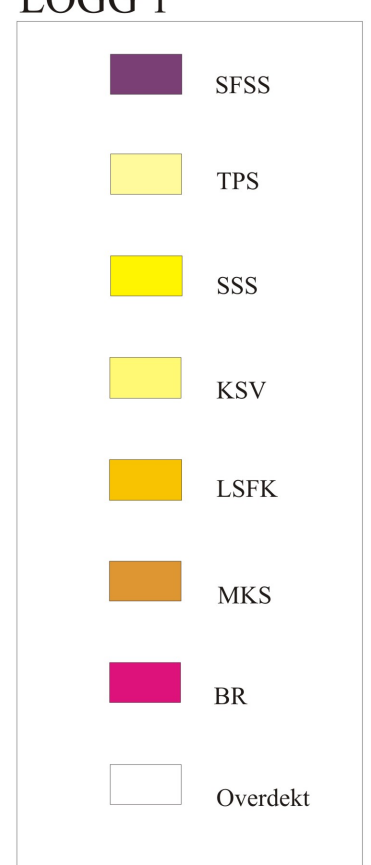
TEGNFORKLARING

- | | | | |
|---|---|---|----------------|
|  | Siltstein og svært finkornet sandstein. (La SFSS) |  | Vann |
|  | Trau - og plan - kryssjiktet sandsteinsflak (La TPS) |  | 100 % overdekt |
|  | Strukturfattig småbollet sandstein (La SSS) |  | Logger |
|  | Konglomerat og sandstein i tett veksling (La KSV) |  | Strøk / fall |
|  | Finkornet konglomerat og stratifiserte sandsteiner (La FKLS) |  | Foliasjon |
|  | Massivt konglomerat med underordnede sandsteinshorisonter (La MKS). |  | Forkastninger |
|  | Breksjer og regolitter (La Br) |  | Høydekoter |
|  | Breksjer uten devonske sedimenter |  | Strøklinjer |
|  | Sunnfjord Melange | | |
|  | Høyvikgruppen | | |
|  | Dalsfjorddekket | | |

1 km

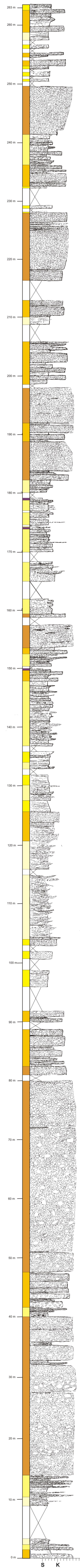


LOGG 1

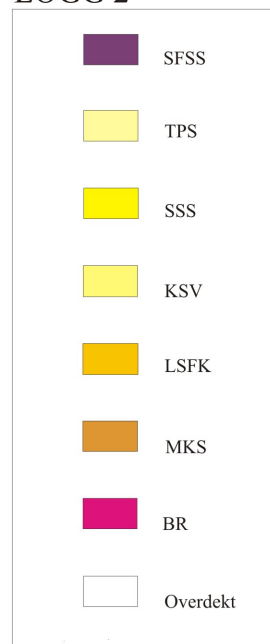


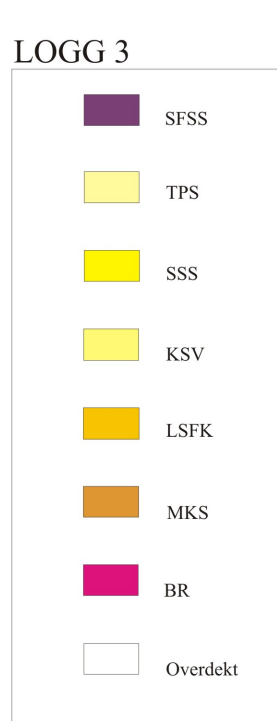
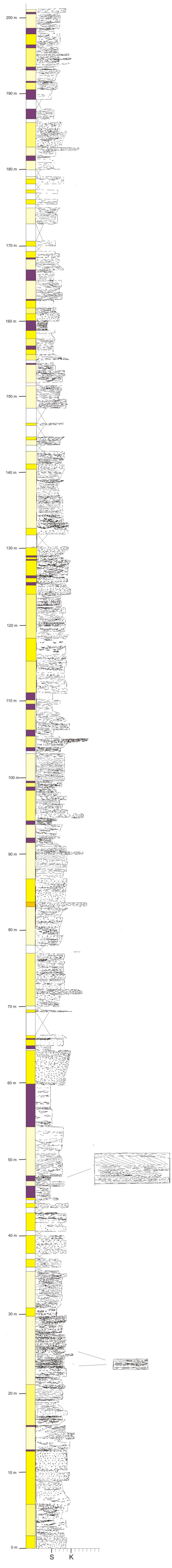
S K

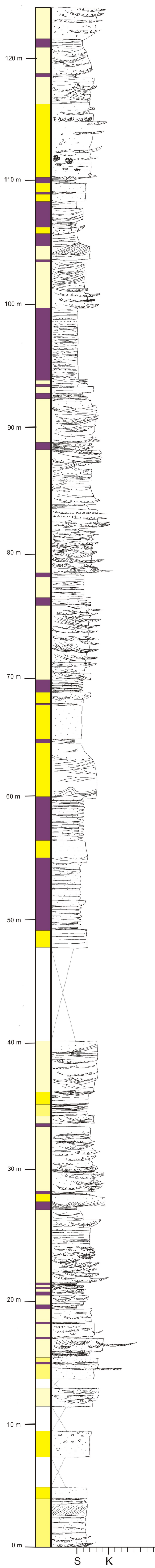
LOGG 2



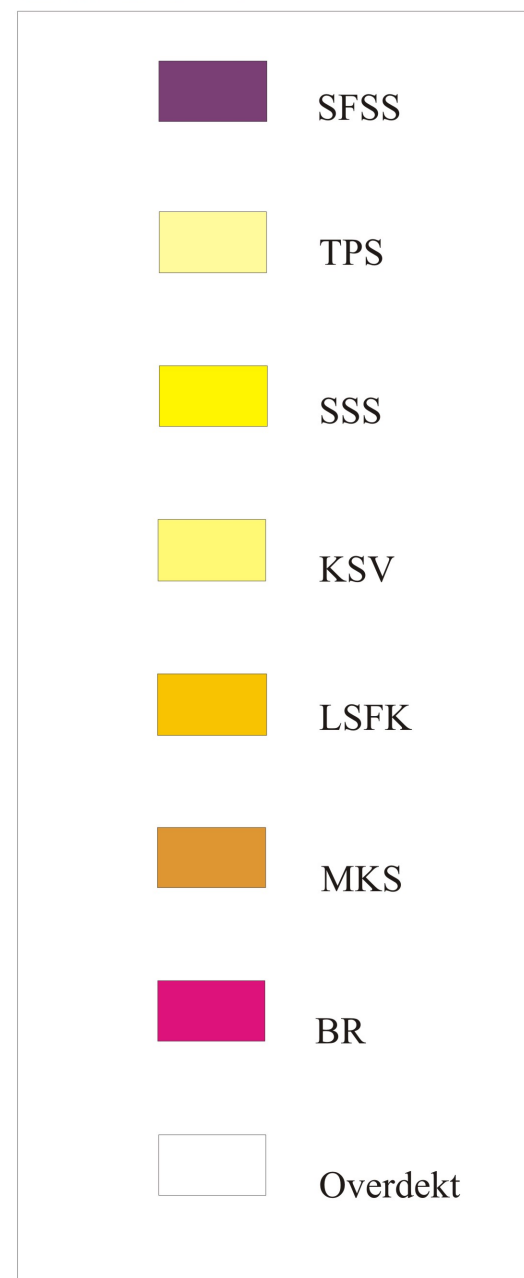
LOGG 2

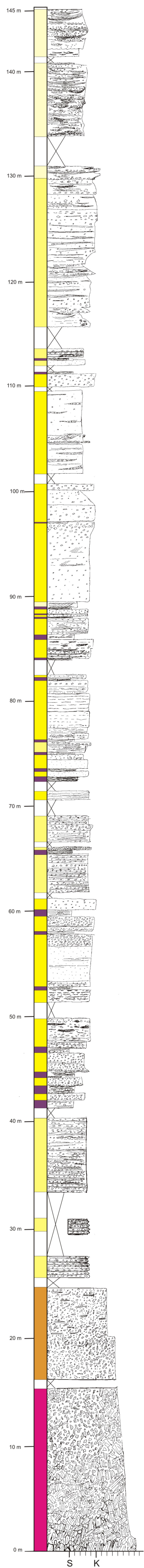




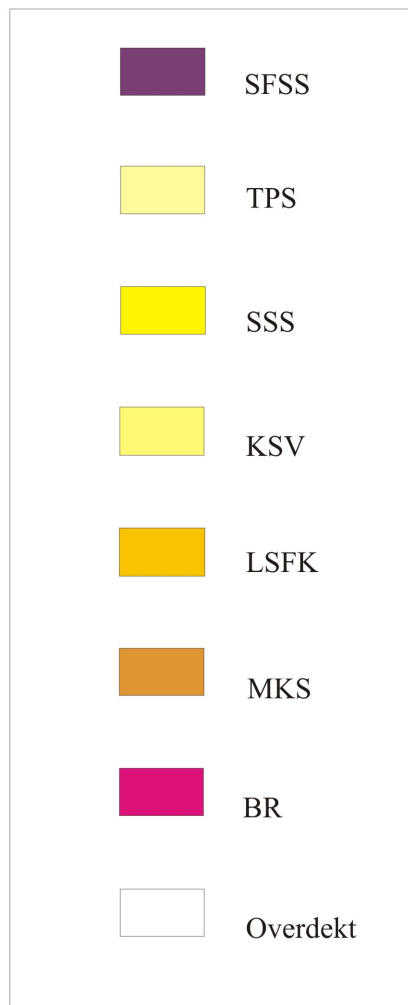


LOGG 4

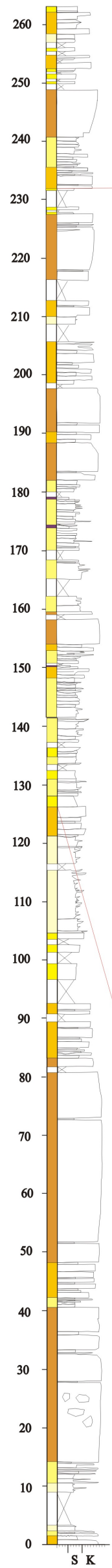




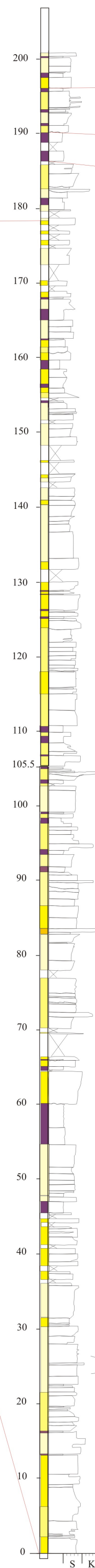
LOGG 5



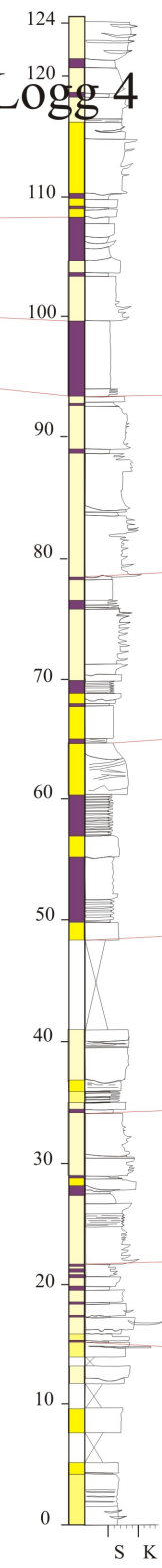
Logg 2



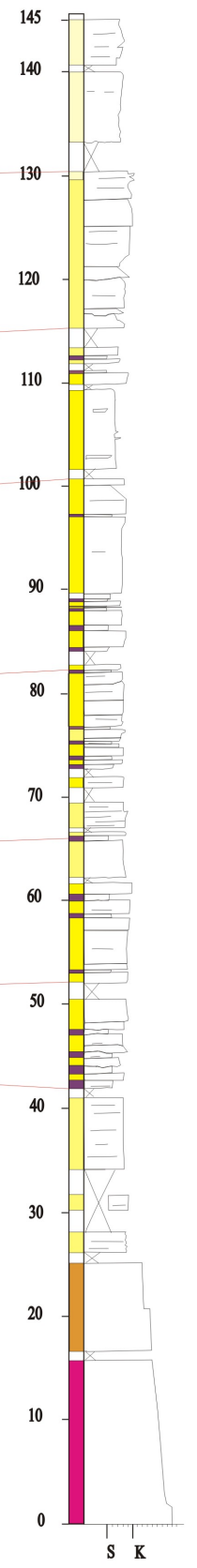
Logg 3



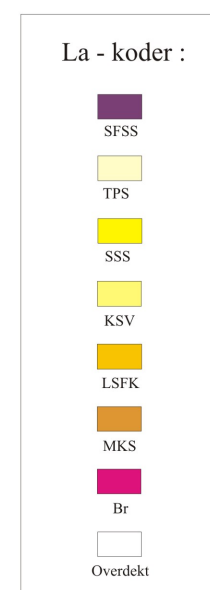
Logg 4



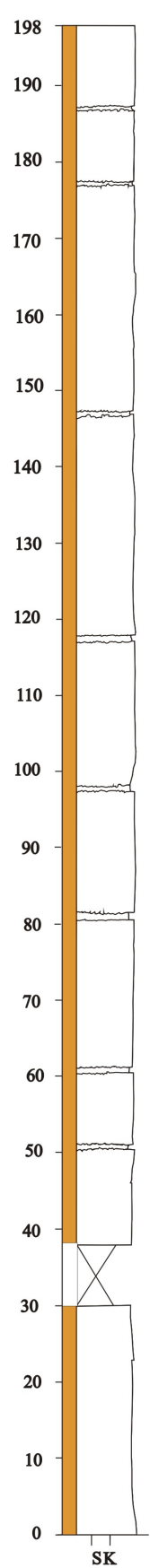
Logg 5



Sammenstilling Logg 1. - Logg 5.



Logg 1



Vedlegg 3: Stereogrammer som fremstiller stereoplott av sprekker i det studerte området. Konturene i hvert stereoplott (Schmidt-nett, nedre halvkule) representerer prosentvis fordeling av sprekker, og verdien vises i tabellen til høyre. Fargefodeling: Blått representerer åpne sprekker, grønt epidotmineraliserte og rødt viser kvartsminaliserte sprekker. For lokalisering av stereogrammene, se figur 4.17.

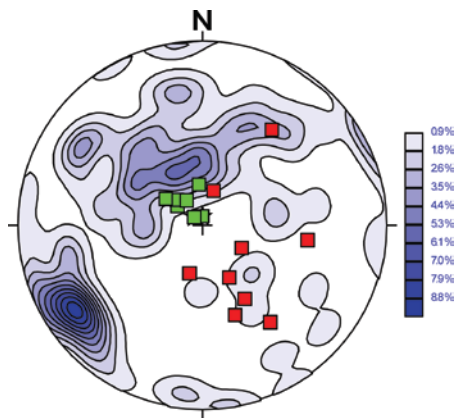


Fig. a. åpne sprekker (blå)n=114, epidotmineraliserte (grønne)n=7, kvartsminaliserte (røde) n=9.

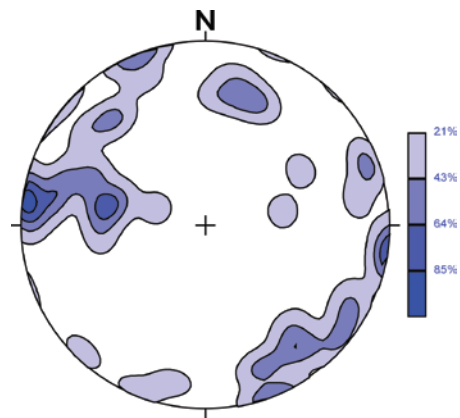


Fig. b., åpne sprekker (blå)n=47 .

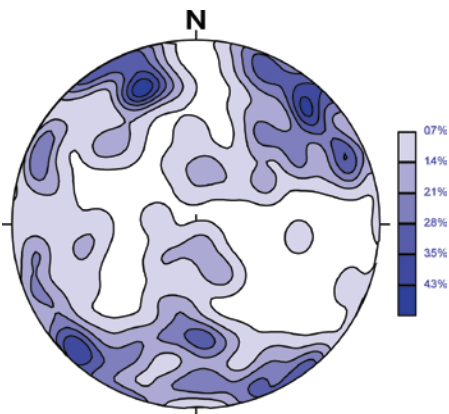


Fig. c. , åpne sprekker (n=141)

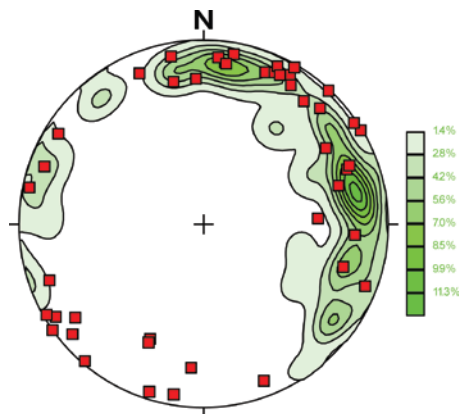


Fig.d. ,epidotmineraliserte sprekker (n=71), røde kvadrater viser kvartsminaliserte brudd(n=44)

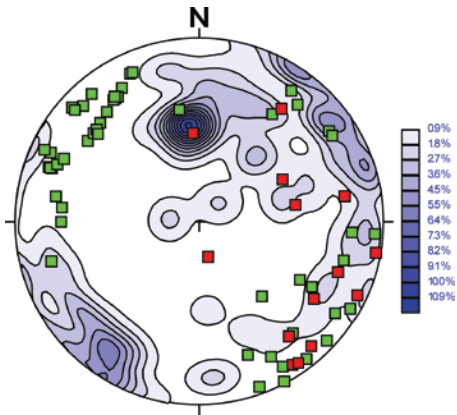


Fig. e, åpne sprekker (n=110), viser epidotmineraliserte sprekker (n=52), kvartsminaliserte sprekker(n=14).

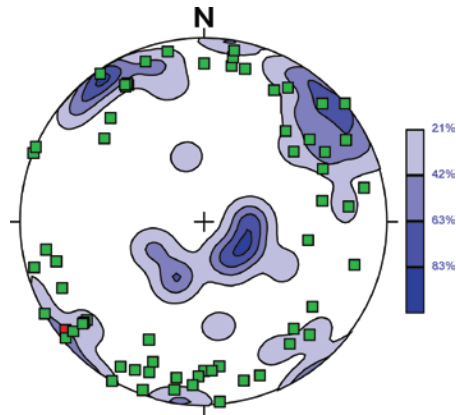


Fig. f, åpne sprekker (n=48) epidotmineraliserte (n=64), og kvartsminaliserte (n=1).

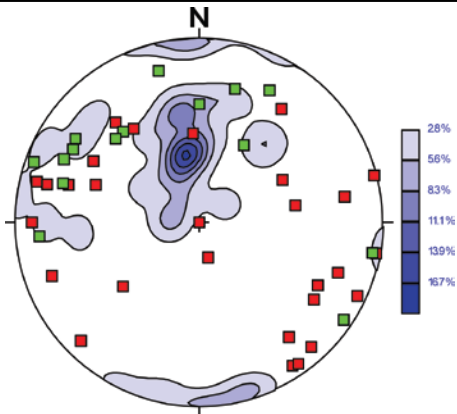


Fig. g, åpne sprekker (n=36), kvartsminaliserte sprekker (n=28), epidotmineraliserte sprekker (n=15)

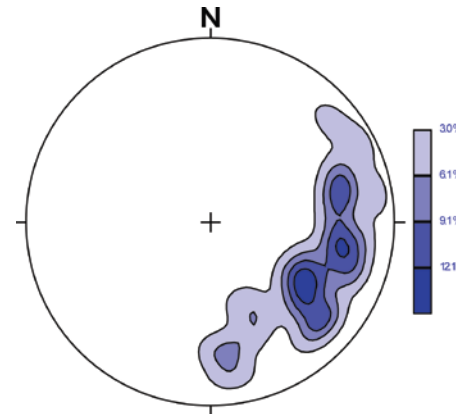


Fig. h, åpne brudd (n=33)

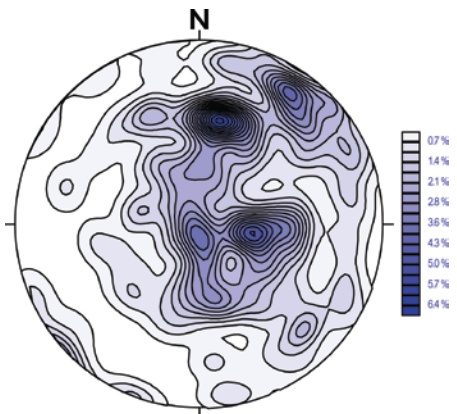


Fig. i., åpne brudd(n=281)

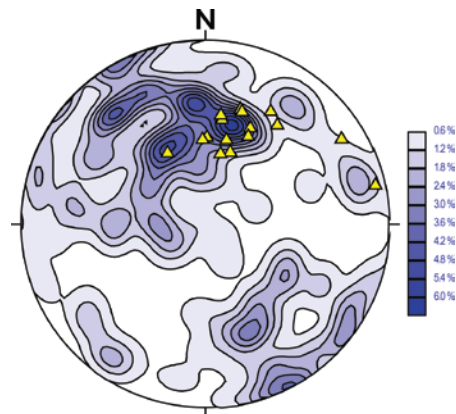


Fig. j ,åpne brudd (n=166), gule trekantner viser foliasjonen (n=16)

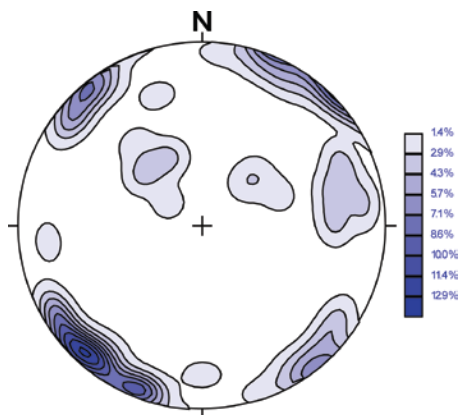


Fig. k, åpne sprekker(n=70)

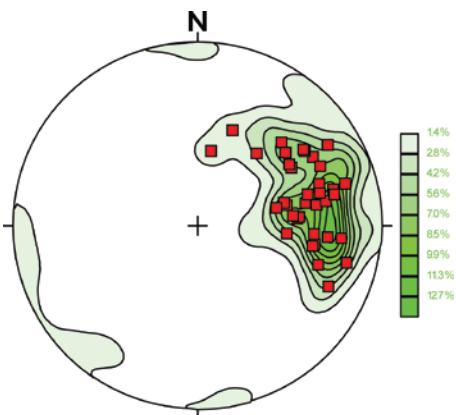


Fig. l, epidotmineraliserte sprekker(n=71), kvartsmineraliserte sprekker(n=39).

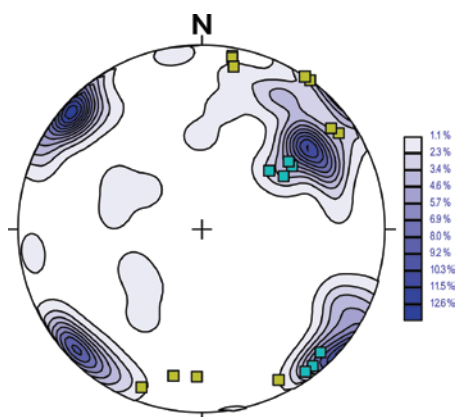


Fig. m, åpne brudd i liggen(n=87), turkis = åpne brudd i SM i hengen(n=7), gulgrønt (n=12) viser åpne sprekker i SM i liggen.

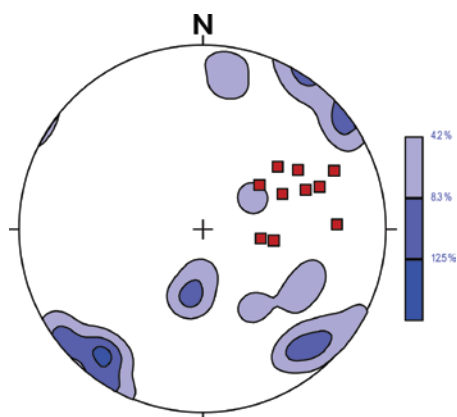


Fig. n, åpne sprekker (n=24), kvartsmineraliserte (n=10)

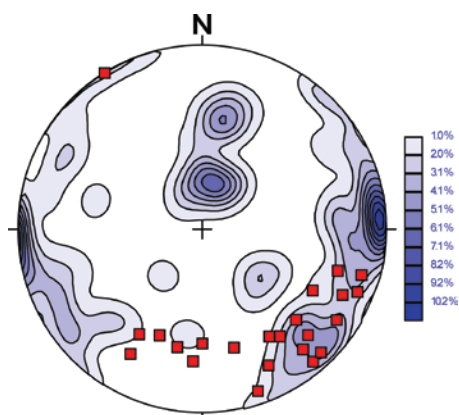


Fig. o, åpne sprekker(n=98), kvartsmineraliserte sprekker(n=23)

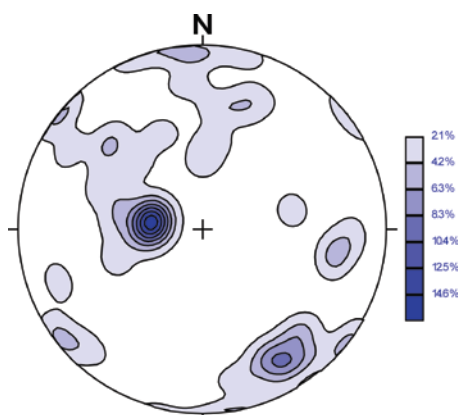


Fig. p, åpne sprekker(n=48)

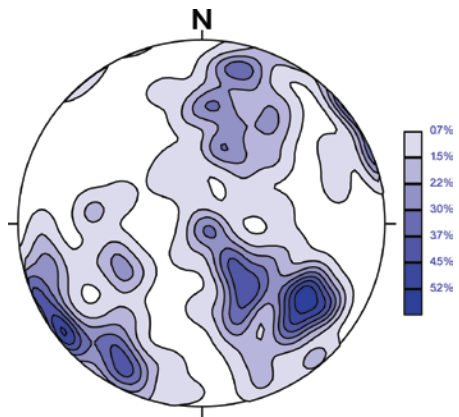
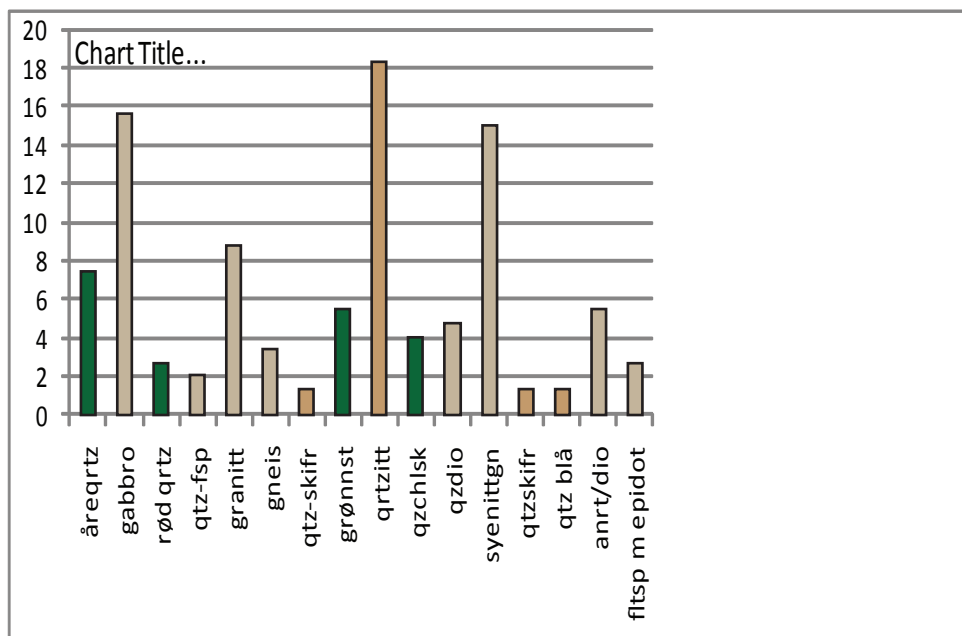


Fig. q, åpne sprekker(n=134)

Vedlegg 4 :

Fordeling av klasttyper i konglomerater langs Norddalsforkastningen, (fordelingen er i %).



 Klastmateriale fra Dalsfjordsuiten, til sammen 58 %.

 Klastmateriale fra Høyvikgruppen, til sammen 23 %.

 Klastmateriale fra Sunnfjord Melange, til sammen 19 %.

VEDLEGG 5, profiler, (se Fig. 4.0. for plassering av profilene.)

