

Bruddsystem og spenningsfelt tilknyttet tunneltraséen Ringveg Vest i Bergen

Ruth Guri Fjørtoft Venvik

**Candidatus Scientiarum oppgave i
hydrogeologi, fast fjell**



Institutt for geovitenskap

Universitetet i Bergen

Mars 2003

Sammendrag

Denne hovedfagsoppgaven er en del av forundersøkelsene som er utført i sammenheng med tunnelprosjektet Ringveg Vest i Bergen kommune, Hordaland, som har driftstart i 2005. Ringveg Vest er planlagt å ligge cirka 4 kilometer sørvest for Bergen sentrum og skal gå fra Fyllingsdalen i nord til Flesland i sør. Tunneltraséen er cirka 10 kilometer lang og er delt inn i tre tunneler. Tunneltraséen går gjennom fire bergartskomplekser: Øygarden gneiskompleks som er en del av Grunnfjellet, og skyvedekkene Nordåsvannkomplekset, Blåmansdekket og Lindåsdekket. Denne hovedfagsoppgaven har hovedfokus på den midtre tunnel som går fra Sandeidet i nord til Dolvik i sør, gjennom enhetene Øygarden gneiskompleks og Nordåsvannkomplekset. Studiet omfatter lineamentsanalyser i tunnelområdet, feltarbeid, numerisk spenningsmodellering rundt tunnelene og forkastningen i Nordåsstraumen, samt analytisk modellering av vannstrømning i brudd og hydrogeologi langs tunneltraséen. I felt er det målt bruddorientering, bruddfrekvens og bruddapertur ved noen utvalgte lokaliteter langs hele tunneltraséen. Det er totalt målt orienteringen til 1751 brudd og det er tolket 701 lineamenter fra digitalt kartgrunnlag og flyfoto.

Lineamentstolkningen viser fire fremtredende orienteringer: NV-SØ, NØ-SV, NNV-SSØ til N-S og ØNØ-VSV, samt at lineamentene endrer orientering etter bergartskompleksene. Bruddorientering viser at de mest fremtredende retningene er: fra NNV-SSØ til NNØ-SSV, ØNØ-VSV og VNV-ØSØ. Felldataene er anvendt i analytisk modellering av volumetrisk strømningsrate (Q) og hydraulisk konduktivitet (K_p), for parallelle og ortogonale bruddsett for fire lokaliteter. Resultatene av de analytiske modelleringene viser at hydraulisk konduktivitet langs midtre tunneltrasé varierer fra 1×10^{-4} til 1×10^{-7} m/s, som samsvarer med hydraulisk konduktivitet i oppsprukket krystalline og metamorfe bergarter, eller tilsvarende siltig sand i løsmasser. Brudd med orientering VNV-ØSØ er målt med høyest apertur, som kan skyldes at bruddene er parallell med største horisontale (kompresjons-) spenning σ_H (N70°V).

I de numeriske modellene (grenseelementmetoden) av tunnelene er Youngs modul (E) satt til 20 GPa i vertsbergarten og 1 GPa i en sone på 0,5 meter rundt tunnelene, og Poissons forholdstall er i alle sonene satt til 0,25. Modelleringen er utført med σ_H lik 10 MPa og retning N70°V. Resultatet viser at skjærspenningen er høyest i tunneltak (30 MPa) og ved overflaten mellom tunnelene (~15 MPa), tensjonsspenningen er høyest i tunnelveggene (10 MPa) og mellom tunnelene (~5 MPa), og kompresjonsspenningen er høyest i tunneltak og vegger (10 MPa), samt i overflaten (~3 MPa). Høye konsentrasjoner av spenning kan danne eller reaktivere brudd, siden spenningskonsentrasjonen ofte overgår bergartsstyrken. Det er også foretatt en numerisk modellering av forkastningen i Nordåsstraumen, som krysser tunnelene og er orientert cirka 45° på s_H . I den numeriske modellen av forkastningen er den delt inn i soner med forskjellig Youngs modul. Ytterste sone er gitt E lik 20 GPa, knusningssonen er delt inn i to, hvor den ytterste av de to har E lik 15 GPa og den innerste har E lik 10 GPa. Forkastningskjernen har E lik 1 GPa med interne svake brudd med stivhet på 6 MPa/m. Resultatene viser at skjærspenningen er høyest i bruddtuppene til de svake bruddene i forkastningskjernen (15 MPa), samt i kontakten av de ulike forkastningssonene (~12 MPa). Tensjonsspenningen er høyest i bruddtuppene (10 MPa) til de svake bruddene i forkastningskjernen og kan muligens føre til sammenkobling av bruddene, og kompresjonsspenningen er høyest inne i bruddene (10 MPa). Resultatene viser at ved in situ spenning kan forkastningen reaktiveres siden spenningskonsentrasjonen ofte er høyere enn bergartstyrken, noe som trolig vil øke lekkasjepotensialet i tunnelene.

Forord

Denne hovedfagsoppgaven er et resultat av en Cand. Scient. oppgave i hydrogeologi, fast fjell, ved Universitetet i Bergen.

Først vil jeg takke veilederne mine Agust Gudmundsson og Helge Aksvik for god veiledning og nyttige kommentarer til utarbeidelse av oppgaven. Deretter vil jeg takke Statens vegvesen for godt samarbeid og økonomisk støtte til hovedfagsprosjektet, da spesielt takk til Kjell Erik Myre, Gunhild Vangsnes, Lars Larsen og Bjørn Klüver. Rune Stumo og Ole Nesse vil jeg takke for godt samarbeid i felt sommeren 2001.

Min største takk går til Morgan Ganerød for at han har holdt ut med meg og gitt så mye støtte gjennom studiet. Ellers vil jeg takke Mina Aase, Silje Berg, Trine Simmenes og Sonja Brenner for korrekturlesing av oppgaven. Administrasjonen ved instituttet fortjener en takk for god hjelp og godt humør. Til slutt vil jeg takke Ingunn Fjørtoft og Olaus Fjørtoft Venvik, samt venner som har gitt god støtte under studietiden.

Bergen, mars 2003

Guri Fjørtoft Venvik

Innholdsliste

1. INNLEDNING	1
1.1. MÅLET MED OPPGAVEN	2
1.2. TIDLIGERE ARBEID	4
1.3. OPPBYGGING AV OPPGAVEN	4
1.4. ORDFORKLARING	6
1.4.1. Tektonostratigrafiske enheter	6
1.4.2. Lineament	6
1.4.3. Brudd	7
1.4.4. Forkastningsbergarter	9
2. METODE.....	11
2.1. PROGRAMVARE	11
2.2. DATAGRUNNLAG TIL LINEAMENT TOLKNING	12
2.3. GEOGRAFISKE INFORMASJONS SYSTEM (GIS).....	13
2.3.1. Lineamentstolkning	13
2.3.2. Lineamentstetthet	14
2.4. FREMSTILLING AV STRUKTURELLE DATA.....	15
2.4.1. Stereografisk projeksjon.....	15
2.4.2. Rosediagram.....	16
2.5. FELTMETODE	16
2.5.1. Valg av lokaliteter.....	17
2.6. NUMERISK MODELLERING.....	19
2.6.1. Preprosessering	19
2.6.2. Postprosessering.....	21
3. GEOLOGISK OVERSIKT	23
3.1. KALEDONIDENE	23
3.2. GEOLOGIEN I BERGENSOMRÅDET	25
3.2.1. Berggrunnen langs tunneltraséen	25
3.3. TEKTONISK UTVIKLING.....	28
3.3.1. Tektonisk utvikling av Kaledonidene.....	28
3.3.2. Tektonisk utvikling av Bergensområdet.....	30
3.3.3. Post-Kaledonsk strukturell utvikling i sørvest Norge.....	31
3.4. SPENNINGSFELTET I BERGENSOMRÅDET	34

4.	TEORI - ANALYTISK MODELLERING.....	37
4.1.	SPENNING	37
4.2.	ELASTISITET	42
4.3.	BRUDD	45
4.4.	STRØMNING	46
5.	LINEAMENTSTOLKNING	51
5.1.	LINEAMENTSTOLKNING I FELTOMRÅDET	51
5.2.	LINEAMENTORIENTERING I BERGGRUNNSHETENE	55
5.3.	TOPOGRAFISK BESKRIVELSE LANGS TUNNELTRASÉEN	58
5.4.	SEISMISK UNDERSØKELSE LANGS TUNNELTRASÉEN	63
6.	FELTARBEID.....	67
6.1.	SANDEIDET	70
6.2.	KNAPPENFJELLET	73
6.3.	NORDÅSSTRAUMEN.....	73
6.3.1.	<i>Straume bro</i>	74
6.3.2.	<i>Borekjerne fra Nordåsstraumen</i>	79
6.3.3.	<i>Petrografisk beskrivelse av kjerneprøver</i>	83
6.3.4.	<i>Optisk televiewer logg fra borehull i Nordåsstraumen</i>	84
6.3.5.	<i>Ruskeneset</i>	85
6.4.	DOLVIK	89
7.	NUMERISK MODELLERING.....	93
7.1.	MODELLER AV TUNNELER	93
7.2.	TUNNELERS PÅVIRKNING PÅ SPENNINGSFELTET	95
7.2.1.	<i>Skjærspenning</i>	95
7.2.2.	<i>Tensjonsspenning</i>	96
7.2.3.	<i>Kompresjonsspenning</i>	97
7.2.4.	<i>Resultater fra andre modelleringer</i>	98
7.3.	MODELLER AV NORDÅSSTRAUMEN FORKASTNINGSSONE	99
7.4.	FORKASTNINGERS INNVIRKNING PÅ SPENNINGSFELTET	101
7.4.1.	<i>Skjærspenning</i>	101
7.4.2.	<i>Tensjonsspenning</i>	102
7.4.3.	<i>Kompresjonsspenning</i>	103
7.4.4.	<i>Resultater fra andre modelleringer</i>	104

8.	HYDROGEOLOGI	105
8.1.	FORKASTNINGERS PÅVIRKNING PÅ GRUNNVANNSTRØM	105
8.2.	VANNSTRØMNING I BRUDD	109
8.2.1.	<i>Sandeidet</i>	110
8.2.2.	<i>Straume bro</i>	110
8.2.3.	<i>Ruskeneset</i>	111
8.2.4.	<i>Dolvik</i>	112
8.3.	FJELLBRØNNER LANGS TUNNELTRASÉEN	112
9.	DISKUSJON	117
9.1.	LINEAMENTORIENTERINGER	118
9.2.	FELT	122
9.2.1.	<i>Sandeidet</i>	122
9.2.2.	<i>Nordåsstraumen</i>	123
9.2.3.	<i>Dolvik</i>	126
9.2.4.	<i>Sammenligning av bruddorientering og lineament orientering</i>	127
9.2.5.	<i>Hydrotektonisk modell</i>	129
9.3.	NUMERISK MODELLERING.....	131
9.3.1.	<i>Tunneler</i>	131
9.3.2.	<i>Forkastningen i Nordåsstraumen</i>	133
9.4.	HYDROGEOLOGI.....	134
9.4.1.	<i>Vannføring i brudd</i>	135
9.4.2.	<i>Grunnvannsenkning på grunn av tunneler</i>	139
9.4.3.	<i>Stabilitet</i>	140
9.5.	ENDRINGER I TUNNELTRASÉEN	140
10.	KONKLUSJONER	143
	REFERANSELISTE	145
	APPENDIKS	155

Figurliste

FIGUR 1.1. GEOGRAFISK PLASSERING AV FELTOMRÅDET	1
FIGUR 1.2. TUNNELTRASÉEN OG INNDELING AV TUNNELEN.	3
FIGUR 1.3. LINEAMENTKLASSIFIKASJON.	7
FIGUR 1.4. KLASSIFISERING AV BRUDD.	8
FIGUR 2.1. HØYDEMODELL AV FELTOMRÅDET.	14
FIGUR 2.2. STEREOGRAFISK PROJEKSJON.	16
FIGUR 2.3. TRAVERSMETODEN MED HORIZONTALT OG VERTIKALT PROFIL.	17
FIGUR 2.4. EKSEMPEL PÅ LOKALITET.	18
FIGUR 2.5. FORKLARING AV FORSKJELLEN PÅ ELEMENTPUNKT OG NODE.	20
FIGUR 2.6. BEASY MODELL.	20
FIGUR 3.1. TEKTONOSTRATIGRAFI I DE SKANDINAVISKE KALEDONIDENE, SØR-NORGE.	24
FIGUR 3.2. BERGENSBUESYSTEMET.	26
FIGUR 3.3. BERGGRUNNSGEOLOGISK KART OVER BERGEN.	27
FIGUR 3.4. DEFORMASJONSSTRUKTURENE D1 OG D2.	29
FIGUR 3.5. TEKTONISK UTVIKLING AV KALEDONIDENE.	30
FIGUR 3.6. VERTIKALT SNITT GJENNOM BERGENSBUESYSTEMET.	31
FIGUR 3.7. POST-KALEDONSK TEKTONIKK I BERGENSOMRÅDET.	34
FIGUR 4.1. SPENNING PÅ EN FLATE ELLER ET PUNKT.	38
FIGUR 4.2. MOHR DIAGRAM.	39
FIGUR 4.3. GRIFFITH, COULOMB OG VON MISES BRUDDKRITERIER I ET DIAGRAM.	41
FIGUR 4.4. HOOKES LOV.	43
FIGUR 4.5. TEORETISK VARIASJON AV MODULFORHOLDET E_e/E_r	44
FIGUR 4.6. BRUDDMODER.	45
FIGUR 4.7. BRUDD MED APERTUR B, LENGDE L OG BREDDE W.	46
FIGUR 4.8. VANNFØRING I ULIKE TYPER BRUDDSETT.	48
FIGUR 4.9. TILFELDIG SAMMENKOBLING AV SIRKULÆRE DISKONTINUITETER.	49
FIGUR 4.10. PERKULASJONSTERSKEL.	49
FIGUR 4.11. STRØMNINGSNETT.	50
FIGUR 4.12. SENKNINGSTRAKT RUNDT EN BRØNN.	50
FIGUR 5.1. LINEAMENTSTOLKNING AV HELE TRASÉEN.	52
FIGUR 5.2. LINEAMENTORIENTERINGEN FORDELT I HISTOGRAM.	53
FIGUR 5.3. KONTURER AV LINEAMENTSTETTHET.	54
FIGUR 5.4. LINEAMENTORIENTERING ETTER BERGGRUNNSENHETENE.	56
FIGUR 5.5. LINEAMENTORIENTERING I BERGGRUNNSENHETENEFREMSTILT I HISTOGRAM.	57

FIGUR 5.6. LINEAMENTSTOLKNING LANGS DEN NORDLIGE TUNNELTRASÉEN.....	59
FIGUR 5.7. ROSEDIAGRAM AV LINEAMENTER I NORDÅSVANNKOMPLEKSET.....	60
FIGUR 5.8. LINEAMENTSTOLKNING LANGS DEN MIDTRE TUNNELTRASÉEN.....	61
FIGUR 5.9. LINEAMENTSTOLKNING LANGS DEN SØRLIGE TUNNELTRASÉEN.....	62
FIGUR 5.10. SONE MED LAV SEISMISK HASTIGHET NORD FOR SANDEIDET.....	64
FIGUR 5.11. SONER MED LAV SEISMISK HASTIGHET I OG SØR FOR NORDÅSSTRAUMEN.....	65
FIGUR 6.1. PLASSERING AV LOKALITETER OG FIGUR FRA LOKALITETENE.....	68
FIGUR 6.2. BERGGRUNNSGEOLOGISK KART OVER BERGEN.....	69
FIGUR 6.3. ET UTSNITT AV LOKALITET SANDEIDET.....)	70
FIGUR 6.4. POLPLOTT OG ROSEDIAGRAM AV BRUDDMÅLINGER FRA SANDEIDET.....	71
FIGUR 6.5. FELTDATA FRA SANDEIDET.....	72
FIGUR 6.6. KNAPPENFJELLET.....	73
FIGUR 6.7. POLPLOTT OG ROSEDIAGRAM AV BRUDDMÅLINGER FRA NORDÅSSTRAUMEN.....	74
FIGUR 6.8. PANORAMA AV LOKALITET STRAUME BRO.....	75
FIGUR 6.9. POL PLOTT OG ROSEDIAGRAM AV BRUDDORIENTERING VED STRAUME BRO.....	75
FIGUR 6.10. FOLIASJON I BERGARTEN VED STRAUME BRO.....	76
FIGUR 6.11. FORKASTNINGSKJERNE VED STRAUME BRO.....	76
FIGUR 6.12. FELTDATA FRA STRAUME BRO.....	78
FIGUR 6.13. PLASSERING AV BOREKJERNEN I NORDÅSSTRAUMEN.....	79
FIGUR 6.14. BOREKJERNEN VED 16 METER, 54 METER OG 56 METER.....	81
FIGUR 6.15. BRUDDFREKVENSDIAGRAM AV BOREKJERNEN.....	81
FIGUR 6.16. BRUDD MED FYLLMASSE FRA BOREKJERNEN.....)	82
FIGUR 6.17. PRØVE 1: GRANITMYLONITTKATAKLASITT.....	83
FIGUR 6.18. PRØVE 2: MYLONITTPROTOKATAKLASITT.....	84
FIGUR 6.19. OPTISK TELEVIEWER LOGG.....	85
FIGUR 6.20. VED LOKALITET RUSKENESET ER DET N-S ORIENTERTE BRUDD SOM DOMINERER.....	86
FIGUR 6.21. POL PLOTT OG ROSEDIAGRAM FRA RUSKENESET.....	87
FIGUR 6.22. FELTDATA FRA RUSKENESET.....	88
FIGUR 6.23. BRUDDORIENTERING VED DOLVIK.....	89
FIGUR 6.24. BRUDDFREKVENSPROFILET FRA DOLVIK.....	90
FIGUR 6.25. FELTDATA FRA DOLVIK.....	91
FIGUR 7.1. TUNNELTRASÉEN TIL UNDERVANNSTUNNELEN VED NORDÅSSTRAUMEN.....	94
FIGUR 7.2. MODELLEN BRUKT I BEASY MODELLERINGENE AV TUNNELER.....	95
FIGUR 7.3. RESULTAT AV TUNNELMODELL MED SKJÆRSPENNING.....	96
FIGUR 7.4. RESULTAT AV TUNNELMODELL MED TENSJONSSPENNING.....	97
FIGUR 7.5. RESULTAT AV TUNNELMODELL MED KOMPRESJONSSPENNING.....	98
FIGUR 7.6. FORKASTNINGEN I NORDÅSSTRAUMEN.....	99
FIGUR 7.7. OPPSETT AV MODELL AV NORDÅSSTRAUMEN FORKASTNINGSSONE.....	100
FIGUR 7.8. RESULTAT AV NORDÅSSTRAUMEN FORKASTNINGSSONE MED SKJÆRSPENNING.....	102
FIGUR 7.9. RESULTAT AV NORDÅSSTRAUMEN FORKASTNINGSSONE MED TENSJONSSPENNING.....	103

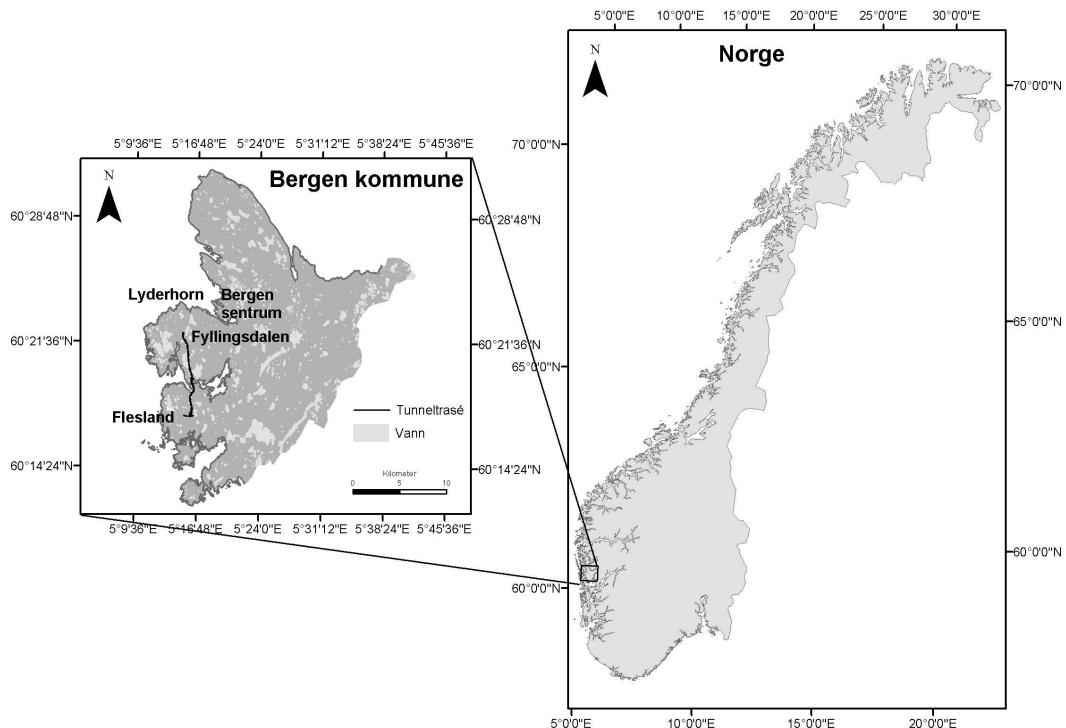
FIGUR 7.10. RESULTAT AV NORDÅSSTRAUMEN FORKASTNINGSSONE MED KOMPRESJONSSPENNING	104
FIGUR 8.1. FORKASTNING MED SONEINDELING OG PERMEABILITET VARIASJONER I SONENE.....	106
FIGUR 8.2. ”AKTIV” FORKASTNING MED PERMEABEL SLIPP PLAN	107
FIGUR 8.3. STRØMNINGSLINJER PÅVIRKES AV FORKASTNINGER.....	108
FIGUR 8.4. KANALISERING AV VANN I BRUDD	108
FIGUR 8.5. VANNFØRENDE BRUDD VED DOLVIK.....	109
FIGUR 8.6. FJELLBRØNNER LANGS TRASÉEN	114
FIGUR 8.7. AVSTAND TIL LINEAMENT MOT VANNFØRING I FJELLBRØNN.	115
FIGUR 9.1. LINEAMENTSTOLKNING I NØRGE.....	119
FIGUR 9.2. BERGARTSGRENSER.....	121
FIGUR 9.3. KATAKLASITTSONEN I FELT SAMMENFALLER MED KATAKLASITTSONE I BOREKJERNEN.....	124
FIGUR 9.4. GRANITMYLONITT MED ANTYDNING TIL KATAKLASITT.....	125
FIGUR 9.5. PROTOKATAKLASITT AV MYLONITTISK GNEIS..	126
FIGUR 9.6. FREMSTILLING AV HYDROTEKTONISK MODELL.....	129
FIGUR 9.7. HYDROTEKTONISK MODELL AV BRUDD.....	130
FIGUR 9.8. VARIASJONER I HYDRAULISK KONDUKTIVITET.....	138
FIGUR 9.9. TUNNELER FORÅRSAKER SENKNING I GRUNNVANNSPEILET.....	139
FIGUR 9.10. SAMMENLIGNING AV TUNNELTRASÉ 2001 OG TUNNELTRASÉ 2003.....	142

Tabelliste

TABELL 2-1. LISTE OVER DATAPROGRAMVARE SOM ER BRUKT I HOVEDFAGSOPPGAVEN.....	11
TABELL 2-2. LISTE OVER DATAGRUNNLAG FOR LINEAMENTSTOLKNING.....	12
TABELL 3-1. ENDRINGER I EKSTENSJONSREGIMER I POST-KALEDONSK TID.....	32
TABELL 3-2. OVERSIKT OVER SPENNINGSGENERERENDE MEKANISMER.....	35
TABELL 6-1. BESKRIVELSE AV BOREKJERNEN.....	80
TABELL 8-1. RESULTAT AV ANALYTISK MODELLERING AV Q OG K_F VED SANDEIDET.....	110
TABELL 8-2. RESULTAT AV ANALYTISK MODELLERING AV Q OG K_F VED STRAUME BRO.....	111
TABELL 8-3. RESULTAT AV ANALYTISK MODELLERING AV Q OG K_F VED RUSKENESET.....	111
TABELL 8-4. RESULTAT AV ANALYTISK MODELLERING AV Q OG K_F VED DOLVIK.....	112
TABELL 9-1. SAMMENLIGNING AV LINEAMENTORIENTERING OG BRUDDORIENTERING	128
TABELL 9-2. VERDIER FRA ANALYTISK MODELLERING AV VOLUMETRISK STRØMNINGSRATE (Q) OG HYDRAULISK KONDUKTIVITET (K_F)	137

1. Innledning

Denne hovedfagsoppgaven er tilknyttet Ringveg Vest prosjektet i Bergen kommune og er et samarbeid mellom Statens vegvesen i Hordaland og Universitetet i Bergen. Tunnelprosjektet ble opprettet for å avlaste hovedfartsåren fra Bergen sentrum til Bergen flyplass, Flesland. Dette er et tungt trafikkert og tett bebyggt område, som er belastet med trafikk store deler av dagen. Universitetet ble engasjert i prosjektet for å bidra med forundersøkelsene til tunnelprosjektet. Denne hovedfagsoppgaven går ut på å belyse problemer som oppstår i berg under driving av tunneler, og innbefatter endring i spenningsfeltet, vannlekkasje og utrasing. I tillegg er det utført en detaljert kartlegging av området rundt tunneltraséen for å plassere lineamenter som kan øke vannlekkasjen til tunnelene. Basert på noen av forundersøkelsene utført av hovedfagstudenten med veiledere er tunneltraséen endret for å unngå lineamenter med høy lekkasjerisiko.



Figur 1.1. Geografisk plassering av feltområdet. Figuren viser plassering av tunneltraséen i Bergen kommune.

Ringveg Vest tunneltrasé går fra Liavatnet i nord via Sandeidet og Nordåsstraumen og videre til Birkeland (Flesland) i sør (figur 1.1). Tunneltraséen som totalt er omtrent 10 km lang er delt inn i tre tunneler: den nordlige fra Liavatnet til Sandeidet (ca 4,9 km), den midtre fra Sandeidet til Dolvik (ca 2,7 km), og den sørlige fra Dolvik til Flyplassvegen, Kokstad / Flesland (ca 2,4 km).

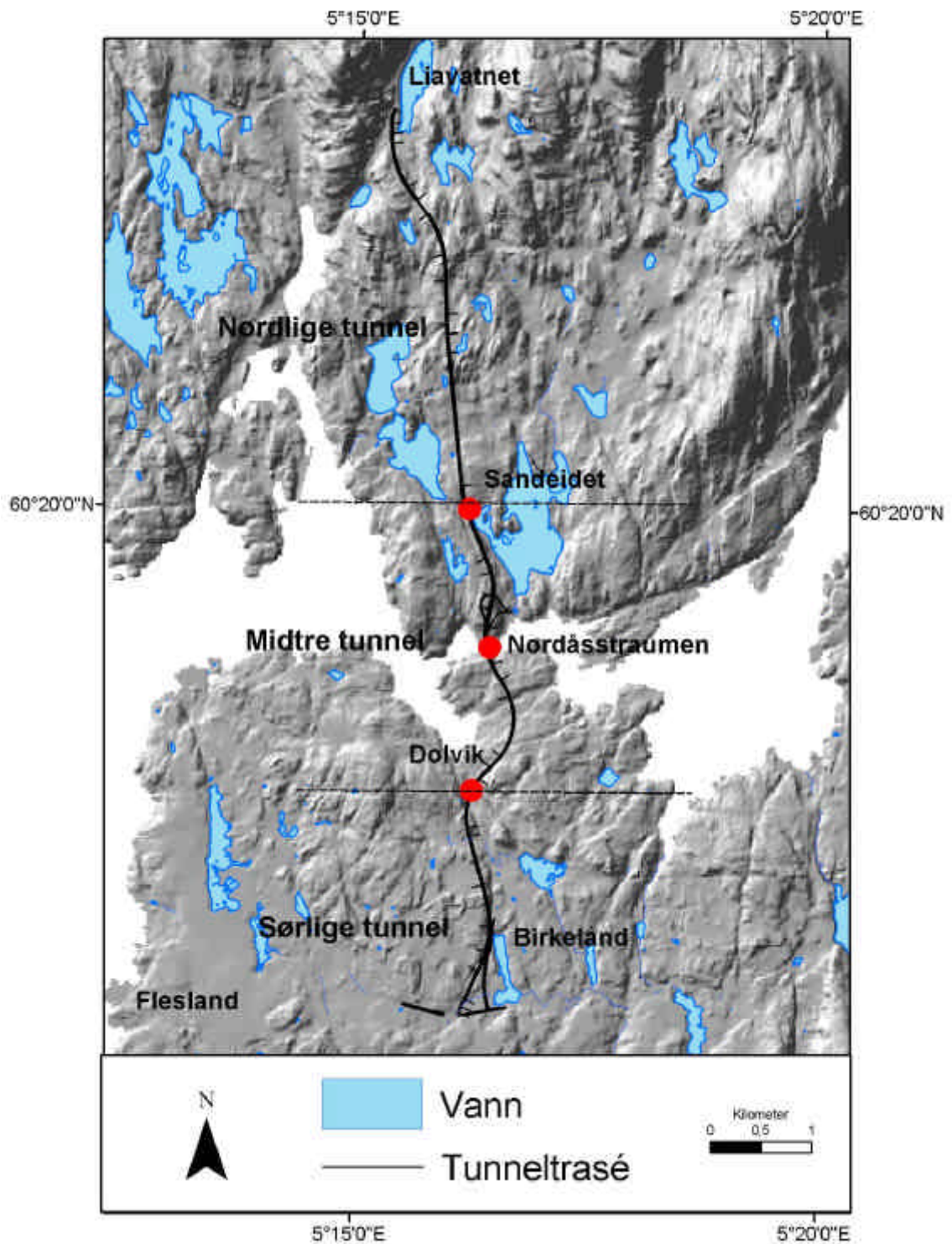
Feltarbeid i tunneltraséområdet ble hovedsakelig utført sommeren 2001, i samarbeid med hovedfagsstudentene Rune Stumo og Ole Nesse, hvor felldata er samlet inn langs hele tunneltraséen. De tre hovedfagsoppgavene fokuserer på ulike tunneler. Det nordlige tunnelområdet er omtalt av Rune Stumo (2002) og det sørlige tunnelområdet vil bli omtalt av Ole Nesse (in prep.). I denne hovedfagsoppgaven vil det midtre tunnelområde bli behandlet og det er begrenset av Sandeidet i nord og Dolvik i sør (figur 1.2).

1.1. Målet med oppgaven

Målet med denne hovedfagsoppgaven er å bruke innsamlede felldata til å finne hvilken betydning lineamenter og småskala brudd har, og bruke dette til å forutsi vannlekkasje til de planlagte tunnelene i Ringveg Vest prosjektet. Det som vil bli vektlagt er bruddorienteringer og forholdet mellom bruddorientering og apertur. Til slutt vil det vurderes om de har en sammenheng med det regionale spenningsfeltet.

Problemstillingen i oppgaven kan deles inn i to: i første del er det fokusert på lineamentstolkning og felldata i sammenheng med tunneltraséen, og i andre del er det sett på hvordan dagens spenningsfelt påvirker berget i tilknytning til tunneler og forkastninger. Til slutt er det sett på hvilken betydning det har for vannstrømning i området og derav lekkasje i tunnelene.

Disse problemstillingene skal løses med studier av brudd- og lineamentorientering, bruddapertur, bruddfrekvens, analytisk modellering, numerisk modellering og brønnytelse i området.



Figur 1.2. Tunneltraséen og inndeling av tunnelen.

1.2. Tidligere arbeid

Det er i lang tid forsøkt å forklare formen og dannelsen av Bergensbuesystemet og trolig tidligst ute var Kolderup & Moncton (1911) som utførte kartlegging av Bergensområdet. Videre kartleggingsarbeid i Bergensområdet er blant annet gjort av Kolderup & Kolderup (1940), Kvale (1960), Sturt et al. (1975), Weiss (1977), Sturt & Thon (1978), Fossen (1986, 1988, 1989, 1990, 1993, 1998, 1999), Fossen et al. (1997), Fossen & Ragnhildstveit (1997). I tillegg er det mange hovedfagsstudenter som har utført feltarbeid i Bergensområdet.

Lineamentstudier i sør - Norge basert på satellittbilder er utført av Ramberg et al. (1977). Regional lineamentstolkning ble gjort av Gabrielsen og Ramberg (1979). I senere tid har Gabrielsen et al. (2002) utført arbeid med storskala lineamentstrukturer i Norge i målestokk 1:75 000 hvor Bergensområdet er en av de mest fremtredende N-S orienterte lineamentsonene som skiller seg ut i Norge

Studier av forkastninger og forkastningsarkitekturer er i den senere tid utført av blant annet Evans, et al. (1997), Caine et al. (1996), Berg (2000) Braathen og Gabrielsen (2000) og Gudmundsson (1999, 2000, 2001). Resultatet av arbeidet deres viser inndeling av forkastninger i ulike soner etter bruddenes karakter og tetthet. Selv om inndelingen varierer noe viser studiene at forkastningssoner kan deles inn i en udeformert og deformert sone som vil ha ulike hydrauliske egenskaper. De ulike sonene vil være betydelige risikosoner under driving av tunneler. Arbeid som knytter hydrauliske egenskaper i berget til vannlekkasje i tunneler er blant annet foretatt av Molinero et al. (2001), Grøv (2002) og Zangerl et al. (2003).

1.3. Oppbygging av oppgaven

Siste del av kapittel 1 inneholder en forkortet ordliste over ord som er sentrale i oppgaven, og som det også kan forekomme i flere versjoner. Andre begrep er forklart i teoridelen av oppgaven (kapittel 4).

I kapittel 2 er det gjort rede for programvare, datagrunnlag og metodene som er brukt i de forskjellige delene av oppgaven. Det er da spesielt lagt vekt på fremgangsmåte og funksjoner til programvarene Geografisk Informasjons System (GIS) og da spesielt ArcMap til blant annet lineamentstolkning og "Boundary Element Analysis SYstem" (BEASY) til numerisk modellering.

Kapittel 3 gir en kort fremstilling av geologien i Norge, og da spesielt med vekt på feltområdet i Bergen. Denne fremstillingen er begrenset til nytteverdien til tunneltraséen og detaljnivået er dermed begrenset. Berggrunnsgeologien i området er viktig for forståelsen av dannelsen av lineament og forkastninger, og for å kunne forklare dagens topografi.

Kapittel 4 gir en innføring i teorien som ligger til grunn for forståelse og utføring av denne oppgaven. I tillegg er flere av ligningene som er beskrevet i teorien benyttet til analytiske modeller i kapittel 7 og 8.

Resultatene lineamentstolkningen foretatt i området mellom Lyderhorn i nord og Flesland i sør er presentert i kapittel 5. Lineamentstolkningen er utført ved hjelp av GIS og metoden for prosedyren er forklart i kapittel 2. Lineamentorienteringene blir sammenlignet med bruddorienteringene fra hele tunneltraséen som er samlet inn under feltarbeidet.

Resultatene fra feltarbeidet er fremstilt i kapittel 6. Feltarbeidet presentert her er konsentrert om den midtre tunnelen og fem lokaliteter er detaljert beskrevet. Fra nord til sør er lokalitetene Sandeidet, Straume bro, borekjerne fra Nordåsstraumen, Ruskeneset og Dolvik. Resultater av bruddfrekvens er senere brukt i analytisk og numerisk modellering til utregning av bergartenes elastiske egenskaper (særdeles Youngs modul) (kapittel 7).

I kapittel 7 er resultatene fra numerisk modellering av tunnelen ved Nordåsstraumen og forkastningen i Nordåsstraumen fremstilt. Dette er gjort for å få et innblikk i hvor mye det lokale spenningsfeltet kan påvirke tunnelene og om forkastningen muligens kan

reaktiveres. Programvaren BEASY er brukt på å utføre den numeriske modelleringen og metoden er forklart i kapittel 2.

Kapittel 8 omhandler hydrogeologi rundt forkastninger og brudd, og resultatene fra analytisk modellering av vannstrømning i brudd og grunnvannsforekomstene langs tunneltraséen er presentert her. Det er blant annet sett på om det er noen sammenheng mellom ytelsen av fjellbrønnene og avstanden til lineamenter.

I kapittel 9 diskuteres alle elementene som er fremstilt i de foreliggende kapitlene opp mot litteratur og ser på relevansen det har til tunneltraséen. Diskusjonen er etterfulgt av hovedkonklusjonene fra arbeidet i kapittel 10.

1.4. Ordforklaring

Her der det presentert noen ord og terminologier som ofte er brukt i hovedfagsoppgaven.

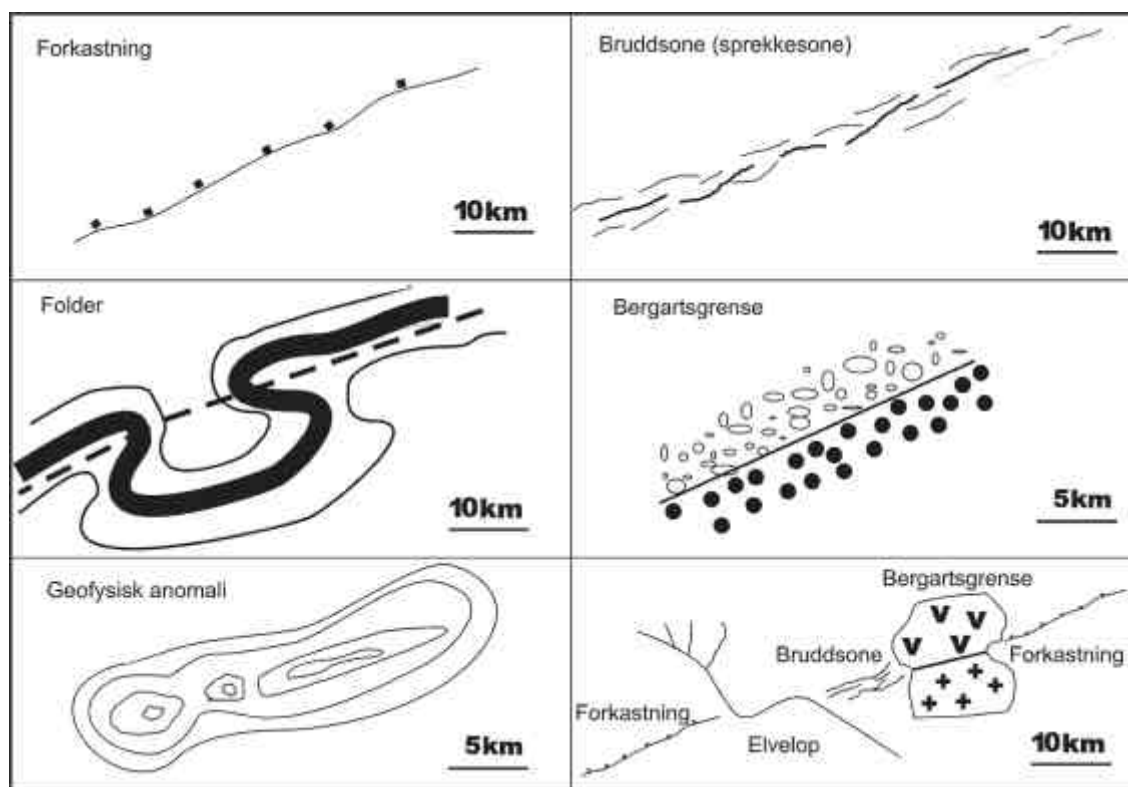
1.4.1. Tektonostratigrafiske enheter

Bergartene kan sies å være autoktone (stedegen) hvis de er dannet der de opptrer i dagen, og parautokton (delvis stedegen) hvis bergartene er lett korrelerbare med de autoktone bergartene og en kan av den grunn anta en moderat forflytning fra opprinnelsesstedet. Bergarter som avviker fra de autoktone lagpakkene i sammensetning, stratigrafi, sedimentær facies og grad av deformasjon, kan antas å være alloktone (ikke stedegen) og forflyttet ved en tektonisk prosess (Nystuen, 1986).

1.4.2. Lineament

”Lineament er en lineær eller kurvlineær struktur som enten er direkte synlig på overflaten, eller som framkommer på et topografisk eller geofysisk kart, satellitt- eller flybilde. Lineamenter antas å avspeile en geologisk innhomogenitet i undergrunnen, så

som brudd, bergartsgrenser, fold, lineært bergartslegeme eller malmkropp. Skjæringslinjer mellom overflaten og foliasjon betraktes ikke som lineamenter” (figur 1.3) (Nystuen, 1986).

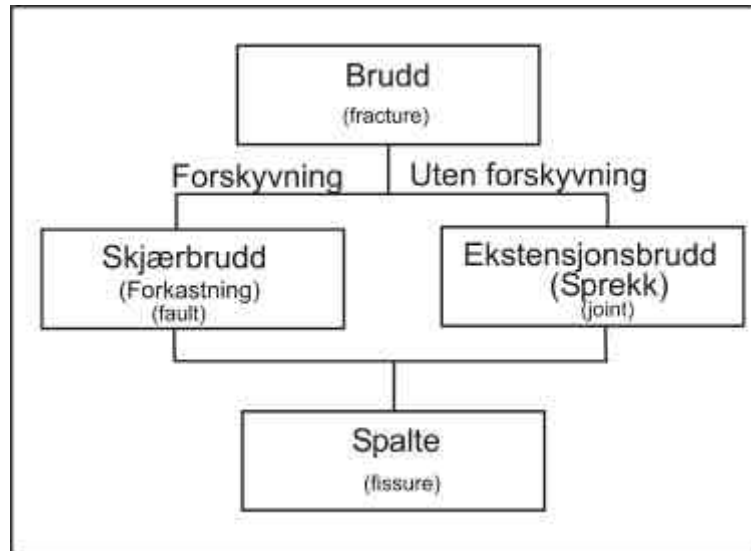


Figur 1.3. Lineamentklassifikasjon. Vanligste typer lineament i området er forkastninger, bruddsoner og bergartsgrenser. Fra Nystuen (1986).

1.4.3. Brudd

Brudd er en planær eller semiplanær diskontinuitet i en bergart forårsaket av ytre eller indre spenninger. To typer brudd forekommer (figur 1.4): *ekstensjonsbrudd* er dannet ved en bevegelse vinkelrett på bruddflatene. Tensjonsbrudd er en variant av ekstensjonsbrudd og kalles ofte sprekk, eller spalte når det er en viss åpning mellom bruddveggene. Tensjonsbrudd vil normalt øke permeabiliteten langs bruddsoner. Engelsk: joint. I følge tradisjonell terminologi i bergmekanikk: mode I bruddmekanisme. *Skjærbrudd* benyttes om brudd hvor det har vært en bevegelseskomponent parallelt med bruddflatene, altså forkastninger. Skjærbrudd kan både redusere og øke permeabiliteten parallelt med bruddsonen. Engelsk: fault. I følge

tradisjonell terminologi i bergmekanikk: mode II og III bruddmekanisme (Braathen & Gabrielsen, 2000).



Figur 1.4. Klassifisering av brudd. Fra Nystuen (1986).

Bruddsett – (sprekkesett/joint set) er en samling av mer eller mindre parallelle, nærstående brudd (sprekker) som antas å være dannet under samme deformasjonshendelse (Nystuen, 1986).

Bruddsone – en sone med høy bruddtetthet hvor kunnskap angående bevegelse langs sonen mangler. En bruddsone kan mer presist klassifiseres som:

Sprekkesone – en bruddsone hvor bevegelse langs sonen ikke lar seg påvise, og som utelukkende består av tensjonsbrudd/sprekker.

Forkastning – en bruddsone hvor det kan påvises at det har vært bevegelse langs sonen (Braathen & Gabrielsen, 2000).

1.4.4. Forkastningsbergarter

En mylonitt er en foliert bergart hvor den opprinnelige kornstørrelsen i vertsbergarten er redusert ved plastisk og semiplastisk deformasjon. Det finnes flere varianter (protomylonitt, ultramylonitt, blastomylonitt) som skilles fra hverandre ved deformasjonsintensitet og kornstørrelse (Braathen & Gabrielsen, 2000). Kataklasitt er en bergart dannet ved mekanisk nedknusing, det vil si ved sprø deformasjon av en bergart til kantete fragmenter (klaster) i en finkornet grunnmasse (matriks). Fragmentene er uten foretrukket orientering. Kataklasitten kan deles inn i to typer avhengig av kornstørrelse: kataklasitt har klaster mellom 0,1 mm og 10 mm, mens en ultrakataklasitt har klastestørrelse under 0,1 mm (Braathen & Gabrielsen, 2000).

Breksje er en løs bergart dannet ved mekanisk nedknusing av en bergart, med kantete fragmenter i finkornet matriks. Normalt er det ingen orientering av fragmentene. Breksjer er i mindre grad presset og kittet sammen, og opptrer derfor som relativt løs sone i berggrunnen. Hardere breksjer er gjerne dannet gjennom sekundær sementering av matriksen (kvarts eller karbonat vanlig). Også breksje er inndelt i en serie, avhengig av klastestørrelse: megabreksje har klaster større enn 0,5 m mens breksje domineres av klaster mellom 0,5 m og 1 mm. Mikrobreksje domineres av klaster mellom 1 mm og 0,1 mm. Breksjer som er dominert av en klastestørrelse under 0,1 mm betegnes som: forkastningsmel (gouge) og er en svært finkornet masse med en leiraktig konsistens som er dannet gjennom ekstrem nedknusing av vertsbergarten ved deformasjon i det sprø regimet. Kornstørrelsen er mindre enn 0,1 mm, men det finnes gjerne en del bergartskorn. I tørr tilstand er den løs til delvis kompakt og føles som glatt, talkaktig pulver på fingrene. Våt forkastningsmel klistrer gjerne til på fingrene og hammer (Braathen & Gabrielsen, 2000).

I motsetning til breksje, er en kataklasitt en hard bergart som ble sammenkittet under dannelsen.

2. Metode

Det er benyttet flere arbeidsmetoder for å oppnå resultatene fremstilt i kapittel 5, 6, 7 og 8, og metodene blir forklart i dette kapitlet.

2.1. Programvare

Til utforming av oppgaven er det tatt i bruk flere forskjellige programvarer, og en kort liste av type programvare og deres bruk er gitt i tabell 2-1.

Tabell 2-1. Liste over dataprogramvare som er brukt i hovedfagsoppgaven.

Programvare	Versjon	Bruksnytte
Arc Info	8.1	GIS - analyse og presentasjon
ArcView	3.1	GIS - analyse og presentasjon
ArcView	3.2	GIS - analyse og presentasjon
ArcView	8.1	GIS - analyse og presentasjon
ArcMap	8.1	Analyse og presentasjon
GeoOrient	8.0	Visualisering av strukturelle data
CorelDRAW	10	Bildebehandling
CorelTRACE	10	Bildebehandling
BEASY		Bergmekanisk numerisk modellering
Excel		Regneark

2.2. Datagrunnlag til lineament tolkning

I tolkningen av lineamenter i feltområdet er det brukt analoge og digitale kartdata (kapittel 5). De forskjellige kartdataene, målestokk og hvor kartdata hentet fra er listet i tabell 2-2.

Tabell 2-2. Liste over datagrunnlag for lineamentstolkning.

Datatype	Dataform	Beskrivelse	Skala	Eier
Analog	Flyfoto	Tatt 24.4.95	1:6000	Utlånt fra Statens Statens vegvesen i Hordaland, Ringveg Vest prosjektet
	Kart	Ortofotokart laget 5.7.01	1:5000	
		Topografisk kart over traseen	1:5000	
Digitale	Vektor	Høydekoter	1 m ekvidistanse	Utlånt fra Bergen Kommune
		Høydekoter	5 m ekvidistanse	
		Vannlinje (elv)		
		Vannflate (innsjø)		
		Kystlinje		
		Kystflate		
	Raster	Ortofoto 16		
		Ortofoto 8	0,1 m oppløsning	

2.3. Geografiske Informasjons System (GIS)

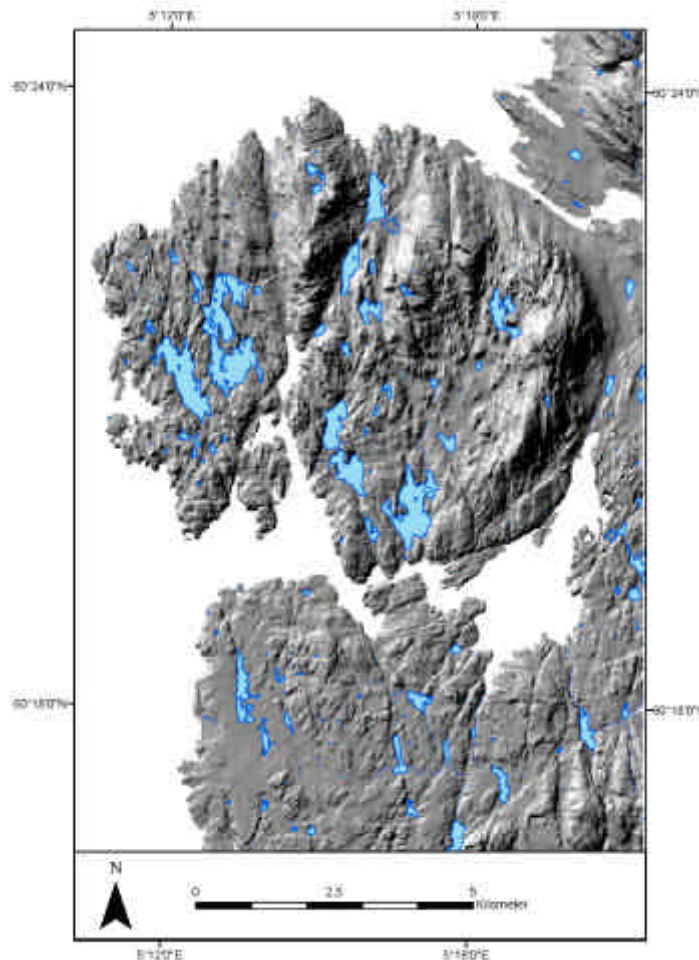
Geografiske informasjonssystemer er en anvendt metode som blir brukt til å finne sammenhenger mellom romlige (stedfestet) data. GIS bruker informasjon fra tabeller og databaser og plasserer det på kart slik at informasjonene er mer tilgjengelig. Med en slik fremstilling av informasjon kan en enkelt gjøre analyse på data og lett visualisere resultatet.

2.3.1. Lineamentstolkning

I denne oppgaven er lineamentstolkningen basert på ulike datagrunnlag og skalaer. Det ble først gjort en grovtolkning fra flyfoto ved hjelp av stereoskop, hvor lineamentene ble tegnet inn for hånd på kart i målestokk 1:5000 over tunneltraséen. Til en mer detaljert tolkning ble de digitale kartdataene (i vektor form) (tabell 2-2) importert til "Arc/Info's Topogridtool", hvor det ble generert en digital rastermodell med $5\text{m} \times 5\text{m} = 25\text{ m}^2$ rasterceller, alle med en spesifikk høydeverdi. "Topogridtool" benytter en interpolasjonsmetode som er basert på iterativ endelig differanse (finite difference) (Hutchinson, 1989) og resulterte i en høydemodell (raster) over tunneltraséområdet. Høydemodellen ble importert til "Arcview GIS 8.1" hvor det ble generert en skyggemodell av høydemodellen med ekstensjonen "Spatial Analyst" (figur 2.1). Dette går ut på å definere en lyskilde med azimuttretning og høyde, som programmet regner ut på bakgrunn av høydemodellen, som danner skygger. Dette resulterer i en pseudo-3D modell hvor relieff kommer godt til syne (figur 2.1).

Siden oppløsningen på modellen er begrenset (25 m^2 rasterceller) er datagrunnlaget til lineamentstolkningen supplert med ortofoto. Ortofoto er basert på flyfoto hvor flyfotoene er digitalisert og ortorektifisert mot et kjent datagrunnlag, som her er det øvrige datagrunnlaget (tabell 2-2). Dette muliggjør en lineamentstolkning i Arcview GIS basert på høyoppløselige data. Over dette datagrunnlaget brukes standard tegneverktøy (linje) til å tegne inn lineamentene.

Under tolkningen er det ikke skilt mellom type lineament, fordi det er vanskelig å se forskjell på flyfoto eller på digitale kart. Når lineamentene tegnes fokuseres det mest på retning og ikke på lengde av lineamentene, slik at lange lineament som krummer gjerne er brutt opp i mindre, rette segmenter.



Figur 2.1. Høydemodell av feltområdet. Laget av 5 m høydekoter med vann og elver over traseområdet. Skyggelegging fra vest, 315°.

2.3.2. Lineamentstetthet

I "Arcview GIS 8.1" og ekstensjonen "Spatial Analyst" er lineamentene konturert etter tetthet. Mengden lineamenter i hver celle av rastergridet som brukes blir kalkulert. For å kalkulere en tetthetsverdi for cellen, blir det definert et sirkulært leteareal i hver celle som bestemmer avstanden det skal letes etter lineamenter innenfor. Hvis denne verdien

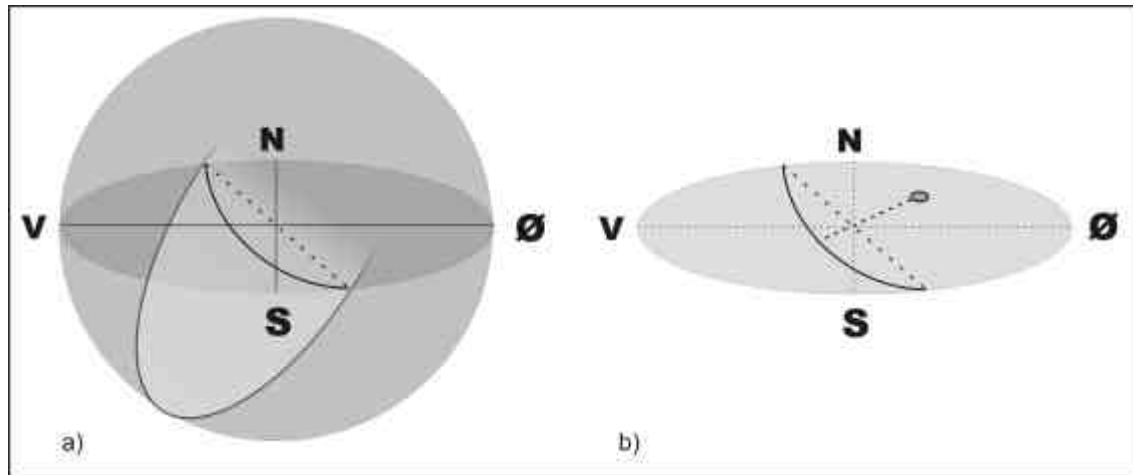
er lav er det mulig at en ikke treffer på andre lineament, mens hvis den er for høy vil den trolig treffe på for mange lineamenter og overrepresentere tettheten. Lineamenter som faller innenfor samme leteareal er summert og så delt på størrelsen av letearealet for å få tetthetsverdien i hver celle. Lineamentstetthet er vist i figur 5.3.

2.4. Fremstilling av strukturelle data

For fremstillingen av strukturelle data er programmet GeoOrient 8.0 brukt (tabell 2-1) og det kan lastes ned fra internett.

2.4.1. Stereografisk projeksjon

Stereografisk projeksjon er en visuell fremstillingsmetode av strukturgeologiske data. Metoden fremstiller orientering av data uten å ta hensyn til romlig sammenheng. Med stereografisk projeksjon kan en bestemme orienteringen til skjæringslinjen mellom to eller flere flater, vinkelen mellom flater og vinkelen mellom en linje og en flate. Plan som blir tegnet inn i stereonettet som en storsirkel gjennomskjærer nedre halvkule. Det vil si at storsirkelen til et plan som bøyer mot venstre viser at planet har fall mot vest, mens storsirkelen til et plan som bøyer til høyre viser at planet har fall mot øst (figur 2.2). (Linjer gjennomskjærer nedre halvkule som et punkt, som for eksempel lineasjon). Avstanden fra origo i stereonettet til storsirkelen eller punktet forteller fallvinkelen på flaten eller linjen. Hvis den er nær origo er fallvinkelen bratt og hvis den ligger langt vekk fra origo er fallvinkelen slak. Plan blir ofte plottet som polplott. Det er et punkt som ligger 90° ut fra midten av storsirkelen, på motsatt side av fallet. Dette er en måte å forenkle plottet når en har mye data (figur 2.2) (Davis & Reynolds, 1996).



Figur 2.2. Stereografisk projeksjon. a) tredimensjonal fremstilling av plan som er tegnet i todimensjonal stereonett. b) Stereonettet viser todimensjonal fremstilling av tredimensjonale data. Fra Davis & Reynolds (1996).

2.4.2. Rosediagram

For visualisering av bruddorientering blir det benyttet rosedigram (figur 5.7). I dette arbeidet er dataene plottet bidireksjonalt. Det betyr at strøkverdier på for eksempel 90° og 270° plottes med samme retning, og det tas ikke hensyn til fallgradienten til flaten. Sektorene i rosedigrammet er vektet mot arealet, som betyr at de er proporsjonal med klassefrekvensen. Den horisontale akse er da følgelig ikke lineær.

2.5. Feltmetode

Ved måling av strøk og fall, og lineasjoner på flater i naturen benyttes Silva klinometerkompass med libelle og under målingen brukes høyrehåndsregelen. Under innsamling av data ble traversmetoden anvendt, som går ut på at en legger et profil eller en scanlinje hvor alle brudd langs linjen blir registeret med strøk, fall, apertur, utstrekning (om mulig), brudd sett og geometri (figur 2.3). For måling av apertur i brudd brukes et sett med føleblader. Følebladene er 7 cm lange og har en tykkelse fra 0,05 mm til 1 mm, og de kan legges sammen med et intervall på 0,05 mm opp til 1 cm tykkelse. Denne måleteknikken gir stor sikkerhet i aperturmåling. For å oppnå best

mulig kvalitet på dataene ble det lagt profillinjer som er vinkelrett på hverandre for å fange opp alle bruddretningene, men det var det ikke alltid mulig å gjennomføre.



Figur 2.3. Traversmetoden med horisontalt og vertikalt profil. Bildet er tatt mot NV. Kompass til skala.

Datainnsamlingen er selektiv siden representasjonen av brudd avhenger av blotningene. De aller fleste felldataene brukt i denne hovedfagsoppgaven er samlet inn ved hjelp av traversmetoden. Denne metoden gir stor sikkerhet i bruddfrekvens, men er muligens uegnet med tanke på bruddapertur siden aperturen ofte endres langs bruddets utstrekning.

2.5.1. Valg av lokaliteter

For at innsamlede data skal reflektere forholdene i og rundt tunnelen var det nødvendig å legge blotningene så nær tunneltraséen som mulig. De fleste blotningene det er samlet felldata fra er sprengte veiskjæringer, hvor noen er relativt nysprengte og andre gamle. Sprengte blotninger vil være påvirket av sprengningen. Dette kan ha ført til åpning eller lukking av brudd, og økning av apertur i bruddene og antall brudd. Løsgjorte blokker kan gjøre blotninger mindre sikker. I tillegg går tunneltraséen gjennom bebodde

områder, hvor store deler av overflaten er bebygd av privathus med hager. Dette medførte ytterligere begrensning av lokalitetsvalg. Andre blotninger er ”naturlige” og da forekommer problemer med vegetasjon og erosjon, som ved Ruskeneset hvor vannerosjon og tarevekst reduserer kvaliteten på lokaliteten (figur 2.4).



Figur 2.4. Eksempel på lokalitet. Ruskeneset, bildet tatt mot Ø. Person til skala.

Blotningsgraden i feltområdet er delvis begrenset på grunn av vegetasjon. Vegetasjonsproblemet er størst i sør (området rundt lokalitet Dolvik) siden bergartene i skyvedekkene ser ut til å være mer næringsrike enn granitten i nord. Blotninger som er tilgjengelig langs tunneltraséen er for det meste sprenge veiskjæringer som trolig er berørt av sprengheringen og vil påvirke kvaliteten av dataene. Sprengningen gjør muligens at bruddaperturen er større og at det forekommer flere brudd enn i upåvirket berg. Dette er det vanskelig å korrigere for ved videre bruk av dataene.


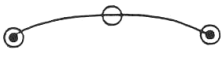
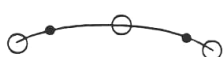
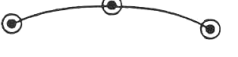

2.6. Numerisk modellering

Det finnes to hovedtyper innenfor numerisk modellering; kontinuumsmodeller og diskontinuumsmodeller. Kontinuumsmodeller ser på bergmassen som et kontinuerlig medium og består av to undergrupper; integralmetoden og differensialmetoden. Det som hovedsakelig skiller integralmetoden og differensialmetoden er hvordan modellen deles inn. I differensialmetoden deles modellen inn i et endelig antall elementer som inneholder noder hvor verdiene blir overført. I integralmetoden begrenses elementene langs grenser, hvor noder fordeles og beregner verdier.

I analyser av spenningsforhold i modeller av tunnel og forkastning er det brukt programvaren Boundary Element Analysis System (BEASY). BEASY er basert på integralmetoden og bruker grenseelementmetoden (BEM) (BEASY, 1991). Grenseelementmetoden gir gode resultat for spenningsanalyse av brudd siden spenningskonsentrasjonen forekommer i laggrenser, som mellom brudd og bergart og mellom bergartslag. BEASY er et verktøy som brukes av ingeniører hovedsakelig til å analysere industriprodukter, men gir en pålitelig fremstilling av spenningsfelt rundt brudd og utvikling av brudd ved påført spenning. BEASY har høy pålitelighet innenfor industriprodukter, men er mindre brukt innen geologi tross noen geologer har anvendt programmet i 10 år. BEASY for Windows er et brukervennlig program som kombinerer preprosessering, analyse og postprosessering, og fremstillingen er menybasert.

2.6.1. Preprosessering

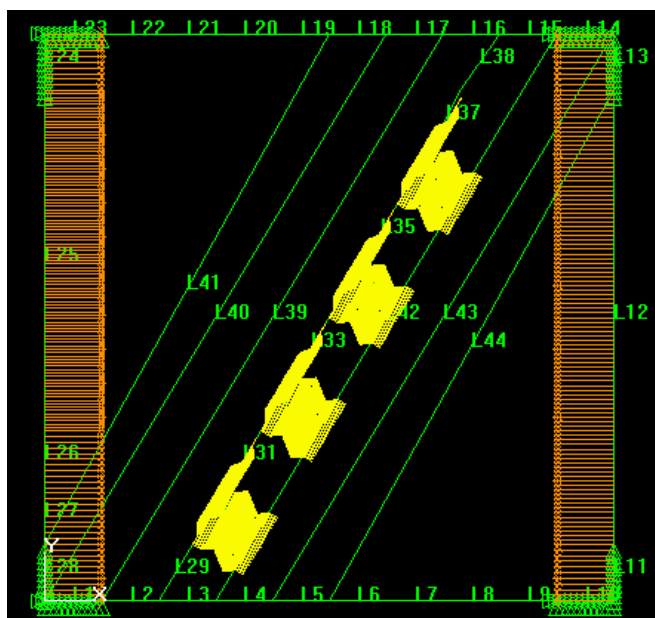
For å konstruere en BEASY-modell definerer en først geometrien til modellen med å bestemmes punkter i et koordinatsystem som forbindes med linjer. Linjer kan være rette linjer eller sirkler i to dimensjoner og disse geometriene kan bygges sammen til større og mer kompliserte former. Deretter plasseres elementer på alle ytre grenselinjer og indre linjer. Element består av noder som beregner verdien av forflytting i forbindelse med ekstensjon eller kompresjon (figur 2.5).

Element order	Name	Continuous element	Discontinuous element
Constant	L1	Not available	
Linear	L2		
Quadratic	L3		

• : node
 ○ : mesh point

Figur 2.5. Forklaring av forskjellen på elementpunkt og node. Fra BEASY (1991).

Soner brukes for å dele opp modellen slik at enheter kan ha forskjellige mekaniske egenskaper. Sonene avgrenses med ytre og indre linjer, "outward-" og "inward lines", som har tilhørende elementer. Innenfor sonene settes indre punkt, "internal points", og ved disse punktene vil BEASY finne potensialet eller spenningsutviklingen inne i de forskjellige sonene. Interne punkt er viktige for å kunne fremstille korrekte konturplott av for eksempel spenningsmagnitudo i postprosessering.



Figur 2.6. BEASY modell. Utgangspunkt for forkastningen i Nordåsstraumen før spenningsanalysen er gjort. Gule soner er "internal springs" som senere er omtalt som brudd.

Modellen kan utsettes for ulike typer belastning i form av grenseverdier, "interface condition", og "body load". "Boundary condition" kan påføre grenseverdiene en spenningsverdi som er kompresjon, ekstensjon eller skjær. "Interface condition" er lik "boundary condition", men gjelder kun for interne punkt, og i tillegg kan den lage "sliding surfaces" og "internal springs". "Body load" er belastning som ikke virker på grenseverdiene, men på hele materialet.

I modellene av forkastningen i Nordåsstraumen (avsnitt 7.3) blir "internal springs" brukt, som vist i figur 2.6. "Internal springs" er en måte å fremstille mindre svakhetssoner som ikke er i kontakt med de ytre grensene av modellen. Elastisitetsegenskapene til disse sonene kan bestemmes og er i modellen av forkastningen satt til 6 MPa. "Internal springs" vil i kapittel 7 bli omtalt som brudd i forkastningskjernen.

For at modellen ikke skal "flytte seg" når den påføres spenning blir den "festet" i hjørnene (to eller flere) ved å angi koordinatene til hjørnene og sette forflytningen til null (displacement x-y direction = 0) (BEASY, 1991).

2.6.2. Postprosessering

Etter analyseprosessen har en flere postprosessering alternativer som vil fremstille dataene forskjellige. I analysen gjort i kapittel 7 er det valgt ut tre spenningskonsentrasjon fremstillinger: tensjon, kompresjon og skjærspenning. Siden BEASY hovedsakelig er et ingeniørverktøy er tensjon fremstilt som positiv spenning og kompresjon som negativ spenning. Dette er motsatt av tradisjonell geologisk terminologi.

Resultatene kan fremstilles som grafer eller konturplott og i kapittel 7 er det valgt konturplott som den beste visuelle fremstillingen av spenningskonsentrasjonene. I BEASY-modellene er spenningskalaen trunkert for å fremheve spenningskonturene bedre, hvor rød farge viser høyest spenning og blå farge lavest. Verdier høyere eller lavere enn skalaen kan være til stede, men forekommer da som maksimal verdi (rød farge) eller minimal verdi (blå farge). Et eksempel på dette er vist i figur 7.3. Alle

modellene brukt i kapittel 7 er tegnet om ved hjelp av CorelTRACE og CorelDRAW for bedre visualisering av resultatene.

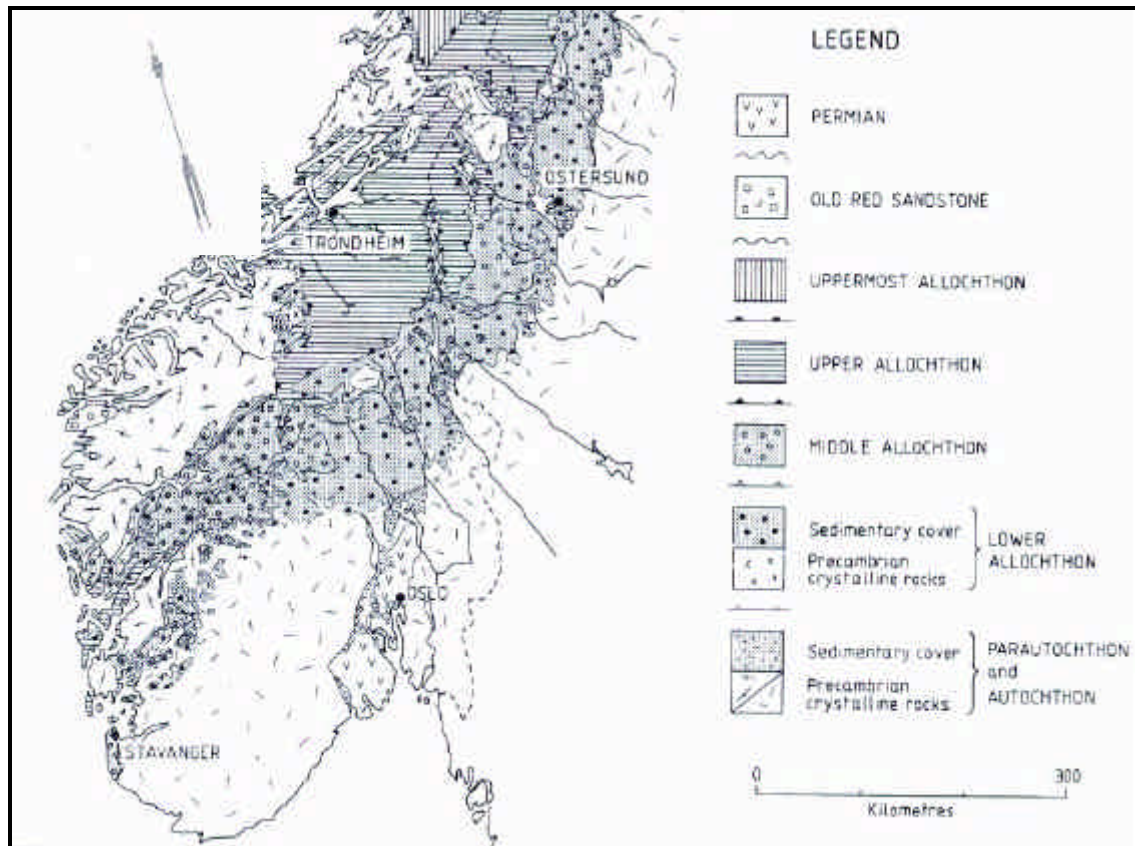
3. Geologisk oversikt

Feltområdet ligger i Bergensområdet som er en del av de sørnorske Kaledonidene. Tunneltraséen i Ringveg Vest går fra nord til sør gjennom ulike enheter hvor bergarter og strukturer er påvirket av den Kaledonske orogenese (Fossen, 1989).

3.1. *Kaledonidene*

Kaledonidene er et underpaleozoisk orogen, som er ca. 1800 km langt og 300 km på det bredeste. Orogenet er dannet som et resultat av kontinent - kontinent kollisjon mellom Laurentia og Baltika ved lukkingen av Iapetushavet (Roberts & Gee, 1985). Kaledonidene i Skandinavia består tektonostratigrafisk av underliggende autoktont/parautoktont Grunnfjell som er en del av det Baltiske skjold, og fire grupper av alloktone enheter som er transportert i varierende avstand og suksessivt skjøvet oppå hverandre fra vest mot øst (figur 3.1) (Roberts & Gee, 1985; Bryhni & Sturt, 1985).

Autoktont/parautoktont Grunnfjell med tilhørende senproterozoiske til underpaleozoiske sedimenter ligger underst. Grunnfjellet består av prekambriske krystalline bergarter som migmatitter, granitter, heterogene gneiser, båndete gneiser og metamorfe suprakrustaler av prekambrisk alder. Gneisene er inkonformt overdekket med senproterozoiske og underpaleozoiske sedimenter (Roberts & Gee, 1985; Bryhni & Sturt, 1985). Over ligger gruppene Undre, Midtre, Øvre og Øverste allokton i denne rekkefølgen (figur 3.1) (Roberts & Gee, 1985; Bryhni & Sturt, 1985). Undre allokton består av imbrikerte og forkastede senproterozoiske og underpaleozoiske metasedimenter som er antatt å stamme fra Baltisk kontinentalrand og som lokalt ligger lagvis sammen med løsrevne kiler av Grunnfjell (Roberts & Gee, 1985; Bryhni & Sturt, 1985).



Figur 3.1. Tektonostratigrafi i de Skandinaviske Kaledonidene, Sør-Norge. Fra Roberts & Gee (1985).

Midtre allokton inneholder variasjoner av senprekambriske metakrystalline bergarter og Baltiske krystalline bergarter, lokalt sammen med laveregrad metasedimenter (Roberts & Gee, 1985; Bryhni & Sturt, 1985). Øvre allokton består av omdannede vulkanske og sedimentære bergarter med havbunns- (ofiolitt) og øybue opprinnelse. Bergartene er datert til ordovisisk alder (Roberts & Gee, 1985; Bryhni & Sturt, 1985). Øverste allokton består av migmatittiske gneiser og metasedimenter, trolig av Riphean til Vendian alder, og forekommer kun i Nord-Norge (Roberts & Gee, 1985; Andersen & Andresen, 1994). Alle enhetene, muligens med unntak av Øverste allokton, er sterkest deformert i vest og avtagende deformert mot øst. Dette gjenspeiles i bergartene i form av deformasjonsstrukturer og metamorfosegrad (Roberts & Gee, 1985; Bryhni & Sturt, 1985).

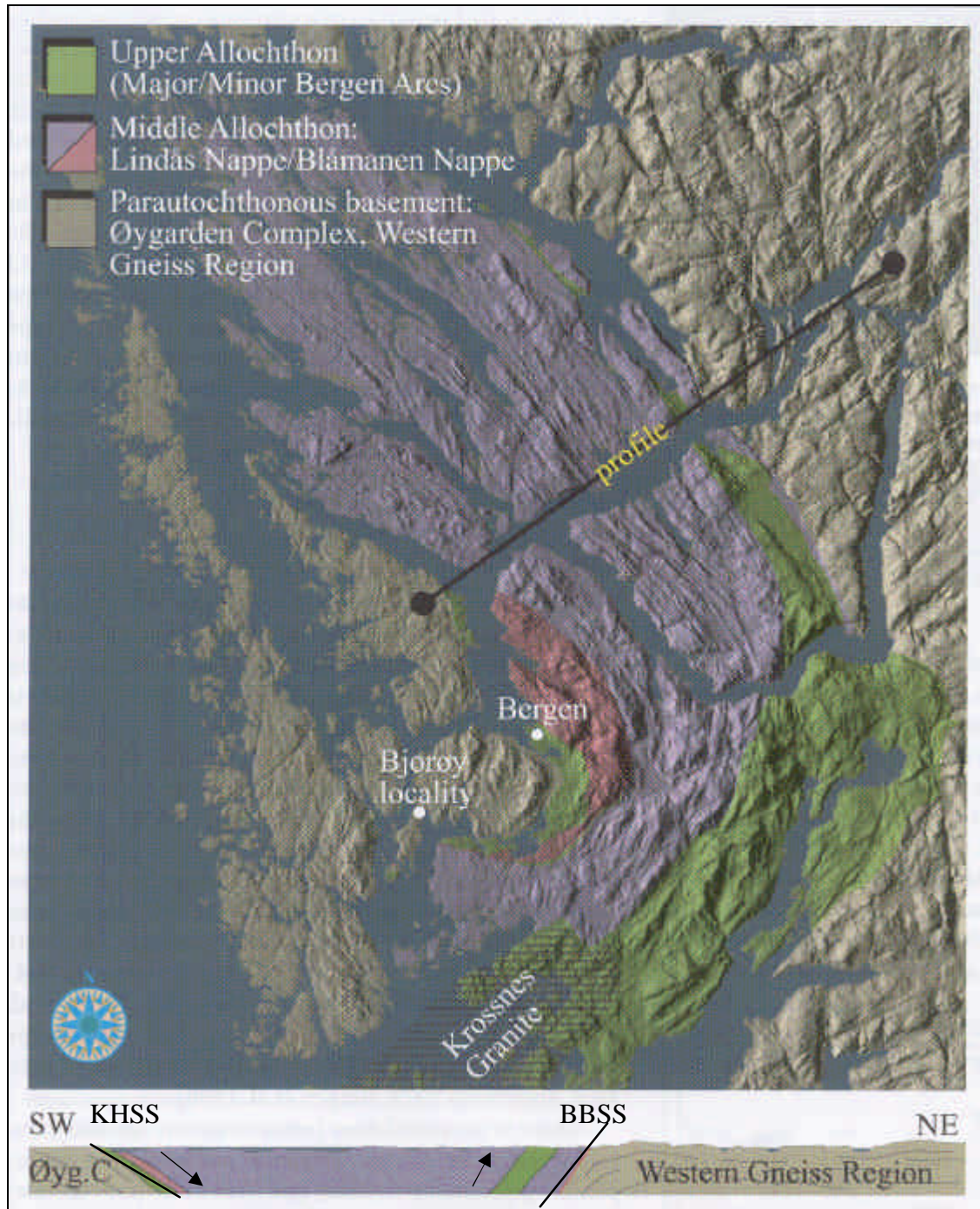
3.2. Geologien i Bergensområdet

I Bergensområdet finnes fra vest mot øst enhetene Grunnfjellet, Øvre, Midtre og Undre allokton. Grunnfjellet består av Øygarden gneiskompleks lengst mot vest og Vestre gneisregion lengst mot øst (figur 3.2) (Bryhni & Sturt, 1985; Fossen, 1989; Milnes & Wennberg, 1997; Knudsen & Fossen, 2001). Den Øvre alloktone enheten i Bergensområdet består av Lille og Store Bergensbue (Minor & Major Bergen Arc) og har oseansk opprinnelse (Knudsen & Fossen, 2001). Midtre allokton består av Lindåsdekket og Blåmansdekket som har kontinental opprinnelse (figur 3.2) (Knudsen & Fossen, 2001). I øst og sørøst ligger Undre allokton som her består av Bergsdalsdekkene (Kvale, 1960; Fossen, 1993). Bergensbuesystemet består av fem tektoniske enheter, hvor fire enheter er skjøvet inn over det underliggende Grunnfjellet. De fem enhetene er fra vest mot øst Øygarden gneiskompleks, Lille Bergensbue, Blåmansdekket, Lindåsdekket og Store Bergensbue (figur 3.2) (Fossen, 1989; Milnes & Wennberg, 1997; Knudsen & Fossen, 2001).

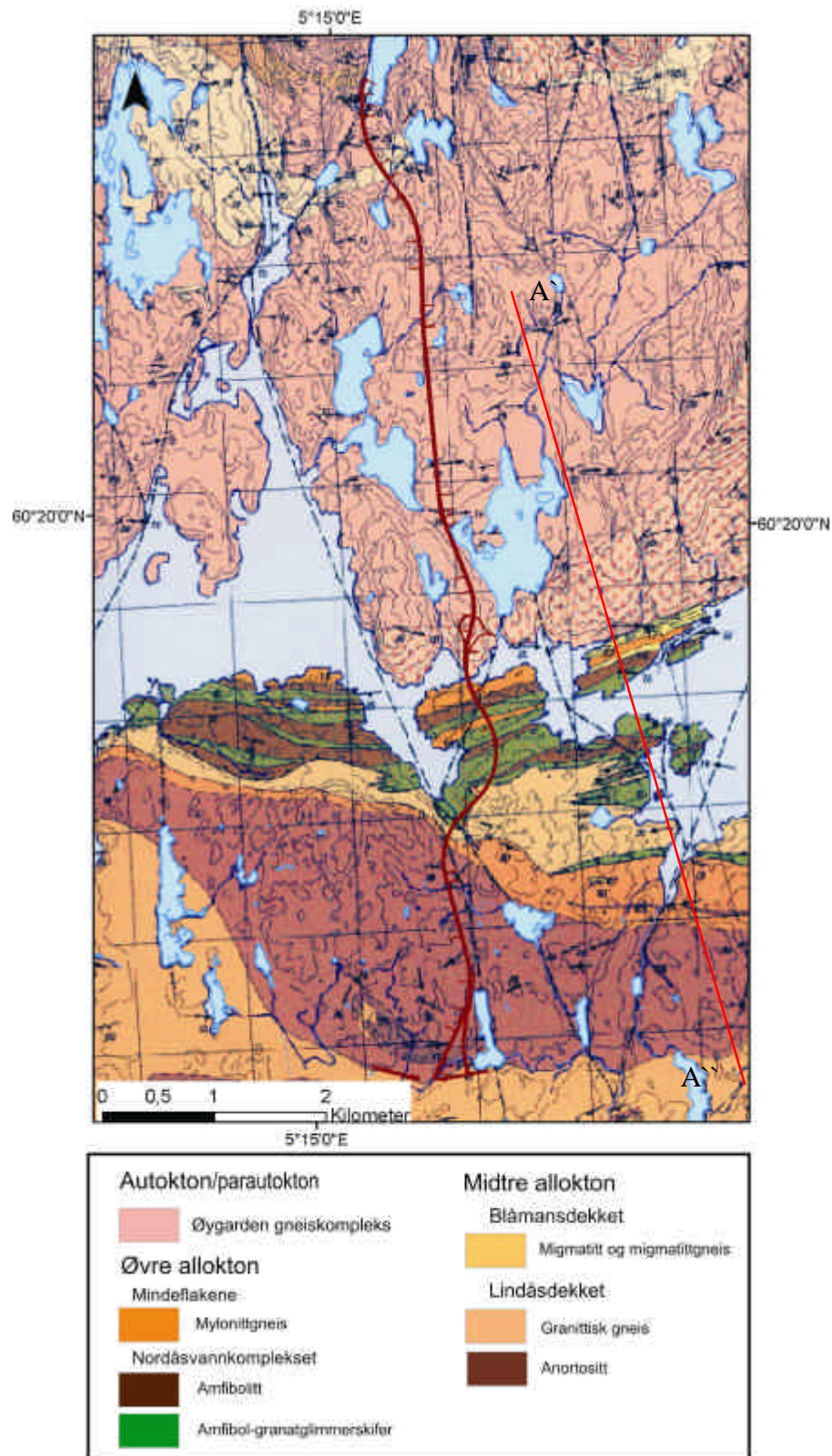
3.2.1. Berggrunnen langs tunneltraséen

Tunneltraséen til Ringveg Vest går fra nord til sør gjennom Øygarden gneiskompleks, Nordåsvannkomplekset og Mindeflakene, Blåmansdekket og Lindåsdekket (figur 3.3).

Øygarden gneiskompleks er en del av Grunnfjellet og består hovedsakelig av to komponenter: granittisk gneis og heterogen gneis (Fossen, 1989; Fossen & Ragnhildstveit, 1997). Lengre sør krysser tunneltraséen Lille Bergensbue som her består av Nordåsvannkomplekset og Mindeflakene. Nordåsvannkomplekset inneholder bergartene amfibolitt, amfibol-granatglimmerskifer og serpentinit. Mindeflakene består av mylonittgneiser, som opprinnelig er Grunnfjellskiler (Fossen, 1989; Fossen & Ragnhildstveit, 1997).



Figur 3.2. Bergensbuesystemet. Kartet viser strukturene og lineamentene i Bergensbuene. Profilet viser hvordan skyvedekkene ligger over Grunnfjellet og er avgrenset av Kaledonsk hovedskyvesone (KHSS) i sørvest og Bergensbuen skjærsone (BBSS) i nordøst. Modifisert etter Knudsen & Fossen (2001).



Figur 3.3. Berggrunnsgeologisk kart over Bergen. Målestokk er 1:35.000 og har tektonostratigrafisk tegnforklaring. Hver rute i kartet er 1/1 km. Tunneltraséen er lagt til, vart farge. Kartet er avgrenset til området nærliggende traséen. Rød strek på kartet viser profilet i figur 3.6. Modifisert etter Fossen & Ragnhildstveit (1997).

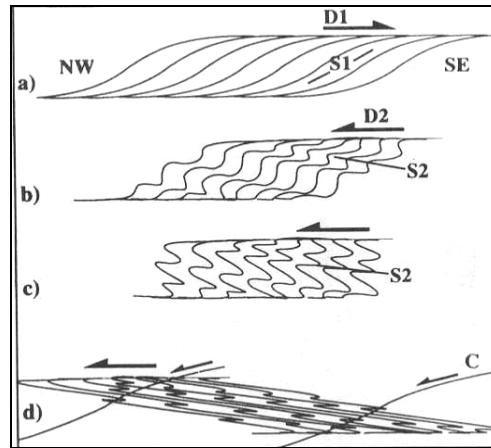
Nordåsvannkomplekset og Mindeflekene er imbrikert, sterkt deformert og har mylonittisk tekstur (Fossen, 1989). Blåmansdekket ligger sør og øst for Nordåsvannkomplekset og består hovedsakelig av øyegneiser og båndete gneiser (Fossen, 1988; Fossen & Ragnhildstveit, 1997), men det forekommer også stedvis antatt senprekambriske metasedimenter (Fossen, 1988). I den delen av Blåmansdekket som tunneltraséen krysser gjennom, forekommer Ulriken gneiskompleks (Fossen & Ragnhildstveit, 1997). Videre mot sør krysser tunneltraséen Lindåsdekket som her består av anortositt og stedvis metagabbro og amfibolitt (Fossen & Ragnhildstveit, 1997).

3.3. Tektonisk utvikling

3.3.1. Tektonisk utvikling av Kaledonidene

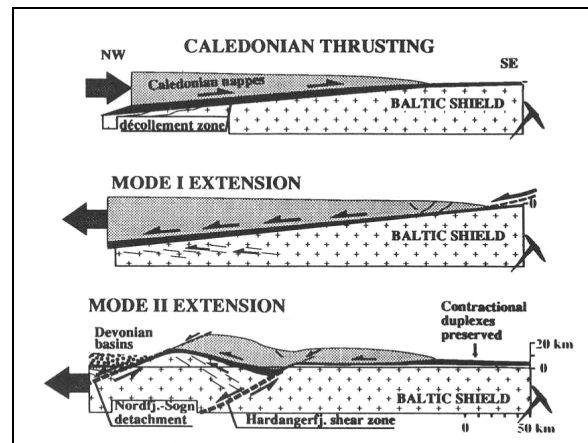
De alloktone enhetene er skjøvet inn over det Baltiske kontinent fra nordvest, noe som gjenspeiles i dekkenes lengdeakse (NNØ-SSV). Under innskyvningen fungerte de underpaleozoiske sedimentære bergartene som en glidesone som de overliggende alloktone enhetene har ”glidd” på (Bryhni & Sturt, 1985). Denne glidesonen er generelt sterkt deformert og forkastet, og kan følges mer eller mindre sammenhengende fra vest til øst. Over dette er dekkene skjøvet over hverandre, og kontaktsonen mellom dekkene er preget av mylonitter og deformasjonsstrukturer som duplekser, imbrikasjoner og skjærsoner (Roberts & Gee, 1985; Bryhni & Sturt, 1985).

Den tidligkaledonske fasen (ordovicium til tidlig silur) og den kaledonske hovedfase (sen silur til tidlig devon), også betegnet som D1 deformasjonsfase (figur 3.4) er dominert av duktil deformasjon. Dette gjenspeiles i duktile bergartsstrukturer som har ”topp mot sørøst” bevegelsesretning (Fossen & Rykkelid, 1992; Milnes & Wennberg, 1997).



Figur 3.4. Deformasjonsstrukturene D1 og D2 som opptrer i bergarter. Fra Fossen (1992).

Tidlig i senkaledonsk fase (midtre til sen devon) endres forkortningen i orogenesisen: deformasjonsfase D1 opphører og tilbakeglidningen av skyvedekken starter (Fossen & Rykkelid, 1992; Fossen, 1992). Årsaken til tilbakeglidningen er omdiskutert, men en av årsakene kan være gravitativ kollaps av den fortykkede skorpen i baklandet og heving av roten til orogenet (Fossen & Rykkelid, 1992; Fossen, 1992; Valle et al., 2002). Dette førte til ekstensjon (Valle et al., 2002). Ekstensjonen betegnes deformasjonsfase D2 (figur 3.4) og er inndelt i to faser: mode I og II, hvor mode I er duktil og mode II er semiduktil til sprø (figur 3.5), som er forårsaket av tynning av skorpen og divergering av platene (tidligere Baltika og Laurentia) (Fossen & Rykkelid, 1992; Fossen, 1992). D2 domineres av strukturer med ”topp mot nordvest” bevegelsesretning og er den mest fremtredende deformasjonsfasen i bergartstrukturene. Det vil si at D2-fasen i stor grad overpreger den tidligere duktile D1-fasen. D2-deformasjonsstrukturene underbygger en senere ekstensjon av Kaledonidene (Fossen, 1992). Mode II ekstensjonsfasen dannet større skjærsoner som Nordfjord-Sogn skjærsonen, Bergensbuen skjærsonen og Hardangerfjorden skjærsonen (fra nord mot sør), hvor først- og sistnevnte skjærsoner kutter gjennom Grunnfjellet (figur 3.5) (Fossen & Rykkelid, 1992; Fossen, 1992).



Figur 3.5. Tektonisk utvikling av Kaledonidene. Fra kompresjon til ekstensjon. Fra Fossen (1992).

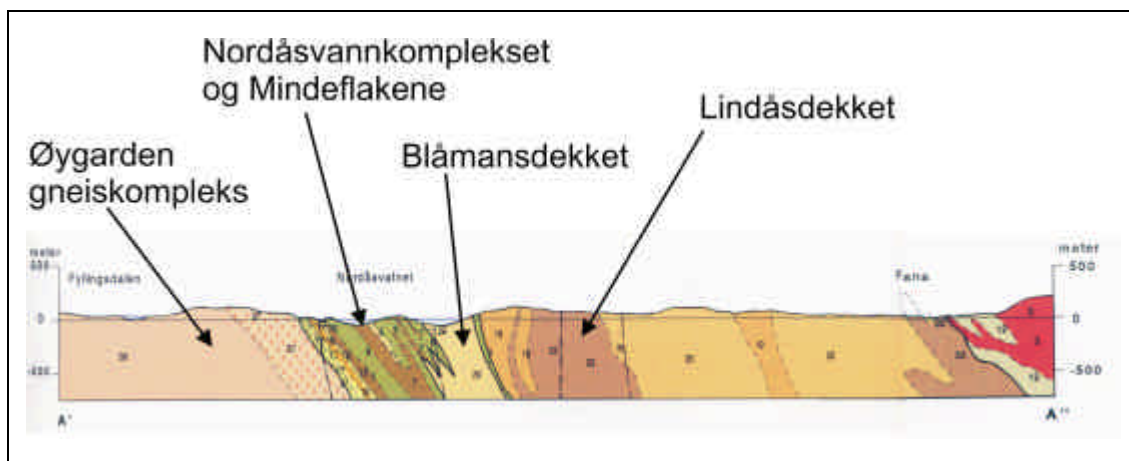
3.3.2. Tektonisk utvikling av Bergensområdet

Figur 3.2 viser hvordan de forskjellige enhetene er plassert i Bergensbuesystemet som et resultat av kaledonsk innskyvning og senere ekstensjon. Profilet som går omtrent øst-vest i figuren fremstiller hvordan Grunnfjellet ligger i tektonisk kontakt med skyvedekkene. I vest avgrenses Grunnfjellet av Kaledonsk hovedskyvesone (KHSS), og i øst av Bergensbuen skjærsone (BBSS) (figur 3.2) (Milnes & Wennberg, 1997; Knudsen & Fossen, 2001). Skyvedekkene som ligger suksessivt over Grunnfjellet er imbrikerte og foldet, slik at den opprinnelige strukturen er visket ut (figur 3.6).

Øygarden gneiskompleks er deformert under den Kaledonske orogenese og bergartstrukturene gjenspeiler dette med D1 strukturer (Fossen, 1993; Knudsen & Fossen, 2001), og senere D2 strukturer (figur 3.4) (Fossen & Rykkelid, 1990; Fossen & Rykkelid, 1992; Knudsen & Fossen, 2001).

Den kaotiske strukturen i Lille Bergensbue er tolket som imbrikasjon av kontinentfragmenter (Mindeflakene) lagvis med øybue- eller havbunnsfragmenter (Nordåsvannkomplekset) under innskyvning på Baltika (Fossen, 1989; Knudsen & Fossen, 2001). Bergartene i Nordåsvannkomplekset og Mindeflakene er dominert av D1-deformasjonsstrukturer (Fossen et al. 1997).

Blåmansdekket grenser mot Nordåsvannkomplekset i nord med en (tydelig) tektonisk kontaktzone (figur 3.6). Lindåsdekket består av bergarter som er deformert under tidligere orogener og bearbeidet under den Kaledonske orogenese (Fossen, 1989). Det er tektonisk kontakt mellom Blåmansdekket og Lindåsdekket (Knudsen & Fossen, 2001). Figur 3.6 viser hvordan skyvedekkkene ligger skrått stablet oppå hverandre i et profil fra Fyllingsdalen i nord til Fana i sør-sørøst (figur 3.3).

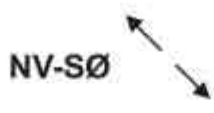

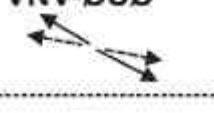


Figur 3.6. Vertikalt snitt gjennom Bergensbuesystemet. Snittet går fra Fyllingsdalen i nord til Fana i sør-sørøst. Profillinjen er vist med rød strek i figur 3.3. Profilet ligger nær parallelt med tunneltraséen og illustrerer hvordan tunnelen skjærer de tektonostratigrafiske enhetene. Fra Fossen & Ragnhildstveit (1997).

3.3.3. Post-Kaledonsk strukturell utvikling i sørvest Norge

Det er tre hovedretninger på lineamenter knyttet til post-Kaledonsk deformasjon i Sørvestnorge: N-S til NNW-SSØ, NV-SØ og NØ-SV. Disse lineamenttrendene henger sammen med minst to ekstensjonsepisoder i devon til jura tid (Valle et al., 2002). Deformasjonsforløpet er kort oppsummert i tabell 3-1.

Tabell 3-1. Endringer i ekstensjonsregimer i post-Kaledonsk tid.

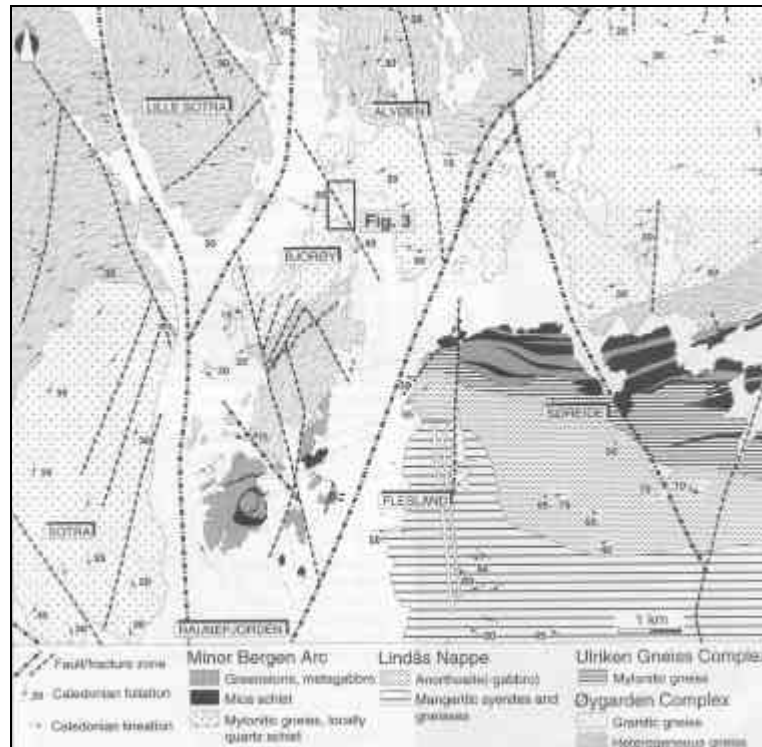
Tid	Stil	Ekstensjonsretning	Lineament trend	Bevegelse	Kommentar	Referanse
Devon	Duktil	NV-SØ 	NØ-SV	Fall-slipp	Tilbakeglidning av skyvedekker Overgang fra duktil til sprø deformasjon	Fossen 2000; 1998; 1992; Valle et al. 2002
		?	NV-SØ?		NV-SØ forkastninger strdvis kuttet av N-V intrusjoner	Valle et al. 2002
Trias Perm	Sprø	V(SV)-Ø(NØ) 	N-S til NNV-SSØ	Strøk-slipp Dekstral bevegelse med en vertikal komponent	Gang intrusjoner med NV-SØ til NØ-SV orientering tilknyttet Ø-V ekstensjon i Sunnhordland	Valle et al. 2002; Doré & Gage 1987; Roberts et al. 1990; Ziegler 1990; Færseth et al. 1995
		NV-SØ til VNV-ØSØ 	NØ-SV	(Fall-slipp)	Reaktivering av NØ-SV (til N-S) forkastninger	Færseth et al. 1997; Valle et al. 2002
Jura		?	NV-SØ?		NØ-SV forkastninger terminerer i NV-SØ forkastninger	Valle et al. 2002

Ekstensjonsretningen i sen devon var NV-SØ (tabell 3-1). Analyser av kinematiske indikatorer (glidestriper) på forkastingsflater i Sunnhordland støtter en teori om vertikal forkortning og subhorisontal, NV-SØ orientert ekstensjon. Flere NØ-SV orienterte forkastninger i Sunnhordland er datert ved hjelp av intrusjoner til minimum trias alder (Valle et al., 2002). Lignende NØ-SV forkastninger forekommer på hele Vestlandet (Milnes & Wennberg, 1997; Fossen, 1998; Fossen, 2000; Larsen et al., 2002).

I perm-trias endret ekstensjonsretningen seg til Ø(NØ)-V(SV) og det ble dannet N-S til NNV-SSØ orienterte steile forkastninger med skrå slippbevegelse. Flere intrusjoner er tilknyttet dette ekstensjonsregimet, og forekommer flere steder i Sunnhordland (Valle et al., 2002).

I jura endret ekstensjonen fra Ø(NØ)-V(SV) orientering til NV-SØ og VNV-ØSØ, noe som førte til reaktivering av NØ-SV til N-S orienterte forkastninger, samt nydannelse av forkastninger (tabell 3-1). I hvilket ekstensjonsregime og når de NV-SØ orienterte forkastningene er dannet er omdiskutert. Stedvis er de NV-SØ orienterte forkastninger kuttet av N-S orienterte gangintrusjoner (Espevik, Sunnhordland) og forkastningsaktiviteten er da datert til pre-trias tid (Valle et al., 2002). Det er usikkert om disse NV-SØ orienterte forkastningene ble dannet samtidig med NØ-SV orienterte forkastninger med semi-sprø forkastningsbergarter i Bergensområdet (Fossen et al., 1997; Valle et al., 2002). På Stord i Sunnhordland er det observert at NØ-SV orienterte forkastninger terminerer i forkastninger med orientering NV-SØ (Valle et al., 2002). Dette er forsøkt fremstilt i tabell 3-1, hvor de NV-SØ orienterte forkastningene har to mulige opprinnelser.

Bergartene i Bergensbuesystemet har deformasjonsstrukturer som viser en kontinuerlig utvikling fra duktil til sprø deformasjon (Fossen, 1989). Dette indikerer at tektonisk aktivitet har virket samtidig med at området gradvis ble hevet fra midtskorpenivå til dagens nivå (Fossen, 1998). De duktile deformasjonsstrukturene er hovedsakelig resultat av Kaledonsk kompresjon og tidlig tilbakeglidning. De forskjellige deformasjonsstadiene kan relateres til forkastningsorientering og bevegelse (tabell 3-1). Generelt i Bergensområdet viser glidestriper som er dannet langs de NØ-SV orienterte forkastningene fallbevegelse, mens de N-S til NNV-SSØ orienterte forkastningene viser skrå, dekstral bevegelse (Fossen et al., 1997; Fossen, 1998). De NNØ-SSV orienterte forkastningene er også yngre enn de NØ-SV orienterte forkastningene (Fossen, 1998; Larsen et al., 2002). Flere forkastningssoner i Bergensområdet, blant annet Hjeltefjord forkastningssone (figur 3.7), indikerer en sprø deformasjon med ikke-koheasive forkastningsbergarter (Fossen, 1998).



Figur 3.7. Post-Kaledonsk tektonikk i Bergensområdet. Bjorøyforkastningen inne i firkanten er en del av Hjeltefjord forkastningszone. Fra Fossen et al. (1997).

3.4. Spenningsfeltet i Bergensområdet

Spenningsfeltet i Norge er hovedsakelig påvirket av spredningen langs Midt-Atlanterhavsryggen og av postglasial landheving (Kolderup & Kolderup, 1940; Gudmundsson, 1999; Fejerskov & Lindholm, 2000; Fjeldskaar et al., 2000; Muri-Wood, 2000). Fejerskov & Lindholm (2000) klassifiserer opprinnelsen til spenningsfeltet ut i fra lateral utstrekning fra spenningsgenererende mekanismer (tabell 3-2).

Spredningen langs Midt-Atlanterhavsryggen er relativt liten (i Nordatlanteren ca 1,8 cm/år), men er trolig en av årsakene til at jordskjelv forekommer langs norskekysten. Jordskjelvaktiviteten utenfor kysten av Vestlandet gir fokalplanløsning som indikerer størst horisontal kompresjon i VNV-retning (Bungum et al., 1991; Lindholm et al., 1995; Hicks et al., 2000). Det regionale spenningsfeltet blir i tillegg påvirket av (lokale innslag) topografi og geologi (tabell 3-2).

Tabell 3-2. Oversikt over spenningsgenererende mekanismer. Ordnet etter deres laterale utbredelse. Fra Fejerskov & Lindholm (2000).

Spenningsfelt	Lateral utbredelse	Spenningsgenererende mekanismer
1. orden Kontinental	>1000 km	Platetektoniske krefter "ridge push" "basal drag" "slab pull"
2. orden Regional	100-1000 km	Storskala tetthet inhomogeniteter kontinent-oseanskorpe grense Fleksurelle krefter sedimentbelastning deglasiasjon Store topografiske belastninger
3. orden Lokal	<100 km	Topografi fjorder fjell Geologiske forkastninger harde og myke inklusjoner

I løpet av kvartær har det vært flere glasiale perioder. Under siste istids maksimum for 18 000-20 000 år siden var Skandinavia dekket av en opp til 3 kilometer tykk iskappe (Mörner, 1980). Da isen smeltet bort begynte hevingen av landmassene (Mörner, 1980; Nesje, 1995). I dag er området rundt Bottenviken i Sverige, der isen var tykkest, hevet opp ~800 meter (Mörner, 1980). Landhevingen foregår også i dag (Olesen et al., 1999). Gudmundsson (1999) har modellert postglasiale landhevingen, hvor landmassene er fremstilt som en sirkulær plate. Resultatene viser at en tensil spenningstilstand dominerer i sentrum av platen, mens en horisontal kompressiv spenningstilstand er gjeldene i platens randzone. Denne spenningstilstanden underbygges også med en lineær korrelasjon mellom økt brønncapitet og avstand til domesenteret (Rohr-Torp, 1994), hvor økt tensil spenningstilstand fører til økt brønncapitet.

Spenningstilstanden nær bergoverflaten i Bergensområdet er ikke kjent, men målinger av spenningsfeltet på Vestlandet indikerer tre retninger for største hovedspenning: NV-SØ, Ø-V og NØ-SV. Informasjon fra jordskjelvdata viser at den gjennomsnittlige retningen på største horisontale kompresjonsspenning er orientert VNV-ØSØ (N70°V) (Hicks et al., 2000). Størrelsen på kompresjonsspenningen kan variere fra 5 MPa til 30 MPa, avhengig av lokal topografi og dyp, med et gjennomsnitt på 15 MPa. (Midtbø, 1996; Gudmundsson, 2002).

4. Teori - Analytisk modellering

Begrep og parametere som blir brukt i analytiske og numeriske modelleringer vil bli forklart i dette kapittelet.

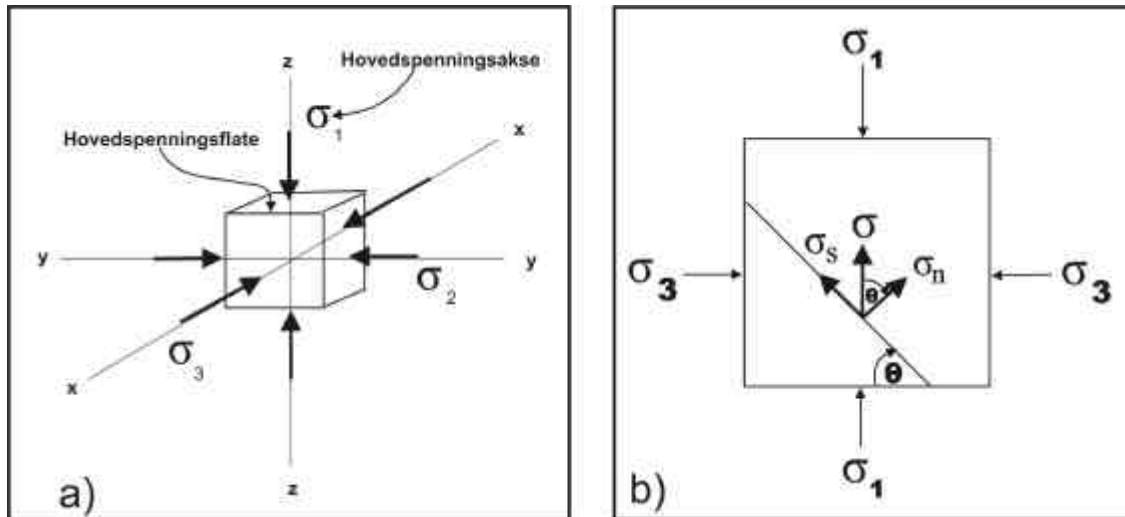
4.1. Spenning

Innenfor geologi settes spenning i sammenheng med jordas dynamiske natur, med tanke på dannelse av fjellkjeder, spredningsrygger, vulkanisme og andre storskala fenomen i litosfæreskorpen (Engelder, 1993). Geologi og topografi har sammenheng med hva som påvirker spenningsfeltet i Norge (tabell 3-2). For å kunne bruke spenning i sammenheng med analytiske og numeriske modeller må spenning kunne beregnes. Spenning (s) uttrykkes som kraft per arealenhet som vist i ligning (Myrvang, 2001):

$$s = \frac{F}{A} \tag{4-1}$$

hvor F er kraft og A er areal. Enheten for spenning er i SI-systemet N/m^2 eller Pa (pascal).

I enhvert punkt som blir påvirket av spenning er det mulig å definere tre plan hvor det ikke virker skjærkrefter. Normalt ut i fra disse ortogonale planene står hovedspenningsaksene (figur 4.1). Hovedspenningsaksene benevnes σ_1 , σ_2 og σ_3 også kalt største, mellomste og minste hovedspenning og kan sammenfalle med x-, y- og z-aksene (figur 4.1 a) (Myrvang, 2001).



Figur 4.1. Spenning på en flate eller et punkt. a) Hovedspenningsakser og hovedspenningsflater. Modifisert etter Twiss & Moores (1992). b) Skjærspenning og normalspenning på et vilkårlig plan. s kan dekomponeres i to komponenter; s_n virker normalt på flaten mens s_s virker parallelt med flaten. Fra Myrvang (2001).

Spenning i et punkt kan bestemmes med normalspenning (s_n), og skjærspenning (τ), som virker på enhver flate som går gjennom punktet (figur 4.1 b). Normalspenningen og skjærspenningen som virker på en vilkårlig flate har en verdi, med unntak når spenningsretningen sammenfaller med hovedspenningsaksene og langs hovedspenningsflatene da er skjærspenningen lik null (figur 4.1) (Twiss & Moores, 1992).

Normalspenning som virker på et plan uttrykkes ved hjelp av vinkelen θ mellom normalspenningsaksen og spenningsaksen som virker på flaten (figur 4.1 b) og uttrykkes med ligningen (Myrvang, 2001):

$$s_n = s \times \cos q = s_1 \times \cos^2 q \quad (4-2)$$

Skjærspenning som virker på den samme flaten (figur 4.1) kan uttrykkes med ligningen:

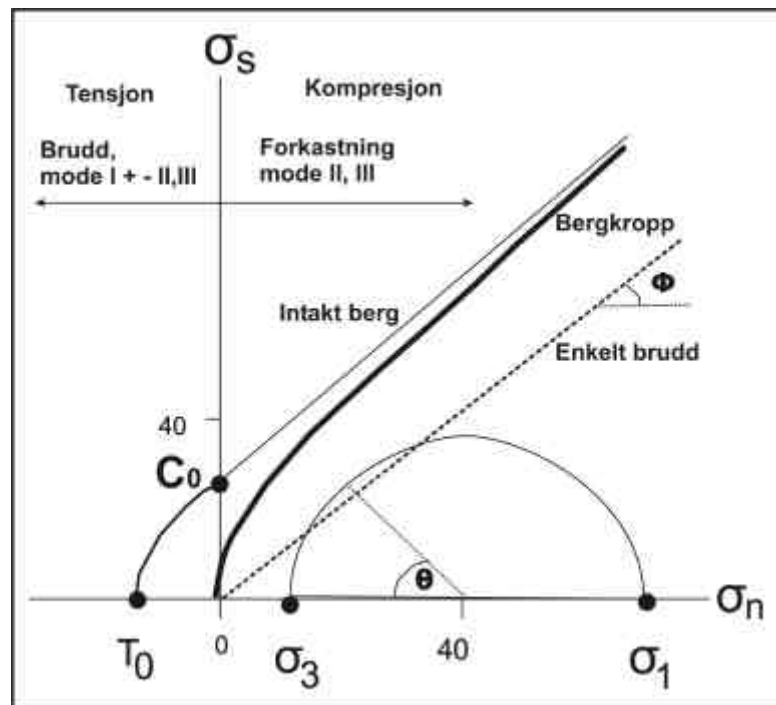
$$t = s \times \sin q = s_1 \times \cos q \times \sin q = \frac{1}{2} s_1 \times \sin 2q \quad (4-3)$$

Maksimal skjærspenning skjer langs plan hvor 2θ er lik 90° , det vil si med 45° vinkel til største spenningsakse og har størrelsen gitt i ligning:

$$t_{maks} = \frac{s_1 - s_3}{2} \quad (4-4)$$

Skjærspenningen er null når θ er 90° og 0° .

For en enakset spenningstilstand kan en enkelt fremstille normalspenning og skjærspenning ved hjelp av Mohrs sirkel med hensyn på hovedspenningsaksene. Mohr diagram (figur 4.2) viser vanlig fremstilling av intakt og oppsprukket berg. Kurven til intakt berg består av parabolisk Griffiths omhyllingskurve for tensil normalspenning og en lineær Coulomb omhyllingskurve for kompresjonsspenning. Linjen for et enkelt brudd er beskrevet av Byerlees regel og gjelder for berg der det allerede har oppstått brudd. Nye brudd vil trolig forekomme langs samme bruddflate. Blotningens reaksjon kan forekomme mellom disse to ekstremitetene.



Figur 4.2. Mohr diagram. Diagrammet viser halve Mohrs omhyllingskurven. T_0 er tensil styrke til bergarten, C_0 er kohesiv styrke til bergarten, intern friksjon $m = \tan f$, hvor f er friksjonsvinkelen. ϕ er vinkelen mellom bruddflaten og største spenningsakse, s_1 . Fra Schultz (1996).

Coulomb bruddkriterium er en lineær omhyllingskurve og brukes innenfor sprø deformasjon i kompresjonsregime (Davis & Reynolds, 1996). Kriteriet forutsetter at materialet har indre friksjon og er best til å omhandle skjærbrudd. Bruddkriteriet er gitt ved ligning (Davis & Reynolds, 1996):

$$s_c = C_0 + \tan f(s_n) \quad (4-5)$$

hvor σ_c er kritisk skjærspenning som behøves for å danne brudd, C_0 er kohesiv styrke til bergarten og $\tan\phi$ er koeffisienten til intern friksjon. Mengden skjærspenning og normalspenning som må til for å danne et brudd kan leses ut fra Mohr-Coulomb diagrammet (figur 4.3) som er basert på laboratorium tester. Kritisk skjærspenning er spenningen som kreves for å overgå intern friksjonsmotstand mot utløsende bevegelse i bruddet (ligning 4-5) og er i figur 4.3 betegnet som $\tan\phi(\sigma_n)$. ϕ er friksjonsvinkelen som indikerer helningen til omhyllingskurven i bruddkriteriet. Vinkelen til intern friksjon ligger for de fleste bergarter mellom 25° og 35° og ϕ (intern friksjonsvinkel) bestemmer θ (vinkelen mellom bruddflaten og σ_1) (Davis & Reynolds, 1996). Vinklene kan forklares med ligning (Davis & Reynolds, 1996):

$$f = 90^\circ - 2q$$

som kan omskrives til:

$$q = \frac{90^\circ - f}{2} \quad (4-6)$$

Griffiths bruddkriterium er en parabel omhyllingskurve og er mer nøyaktig for tensil regime enn Coulomb (figur 4.3) Griffiths bruddkriterium kan uttrykkes med ligning (Davis & Reynolds, 1996):

$$s_c = \sqrt{4T_0 s_n - 4T_0^2} \quad (4-7)$$

hvor T_0 er tensil styrke til bergarten.

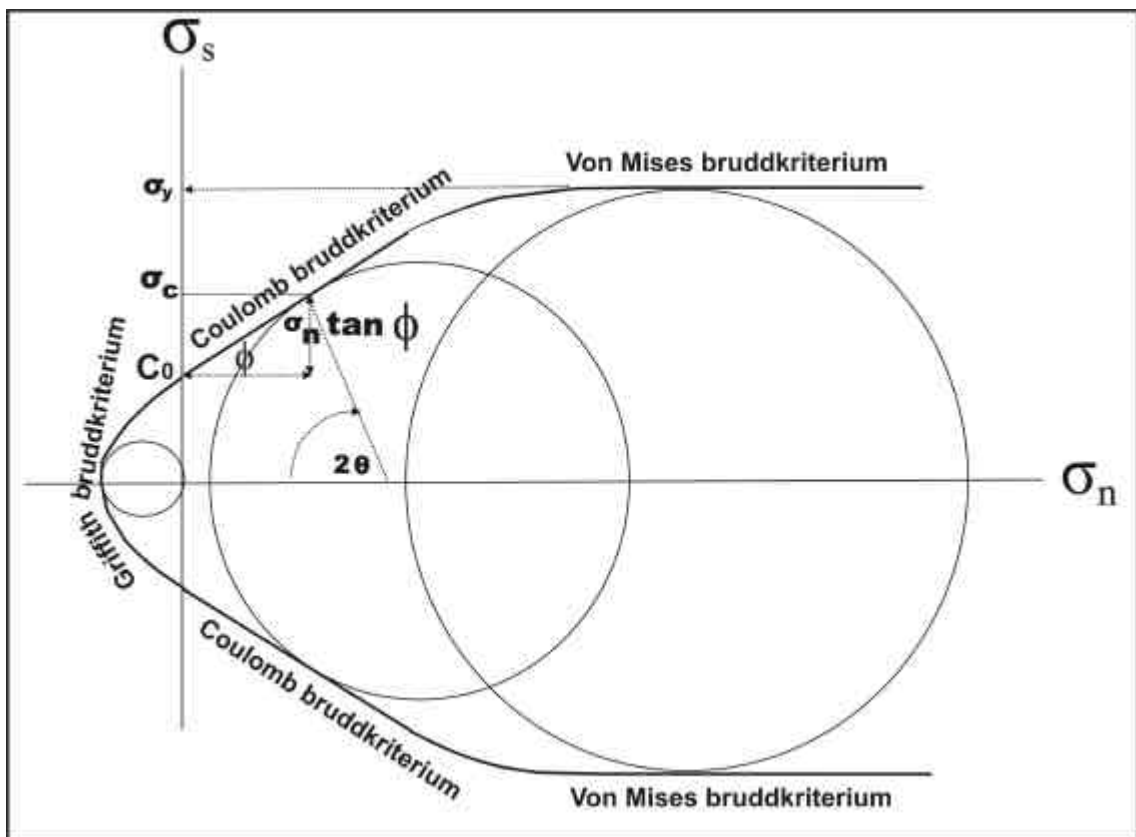
Von Mises bruddkriterium gjelder for duktil deformasjon og består av to symmetriske linjer normalt på normalspenningsaksen hvor skjærspenningen er konstant (figur 4.3). Dette bruddkriteriet indikerer at duktil deformasjon begynner ved ytelses spenning (σ_y) (yield stress) som er avhengig av omslutningstrykket (Twiss & Moores, 1992). Uttrykt med hovedspenningene er ligningen for Von Mises bruddkriterium (Caddell, 1980):

$$(\mathbf{s}_1 - \mathbf{s}_2)^2 + (\mathbf{s}_2 - \mathbf{s}_3)^2 + (\mathbf{s}_3 - \mathbf{s}_1)^2 = C \quad (4-8)$$

Den generelle ligningen er (Caddell, 1980):

$$(\mathbf{s}_1 - \mathbf{s}_2)^2 + (\mathbf{s}_2 - \mathbf{s}_3)^2 + (\mathbf{s}_3 - \mathbf{s}_1)^2 + 6(\mathbf{t}_{xy}^2 + \mathbf{t}_{yz}^2 + \mathbf{t}_{zx}^2) = C \quad (4-9)$$

hvor C er en konstant.



Figur 4.3. Griffith, Coulomb og Von Mises bruddkriterier i et diagram. Fra Davis & Reynolds (1996).

I berg der det allerede har oppstått brudd vil bergartstyrken være svekket og det vil lettere oppstå nye brudd enn i et intakt berg. Når spenning bygges opp og overgå intern friksjon til berget vil allerede eksisterende brudd vokse fremfor at nye blir dannet.

Innenfor elastisitet eller spenningskriteria brukes parameter som er basert på laboratorietester av bergartsprøver av intakt berg på centimeter skala. En blotning (meter til kilometer skala) inneholder brudd og forkastninger av ulik størrelse og orientering. Brudd reduserer bergartens styrke og elastisitet modul i forhold til intakte bergartsprøver. Bergets tensile, kompresjons- og kohesive styrke er redusert med en faktor opp til ti sammenlignet med verdier fra intakt berg, og elastisitets egenskaper kan bli redusert med en faktor på to (Schultz, 1996). Bruddkriterier basert på intakt berg verdier kan være ugyldig for blotninger siden de ikke tar hensyn til bruddenes påvirkning på bergets egenskaper (Schultz, 1996). Dette er forhold det må tas hensyn til når en anvender teori i praksis.

4.2. Elastisitet

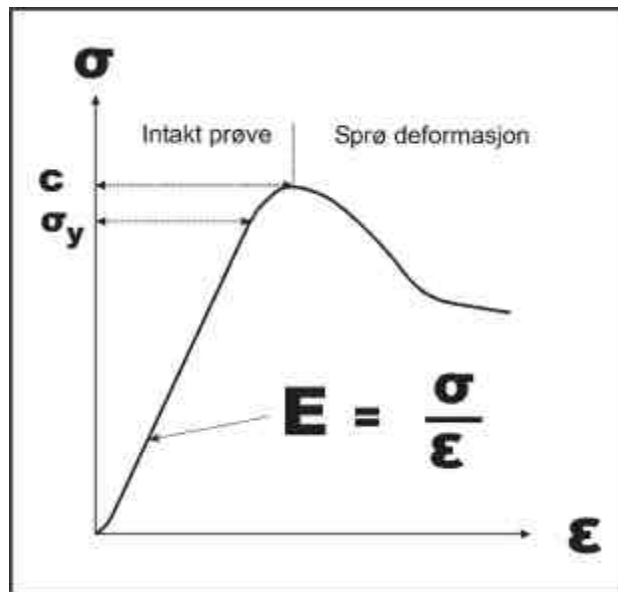
Spenning kan også uttrykkes ved forholdet mellom elastisitetskonstanten Youngs modul (E) og strain (ϵ) som utgjør Hookes lov (Myrvang, 2001):

$$\mathbf{s} = E \times \epsilon \quad (4-10)$$

Hookes lov sier at spenning er proporsjonal med strain (deformasjon) multiplisert med elastisitetskonstanten, hvor Youngs modul beskriver forholdet mellom spenning og strain (figur 4.4). Youngs modul er en verdi på hvor lett en bergart kan deformeres, noe som avhenger av bergartens egenskaper. En bergart med lav E som kalkstein, deformeres lettere enn med høy E som granitt. Hookes lov kan også uttrykkes med ligning:

$$E = \frac{\mathbf{s}}{\mathbf{e}} \quad (4-11)$$

Stigningstallet til kurven varierer etter materialtype (figur 4.4), hvor stive material som granitt (høy E) har bratt kurve, mens myke material som skifer (lav E) har slakere kurve. σ_y er svekkelsespunktet der permanent deformasjon tiltrer og overgang fra elastisk til plastisk deformasjon for materialet. Det vil si at hvis spenningen blir fjernet før svekkelsespunktet vil deformasjonen reverseres og gå tilbake til utgangspunktet. De fleste bergarter er elastiske opp til 1-3 % av strain (Davis & Reynolds, 1996). Etter maksimal styrke (C i figur 4.4) vil brudd dannes.

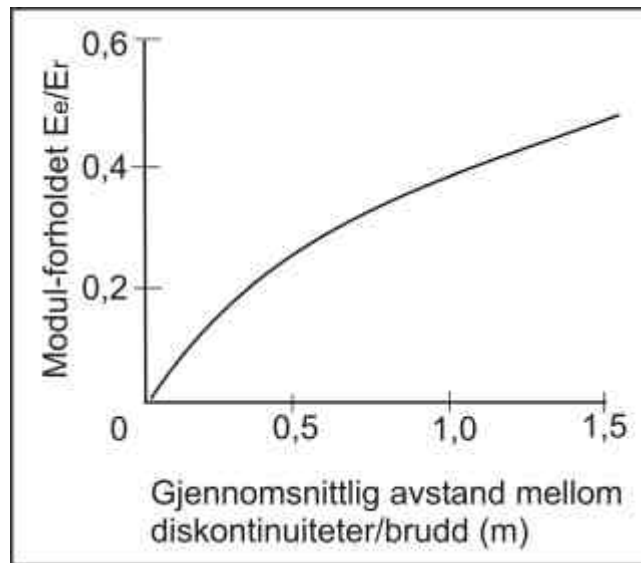


Figur 4.4. Hookes lov. Diagrammet viser forholdet mellom Youngs modul, spenning og strain. s er spenning, e er strain og E er elastisitetens konstant Youngs modul. s_y er ytelses spenning hvor permanent deformasjon begynner og C er maksimal styrke (uniaksial kompresjonsstyrke). Fra Myrvang (2001).

I et diskontinuerlig medium vil elastisitetens konstant være svekket. Det er her valgt en metode etter Priest (1993) som fremstiller et berg med diskontinuiteter iberegnet i Youngs elastisitetens modul. Dette gjør det mulig å foreta enkle analytiske og numeriske modeller av spenning og forskyvning i et likeverdig kontinuum. Den intakte bergarten er antatt å være isotrop og ha en konstant Youngs modul (E_r). Likeverdig Youngs modul (E_e) for diskontinuum modellen er gitt ved ligning (Priest, 1993):

$$E_e = \frac{s_n L}{\Delta L} = \left(\frac{1}{E_r} + \frac{1}{\sum k_n} \right)^{-1} \quad (4-12)$$

hvor L er lengde, \bar{X} er gjennomsnittlig vertikalintervall ("mean vertical spacing") og k_n er konstant normalspenning stivhet ("constant normal stress stiffness"). L/\bar{X} er totalt antall diskontinuiteter. Dette forholdet kan bedre forklares med figur 4.5 som fremstiller endringer i E_e/E_r – forholdet med økning i bruddfrekvens, det vil si at stivheten i berget minker med økt bruddfrekvens.



Figur 4.5. Teoretisk variasjon av modulforholdet E_e/E_r med gjennomsnittlig innbyrdes avstand mellom diskontinuiteter (brudd). Etter som avstanden mellom brudd minker, minker også verdien av Youngs modul og går mot null. E_e er ekvivalent Youngs modul for oppsprukket bergart og E_r er Youngs modul for bergarten. Fra Priest (1993).

Poissons forhold (ν) er en elastisitetskonstant som uttrykker forholdet mellom strain normalt på retningen av største spenning og strain parallelt med denne retningen. Forholdet mellom forkortning og utvidelse kalles Poissons forholdstall, beskrevet i ligning (Irgens, 1999):

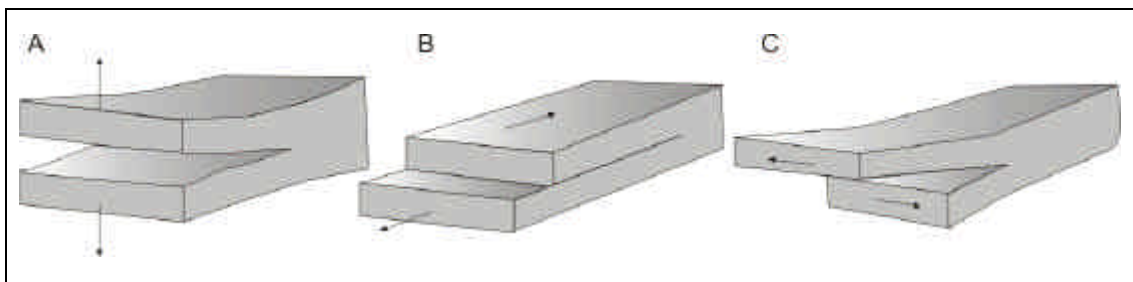
$$n = - \frac{e_{bredde}}{e_{lengde}} \quad (4-13)$$

Poissons forholdstall er i virkeligheten negativt (ligning 4-13), men er alltid vist som positivt tall. Ut i fra Poisson sine beregninger kom han frem til en universalverdi for alle

lineær elastiske og isotrop elastiske materialer. Poissons forholdstall kan variere fra 0 for kork til 0,49 for gummi, men kan vanligvis ikke overstige 0,5 (Irgens, 1999). For granitt ligger Poissons forholdstall fra 0,07 til 0,31 (Myrvang, 2001), men for granitter i Norge det er vanelig å bruke ν lik 0,25 i analytiske og numeriske modeller (Gudmundsson, 2001a).

4.3. Brudd

Det er tre ideelle typer bruddforskyvning og de er delt inn i mode I, II og III etter deres deformasjonsmekanismer (figur 4.6). Mode I er et åpningsbrudd (ekstensjonsbrudd) der bruddflatene separeres uten skjærbevegelse og utvikles vinkelrett på minste spenningsakse (σ_3) (figur 4.6 a). Mode II er et skjærbrudd som utvikles ved at bruddflatene sklir over hverandre i en bevegelse normalt på tuppelinja (figur 4.6 b). Mode III er et skjærbrudd der bruddflatene sklir over hverandre i en bevegelse som er parallell med tuppelinja (figur 4.6 c) (Broberg, 1999). Utviklingen av ekstensjonsbrudd eller skjærbrudd utgjør som oftest en blanding av alle tre moder.



Figur 4.6. Bruddmoder. A) Mode I, B) Mode II og C) Mode III. Fra Broberg (1999).

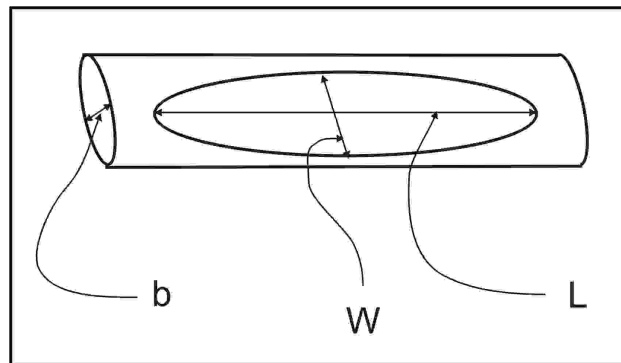
Dannelse av mode I brudd skjer når differensial spenningen er liten og de er utviklet vanligvis i øvre del av skorpen som tensjonsbrudd, eller med fluid overtrykk i dypet som hydrobrudd. Begrepet hydrobrudd brukes også for dannelsen av fluidbrudd som intrusjoner av magma, olje og gass (Gudmundsson, 2001b). Maksimal dybde som tensjonsbrudd kan dannes på kan uttrykkes med ligningen (Gudmundsson, 1999):

$$d_{maks} = \frac{3T_0}{\rho_r g} \quad (4-14)$$

hvor ρ_r er tettheten til bergarten og g er tyngdens akselerasjon. Mode I brudd som dannes dypere enn dette må dermed være hydrobrudd og er drevet av væskeovertrykk (Gudmundsson, 1999).

Ideelt har mode I brudd større apertur enn skjærbrudd og dette gjør mode I brudd viktige for fluidtransport i fast fjell (Gudmundsson, 2000a). Tensjonsbrudd i overflaten kan utvikles til skjærbrudd i dypet. Dannelsen av skjærbrudd skjer vanligvis med en 20-30° vinkel til største spenningsakse. Normalforkastninger kan være enten mode II eller III, mens strøk slipp forkastninger er mode III (Gudmundsson, 2000a).

Et ideelt brudd har en elliptisk form med lengde (L), bredde (W) og en apertur (b) (figur 4.7). I felt er det ikke mulig å se i tre dimensjoner og det er dermed ofte ikke mulig å avgjøre hva som er lengden og bredden til bruddet.



Figur 4.7. Brudd med apertur b , lengde L og bredde W . Fra Gudmundsson (2000 a).

4.4. Strømning

Den mest kjente ligningen som forklarer strømning av en væske er Darcys lov. Darcys lov beskriver at hastigheten til en væske er proporsjonal med den hydrauliske

gradienten (i) i porøst media og gjelder for laminær strøm og er gitt ved ligning (Fetter, 2001):

$$Q = K_f \times i \times A \quad (4-15)$$

hvor i er uttrykt ved (Fetter, 2001):

$$i = \frac{\Delta h}{\Delta l} \quad \Leftrightarrow \quad i = \frac{(h_1 - h_2)}{(l_1 - l_2)} \quad (4-16)$$

der Q er volumetrisk strømningsrate, K_f er hydraulisk konduktivitet, A er areal normalt på strømningsretningen, h er høyde og l er lengde. Modellering av strømming i ikke-horisontale brudd brukes den kubiske lov og er avledet fra Navier-Stokes ligningen. En variant av kubisk lov er gitt ved ligning (Gudmundsson, 2001c):

$$Q = \frac{b^3 W}{12 \mathbf{m}} \left[(\mathbf{r}_r - \mathbf{r}_w) g \sin \mathbf{a} - \frac{\partial P_e}{\partial z} \right] \quad (4-17)$$

De nye parametere som μ er viskositet, \mathbf{r}_w er tettheten til vann, $\sin \alpha$ er fallvinkelen til bruddet, P_e er overskudd fluidtrykk og z er dyp. For å beskrive væskestrømning i bruddsett brukes en variant av kubisk lov som tar for seg laminær strømning i parallelle bruddsett (figur 4.8 a) (Bear, 1993; Gudmundsson et al., 2001):

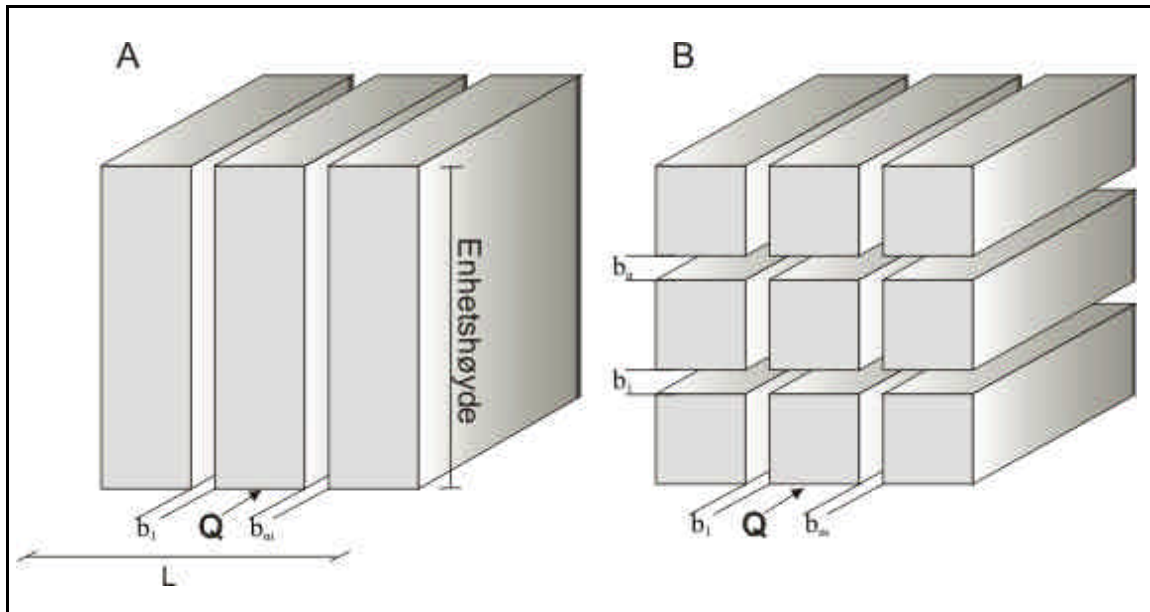
$$Q = \frac{\mathbf{r}_w g m b^3}{12 \mathbf{m}} i \quad (4-18)$$

og her taes det hensyn til antall brudd (m). Denne ligningen kan utvides til å gjelde for ortogonale bruddsett (figur 4.8 b) (Gudmundsson, 2001b):

$$Q = \frac{\mathbf{r}_w g 2 m b^3}{12 \mathbf{m}} i \quad (4-19)$$

Hydraulisk konduktivitet er bergartens evne til å gjennomstrømme væske og kan uttrykkes for parallelle bruddsett ved hjelp av ligning:

$$K_f = \frac{r_w g m b^3}{12 m L} \quad (4-20)$$

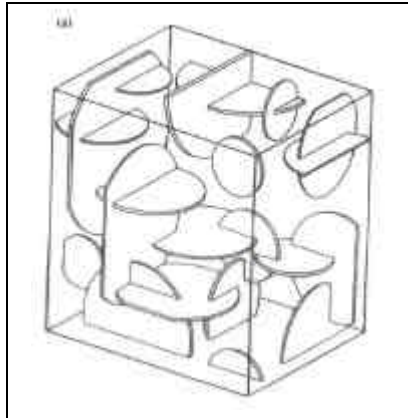


Figur 4.8. Vannføring i ulike typer bruddsett. a) Parallelle bruddsett b) Ortogonale bruddsett. Fra Bear (1993).

hvor L er profil lengde. For ortogonale bruddsett blir ligningen (Gudmundsson, 2001b):

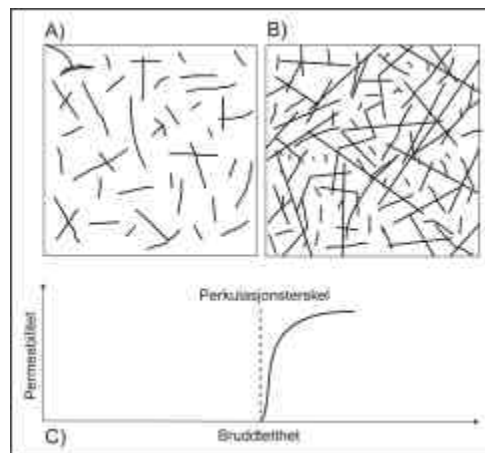
$$K_f = \frac{r_w g 2 m b^3}{12 m L^2} \quad (4-21)$$

Brudd kan fremstilles som elliptiske og sirkulære diskontinuiteter i tre dimensjoner. Sammenkoblingen (konnektiviteten) av bruddene er avhengig av utstrekning, orientering og frekvens av diskontinuitetene (figur 4.9) (Singhal & Gupta, 1999; Gudmundsson, 2001b). Gjennomstrømning kontrolleres av sammenkoblingen av bruddene. Det vil si at korte brudd med parallell orientering har mindre sannsynlighet for væske gjennomstrømning enn lange brudd med forskjellig orientering (Stumo, 2002).



Figur 4.9. Tilfeldig sammenkobling av sirkulære diskontinuiteter. Fra Priest (1993).

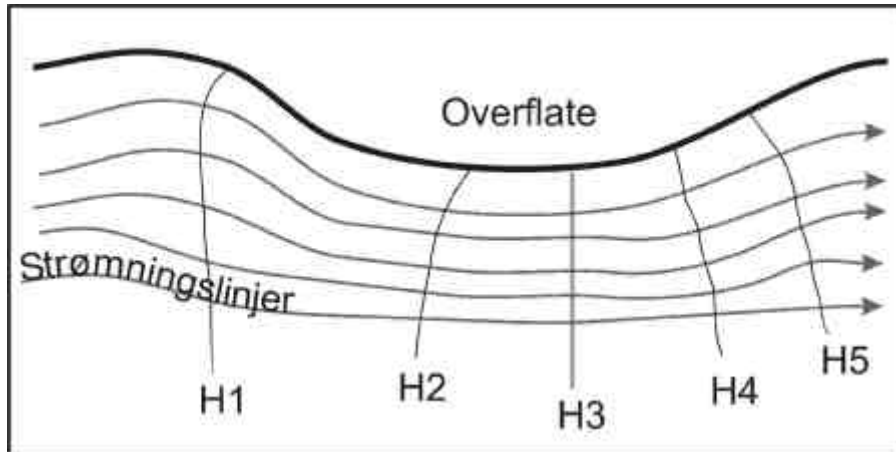
Økende tetthet av brudd gir større sjanse for å nå perkulasjonsterskelen (Aarseth et al., 1997). Perkulasjonsterskel (percolation threshold) er mengden sammenkobling av brudd som må oppnås for at væske skal kunne strømme gjennom berget (Figur 4.10).



Figur 4.10. Perkulasjonsterskel. A) Sammenkobling av brudd er ikke oppfylt og det er ingen væske gjennomstrømning. B) Sammenkobling av brudd er oppfylt og væske strømmer gjennom. C) Sammenkobling av brudd øker med økt bruddfrekvens. Når bruddsammenkoblingen oppfylles (B) overskrides perkulasjonsterskelen. Fra Aarseth et al. (1997).

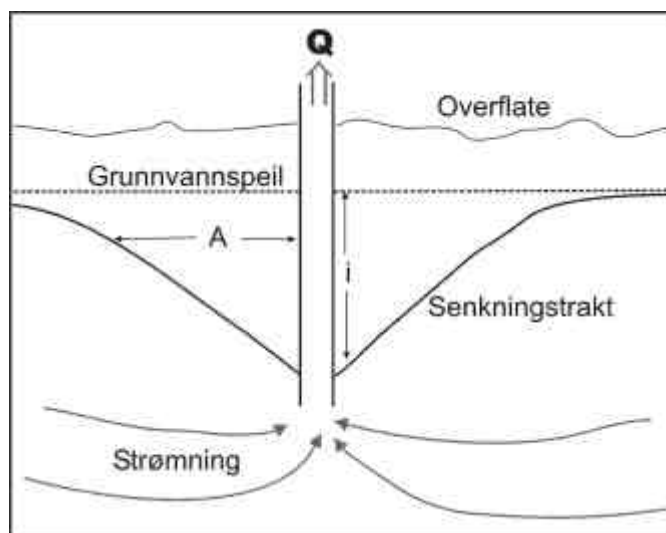
En strømningslinje er en imaginær linje mellom posisjoner til suksessive fluidpartikler og indikerer bevegelsesretningen til væsken. Tangenten til ethvert punkt på strømningslinjen kan uttrykke væskens hastighet. Et system av strømningslinjer der avstanden mellom linjene henspeler strømningshastigheten og ekvipotensial linjer,

normalt på strømningslinjene, dannet et strømningsnett (figur 4.11). Strømningslinjene er ofte styrt av topografien.



Figur 4.11. Strømningsnett. Strømningslinjer indikerer retningen på fluidet og ekvipotensial linjer indikerer likt potensial. Der strømningslinjene er tettere er strømningshastigheten høyere. Fra Gudmundsson (2001 b).

Senkningstrakt ("cone of depression") er senking av grunnvannsnivået rundt en uttaksbrønn eller et område med større strømningsrate enn omkringliggende (figur 4.12). Senkningstrakt kan forklares med Darcys lov (ligning 4-14) hvor strømningsraten og konduktivitet er konstant, mens areal minker og hydraulisk gradient øker. Når arealet i kjeglen minker vil hydraulisk gradient øke for å holde strømningsraten konstant (Price, 1996).



Figur 4.12. Senkningstrakt rundt en brønn. Når vanntapping pågår, \emptyset og K er konstant, vil A minke og i øke for å opprettholde strømningsraten. Fra Price (1996).

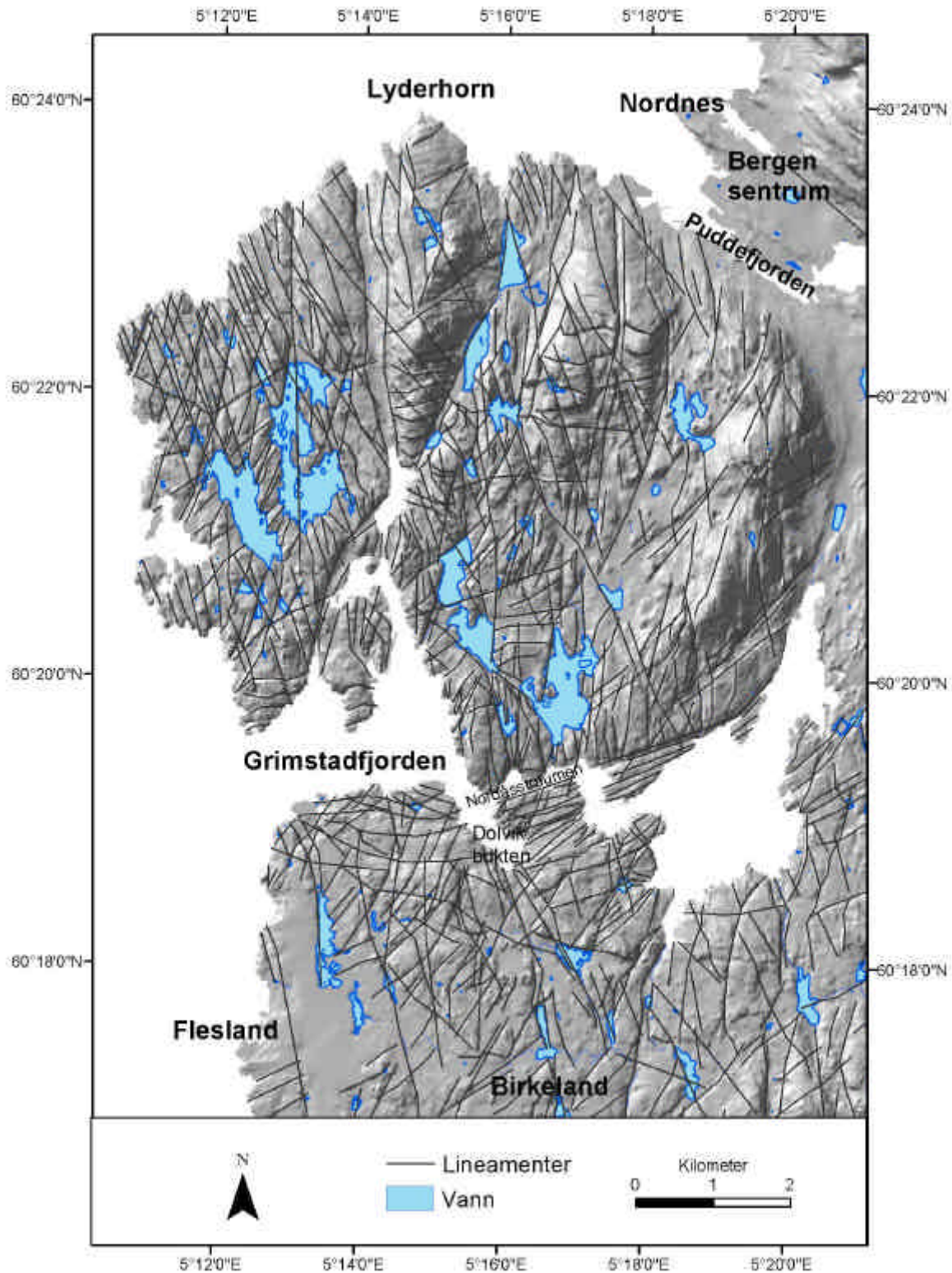
5. Lineamentstolkning

I forbindelse med oppgaven er det utført lineamentstolkning i vestlige deler av Bergen kommune (figur 5.1). Dette er gjort for å få et generelt inntrykk av lineamentorienteringer i området rundt tunneltraséen, og for å kunne sammenligne med bruddorienteringer fra felldata. Arbeidet er geografisk begrenset til Lyderhorn i nord, Birkelund i sør, havet i vest og Bergen sentrum i øst. Tolkningen er gjort på en pseudo-3D modell og utført i GIS, og metoden for lineamentstolkningen er forklart i avsnitt 2.3.

Lineamentene som er tolket er forsenkninger i topografien og kan være elver, dalsøkk, forkastninger, bergartsgrenser og folding i bergartene (figur 1.3). Det er ikke mulig å skille disse fra hverandre på flyfoto eller digitale kart, med unntak av elver, og det er dermed ikke lagt vekt på forskjellen i tolkningen. Totalt er det tolket 701 lineament innenfor området. Flere lineament krysser trolig vann og fjorder.

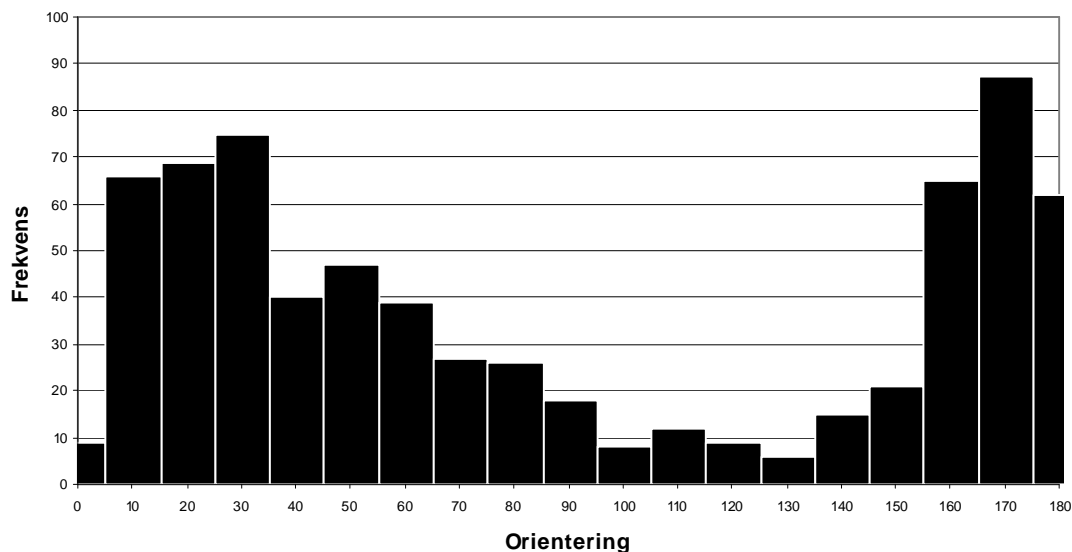
5.1. Lineamentstolkning i feltområdet

Figur 5.1 viser lineamentstolkningen som er gjort langs hele tunneltraséområdet. Flere av lineamentene har stor utstrekning og kan trolig følges over flere kilometer. Noen av forkastningene vist i figur 3.7 vises som daler, fjorder og innsjøer i figur 5.1. I nordlige del av området er det hovedsakelig lineamentorienteringene NV-SØ og NØ-SV som er mest fremtredene. Lenger sør, ved Nordåsstraumen, endrer lineamentorienteringene til mer ØNØ-VSV. Sør for Nordåsstraumen skifter lineamentsorienteringene igjen til NNV-SSØ og ØNØ-VSV.



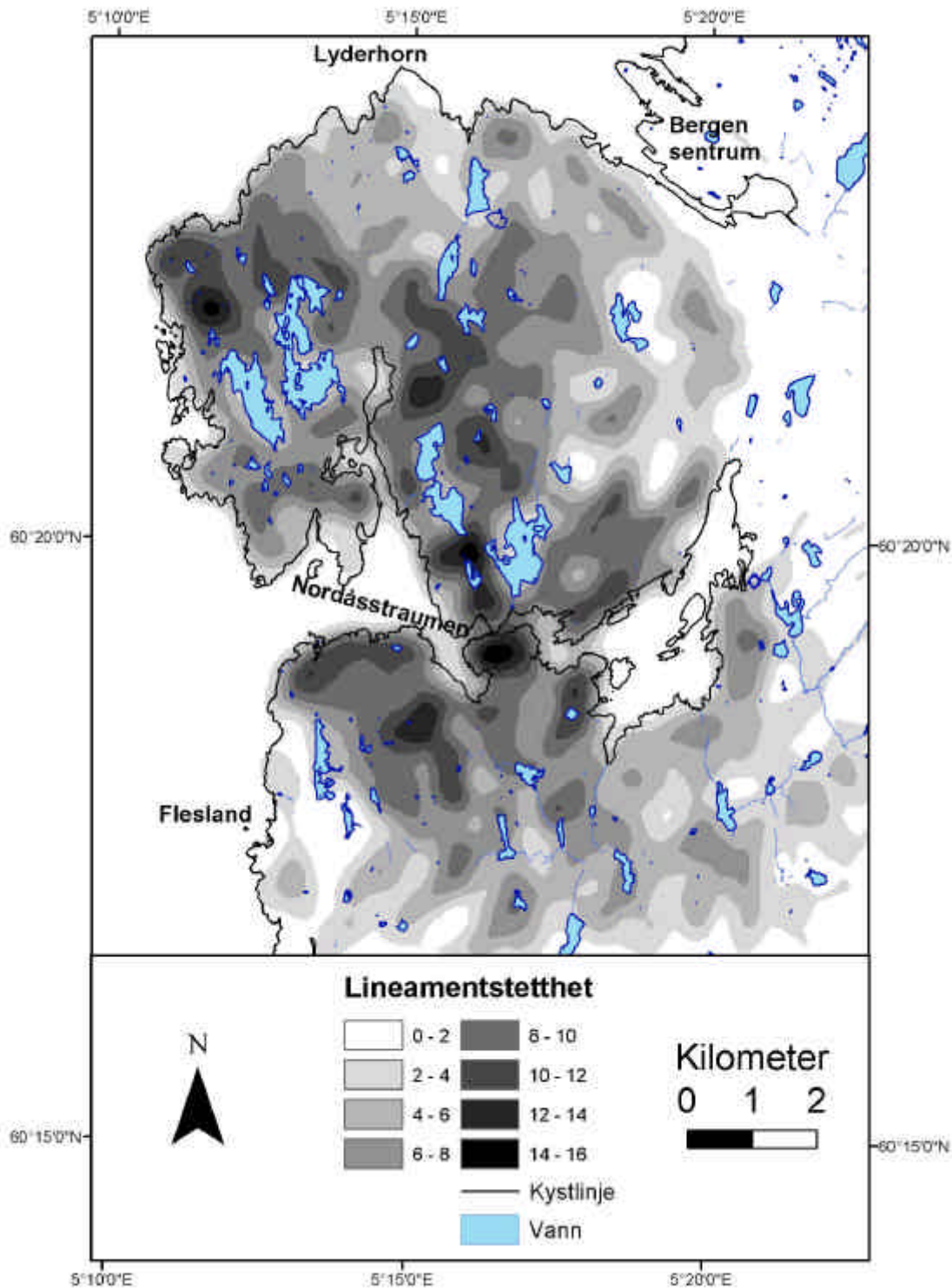
Figur 5.1. Lineamentstolkning av hele traséen. Tilhørende histogram av lineamentorientering er vist i figur 5.2. Lineamentene er i figuren vist med svarte streker og antall lineamenter er N=701.

Histogrammet viser (figur 5.2) at det er to sterke trender i hele området NNØ-SSØ (N170°Ø = NNØ) og NØ-SV (N30°Ø). De orienteringene som er svakest representert er VNV-ØSØ til Ø-V (N130°Ø og N100°Ø). Siden det er flest lineamenter tegnet inn i nordlige del av området vil dette også påvirke utfalle av orienteringen i histogrammet (figur 5.2).



Figur 5.2. Lineamentorienteringen fordelt i histogram. Histogrammet viser orienteringene til alle lineamentene i hele det tolkede området i figur 5.1. Orienteringene NNØ og SSØ (NNØ) er de mest fremtredene. Lineamentorienteringene er fremstilt i klasser på 10° fra 0° til 180°. N=701.

Basert på alle tolkede lineamenter vist i figur 5.1 er tettheten av lineamentene beregnet etter metoden forklart i avsnitt 2.3.2. Resultatet av tetthetsberegningen er vist i figur 5.3, hvor de mørke partiene viser høy lineamentstetthet. De høyeste lineamentstetthetene forekommer ved Sandeidet, Knappenfjellet, mellom Nordåsstraumen og Nordeidedalen og sørvest for Dolvik (figur 5.3 og figur 5.8 for navn). Der lineamentstettheten er høyest er det 14 til 16 lineament innenfor et areal med 500 meters radius. At lineamentstettheten er størst langs midtre tunneltrasé kan skyldes mer detaljert tolkning i dette området i forhold til det nordlige og sørlige området, siden det er midtre tunneltrasé det er fokusert på i dette arbeidet.



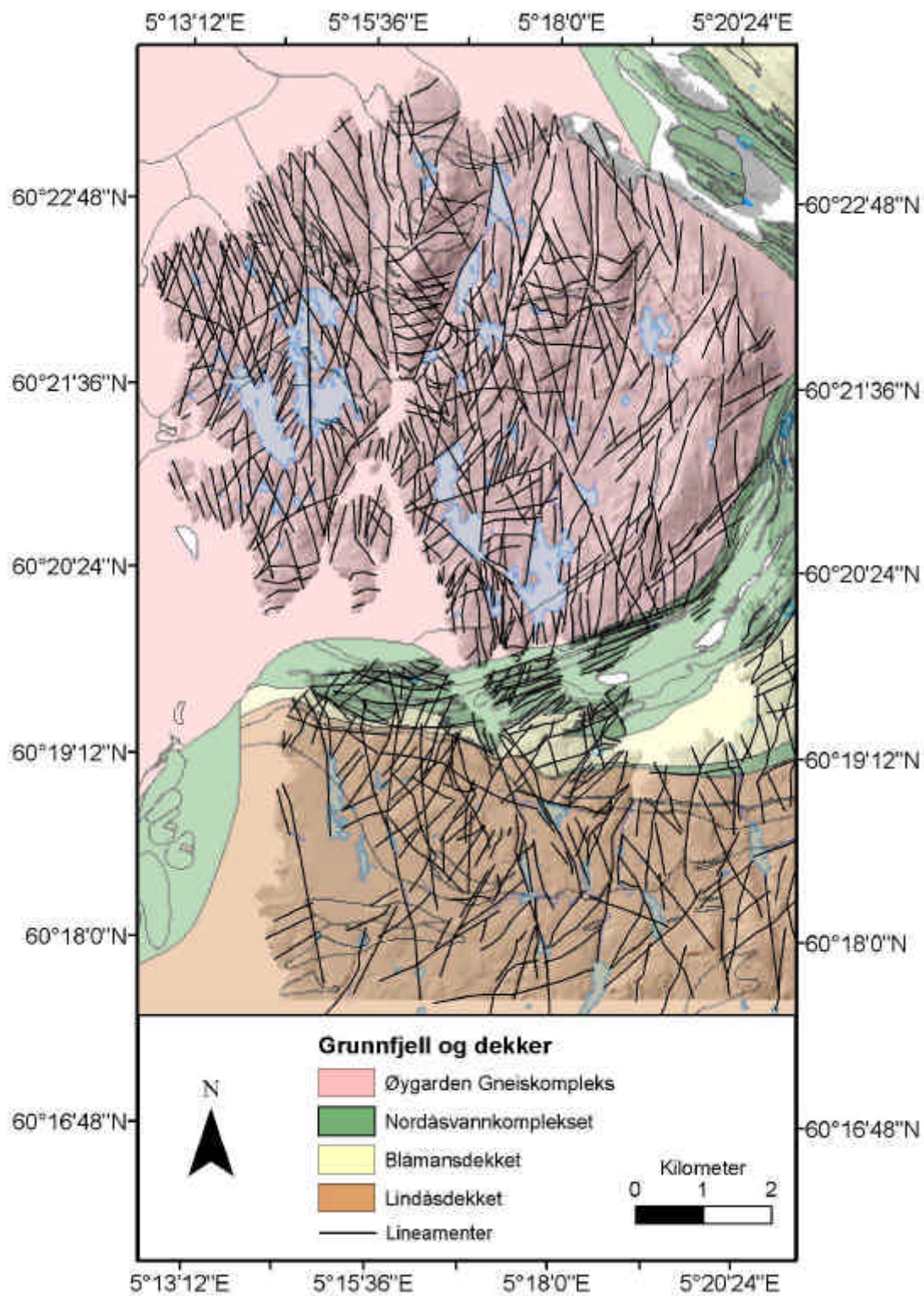
Figur 5.3. Konturer av lineamentstetthet. Letearealet for kalkulering av lineamentstettheten har en radius på 500 meter. Tetthetsberegningen er basert på tolkningen av alle lineamentene som er vist i figur 5.1. Tetthetsskalaen viser antall lineamenter.

5.2. *Lineamentorientering i berggrunnsenhetene*

Basert på grupperingen av berggrunnsenhetene vist i figur 5.4, hvor Mindeflakene (avsnitt 3.2.1) er inkludert i Nordåsvannkomplekset, er det foretatt en analyse av orienteringen til lineamentene som befinner seg i enheten eller krysser grensen til enheten. Resultatet av analysen er fremstilt med histogram av lineamentorienteringene i klasser på 10° fra 0° til 180° (figur 5.5). Antall lineamenter varierer fra kompleks til kompleks hvor Øygarden gneiskompleks har det største antallet som også er det største i areal. Dekket som har minst antall lineamenter er Blåmansdekket (78) siden det har minst i areal på kartutsnittet hvor tolkningen er gjort.

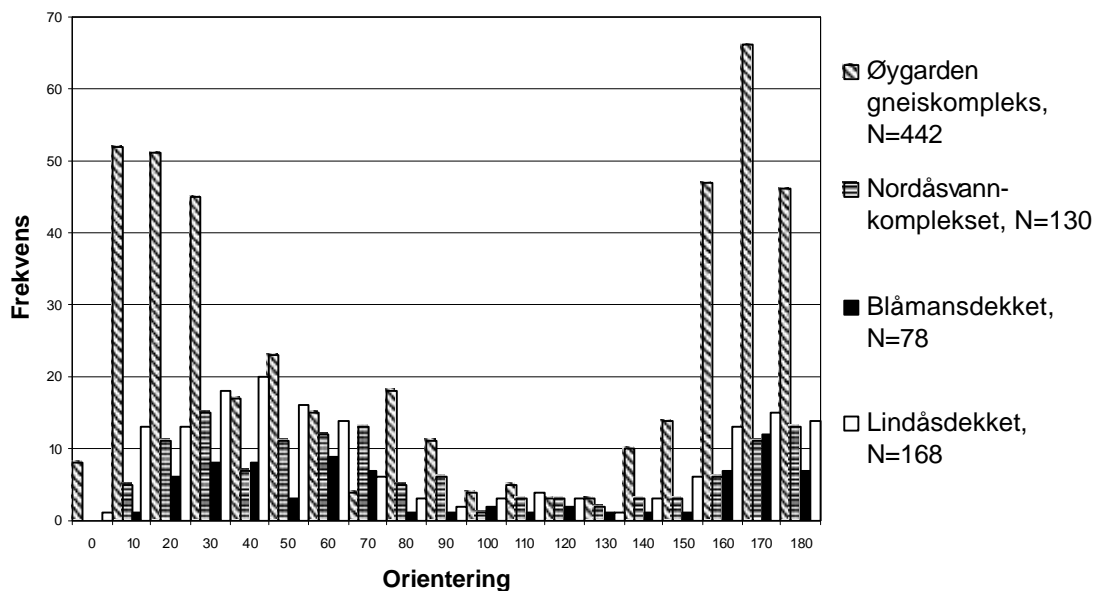
I Grunnfjellet i nord har lineamentene hovedsakelig orientering NNV-SSØ til NNØ-SSV og Ø-V (figur 5.4). Histogrammet (figur 5.5) viser at det er orienteringene NNØ-SSV (N10°-30°Ø) og NNV-SSØ (N160°-180°Ø) som er mest fremtredende. I topografien kommer retningene tydelig frem hvor de store dalene i Øygarden gneiskompleks følger NNV-SSØ til NNØ-SSV retning og er spesielt tydelig øst og vest for Lyderhorn (figur 5.1).

I skyvedekket sør for Nordåsstraumen endrer lineamentene karakter og de får en buet form. De buede lineamentene gjenspeiler Lille Bergensbue og formen kan følges fra Grimstadvfjorden og Nordåsstraumen i sør til Puddefjorden og Nordnes i nord (figur 3.2, figur 5.1 og figur 5.4). I Nordåsvannkomplekset har lineamentene hovedsakelig ØNØ-VSV trend, mens noen lineamenter med NNØ-SSV trend kan følges videre nordover i Grunnfjellet. I Nordåsvannkomplekset er det orienteringene N-S (N0°Ø og N180°Ø) og ØNØ-VSV (N60°Ø) som er mest fremtredende.



Figur 5.4. Lineamentorientering etter berggrunnsenhetene. Lineamentanalyse i hver berggrunnsenhet viser at lineamentene endrer orientering fra enhet til enhet. Lineamentorienteringene som tilhører enhetene er fremstilt i histogram i figur 5.5. Modifisert etter Fossen & Ragnhildstveit (2002).

I enheten Blåmansdekket er det orienteringen NNV (N170°Ø) (figur 5.5) som er mest fremtredende. Fra Dolvik og sørover er lineamentstrendene mer kaotiske. Noen lineamenter med orientering NNV-SSØ og stor utstrekning kan følges nordover i Grunnfjellet (figur 5.1). Et eksempel på et slikt lineament er Birkelands forkastningen som går fra Birkelandsvatnet til Dolvikbukten og nordover (figur 5.1 og figur 5.9). I Lindåsdekket er det orienteringene N-S (N0°Ø) og NØ-SV (N40°Ø) som står sterkest. Generelt for alle kompleksene er lineamentorienteringen omkring Ø-V (90° til 130°) svakt representert (figur 5.5).



Figur 5.5. Lineamentorientering i berggrunnsenhetefremstilt i histogram. Lineamentene fra tolkningen i figur 5.1 er delt inn etter berggrunnsenhetene Øygarden gneiskompleks, Nordåsvannkomplekset med Mindeflakene, Blåmansdekket og Lindåsdekket (avsnitt 3.2.1).

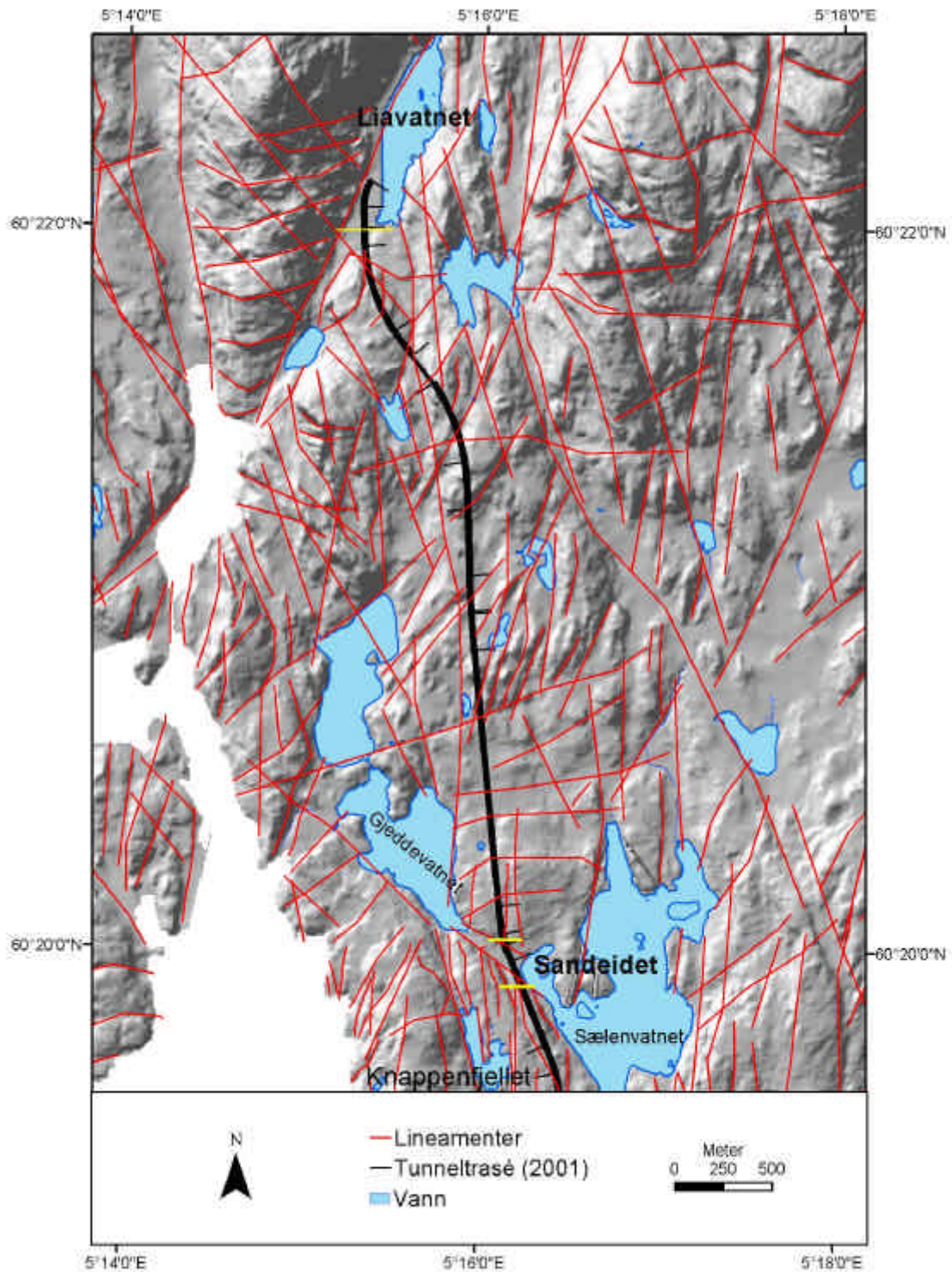
Orienteringene til lineamentene i de forskjellige bergartskompleksene fremstilt i et histogram (figur 5.5). Ved en slik analyse blir antallet lineamenter overrepresentert siden flere av lineamentene krysser flere bergartskomplekser. Et lineament blir dermed medberegnet to eller flere ganger. I tillegg er antallet lineamenter i kompleksene svært varierende. I Øygarden gneiskomplekser det 442 lineamenter, mens i Blåmansdekket er det til 78, noe som gjør det vanskeligere å sammenligne hvilke retninger som er fremtredende. Likevel viser histogrammet tydelig hvilke orienteringer som er mest representert i de forskjellige enhetene.

5.3. Topografisk beskrivelse langs tunneltraséen

Tunneltraséen er delt inn etter nordlig, midtre og sørlig tunnel (figur 1.2). Der er gjort en mer detaljert lineamentstolkning og topografisk beskrivelse langs traséen, med størst vekt på midtre tunnel. Tunneltraséen som er brukt i alle figurene er den planlagte av 2001 og ikke den endelige (2003, figur 9.10). Topografien i Bergensområdet er preget av en strandflate og restfjell (Holtedahl, 1998). Erosjon av is og hav har gravd ut de svakere sonene og resistent fjell utgjør høydedragene.

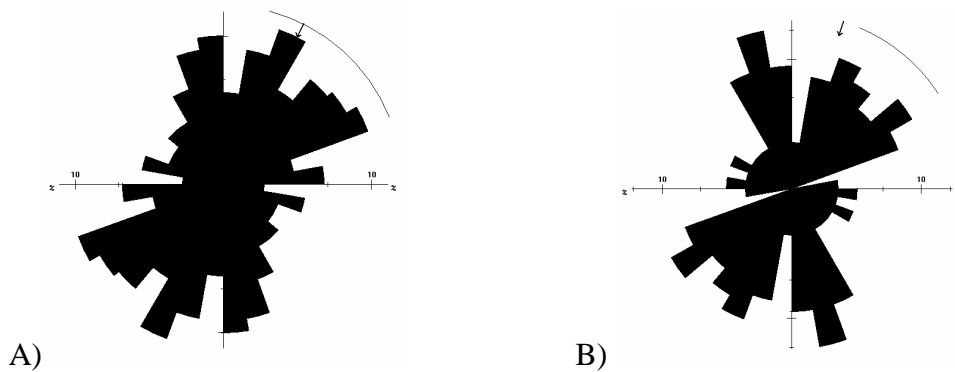
Nordlige tunnel går fra Liavatnet i nord til Sandeidet i sør og er i bergarten Øygarden gneiskompleks (avsnitt 3.2.1) (figur 5.6). Lineamentene har hovedsakelig en klar NNV-SSØ til NØ-SV orientering og svært få med orientering V-Ø til NV-SØ. Området i nord har høye fjell, mens det blir mindre kupert i sørover hvor området er preget av større vann og myrer (figur 5.6). Flere lineamenter med stor utstrekning har NNV-SSØ og NØ-SV orientering, blant annet lineamentet som går sørvestover fra Liavatnet (figur 3.7 og figur 5.6). Tunneltraséen blir kuttet av flere lineament som har varierende orientering, men kort utstrekning. De Ø-V til ØNØ-VSV orienterte lineamentene kan være tilknyttet foliasjon i bergarten. I terreng som har mindre relieff er det vanskelig å plassere lineament med liten utstrekning, som sør i det nordlige området ved Sandeidet.

Midtre tunnel går fra Sandeidet i nord til Dolvik i sør og tunneltraséen går gjennom Øygarden gneiskompleks, Nordåsvannkomplekset og Mindeflakene, og Blåmansdekket (avsnitt 3.2.1) (figur 5.4, figur 5.7 og figur 5.8). Midtre tunnels nordlige påhugg er i Grunnfjellet ved Sandeidet. Sandeidet er en flat dal mellom to vann, Gjeddevatnet og Sælevatnet. Dette er tolket som et NV-SØ trendene lineament (figur 5.8). Flere N-S orienterte lineamenter krysser Sandeidet. Området er relativt lite overdekket og blotningskvaliteten er god. Fra Sandeidet og sørover går tunnelen gjennom Knappenfjellet, som er et høydedrag mellom Sandeidet og Nordåsstraumen. Knappenfjellet er 133 meter høyt, har lite overdekking, og har gode blotninger spesielt langs Knappatjernet (figur 6.6). Knappenfjellet er karakterisert av N-S lineamenter som danner daler og små vann.



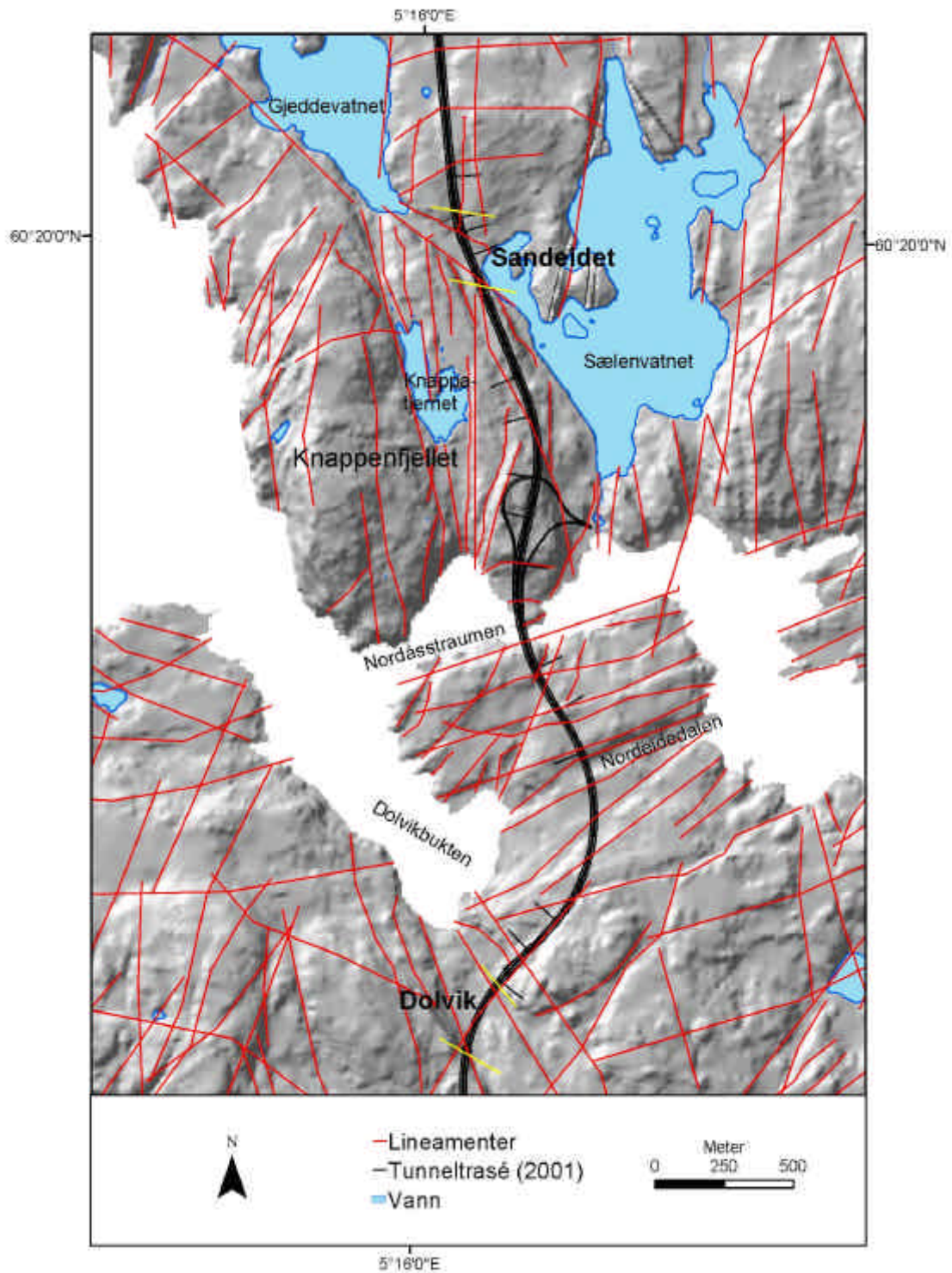
Figur 5.6. Lineamentstolkning langs den nordlige tunneltrasén. Nordlige tunnel fra Liavatnet i nord til Sandeidet i sør. Området er vist med en pseudo 3D modell med lineametstolkningen (røde) og den planlagte tunneltraséen (2001). Gule streker indikerer tunnelpåbygg.

Nordåsstraumen markerer overgangen fra Grunnfjellet til skyvedekkenene i sør. Nordåsstraumen er et Ø-V orientert sund som er tolket som et lineament, med relativt bratt relieff på både nord og sørsiden av sundet. Bebyggelse strekker seg langs hele kystlinjen. Sør for Nordåsstraumen begynner Nordåsvannkomplekset som er karakterisert med ØNØ-VSV orienterte daler som har stor overdekking og frodig vegetasjon. Nordeidedalen er et eksempel på en dal med slik orientering (figur 5.8). Mye av området er dyrket mark og blotningsgraden er lav. Dolvik er sørlig påhugg til midtre tunnel og ligger i Nordåsvannkomplekset. Området er karakterisert av NNV-SSØ orienterte daler som er tolket som lineament. I tillegg er det noen ØNØ-VSV orienterte daler. Området er svært frodig og blotningskvaliteten er lav (figur 6.24). Et NØ-SV orientert lineament går tilnærmet parallelt med tunneltraséen ved sørlige påhugg av midtre tunnel.

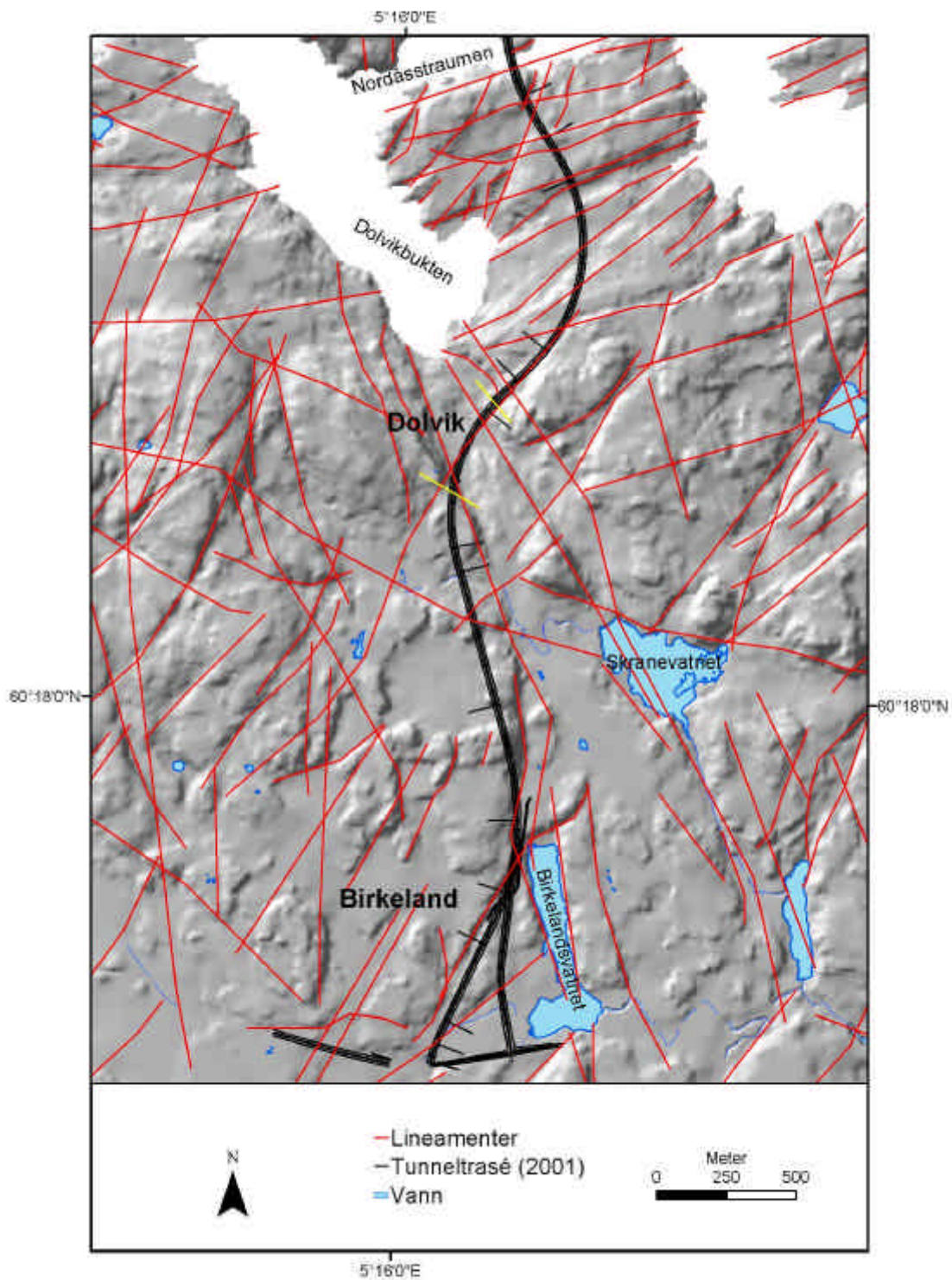


Figur 5.7. Rosediagram av lineamenter i Nordåsvannkomplekset a) og Blåmansdekket b). I inndelingen av berggrunnsenheter i figur 5.4 er Nordåsvannkomplekset og Mindeflakene slått sammen. Nordåsvannkomplekset a). N=130. Blåmansdekket b). N=78.

Sørlige tunnel går fra Dolvik i nord til Birkelund i sør og tunneltraséen går gjennom Nordåsvannkomplekset i nord, Blåmannsdekket og Lindåsdekket i sør (avsnitt 3.2.1) (figur 5.4 og figur 5.9). Området er karakterisert med lite relieff og store industribygg, som gjør det vanskelig å tegne inn lineament med liten utstrekning. De lineamentene som har stor utstrekning har NNV-SSØ til NV-SØ orientering, mens de mindre lineamentene har hovedsakelig NV-SØ til NØ-SV orientering. De lineamentene med størst utstrekning i det sørlige området går fra Birkelandsvatnet og Skranevatnet og nordvestover til Dolvikbukten (figur 5.9).



Figur 5.8. Lineamentstolkning langs den midtre tunneltraséen. Midtre tunnel fra Sandeidet i nord til Dolvik i sør med lineamentstolkningen og den planlagte tunneltraséen (2001). Gule streker indikerer tunnelpåhugg. Strekene på kartet ved Sandeidet er feil i dataene.

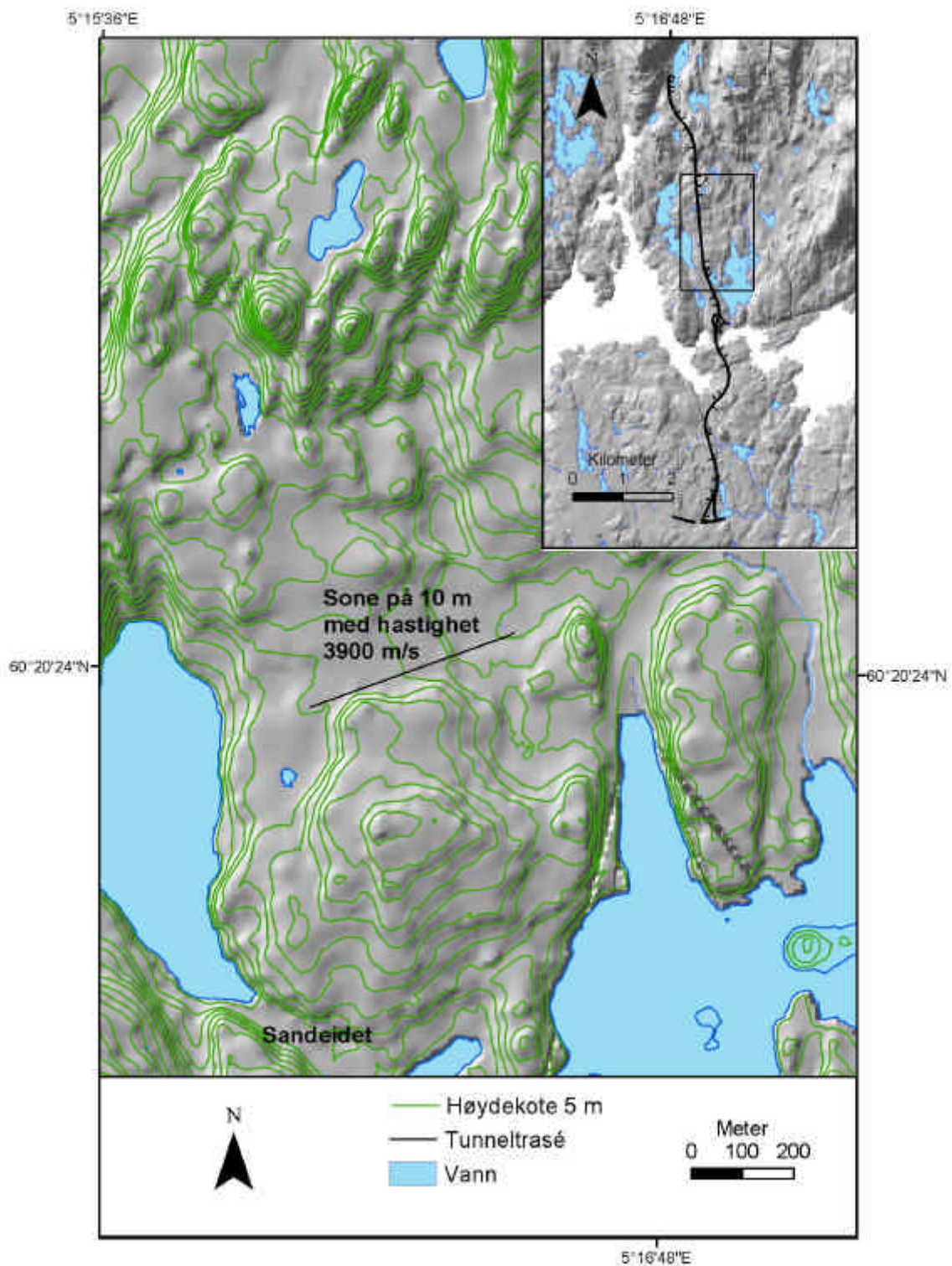


Figur 5.9. Lineamentstolkning langs den sørlige tunneltraséen. Sørlige tunnel fra Dolvik i nord til Birkeland i sør med lineamentstolkningen og den planlagte tunneltraséen (2001). Gule streker indikerer tunnelpåhugg.

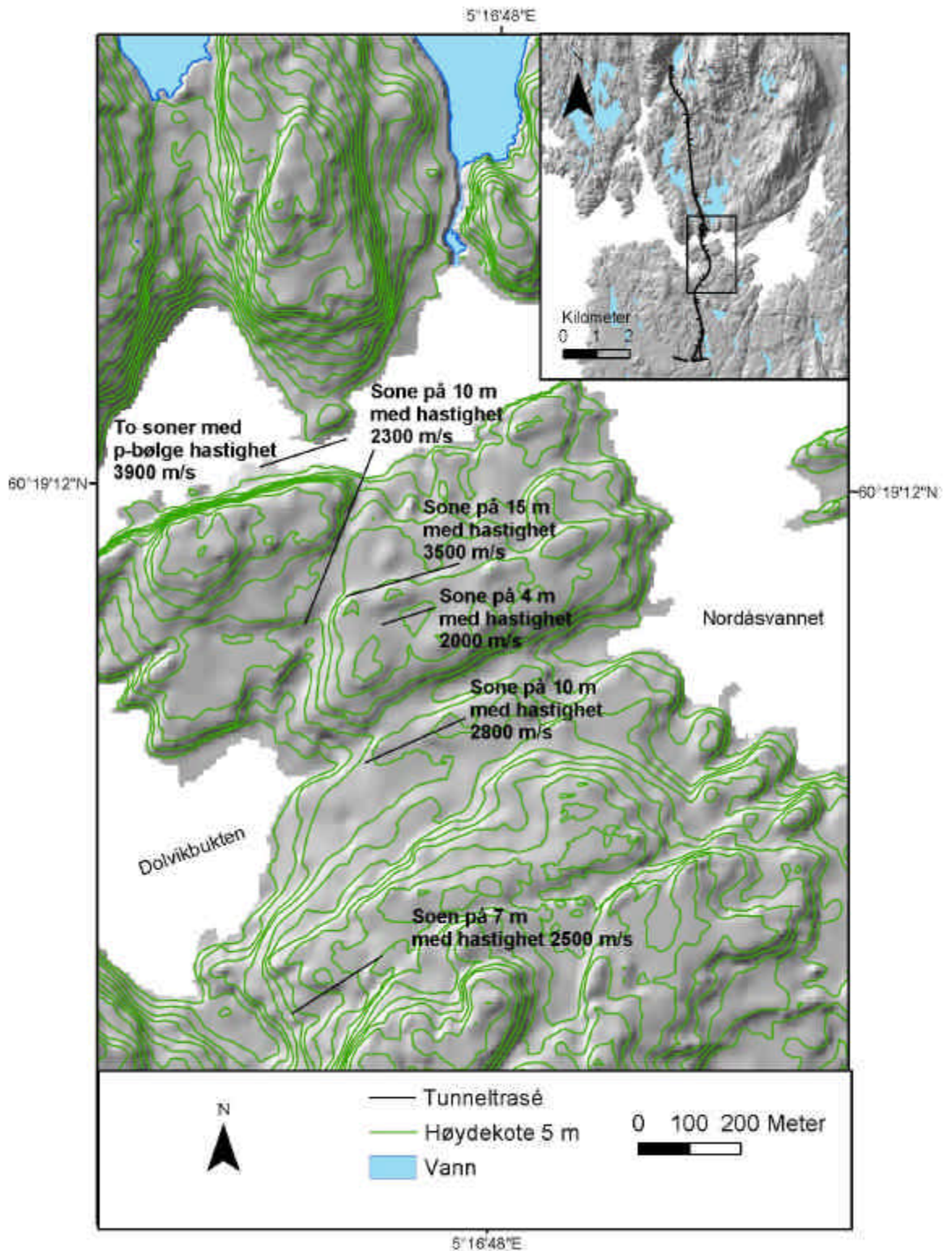
5.4. Seismisk undersøkelse langs tunneltraséen

GeoMap gjorde en refraksjonsseismisk undersøkelse for land og sjø for Statens vegvesen januar 2002 (Pedersen, 2002). Dette ble gjort for å kartlegge eventuelle svakhetssoner i forbindelse med lineament langs tunneltraséen. Seismiske hastigheter i krystalline bergarter ved overflaten er vanligvis på 4000 m/s og høyere. Lavere hastigheter enn 4000 m/s karakteriserer lavhastighetssoner som indikerer at bergarten er mer oppknust enn omkringliggende berg. Løsmasser har vanligvis en hastighet på 700 m/s. De seismiske lavhastighetssonene som er kartlagt ved undersøkelsen er markert i figur 5.10 og figur 5.11 og de ligger i forbindelse med lineamenter vist i figur 5.6 og figur 5.8.

Sonen nord for Varden er 10 meter bred og har seismisk hastighet på 3900 m/s (figur 5.10). I Nordåsstraumen er det funnet soner med vekslende hastigheter, men hastigheten er ikke lavere enn 3900 m/s (figur 5.11). Sør for Nordåsstraumen er det flere lavhastighetssoner. I søkket hvor Ytrebygdvegen går er det funnet en 10 meter bred NØ-SV orientert sone, med hastighet på 3100 m/s. Lenger sør er det en VSV-ØNØ orientert sone på 15 meter med hastighet på 3500 m/s og parallelt med denne er det en liten sone litt lenger sør på 4 meter med hastighet på 2000 m/s. Om denne hastigheten reflekterer en bruddsone eller et tykt dekke med løsmasser er usikkert. På sørlig side av Nordeidedalen er det funnet en 10 meter bred sone med hastighet på 2800 m/s og lenger sør, ved sørlig påhugg av midtre tunnel, er det en 7 m bred sone med hastighet på 2500 m/s.



Figur 5.10. Sone med lav seismisk hastighet nord for Sandeidet. Nord for Varden er det en 10 meter bred sone med seismisk hastighet på 3900 m/s. Strekene sørøst i kartet i er på grunn av feil i dataene.

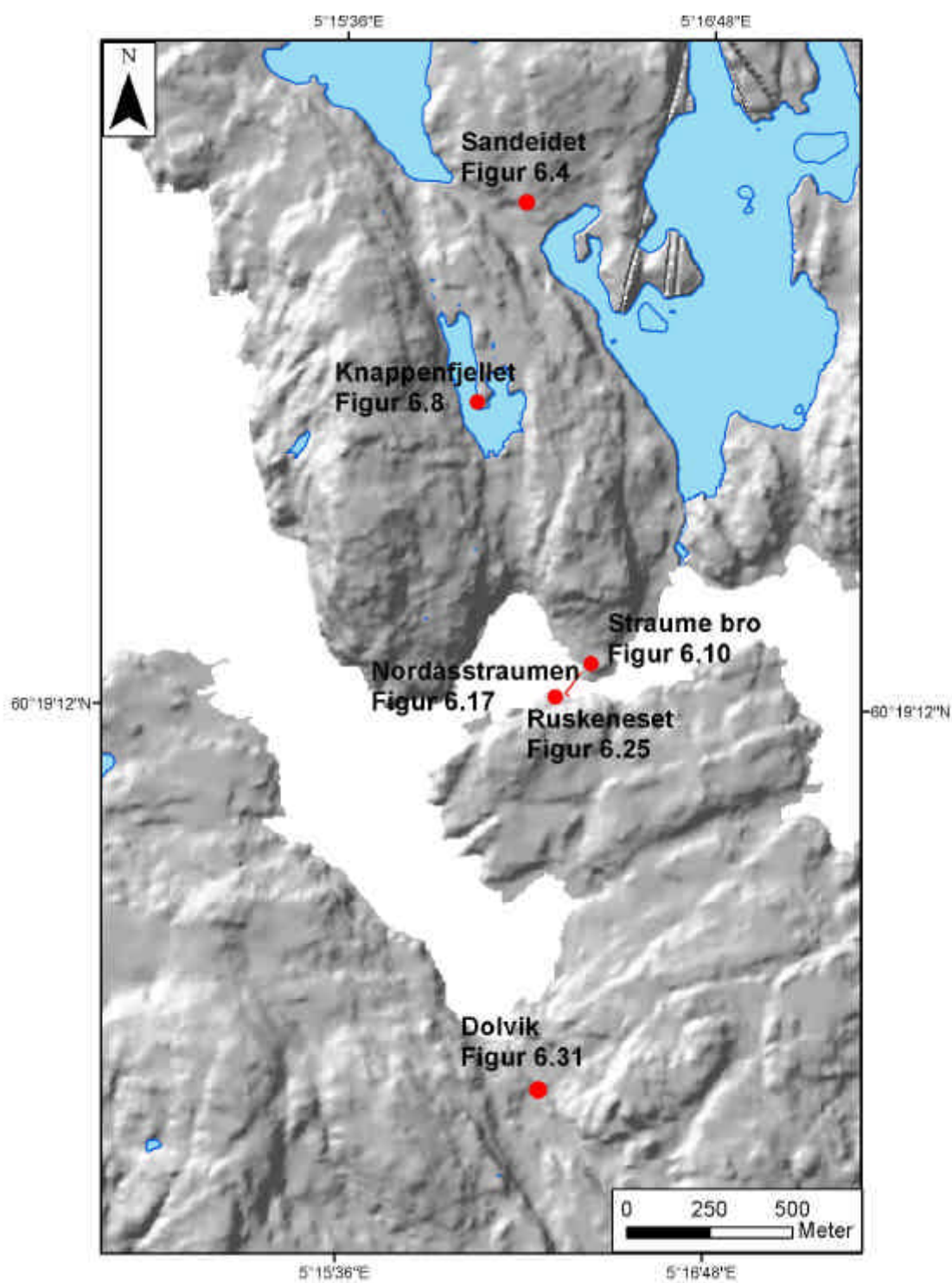


Figur 5.11. Soner med lav seismisk hastighet i og sør for Nordåsstraumen. Det er lokalisert seks soner med lav seismisk hastighet.

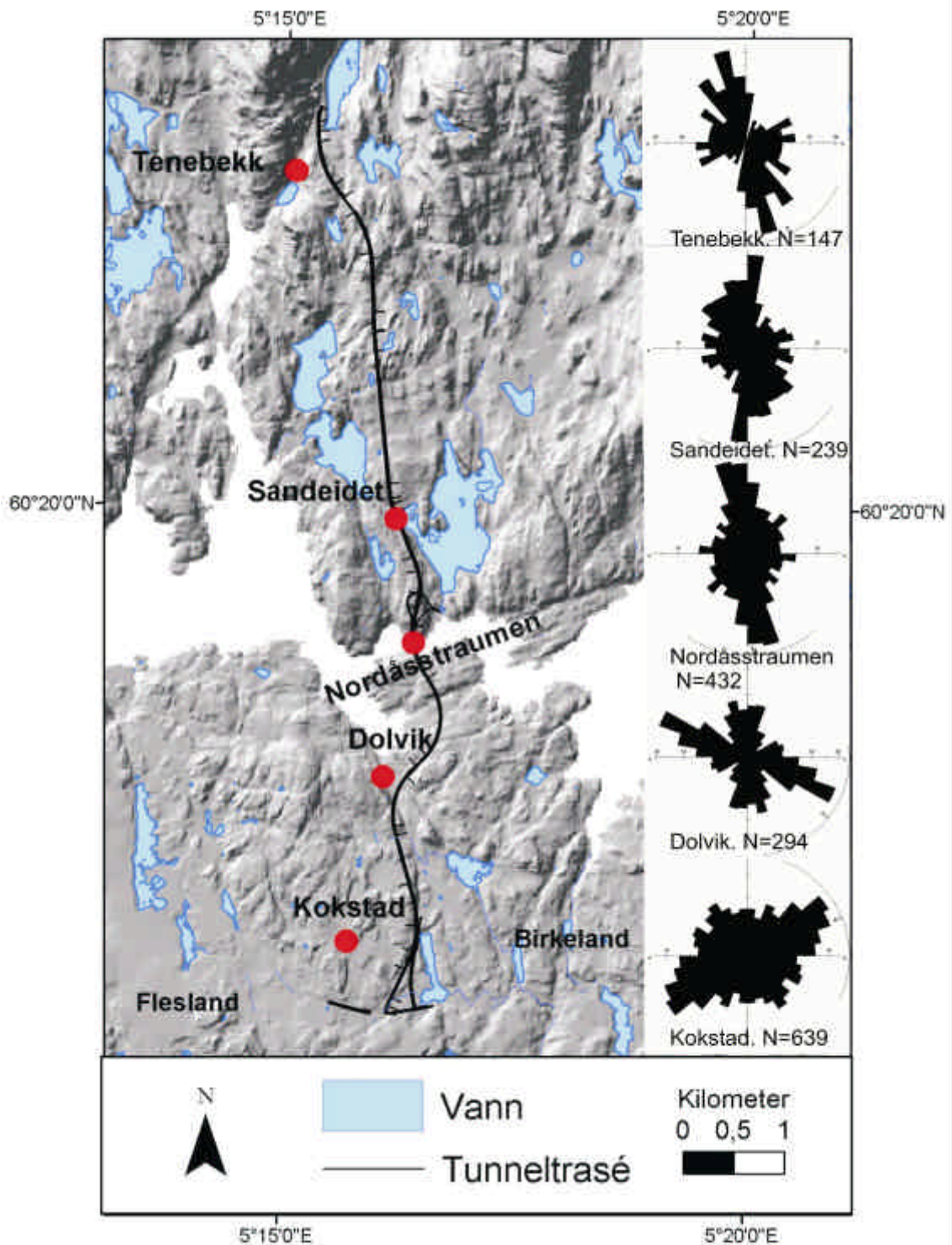
6. Feltarbeid

Tunneltraseen går fra nord til sør gjennom fire bergartsenheter. Områdene Tenebekk, Sandeidet og Nordåsstraumen ligger i Øygarden gneiskompleks, Dolvik ligger i Nordåsvannkomplekset og Blåmansdekket, og Kokstad ligger i Lindåsdekket (avsnitt 3.2, figur 3.3). Overgangen mellom granittisk gneis og heterogen øyegneis i Øygarden gneiskompleks er gradvis og skillet ble ikke observert under feltundersøkelsene. Derimot er overgangen mellom Øygarden gneiskompleks og Nordåsvannkomplekset svært tydelig sør for Ruskeneset ved Nordåsstraumen.

Lokalitetene beskrevet i dette kapittelet er plassert i figur 6.1 med henvisning til figurer som er sentrale for lokalitetene. Det vil det bli fokusert på lokaliteter som berører midtre tunnel og lokalitetene Tenebekk og Kokstad vil derfor ikke bli omtalt. Bruddorienteringsdata fra de to områdene er likevel tatt med for å få en bedre helhetlig oversikt av bruddorienteringer langs tunneltraséen. Bruddorienteringene varierer i stor grad i de forskjellige bergartsenhetene (figur 6.2). Resultatene som presenteres i dette kapittelet er: bruddfrekvens, bruddapertur og bruddorientering, og blir senere brukt til analytisk modellering av vannstrømning i brudd (avsnitt 8.2).



Figur 6.1. Plassering av lokaliteter og figur fra lokalitetene. Tallene henviser til figurer i kapitlet. Strekene som forekommer øst for Sandeidet er feil i datasettet.



Figur 6.2. Berggrunnsgeologisk kart over Bergen. Bruddorienteringen ved de forskjellige lokalitetene er vist.

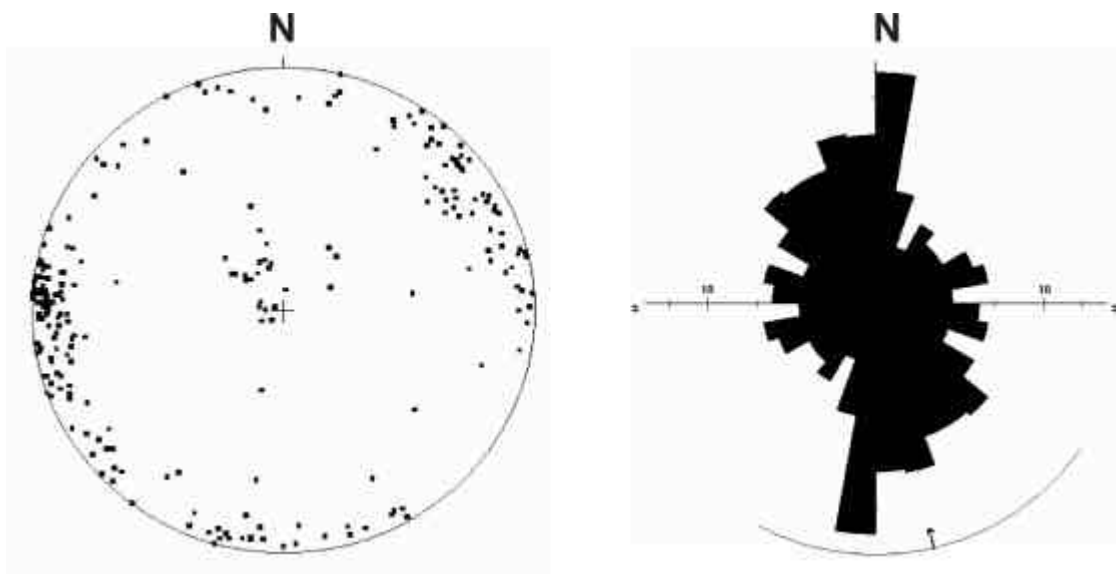
6.1. Sandeidet

Sandeidet ligger i en forsenkning mellom Gjeddevatnet og Sælevatnet og er lokaliteten ved nordlige påhugg til midtre tunnel (figur 6.1). Lokaliteten ligger innenfor granittisk gneis i Øygarden gneiskompleks (figur 6.2) (Fossen et al., 1997; Fossen & Ragnhildstveit, 1997). Blotningen er ca 50 meter lang og 3,5 meter høy. Den er ikke nysprengt, men har sparsomt med vegetasjon og bruddene virker lite påvirket av erosjon som vil gi gode aperturdata (figur 6.3). I området er det flere N-S og NNV-SSØ orienterte lineamenter som går over Knappenfjellet og krysser Sandeidet til Varden, og gjennom Gjeddevatnet og Sælevatnet (avsnitt 5.3).



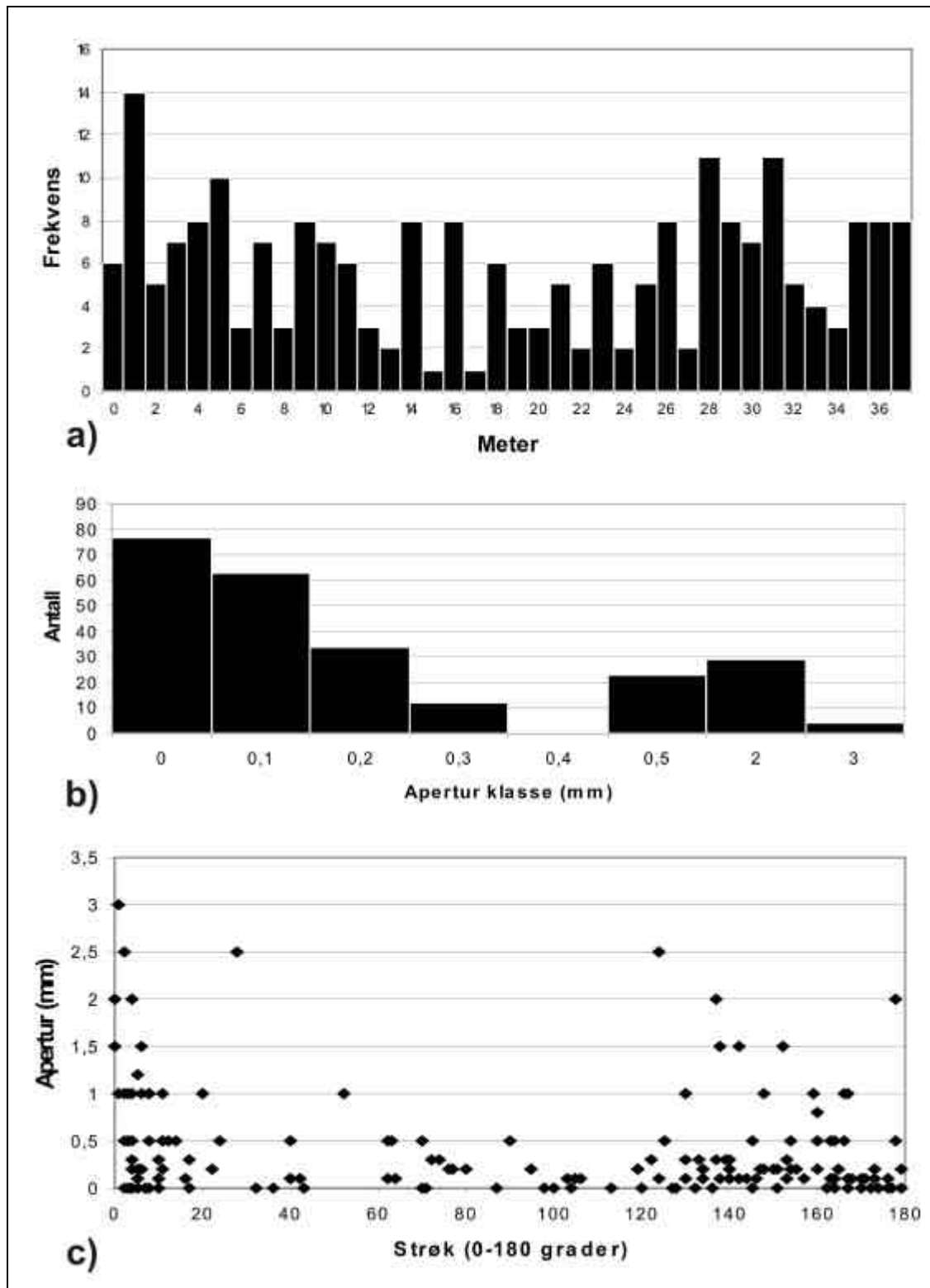
Figur 6.3. Et utsnitt av lokalitet Sandeidet. De tre bruddsettene, hvor steile, N-S trendene brudd dominerer. Bilde tatt mot nordvest. Person som skala (Foto: Ole Nesse).

Ved lokaliteten er det lagt horisontale profil på en vertikal blotning samt flere vertikale profil for å fange opp flest mulig bruddretninger. De vertikale profilene fanger opp to bruddsett som ikke kommer med på de horisontale profilene. Dette viser betydningen av å legge vertikale profil når en skal forstå hvordan bruddene er sammenkoblet og hvordan det gir økt vannstrømning. I blotningen er det tre bruddsett: fra N-S til NNØ-SSV, NV-SØ og ØNØ-VSV og, hvor det er det N-S orienterte brudd som dominerer, og dette settet ser ut til å begrense de andre bruddsettene i utstrekning (figur 6.3 og figur 6.4). Polplottet viser at de fleste av bruddene faller steilt, men det finnes også en forklyngning av subhorisontale brudd (figur 6.4).



Figur 6.4. Polplott og rosedigram av bruddmålinger fra Sandeidet. Alle innsamlede målinger fra Sandeidet er presentert. N=239.

Langs bruddprofilet (figur 6.3) er det samlet inn data om bruddfrekvens, bruddorientering og bruddapertur. Bruddfrekvensprofilet er 37,87 meter langt (figur 6.5 a) og viser at høyeste og laveste bruddfrekvens er 14 og 1 brudd per meter. Den gjennomsnittlige bruddfrekvensen er derav 5,84 brudd per meter. Langs bruddprofilet er det til sammen målt 242 bruddaperturer, hvor den største aperturen som forekom er 3 mm (figur 6.5 b). Av dette blir gjennomsnittlig apertur i området beregnet til å være 0,3 mm. Når en sammenligner bruddorientering og bruddapertur som i figur 6.5 c), ser en tydelig at de høyeste bruddaperturene forekommer langs brudd med NNV-SSØ og N-S orientering. Siden det er flest registrerte brudd med denne orienteringen vil aperturane i denne retningen være overrepresentert i forhold til i de andre retningene. I denne sammenligningen er det kun tatt med brudd som er registrert med både apertur og orientering.



Figur 6.5. Felldata fra Sandeidet. a) Bruddfrekvensdiagram for Sandeidet. Profil har orientering $\sim 050^\circ$ og er 37 meter langt. Høyeste bruddfrekvens er 14 brudd/m og gjennomsnittlig bruddfrekvens er ~ 6 brudd/m. (N=113). b) Aperturmåling for Sandeidet. Gjennomsnittlig bruddapertur er beregnet til å være 0,30 mm. N=242. c) Bruddapertur mot strøk ved Sandeidet. Bruddene med NNV-SSØ til N-S retning viser høyest aperturstørrelse. I dette plottet er det kun tatt med de bruddene hvor det både er målt orientering og apertur, derfor er antallet mindre. N=163.

6.2. Knappenfjellet

Knappenfjellet er et høydedrag mellom Nordåsstraumen og Sandeidet (figur 6.1). Lineamentene er lette å se i topografien siden området er lite overdekket av vegetasjon og har sparsomt med bebyggelse. Knappenfjellet krysses av flere N-S orienterte, steile (~ 90°) lineamenter som er særlig tydelige ved Knappatjernet (figur 6.6). Flere av disse lineamentene kan følges fra Nordåsstraumen, over Knappenfjellet og videre til Sandeidet og Varden. Noen få lineamenter i området avviker fra denne orienteringen (figur 5.8), men de ser ut til å ha kortere utstrekning.

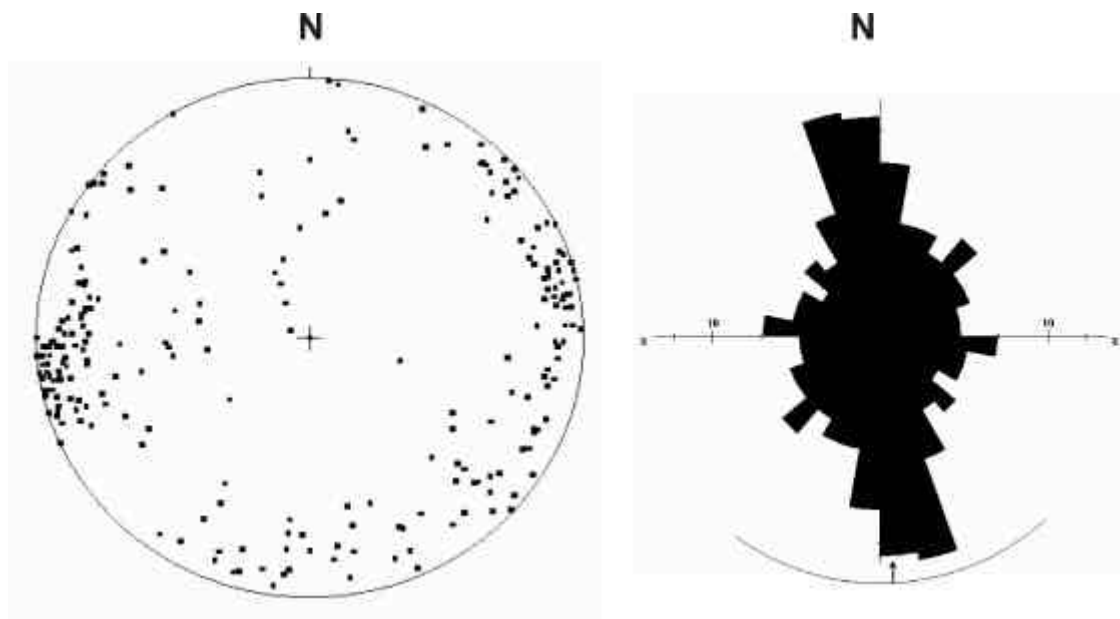


Figur 6.6. Knappenfjellet. Bilde av flere N-S trendene, steile lineament som krysser Knappatjernet. Bilde tatt mot NNØ. Vannet er ca 200 m på det bredeste, til høyre i bildet.

6.3. Nordåsstraumen

Nordåsstraumen er sundet som skiller Grunnfjellet i nord fra skyvedekken i sør (Figur 3.3 og Figur 6.1) (avsnitt 3.2). Det er her tunnelen skal gå under havet. Området rundt Nordåsstraumen er karakterisert av flere store lineament i flere retninger (figur 5.8), hvor de N-S og ØNØ-VSV orienterte lineamentene er de mest fremtredene. Nordåsstraumen er delt inn i tre lokaliteter som vil bli beskrevet i mer detalj: Straume bro, Nordåsstraumen (borekjerne) og Ruskeneset (figur 6.1).

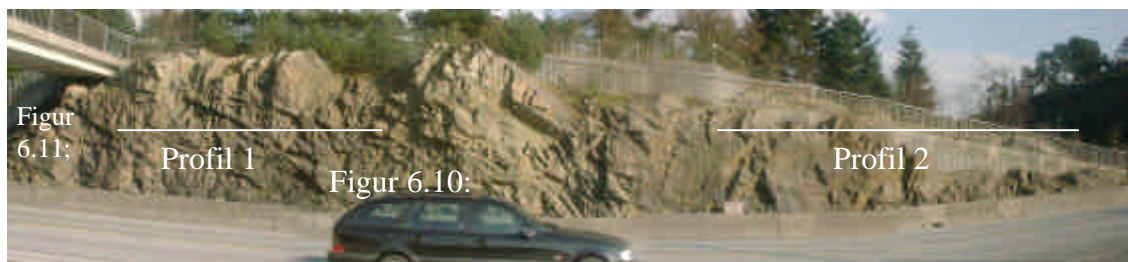
I området rundt Nordåsstraumen er det samlet inn totalt 432 bruddmålinger som er grunnlaget for bruddorienteringen presentert i figur 6.7. Dette inkluderer målinger fra bruddfrekvensprofil ved lokalitetene Ruskeneset og Straume bro i tillegg til frittstående målinger. Målinger fra Nordåsstraumen viser at bruddene har hovedsakelig NNV-SSØ orientering i tillegg til NØ-SV og VNV-ØSØ orientering (figur 6.7). Brudd orientert NNV-SSØ har relativt steilt fall, mens de andre bruddretningene har varierende fall.



Figur 6.7. Polplott og rosedigram av bruddmålinger fra Nordåsstraumen. Alle innsamlede målinger fra Nordåsstraumen er representert. N=432.

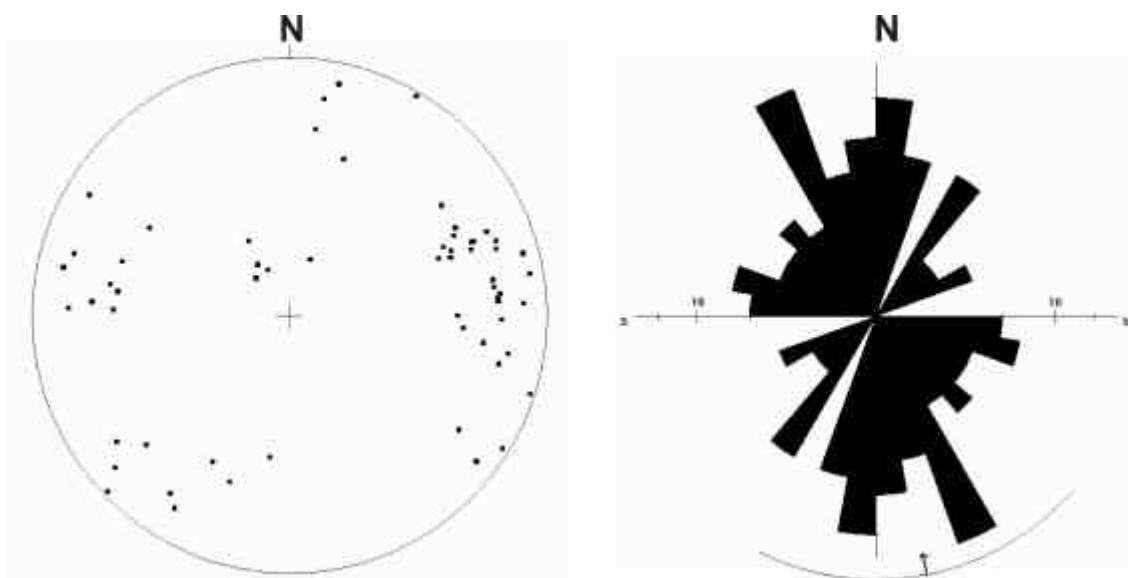
6.3.1. Straume bro

Lokalitetene Straume bro ligger nordøst for Nordåsstraumen (figur 6.1) og blotningen ved lokaliteten er vist i figur 6.8. Bergarten ved lokaliteten består av heterogen gneis og tilhører Øygarden gneiskompleks (Fossen & Ragnhildstveit, 1997; Fossen et al., 1997). Bergarten veksler mellom øyegneis og båndet gneis, hvor øyegneis opptrer i mer deformerte soner som forekommer med jevne mellomrom (figur 6.10). Blotningen er cirka 37 meter lang og har varierende høyde (høyest ~12 meter) (figur 6.8).



Figur 6.8. Panorama av lokalitet Straume bro. Profil 1 og 2 er vist på bildet som er tatt mot SSØ. Bil til skala. Plasseringen av Figur 6.10 og Figur 6.11 er markert på figuren.

I blotningen opptrer det flere bruddsett (figur 6.9) men det er de N-S orienterte, steile bruddene som dominerer og kan sammenlignes med de N-S orienterte bruddene fra Sandeidet (figur 6.3) og Ruskeneset (figur 6.20). I tillegg er foliasjonen svært fremtredende og har orientering $060^{\circ}/25^{\circ}$ (figur 6.10). Blotningen er ikke nysprengt og det er vegetasjon i noen brudd noe som gjør det vanskeligere å måle bruddapertur.



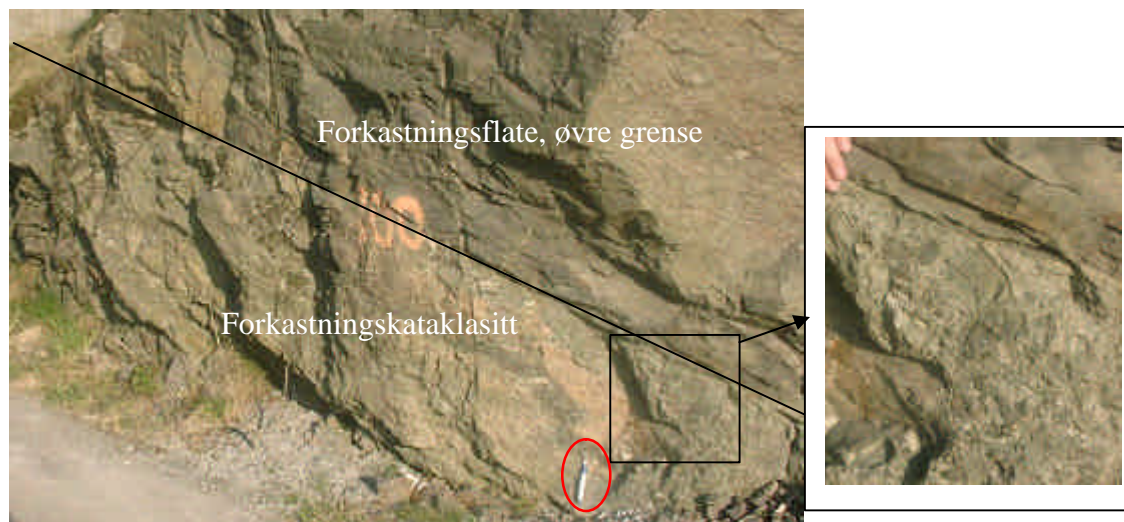
Figur 6.9. Pol plott og rosedigram av bruddorientering ved Straume bro. N=60.

Foliasjonen i bergarten fremtrer som soner med mylonittisert gneisstruktur med øyegneis struktur og det er et bruddsett som er strøkparallelt med foliasjonen (figur 6.10). Mellom øyegneissonene ligger mindre mylonittisert båndet gneis. Denne vekslingen i gneisstrukturene samt de foliasjonsparallele bruddene gjør blotningen med kompleks (figur 6.8).



Figur 6.10. Foliasjon i bergarten ved Straume bro. Veksling mellom deformert øyegneis og mindre deformert båndet gneis. Bilde tatt mot SSØ. Skala i den røde ringen er cirka 6 cm.

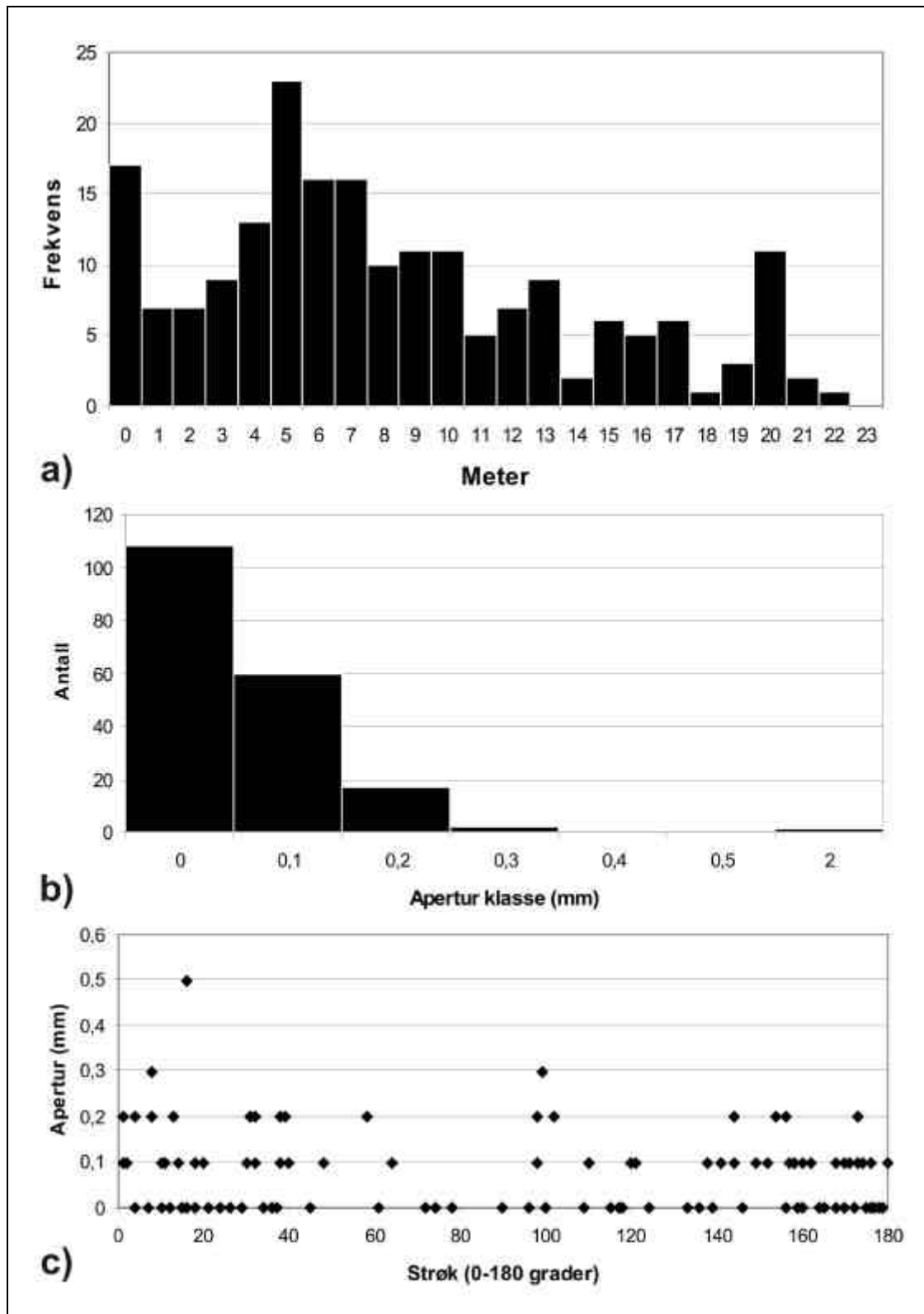
Nordøst i blotningen (til venstre i figur 6.8) er det er kataklasittsone som har orientering $\sim 060^\circ/25^\circ$, og er orientert parallelt med foliasjonen i blotningen (figur 6.11). Kataklasittsonen har lang lateral utstrekning, minst 10 meter i blotningen, mens den vertikale utstrekningen er i blotningen begrenset til 45 centimeter. Kataklasitten inneholder kantede klaster med størrelse opp til 4-5 centimeter som ligger i en finere matriks.



Figur 6.11. Forkastningskjerne ved Straume bro. Kataklasitten i forkastningskjernen er minst 45 centimeter tykk. Bilde tatt mot SSØ. Skala i røde ringen cirka 14 centimeter. Utsnitt viser kornstørrelsen i kataklasitten. Bilde tatt mot SSØ. Hånd som skala.

I blotningen er det to bruddprofil som er slått sammen til ett. Bruddfrekvensdiagrammet (figur 6.12 a) viser at første halvdel av diagrammet har høyere frekvens enn siste halvdel og det kan skyldes at profilene har litt forskjellig orientering (profil 1 har orientering 234° og profil 2 har orientering 208°) (figur 6.8). Orienteringen til profil 2 sammenfaller med orienteringen til et bruddsett (figur 6.9) og dette bruddsettet vil dermed være underrepresentert i profil 2 (10-23 meter) sammenlignet med i profil 1. Bruddfrekvensdiagrammet viser at høyeste og laveste bruddfrekvens er 23 og 2 brudd per meter. Det gir en gjennomsnittlig frekvens på 12,5 brudd per meter.

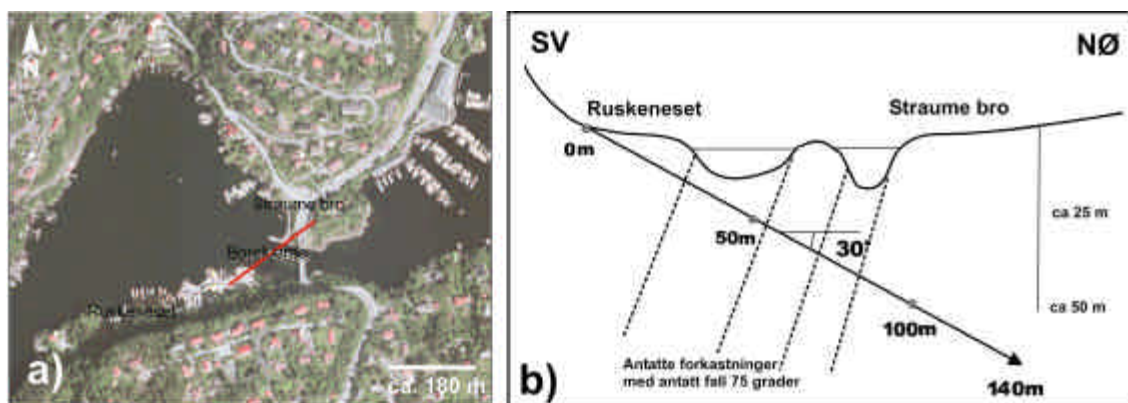
Langs profilene er det målt 188 bruddaperturer og største apertur funnet er 2 mm (figur 6.12 b). De fleste bruddene har apertur lik 0 mm og den gjennomsnittlige bruddaperturen i blotningen blir 0,063 mm. Ved en sammenligning av bruddorientering og bruddapertur viser at ingen bruddsett har betydelige større apertur, men en jevn fordeling av apertur på alle bruddretninger (figur 6.12 c). De få bruddene som har apertur større enn 0,2 mm forekommer langs brudd med N-S og Ø-V orientering.



Figur 6.12. Felldata fra Straume bro a) Bruddfrekvens for Straume bro. Profilet har orientering 234°-208°. N=198. b) Aperturmåling for Straume bro. Gjennomsnittlig apertur er 0,063 mm. N=188. c) Bruddorientering mot apertur ved Straume bro. N=117.

6.3.2. Borekjerne fra Nordåsstraumen

I Nordåsstraumen er det boret en kjerne med en lengde på cirka 100 meter fra Ruskeneset til Straume bro (figur 6.13). Borekjerne er boret fra sørvest mot nordøst (N 045°) og har en helling på 30° (figur 6.13 b). Bergarten i kjernen er heterogen gneis og tilhører Øygarden gneiskompleks (Fossen et al., 1997; Fossen & Ragnhildstveit, 1997; Askvik, 2002). Bergarten i borekjerne veksler mellom foliert øyegneis og båndgneis som vist i figur 6.14.



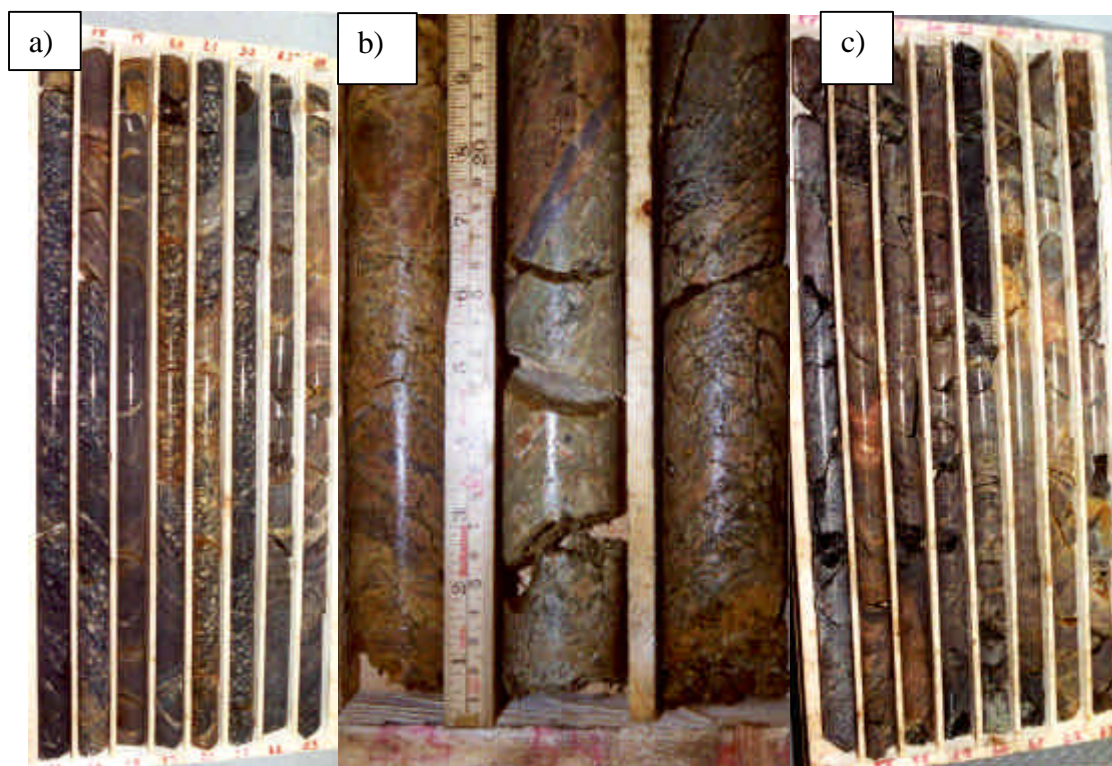
Figur 6.13. Plassering av borekjerne i Nordåsstraumen. a) Borekjerne er boret fra Ruskeneset i sørvest til Straume bro i nordøst. b) Skisse som viser helling på borekjerne i dypet (30°).

Borekjerne er logget to ganger: første gang av studentene alene og andre gang sammen med Bjørn Helge Klüver i Statens vegvesen. De 8 øverste meterne består av dagforvitret berg (tabell 6-1). Fra 8 til cirka 45 meter består kjernen av relativt intakt berg som er sterkt foliert og veksling mellom øyegneis og båndet gneis (figur 6.14 a). Fra cirka 45 meter øker bruddintensiteten og mellom 51 og cirka 63 meter er det en kataklasittsone med grønn matriks og gneisklaster (figur 6.14 b). Etter cirka 63 meter minker bruddintensiteten (figur 6.14 c) og fra 72 meter og til slutten av kjernen er det igjen relativt intakt berg av foliert øyegneis og båndet gneis.

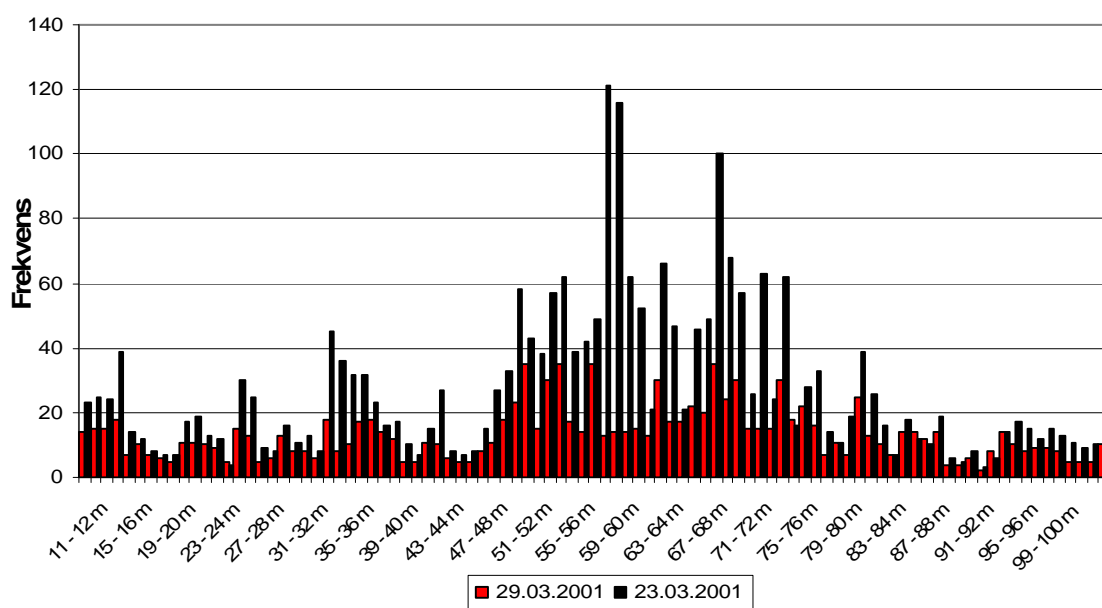
Tabell 6-1. Beskrivelse av borekjernen.

Antall meter	Beskrivelse av borekjernen.
0-8	Borekjernen er veldig oppknust, dagforvitret berg.
8-11,8	En del brudd, gjennomsnittlig bruddfrekvens er 15,5.
11,8-45,4	Kjernen er relativt hel, gjennomsnittlig bruddfrekvens er 9 Bergarten er veksling mellom øyegneis med tydelig foliasjon og båndet gneis(figur 6.14 a).
45,5-51	Økende bruddintensitet med dypet, gjennomsnittlig bruddfrekvens er 22.
51-63,5	Kataklasitt, forkastningskjerne. Veldig oppknust (figur 6.14 b).
63,5-72	Høy bruddintensitet ut fra kjernen, gjennomsnittlig bruddfrekvens er 21 (figur 6.14 c).
72-100,4	Avtagende bruddintensitet med dypet, gjennomsnittlig bruddfrekvens er 10.

Under første logging av borekjernen ble alt av brudd medregnet (tette og mineraliserte) og det ga en veldig høy bruddfrekvens (figur 6.15). Den andre gangen borekjernen ble logget ble kun åpne brudd medregnet, men ikke brudd som ble åpnet under boreprosessen. Bruddfrekvensen til de to loggingene er sammenlignet i figur 6.15, hvor kurven med størst utslag er fra første logging. Bruddfrekvensen er relativt lav frem til 45 meter, mens mellom 45 og 73 meter er bruddfrekvensen veldig høy og så avtar den fra 73 meter. De to kurvene har forskjellig utslag, men de følger hverandre i svingningene. Det er ikke mulig å måle orienteringen til bruddene siden borekjernen i utgangspunktet ikke var retningsorientert. Det er tatt bilder av hele borekjernen og det valgt ut noen representative bilder av borekjernen vist i figur 6.14. Foliasjonen i bergarten er svært tydelig (figur 6.14 a) og de sprø bruddene har varierende orientering.

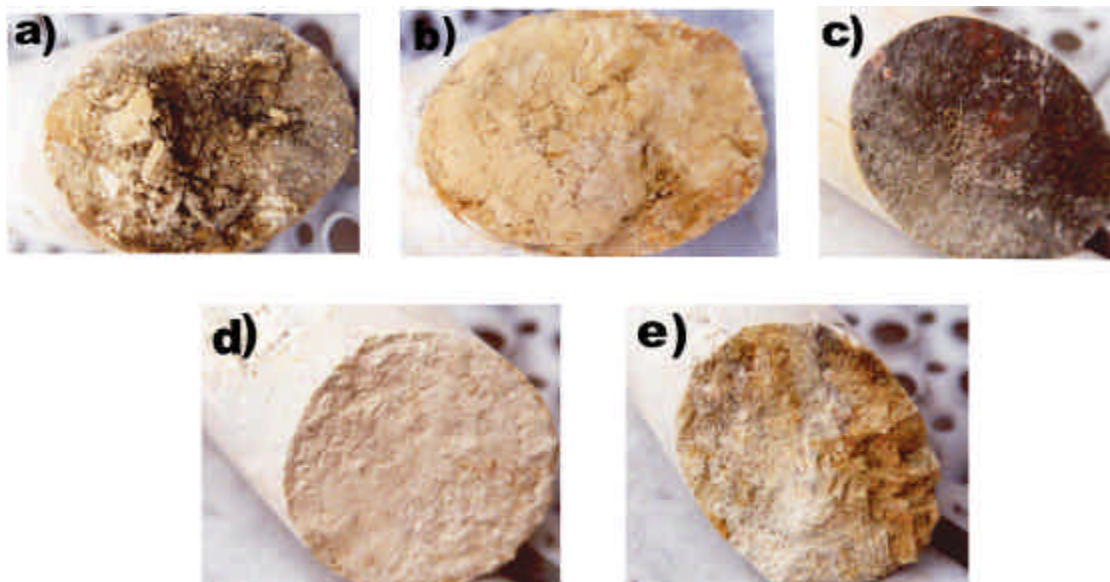


Figur 6.14. Borekjernen ved 16 meter, 54 meter og 56 meter. a) Borekjerne med bergart øyegnis vekselvis med båndet gneis, 16-24 meter (Foto: Lars Larsen). b) Kataklasitt ved 54-54, 2 meter (Foto: Rune Stumo). c) Bruddzone i og etter kataklasitten ved 56-64 meter. Hver kjerne lengde er 1 m. (Foto: Lars Larsen).



Figur 6.15. Bruddfrekvensdiagram av borekjernen. Sammenligning av to bruddfrekvenskurver. Kurven med høyest bruddfrekvens er logget 23.3.01 (svart strek). N=2514. Kurven med minst utslag er logget sammen med Bjørn H. Klüver 29.3.01 (rød strek). N=1238.

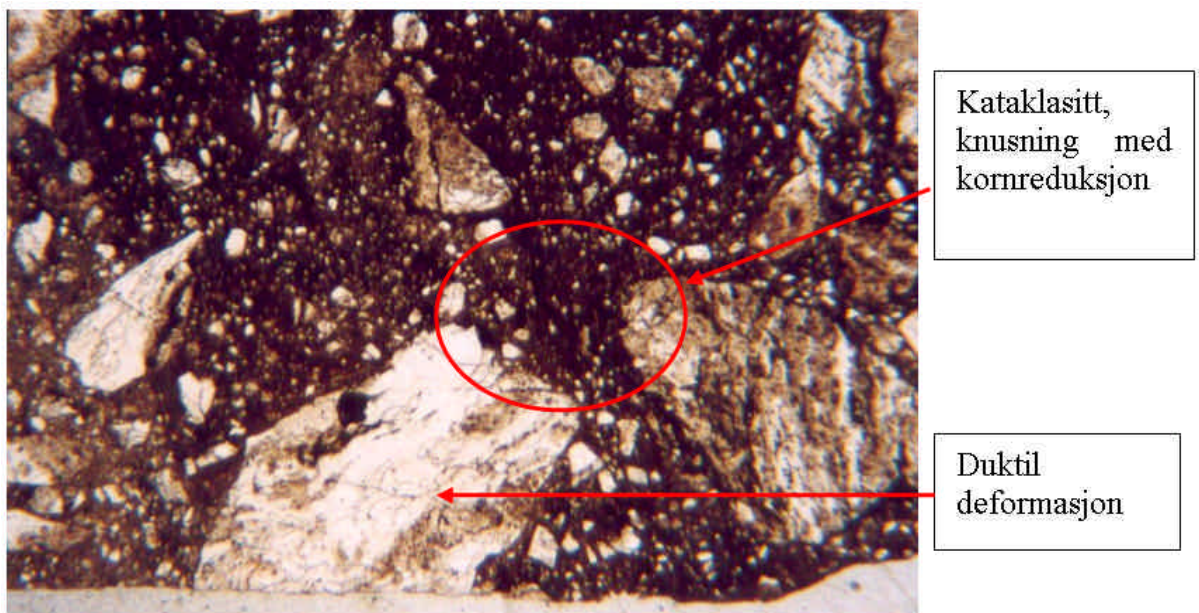
Bruddflatene i borekjernen varierer fra ru til glatte og noen er fylte av forskjellige mineral (figur 6.16). Brudd fylt med leirmineral er det mest vanlige (figur 6.16 b). Leirbelegget består av veldig finkorning materiale som er sleipt når det blir vått. Dette tyder på at der er svelleleire. Karbonatfyll har hvitaktig farge når det er tørt og får en brunaktig farge når den oksiderer (figur 6.16 d). Også kalsitt blir glatt når den er våt. Grus avsatt i brudd er trolig vanntransportert (figur 6.16 a) og kan være en indikator på vannstrømning i bruddene. Jernutfelling i brudd gir en rødlig farge av oksidert III-verdig jern, som rust (figur 6.16 c). I tillegg forekommer flere brudd med ru flater uten mineralutfelling på i borekjernen (figur 6.16 e).



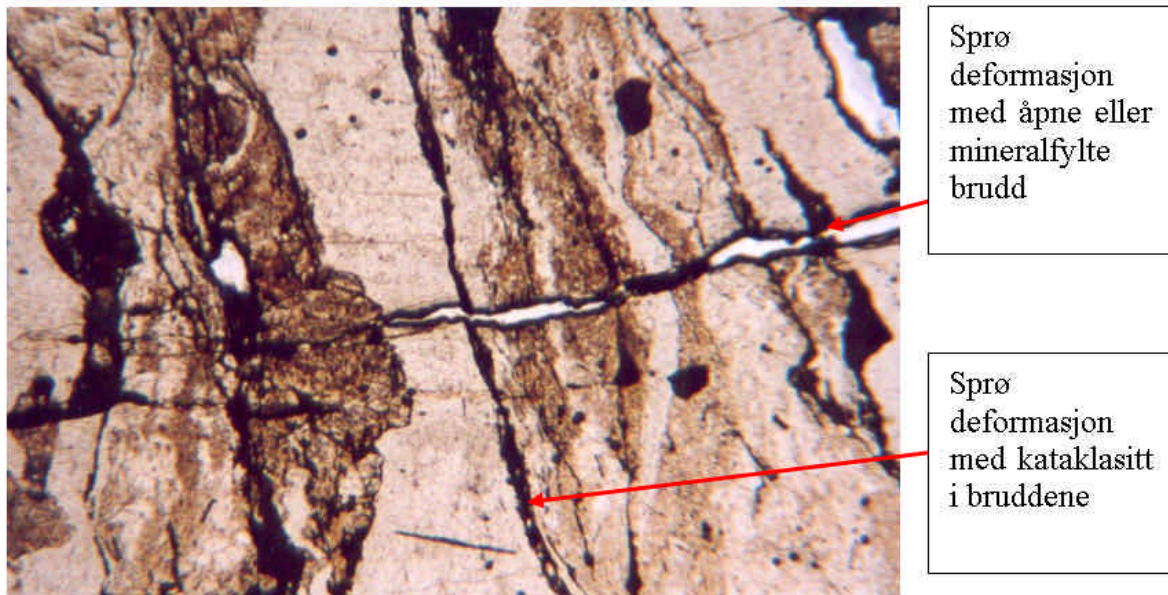
Figur 6.16. Brudd med fyllmasse fra borekjernen. a) grus b) leirbelegg, c) jernutfelling, d) kalsitt og e) ru brudd. Dimensjon på kjerene er 56 mm. (Foto: Lars Larsen.)

6.3.3. Petrografisk beskrivelse av kjerneprøver

Fra borekjernen er det tatt to prøver som er preparert til tynnslip: Prøve 1 ved 54,1 meter og Prøve 2 ved 20,5 meter (figur 6.14). Prøve 1 består av Granittmylonittkataklasitt der den tidligste deformasjonsfasen viser duktil deformasjon med kornreduksjon. Den opprinnelige middelskornede granitten er omdannet til finkornet granittmylonitt og har tydelig foliasjon (figur 6.17). Den andre deformasjonsfasen viser sprø deformasjon, hvor bergarten er omdannet til kataklasitt med fragmenter av granittmylonitt i en finkornet grunnmasse. Kataklasitten er gjennomvannet av sprekker, dels åpne med utfelt jernhydroksid som indikerer sprø deformasjon (figur 6.17) (Askvik, 2002). Prøve 2 består av Mylonittprotokataklasitt der granittmylonitten viser begrensede tegn på kataklase og er dannet ved duktil deformasjon (figur 6.18). Granittmylonitten består av sterkt undulerende kvartskorn oppdelt i subkorn, mikroklin (feltspat) og saussurittisert plagioklas. Senere sprø deformasjon har sprekt opp bergarten og sprekke observeres som mineralfylte eller åpne brudd i figur 6.18 (Askvik, 2002).



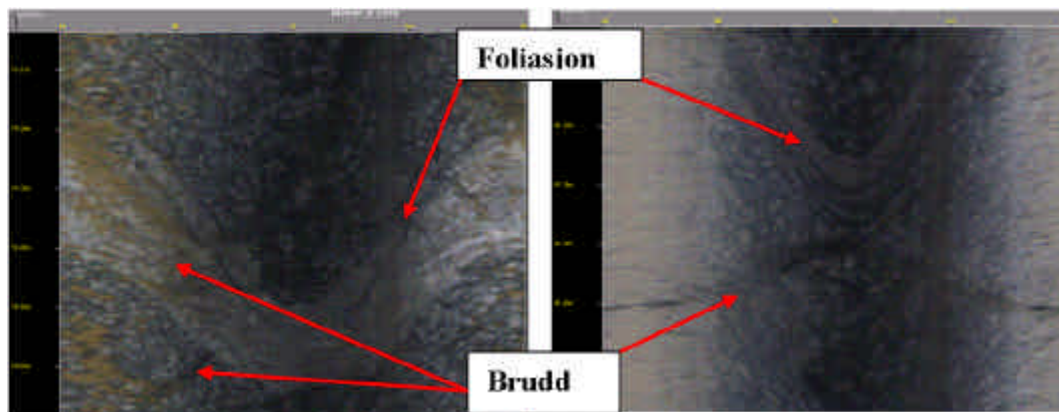
Figur 6.17. Prøve 1: Granittmylonittkataklasitt. Tynnslip av prøve ved 54,1 meter. Bildet er tatt fra kataklasittsonen i borekjernen. Tynnslipet viser duktil deformasjon av bergartklastene med kornreduksjon mellom klastene. Skala: horisontal lengde er 9,5 mm (Foto: Helge Askvik).



Figur 6.18. Prøve 2: Mylonittprotokataklasitt. Tynnslip av prøve ved 20,50 meter. Bildet viser sprø deformasjon av bergarten, med kataklasitt, mineralfylte og åpne brudd. Skala: horisontal lengde er 9,5 mm (Foto: Helge Askvik).

6.3.4. Optisk televiewer logg fra borehull i Nordåsstraumen

Norges geologiske undersøkelse har foretatt en borehullsinspeksjon for Statens vegvesen med optisk televiewer logging i samme området som borekjernen (Elvebakk, 2002). Optisk televiewer filmer 360° i borehullet og denne filmen blir brettet ut som vist i figur 6.19. I bildet står dybden på venstre side og retningene: N (venstre), Ø, S og V (høyre) står over bildet. Som vist i figur 6.19 faller foliasjonen mot sør og det er også observert i felt. Mineralfylte brudd er enten parallelle med foliasjonen eller kutter den (figur 6.19).



Figur 6.19. Optisk televierer logg. Bilder fra televierer viser foliasjon i bergarten og brudd. Fra Elvebakk (2002).

Undersøkelser fra NGU viser at berget er relativt lite oppsprukket, høyeste bruddfrekvens i de fem borehullene de inspiserer er 2,5 brudd per meter. Bruddorientering er registeret og det fremstår hovedsakelig to bruddsett, N-S strykende med relativt steilt fall ($\sim 80^\circ$) og Ø-V strykende med subhorisontalt fall. Det er det N-S trendene bruddsettet som dominerer (Elvebakk, 2002). Dette er også observert i felt ved lokalitetene Straume bro og Ruskeneset (figur 6.9 og figur 6.21).

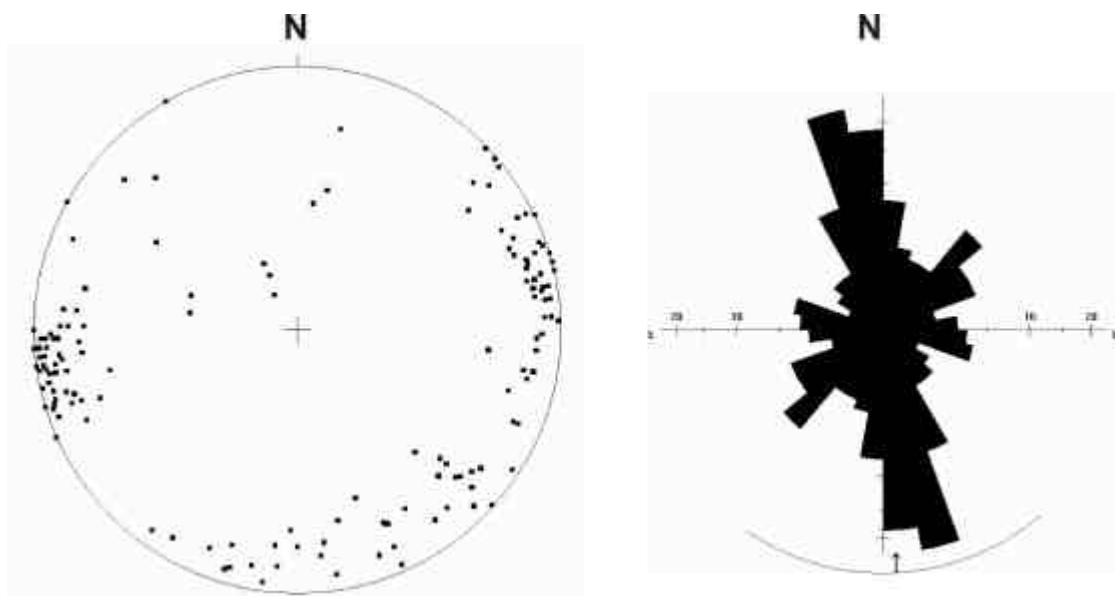
6.3.5. Ruskeneset

Lokaliteten Ruskeneset ligger sørvest for Nordåsstraumen (figur 6.1) og blotningen er i heterogen gneis og tilhører Øygarden gneiskompleks (Fossen et al., 1997; Fossen & Ragnhildstveit, 1997). Blotningen er cirka 22 meter lang og maks 4 meter bred (figur 6.20). Lokaliteten ligger ved havet og er hardt utsatt for vannerosjon ved flo og algevekst i flere av bruddene gjør det vanskelig å bestemme apertur. Flo og fjære gjør lokaliteten mindre tilgjengelig siden store deler av blotningen ligger under vann ved flo, og berget er glatt ved fjære.



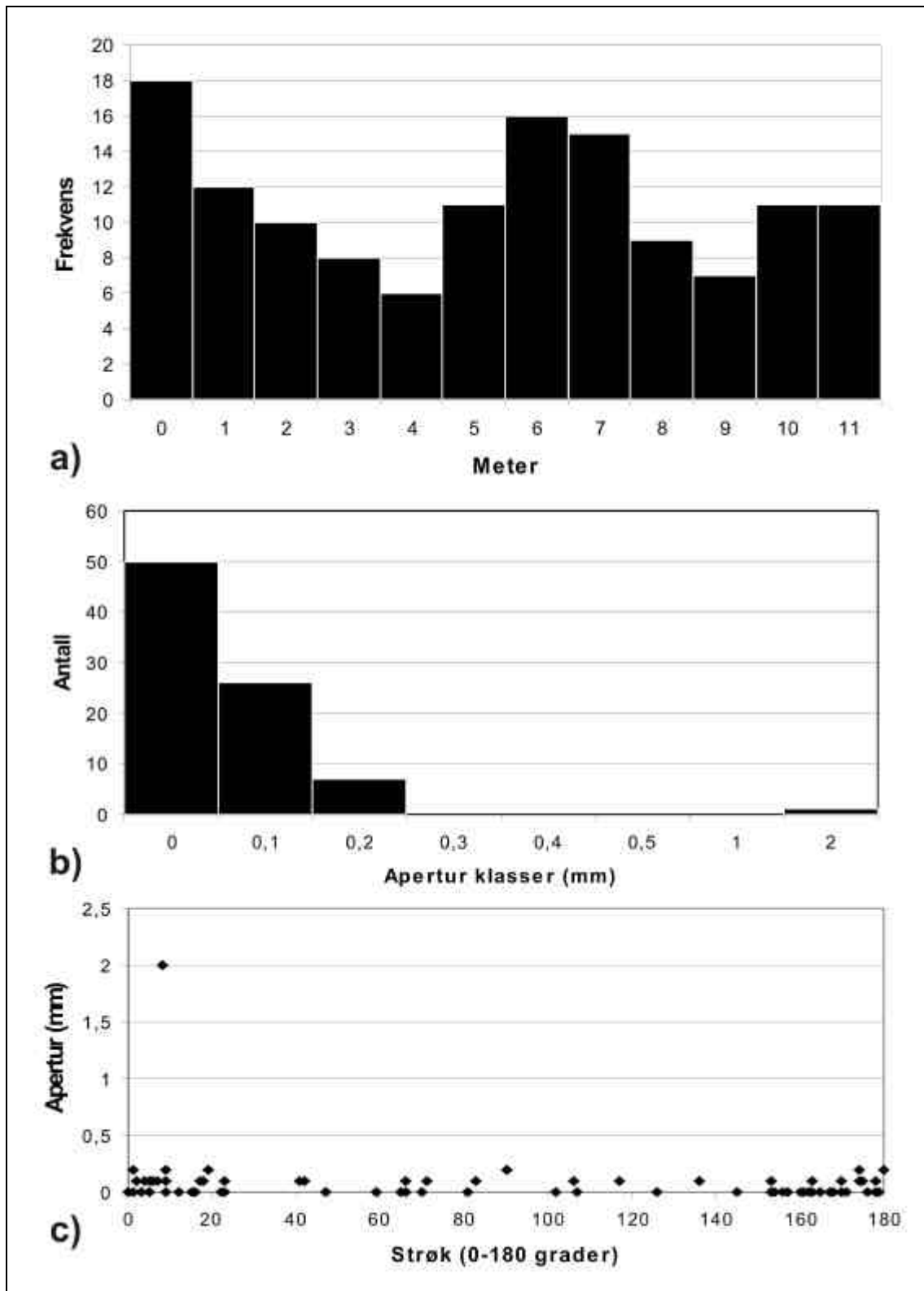
Figur 6.20. Ved lokalitet Ruskeneset er det N-S orienterte brudd som dominerer. Bilde tatt mot N. Skala i den røde ringen er cirka 14 centimeter.

I blotningen fremtrer fire bruddsett tydelig og de har orientering: N-S, NØ-SV og Ø-V samt foliasjonsparallele brudd ($060^{\circ}/25^{\circ}$) (figur 6.21). De NNV-SSØ til N-S orienterte bruddene er steile og dominerer i blotningen (figur 6.20), mens foliasjonsparallele brudd er vanskeligere å registrere siden blotningen er flat og er dermed underrepresentert. Karakteristisk for området er at bruddintensiteten av foliasjonsparallele brudd øker i soner, med varierende avstand, og kan sammenlignes med deformasjonssonene ved lokaliteten Straume bro (avsnitt 6.3.1).



Figur 6.21. Pol plott og rosedigram fra Ruskeneset. Den sterkeste trenden er NNV-SSØ. N=155.

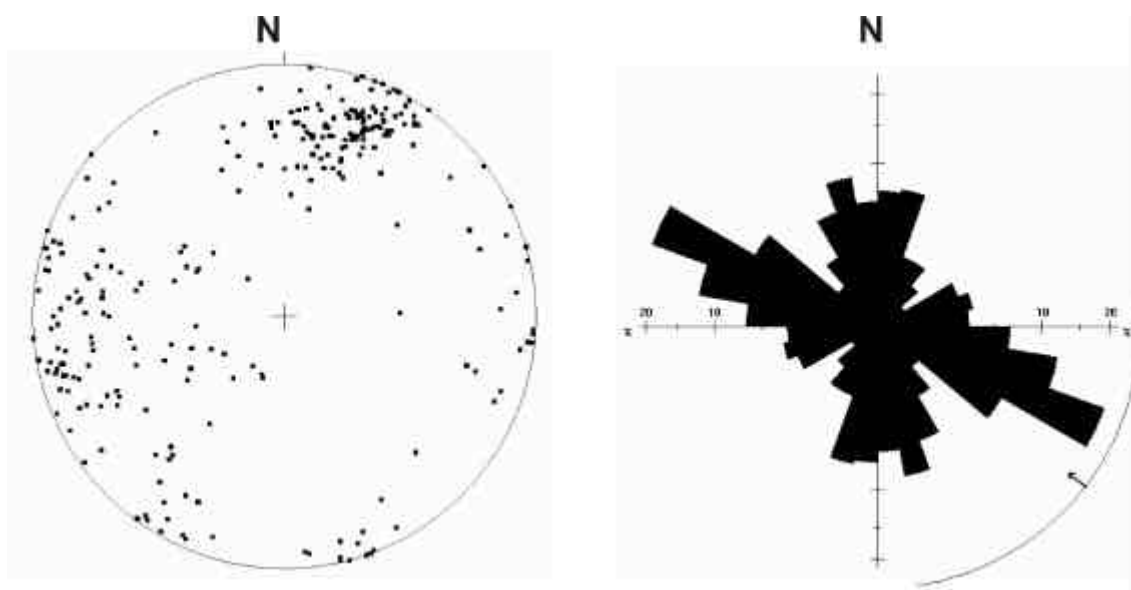
Bruddprofilet ved lokaliteten Ruskeneset er cirka 12 meter langt og bruddfrekvensdiagrammet (figur 6.22 a) viser at høyeste og laveste frekvens er 18 og 6 brudd per meter. Den gjennomsnittlige bruddfrekvensen blir 12 brudd per meter. I bruddprofilet er det målt 84 bruddapertur hvor største apertur er 2 mm, men de aller fleste bruddene har apertur fra 0 til 0,2 mm (figur 6.22 b). Gjennomsnittlig bruddapertur for lokaliteten blir derav 0,07 mm. Når en sammenliger bruddorientering og bruddapertur på Ruskeneset vises det at ingen orientering har betydelige større apertur, men det er en jevn aperturfordeling på alle bruddretninger (figur 6.22 c). Bruddet med apertur større enn 0,2 mm har N-S orientering.



Figur 6.22. Felldata fra Ruskeneset. a) Bruddfrekvensdiagram fra Ruskeneset. Profil 1 og 2 er slått sammen. Orientering av profilene er 78-90°. N=135. b) Aperturmålinger for Ruskeneset. Gjennomsnittlig apertur er 0,07 mm. N=84. c) Bruddorientering mot apertur ved Ruskeneset. N=77.

6.4. Dolvik

Lokaliteten Dolvik ligger ved Sørilige påhugg til midtre tunnel (figur 6.1) og området ligger i bergarten amfibol-granatglimmerskifer i Nordåsvannkomplekset (figur 3.3) (Fossen & Ragnhildstveit, 1997). Dolvikskiftet er den største av de tre lokalitetene og er her vist som et eksempel på blotning i området (figur 6.24). Blotningene ved Dolvik er ikke nysprengte og de har mye vegetasjon. Området er karakterisert av flere store lineamenter som er orientert fra NV-SØ til NNV-SSØ (figur 5.9). Bruddorienteringene i figur 6.23 viser at VNV-ØSØ orientering ($\sim 110^\circ/70^\circ$) dominerer, samt bruddorienteringene fra NV-SØ til NNØ-SSV. Dette er orienteringen til de foliasjonsparallele brudd og er karakteristisk for alle blotningene i området. I tillegg er det brudd med orientering fra NV-SØ til NNØ-SSV til stede.



Figur 6.23. Bruddorientering ved Dolvik. Polplott og rosedigram viser at de sterkeste orienteringene er VNV-ØSØ og fra NV-SØ til NNØ-SSV. N=294.

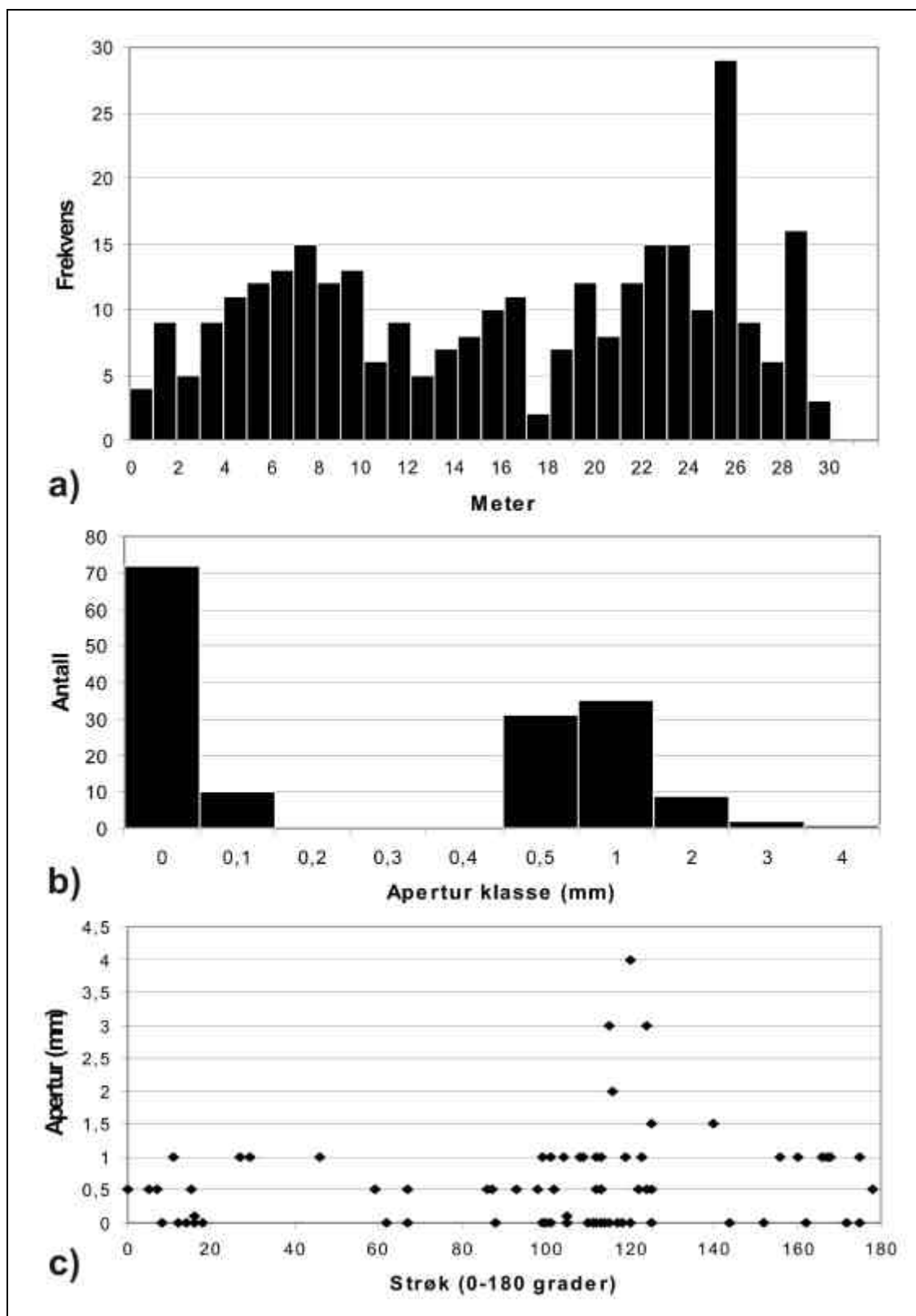
I Dokvikområdet er det tatt bruddfrekvensprofil på tre lokaliteter: Dolvikskiftet, Skraneveien og Ytrebygdvegen 62, og målinger av bruddorientering og apertur fra alle lokalitetene er slått sammen (figur 6.24 og figur 6.25).



Figur 6.24. Bruddfrekvensprofilen fra Dolvik. Profilet er Ø-V orientert. Bildet er tatt mot S. Lengden på blotningen er vist på bilde, cirka 30 meter (Foto: Ole Nesse).

Bruddfrekvensprofilen vist i figur 6.25 a) er tatt fra Dolvikskiftet (figur 6.24) og er omtrent 30 meter langt. I bruddprofilen er det totalt registrert 303 brudd og bruddfrekvensdiagrammet viser at høyeste og laveste frekvens er 28 og 2 brudd per meter (figur 6.25 a). Det gir en gjennomsnittlig frekvens på 9,5 brudd per meter.

Aperturmålingene som er presentert i figur 6.25 b) er basert på alle bruddprofil fra Dolvikområdet. Det er totalt 160 aperturmålinger hvor den største aperturen er 4 mm. Gjennomsnittlig bruddapertur for området blir 0,48 mm, men det er flest brudd med 0 mm apertur. Når en sammenligner bruddapertur mot bruddorientering er det generelt relativt stor apertur langs alle bruddorienteringene i området (0-1 mm) (figur 6.25 c). De største aperturene (4 mm) forekommer i VNV-ØSØ orienterte brudd som er foliasjonsparallelle brudd.



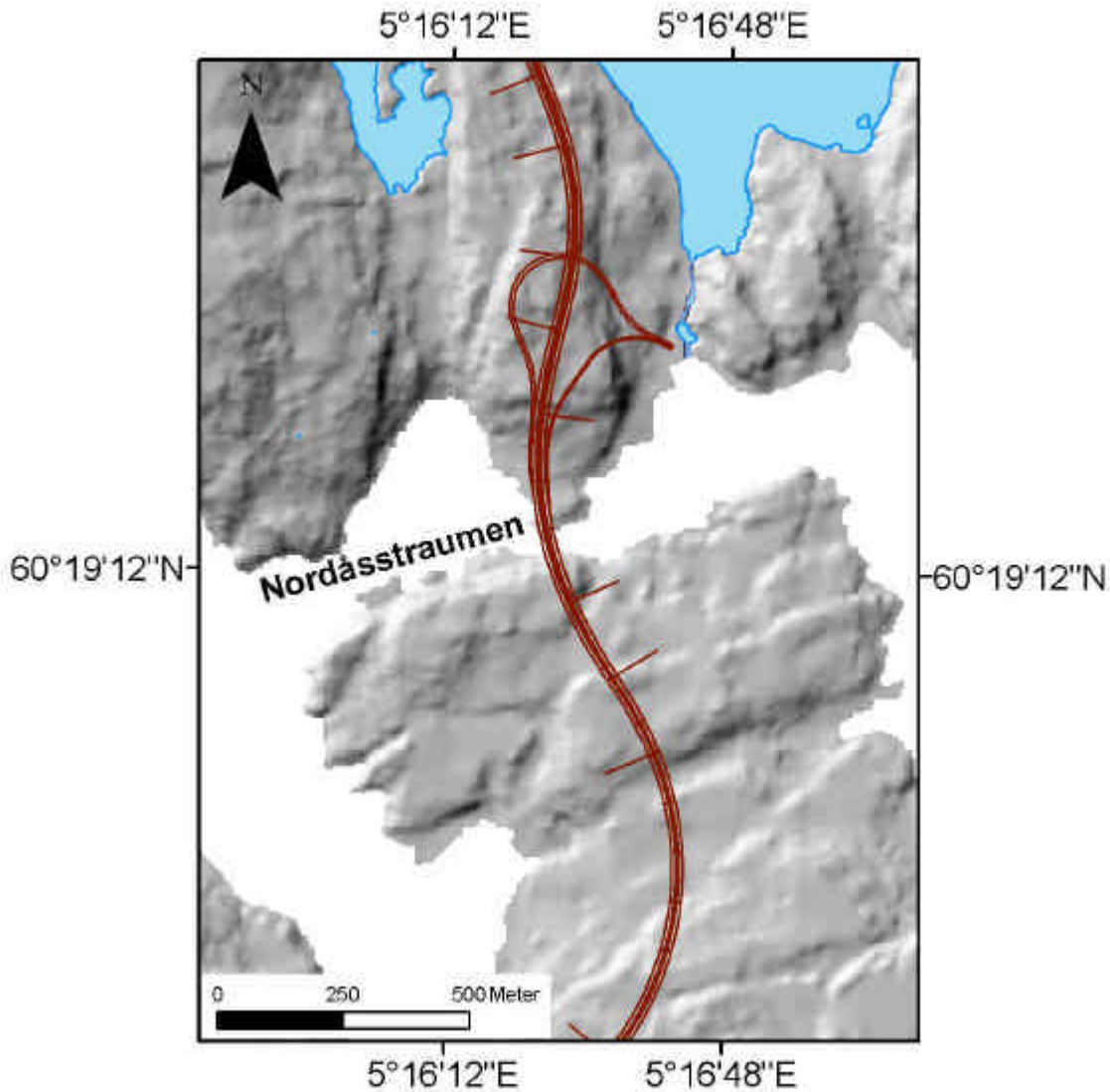
Figur 6.25. Felldata fra Dolvik. a) Bruddfrekvensdiagram fra Dolvik. Orientering av profilet er N130°Ø. N=303. b) Aperturmålinger fra Dolvik. Gjennomsnittlig bruddaperturer er 0,48 mm. N=160 c) Bruddorientering mot apertur ved Dolvik. N=84.

7. Numerisk modellering

Et heterogent medium vil ofte endre det eksisterende spenningsfeltet. Heterogeniteter i berg kan for eksempel være tunneler og forkastninger, og begge typer heterogeniteter vil bli vektlagt i de numeriske analysene. Kunnskap om hvordan slike heterogeniteter omdistribuerer spenningsfeltet er viktig siden spenningsfeltet vil styre bruddannelse, og i hvilken retning bruddene vil vokse. For å studere spenningsfeltet i området ved Nordåsstraumen, er numerisk modellering brukt. Metoden for fremstilling av modellene er forklart i avsnitt 2.6.

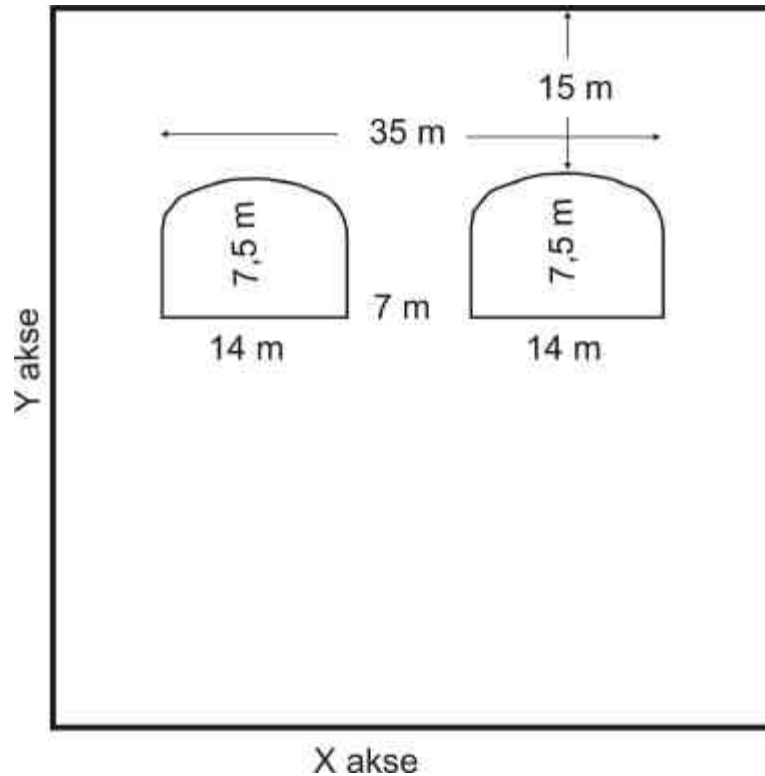
7.1. Modeller av tunneler

Modellen av tunnelene tar utgangspunkt i tunneltraséen som krysser Nordåsstraumen (figur 7.1). Dette området er valgt siden tunnelene her har liten overdekning, og fordi forkastningen i Nordåsstraumen kan gjøre tunneldriften vanskelig. Veibanen varierer i bredde fra to til tre filer i hver retning, og overdekkende høyde varierer etter hvor tunnelen går. I modellene er det tatt utgangspunkt i en veibane med to felt i hver retning og 15 m overdekning, som ved Nordåsstraumen (figur 7.2).



Figur 7.1. Tunneltraséen til undervannstunnelen ved Nordåsstraumen. De numeriske modellene viser spenningstilstanden rundt tunnelene i området der tunneltraséen krysser Nordåsstraumen (figur 7.2 til figur 7.5).

I alle modellene er Youngs modul (ligning 4-11 og 4-12) til vertsbjergarten satt til 20 GPa (Priest, 1993). Som en direkte følge av driving av tunnelen vil det oppstå en sone på 0,5 m rundt tunnelen med oppsprukket, og dermed svakere berg (Jumikis, 1979), og her er Youngs modul satt til 1 GPa. Poissons forholdstall (ligning 4-13) er i alle tilfellene antatt å være 0,25. Horisontal kompresjon er i modellene satt til 10 MPa basert på spenningsmålinger fra Vestlandet (avsnitt 3.4). Modellene er festet i de to nederste hjørnene og festene gir urealistisk høye spenningskonsentrasjoner rundt hjørnene og som ikke gir mening i naturen. Dette er det ikke tatt hensyn til i resultatene og tegningene av modellene.



Figur 7.2. Modellen brukt i BEASY modelleringene av tunneler.

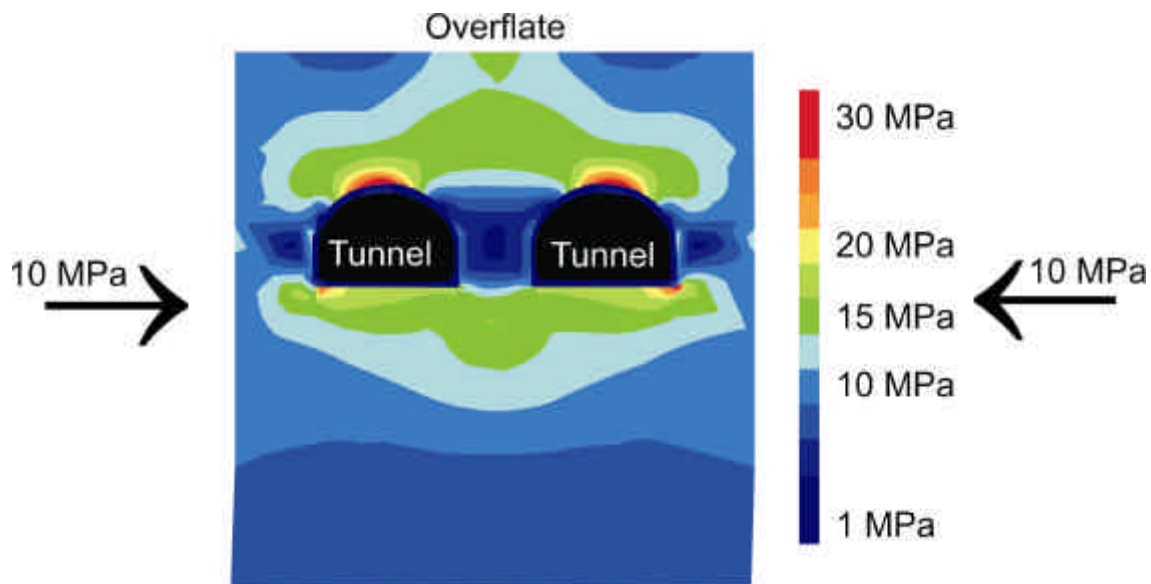
7.2. Tunnelers påvirkning på spenningsfeltet

De kritiske spenningstilstandene rundt en tunnel er skjærspenning, tensjonsspenning og kompresjonsspenning. Det er under disse tilstandene det kan dannes nye brudd eller gamle brudd kan reaktiveres. I resultatene av modellene er det fokusert på spenningsforholdene rundt tunnelene og ved overflater.

7.2.1. Skjærspenning

Når modellen blir fremstilt med skjærspenning er det størst spenningskonsentrasjon i tunneltaket, litt skjevt mot yttersidene (~30 MPa), og ved overflaten mellom tunnelene (~15 MPa) (figur 7.3). Det er også en høy spenningskonsentrasjon i ytre hjørne av tunnelgulvet (~25 MPa). Spenningskurvene går i buer over og under tunnelene (~15 MPa), og det er liten spenningskonsentrasjon mellom, og på siden av tunnelene (1-2 MPa).

Den høye spenningen i tunneltaket vil trolig føre til spraking, siden bergartene er stive ($E = 20 \text{ GPa}$). Spenningskonsentrasjonen kan også føre til bevegelse langs brudd og forkastninger i svakhetssonen, særlig hvis den horisontale kompresjonsspenningen er veldig høy.



Figur 7.3. Resultat av tunnelmodell under kompresjonsspenning på 10 MPa. Modellen viser skjærspenning MPa (mega Pascal).

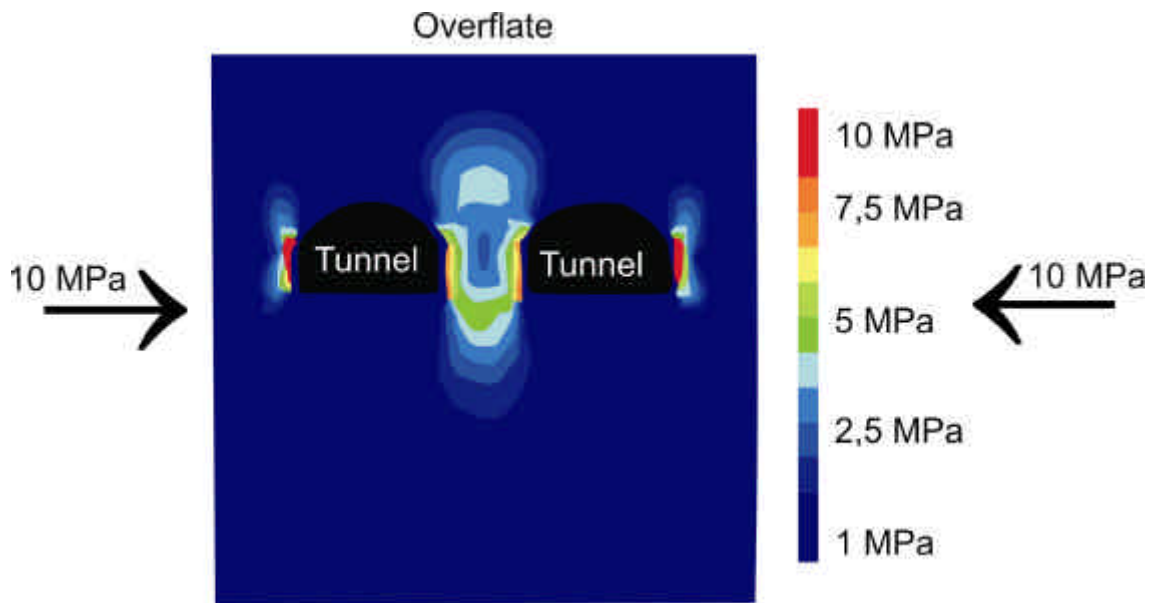
7.2.2. Tensjonsspenning

Når modellen fremstilles med tensjonsspenning er spenningskonsentrasjonen størst i tunnelveggene ($\sim 10 \text{ MPa}$) og mellom tunnelene ($\sim 7,5\text{-}2,5 \text{ MPa}$). Spenningskonsentrasjonen er så lav at den ikke når til overflaten (figur 7.4).

Tensjonsstyrken til vanlige bergarter (også i Norge) ligger i området $0,5\text{-}6 \text{ MPa}$ (Schultz, 1995; Amadei & Stephansson, 1997) og tensjonsspenningen må være høyere enn dette for at tensjonsbrudd skal dannes. I tunnelveggene er tensjonsspenningen minst 10 MPa , og brudd vil kunne dannes. På grunn av overdekningen bare er 15 m , er ikke den vertikale spenningen stor nok til å motvirke utvikling av tensjonsbrudd. Dette kan teoretisk forklares med at tensjonsspenningen er større enn berget strekkstyrke, og bruddutviklingen er begrenset til grunne dyp (ligning 4-14) (Gudmundsson, 2002). Det er mulig at tensjonsbrudd som dannes i tunnelveggen mellom tunnelene kan åpnes fra

den ene tunnelen til den andre, dersom bergets tensjonsstyrke er lavere enn 4 MPa og 5 MPa som er spenningskonsentrasjonen mellom tunnelene.

Høy tensil spenningskonsentrasjon i tunnelveggene kan muligens utvikle horisontale tensjonsbrudd som vil kunne øke vannføringen inn til tunnelen (Gudmundsson, 2002), og permeabiliteten kan forventes å være høyest i tunnelveggene (Waage, 2001).

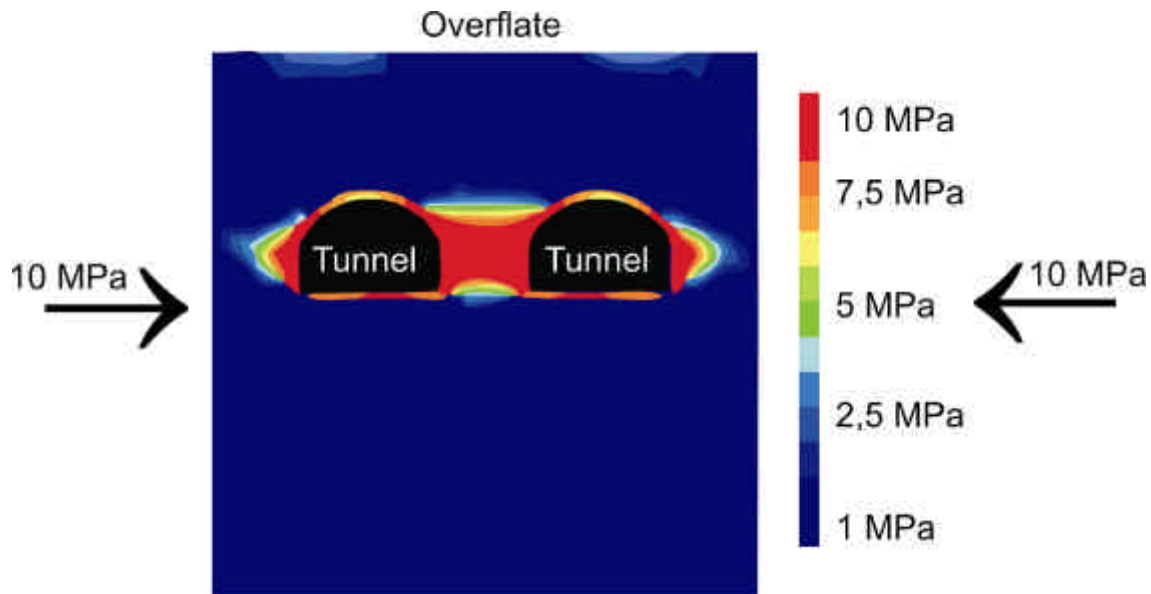


Figur 7.4. Resultat av tunnelmodell under kompresjonsspennning på 10 MPa. Modellen viser tensjonsspennning i MPa.

7.2.3. Kompresjonsspennning

Når modellene fremstilles med kompresjon er spenningskonsentrasjonen høyest i svakhetssonene rundt tunnelene, mellom tunnelene og i ytterveggene av tunnelene (figur 7.5). På overflaten er spenningskonsentrasjonen størst over tunnelene, ca. 3 MPa.

Den høye spenningen i svakhetssonene rundt tunnelene og i sidene kan føre til spraking i tak og vegger av tunnelen (Gudmundsson, 2002). Spenningskonsentrasjonen på overflaten kan føre til åpning av gamle brudd, dannelse av nye brudd og mulig bevegelse langs svakhetssoner. Dette kan føre til økt vannstrømning inn i tunnelene.



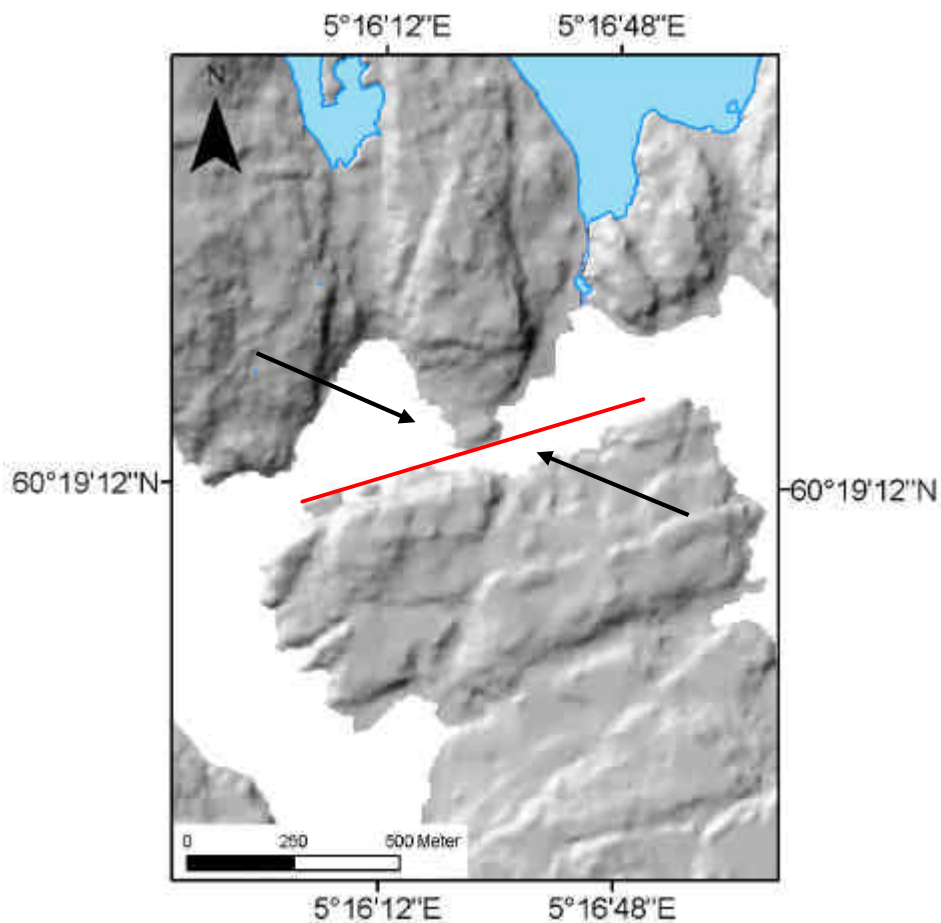
Figur 7.5. Resultat av tunnelmodell under kompresjonsspenning på 10 MPa. Modellen viser kompresjonsspenning i MPa.

7.2.4. Resultater fra andre modelleringer

Det er laget flere modeller av tunnelene med forskjellige kombinasjoner av Youngs modul og variasjoner i horisontal kompresjonsspenning. I vertsberget nord og sør for Nordåsstraumen er det antatt at Youngs modul er 20 GPa, mens i svakhetssonen er den antatt å være fra 10 GPa i knusningssonen til 1 GPa i forkastingskjernen (ligning 4-12). Kompresjonsspenningen er variert fra 10 MPa til 20 MPa. Resultatene av modellene varierer mest med endring i kompresjonsspenning og lite med endringer i Youngs modul. Variasjoner i kompresjonsspenning gir en endring i overflatespenning fra 14 MPa til 30 MPa, fremstilt med skjærspenning. Spenningskonturene i modellene er tilnærmet like selv om Youngs modul til bergarten endres. Det vil si at formen til spenningskonturene er like, kun spenningsstyrken endres. Brudd vil oppstå på de samme stedene i alle modellene, selv om en endrer størrelsen på den horisontale kompresjonen eller Youngs modul til bergarten så lenge tensjonstyrken overgår kohesiv styrke til bergarten.

7.3. Modeller av Nordåsstraumen forkastningssone

Nordåsstraumen forkastningssone er orientering omtrent N75°Ø (figur 7.6). De numeriske modellene i dette avsnittet viser spenningsfeltet i og rundt forkastningssonen under horisontal kompresjon med orientering omtrent N70°V (avsnitt 3.4) (figur 7.7-figur 7.10). Metoden for modellene av Nordåsstraumen forkastningssone er forklart i avsnitt 2.6.

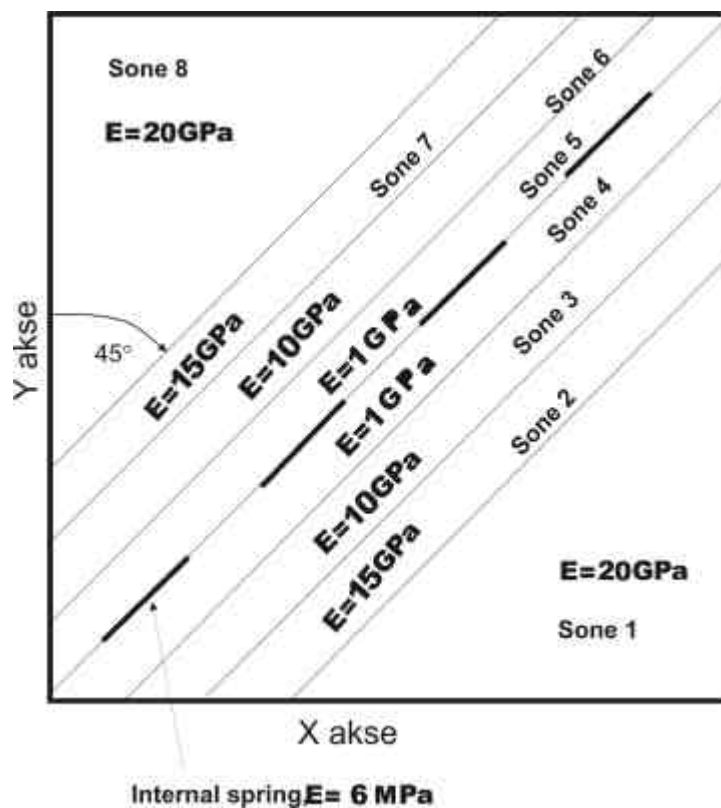


Figur 7.6. Forkastningen i Nordåsstraumen. Orienteringen markert med rød strek, og horisontal N70°V kompresjon, markert med svarte piler. Dette er utgangspunktet for modellene av forkastningen (figur 7.8, figur 7.9 og figur 7.10).

I samsvar med generelle modeller av forkastningssoner med hydromekaniske egenskaper (Caine et al., 1996; Evans et al., 1997) er denne numeriske modellen delt inn i en forkastningskjerne, en knusningssone og vertsbergart. I modellene er det laget

flere soner med forskjellige verdier for Youngs modul og det er brukt utregnede verdier av Youngs modul, basert på bruddfrekvens fra borekjerne og felldata (ligning 4-12) (Priest, 1993). Modellen er vridd slik at kompresjonsspenningsaksene står tilnærmet riktig i forhold til svakhetssonen. Dette er gjort siden BEASY kun kan ha spenningsakser som er parallelle med eller normalt på x- eller y-aksene. Modellene er festet i alle hjørnene. (figur 7.7).

De ytterste sonene (1 og 8) representerer vertsberget og er gitt Youngs modul verdier på 20 GPa. Sone 2 og 7 representerer ytre knusningssone og er gitt 15 GPa. Sone 3 og 6 representerer indre knusningssone og er gitt 10 GPa, og sone 4 representerer forkastningskjernen og er gitt 1 GPa. Fire brudd i forkastningskjernen er gitt Youngs modul lik 6 MPa som tilsvarer maksimal tensil styrke i vanlige bergarter (Amadei & Stephansson, 1997). Modellen er påført horisontal kompresjon på 10 MPa, det vil si normalt på y-aksen (figur 7.7). Fremstillingen er kun et forslag på modellering av Nordåsstraumen og sonene er ikke korrekte med hensyn på tykkelse eller utbredelse.



Figur 7.7. Oppsett av modell av Nordåsstraumen forkastningssone. Svakhetssonen er delt inn i flere soner med forskjellig Youngs modul. Modellen er påført kompresjonsspennning på 10 MPa normalt på y-aksen, og brudd er satt i midten av svakhetssonen.

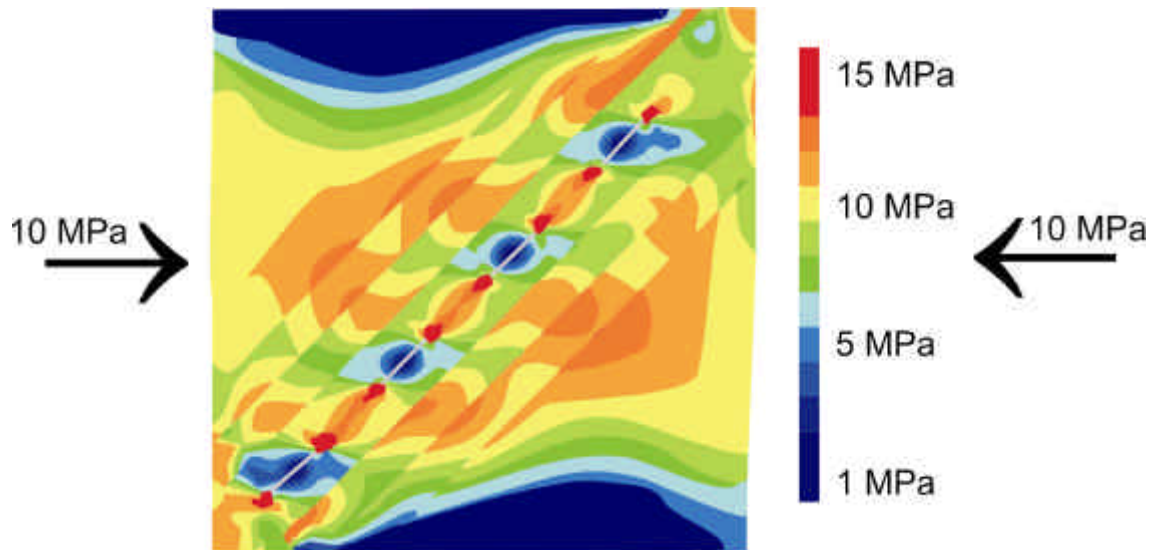
7.4. Forkastningers innvirkning på spenningsfeltet

Forkastninger er heterogeniteter i berget som påvirker spenningsfeltet. Under horisontal kompresjon vil spenningstilstanden endres og forkastninger kan muligens reaktiveres og vokse. Her blir det fokusert på hvordan spenningskonsentrasjoner blir fordelt i forkastningen.

7.4.1. Skjærspenning

Resultatene i modellen viser tydelige skjærspenningskonsentrasjoner i og rundt forkastningssonen (figur 7.8). Spenningskonsentrasjonen er høyest i bruddtuppene, og mellom bruddene. I kjernen av forkastningen er det spenningssskygger som strekker seg langs bruddene. Spenningen i og rundt bruddene er så lav som 1 MPa. I de indre delene av knusningssonen (sone 3 og 6 i figur 7.7) er det også fremtrede spenningssskygger, men siden Youngs modul er høyere her, er spenningssskyggen mindre utviklet. Knusningssonen har spenning på ca. 7,5 MPa, mens de ytre delene av knusningssonen (sone 2 og 7) og vertsberget (sone 1 og 8) med høyere stivhet (Youngs modul) har spenning på 10-12 MPa.

Modelleringsresultatene antyder at bruddannelse og forkastningsutvikling vil skje i de stivere, ytre sonene i forkastningen, i tillegg til i de indre, svakere delene av forkastningen.



Figur 7.8. Resultat av Nordåsstraumen forkastningszone under kompresjonsspenning på 10 MPa. Modellen viser skjærspenning i MPa og de grå strekene markerer brudd i forkastningskjernen. Spenningene er forflyttet til de stivere sonene av knusningssonen og vertsbergarten. I kjernen og de indre delene av knusningssonen er det utviklet spenningsskygger. Siden bruddutvikling vanligvis forekommer i områder med høy spenning, kan en forvente bruddannelse i tillegg til i kjernen og de indre deler av knusningssonen.

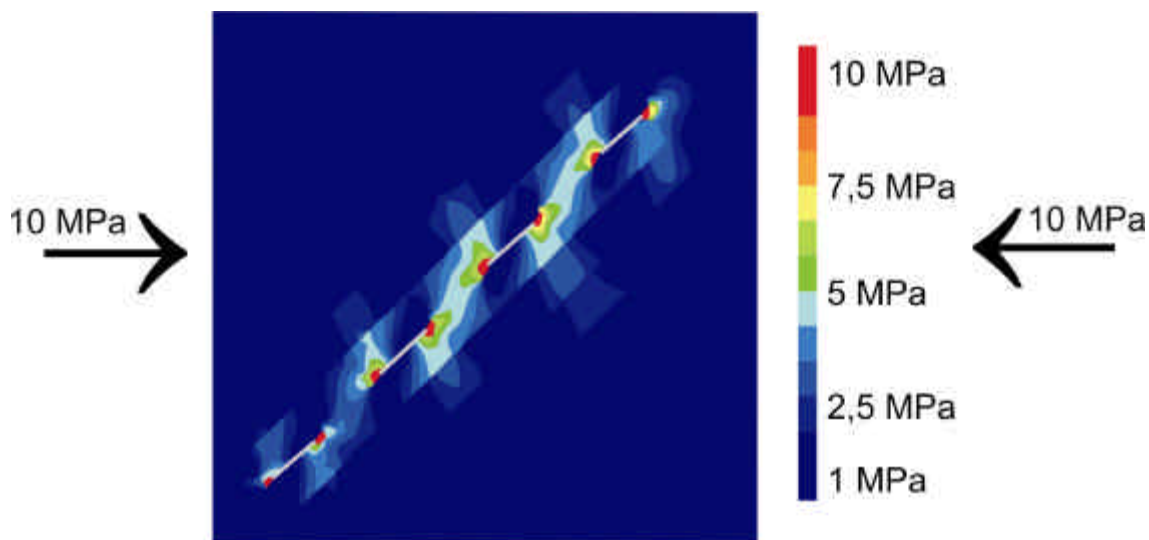
7.4.2. Tensjonsspenning

Når modellen blir vist med tensjonsspenning, ser en at det utvikles tydelige tensile spenningskonsentrasjoner i bruddtuppene og mellom de nærliggende bruddene i forkastningskjernen, mens spenningskonsentrasjonen er liten utenfor forkastningskjernen (figur 7.9). Mønsteret er tydelig og blir gjentatt ved hvert brudd.

Spenningskonsentrasjonen mellom de nærliggende bruddtuppene indikerer at bruddene vil ha en tendens til å vokse og bindes sammen til større brudd. Fordi den tensile spenningskonsentrasjonen er høyest i de sentrale delene av forkastningssonen, vil brudd lettere kobles sammen her. Disse resultatene antyder at bruddene i den sentrale delen av forkastningssonen vil oppføre seg som ett brudd. Dette stemmer overens med analytiske modeller av gjensidig påvirkning mellom tensile brudd (Sneddon & Lowengrub, 1969).

Generelt kan det ventes åpning av tensjonsbrudd i bruddtuppene, på hver side av bruddene, i motsatt kvadrat. Eventuell bruddutvikling og åpning av eksisterende brudd

kan forventes parallelt med kompresjonsretningen i nærheten av spenningskonsentrasjonene.

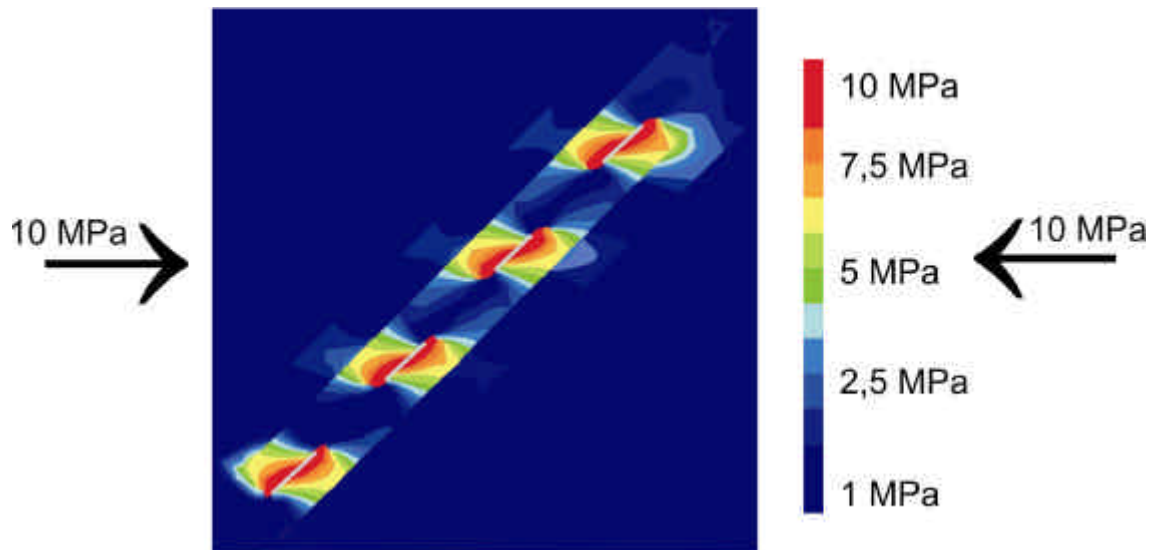


Figur 7.9. Resultat av Nordåsstraumen forkastningszone under kompresjonsspennning på 10 MPa. Modellen viser tensjonsspennning i MPa og de grå strekene markerer brudd i forkastningskjernen. Spenningskonsentrasjonen er høyest i bruddtuppene og mellom bruddene. Denne spenningskonsentrasjonen vil få bruddene til å propagere og bindes sammen til større brudd.

7.4.3. Kompresjonsspennning

Resultatet av modellen med kompresjonsspenningstilstand i svakhetssonen gir høy spenningskonsentrasjon i og rundt bruddene, 10 MPa (figur 7.10). Spenningen er konsentrert i forkastningskjernen og litt i knusningssonen (~2,5 MPa), og det er liten spenningskonsentrasjon i kontakten mellom de forskjellige sonene.

Spenningskonsentrasjonen i og rundt bruddene vil trolig få bruddene til å vokse i bredde og lengde. Den høye spenningen, minimum 10 MPa, kan føre til dannelse av nye brudd og/eller åpning av gamle brudd.



Figur 7.10. Resultat av Nordåsstraumen forkastningssone under kompresjonsspennning på 10 MPa. Modellen viser kompresjonsspennning i MPa og de grå strekene markerer brudd i forkastningskjernen. Bruddene får høy spenningskonsentrasjon.

7.4.4. Resultater fra andre modelleringer

Det er også laget modeller av forkastningen i Nordåsstraumen med 10° og 30° vinkel til spenningsaksen i tillegg til 45° som er vist i kapittel 7 (Appendiks). Modellene i figur 7.8 til figur 7.10 fremstilt med 45° vinkel til største spenningsakse, som er vinkelen for maksimal skjærspenning etter Mohr-Coloumb kriteriet (figur 4.3). Ut ifra modellene er det med den vinkelen det trolig vil skje mest bevegelse langs forkastningssonen (figur 7.8). Med 10° vinkel vil det ha liten påvirkning på svakhetssonen og spenningen konsentreres i grensen mellom de forskjellige sonene. Med 30° er det større spenningskonsentrasjon i forkastningen enn med 10° vinkel, men ikke så mye som med 45° vinkel. I følge teorien er 30° den mest realistiske vinkelen med hensyn på spenningsretning og dannelse av brudd, siden forskning viser at de fleste brudd og forkastninger dannes med ca 30° vinkel til største spenningsakse (σ_1) (Twiss & Moores, 1992; Davis & Reynolds, 1996).

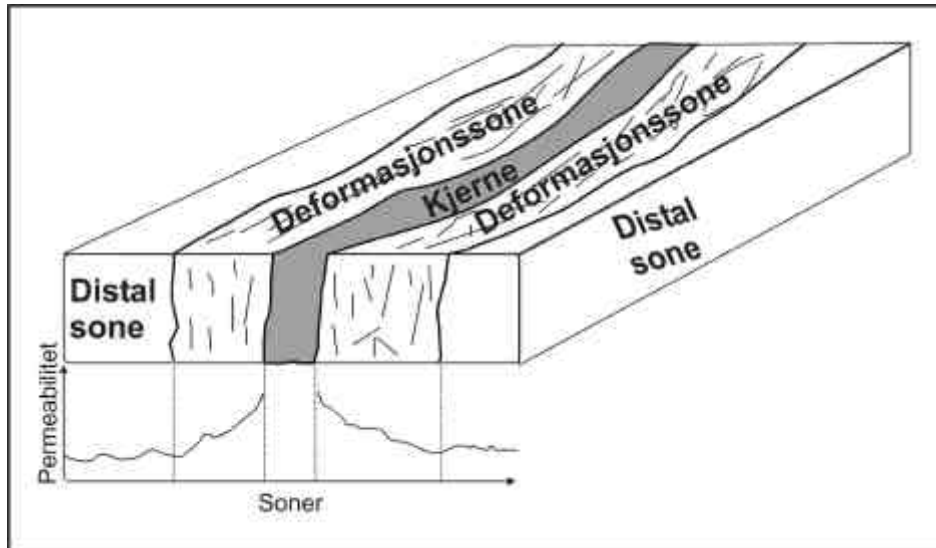
8. Hydrogeologi

I Norge er det generelt høyt grunnvannsnivå på grunn av store nedbørsmengder og mange innsjøer og våtmarker. Dette gir en naturlig hydraulisk gradient mot åpninger i undergrunnen som tunneler. Tunnelvirksomhet kan derfor gi katastrofale følger til naturen, som tapping av innsjøer, forurensing av drikkevann, forstyrrelse i biotoper og tørrlegging av brønner. Bergarter i Norge er å betrakte som ugjennomtrengelige, med en hydraulisk konduktivitet fra 10^{-11} til 10^{-12} m/s, men enkelte brudd kan ha hydraulisk konduktivitet opp til 10^{-5} til 10^{-6} m/s. Bergkropper er konsekvent oppsprukket og vann vil forflytte seg i de mest åpne bruddene (kanalisering) og dette gir bergkroppen en gjennomsnittlig permeabilitet på 10^{-8} m/sek. Derfor er det viktig å lokalisere bruddsoner for å forhindre at tunneldriving senker grunnvannet (Grøv, 2002).

8.1. Forkastningers påvirkning på grunnvannstrøm

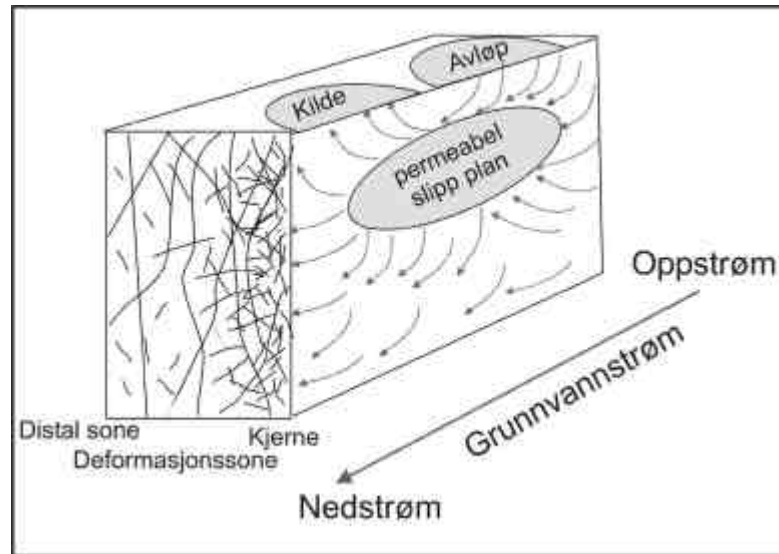
Forkastninger dannet ofte topografiske forsenkninger som grunnvannet topografisk drives til, og forkastninger har ofte høyere permeabilitet enn omkringliggende berg (Singhal & Gupta, 1999; Gudmundsson, 2001b). Forkastninger kan grovt inndeles i tre soner bestående av kjerne, deformasjonssone og en distal sone (figur 8.1). Kjernen kan være opp til flere titalls meter og deformasjonssonen til forkastningen kan være opp til flere kilometer bred (Gudmundsson et al., 2001). Kjernen består hovedsakelig av forkastningsbergarter som gouge (forkastningsmel), breksje og kataklasitt og er lite permeable. Deformasjonssonen er den delen av forkastningen som har høyest permeabilitet, med unntak av nydannet slipp plan i kjernen (Gudmundsson, 2000b). Grunnvannsbevegelsen langs forkastninger er avhengig av den generelle strømningsretningen og orientering til forkastningen (figur 8.2 og figur 8.3). Forkastninger kan dermed enten øke eller hindre vannføringen i området rundt. I

nærheten av større lineamenter og forkastninger antas bruddfrekvensen og permeabiliteten å være høyere enn i omkringliggende vertsbjergart (Berg, 2000; Braathen & Gabrielsen, 2000), noe som trolig gir høyere vannstrømning nær lineamenter og forkastninger.



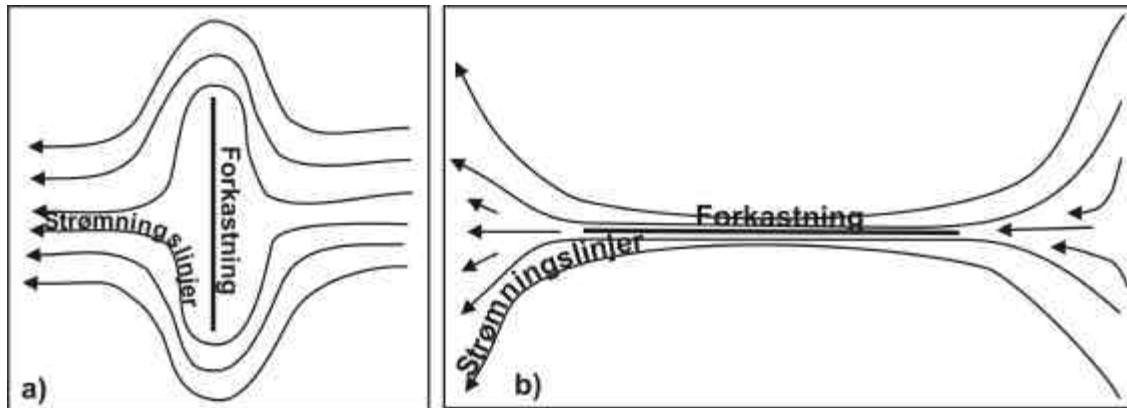
Figur 8.1. Forkastning med soneinndeling og permeabilitet variasjoner i sonene. Fra Gudmundsson et al. (2001).

Brudd som er potensielt aktive eller under kritisk spenning leder sannsynligvis mest vann og normalt er det 5-10 % av bruddene i et bruddsett som er vannledende. Bruddsoner som er påført kritisk spenning vil få åpnet gamle brudd og dannet nye slik at hydraulisk konduktivitet øker. Når en forkastning er aktiv, for eksempel på grunn av jordskjelv, blir flere av porene og bruddene på slipp planet sammenkoblet, og permeabiliteten i slipp planet øker. Permeabilitetøkningen observert i forkastningskjernen kan da sammenlignes med permeabiliteten i et porøst materiale (Gudmundsson, 2001b).



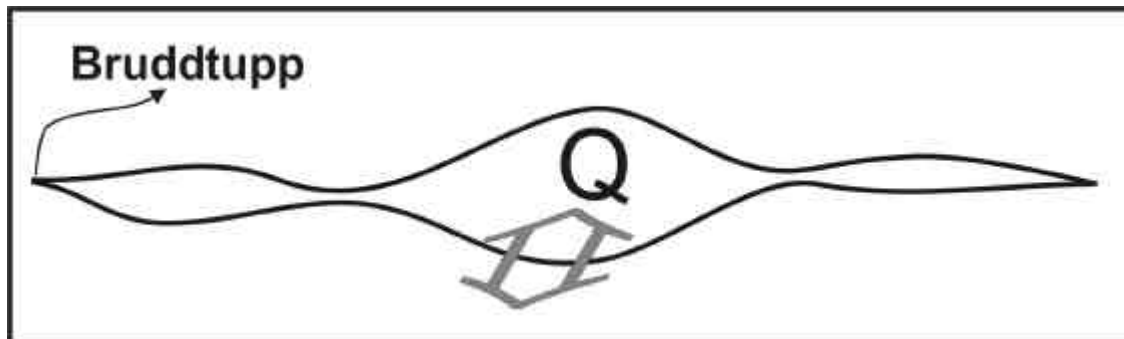
Figur 8.2. "Aktiv" forkastning med permeabel slipp plan. Forkastning enden som er oppstrøms er et avløp og enden som er nedstrøms er en kilde. Fra Gudmundsson (2000 b).

Om en forkastning har stor påvirkning på grunnvannet avhenger av forkastningens orientering i forhold til den hydrauliske gradienten i området. Forkastningens påvirkning øker når vinkelen mellom forkastningssonen og grunnvannstrømmen minker (Phillips, 1991). Forkastninger som er i vinkel med, eller normalt på grunnvannstrømmen vil hindre strømmingen og redusere strømningsraten. Når grunnvannstrømningen sammenfaller med strøket til forkastningen øker strømningsraten siden forkastningssoner gjerne har høyere konduktivitet enn omkringliggende berg. Kilder som forekommer oppstrøms for forkastningen vil da få mindre ytelse, mens kilder som forekommer nedstrøms for forkastningen får økt ytelse (figur 8.2) (Gudmundsson, 2001b).

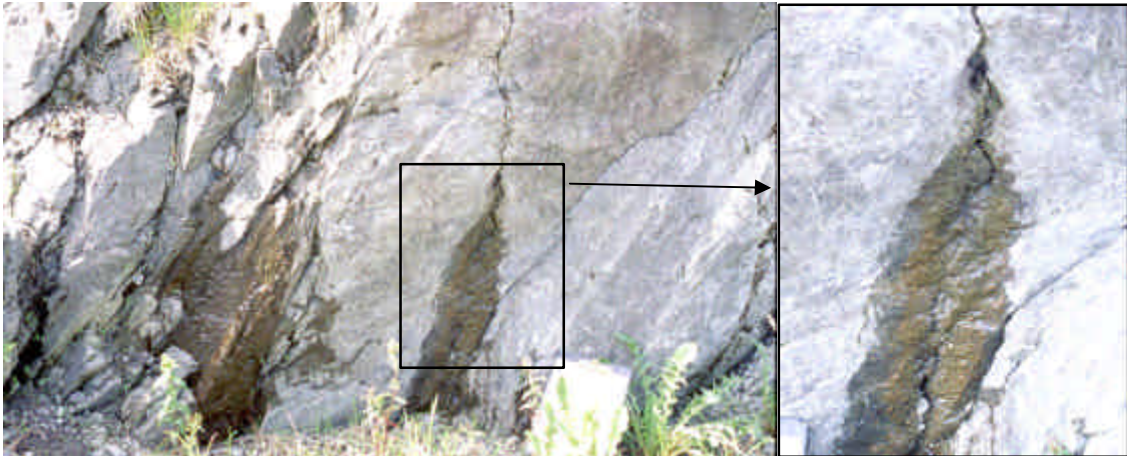


Figur 8.3. Strømningslinjer påvirkes av forkastninger. a)Grunnvannstrømning på tvers av forkastning vil minke vannføringen. b) Grunnvannstrømning langs med forkastning vil øke vannføringen. Fra Phillips (1991).

Vann strømmer lettest i brudd med størst apertur, det vil også si de bruddene med størst hydraulisk konduktivitet siden $K_f = b^3 \times \text{konstant}$ (ligning 4-20). Når vanntransporten skjer i noen få brudd med stor apertur kalles det kanalisering (figur 8.4). Et eksempel på kanalisering i brudd funnet i felt er vist i figur 8.5.



Figur 8.4. Kanalisering av vann i brudd, størst vannføring i brudd med stor apertur. Fra Gudmundsson (2001 b).



Figur 8.5. Vannførende brudd ved Dolvik. Bildet tatt mot SV på en godværsdag. Perm som skala.

8.2. Vannstrømning i brudd

Det er her brukt analytiske metoder til utregning av vannstrømning i brudd og den kubiske lov (ligning 4-17) er benyttet for vannstrømning i parallelle (ligning 4-18 og 4-20) og ortogonale (ligning 4-19 og 4-21) bruddsett.

Utregning av volumetrisk strømningsrate (Q) og hydraulisk konduktivitet (K_f) er gjort for to lokaliteter Straume bro og Ruskeneset i Nordåsstraumen og for lokalitetene Sandeidet og Dolvik (figur 6.1). Parametere fra felldata som profil lengde (L), antall brudd (m) og apertur (b), brukes til utregning av vannstrømning. I tillegg er tettheten til vann (ρ_w) satt til 1000 kg/m^3 , tyngdens akselerasjon (g) er satt til $9,81 \text{ m/s}^2$ og hydraulisk gradient (i) er satt til $0,01$. Viskositet (μ) er beregnet til $1,5 \times 10^{-3}$ ved 5°C og $1,3 \times 10^{-3}$ ved 10°C (Giles, 1977), men i Norge (spesielt på Vestlandet) er gjennomsnittlig vanntemperatur på cirka 10°C , og derfor vil $\mu = 1,3 \times 10^{-3}$ bli lagt vekt på. Dette gjelder for beregning av vannstrømning utført for alle lokalitetene.

8.2.1. Sandeidet

Ut i fra bruddfrekvensdiagrammet over Sandeidet (figur 6.5 a) er bruddprofilet 37,87 m langt. Det totale antall brudd er 221 og gjennomsnittaperturen er 0,3 mm eller $2,3 \times 10^{-4}$ m (figur 6.5 b). Resultatet av utregning av volumetrisk strømningsrate og hydraulisk konduktivitet for parallelle og ortogonale bruddsett er vist i tabell 8-1.

Tabell 8-1. Resultat av analytisk modellering av Q og K_f ved Sandeidet.

Bruddsett	Q (m ³ /s)	K_f (m/s)
Parallelle	$3,75 \times 10^{-5}$	$9,9 \times 10^{-5}$
Ortogonale	$7,5 \times 10^{-5}$	$5,2 \times 10^{-6}$

Volumetrisk strømningsrate, vannstrømningen, i parallelle bruddsett på Sandeidet er beregnet til $3,75 \times 10^{-5}$ m³/s og hydraulisk konduktivitet, permeabilitet i fast fjell, for det samme bruddsettet er beregnet til $9,9 \times 10^{-5}$ m/s. For ortogonale bruddsett er volumetrisk strømningsrate beregnet til $7,5 \times 10^{-5}$ m³/s og hydraulisk konduktivitet for det samme bruddsettet er beregnet til $5,2 \times 10^{-6}$ m/s.

8.2.2. Straume bro

I bruddfrekvensdiagrammet (figur 6.12 a) ved Straume bro er bruddfrekvensprofilet 22,02 m langt og har totalt 197 brudd. Gjennomsnittaperturen ved lokaliteten er 0,064 mm eller $6,4 \times 10^{-5}$ m (figur 6.12 b). Resultatet av utregningene av volumetrisk strømningsrate og hydraulisk konduktivitet er presentert i tabell 8-2.

Tabell 8-2. Resultat av analytisk modellering av Q og K_f ved Straume bro.

Bruddsett	Q (m ³ /s)	K_f (m/s)
Parallele	$3,22 \times 10^{-7}$	$1,46 \times 10^{-6}$
Ortigonale	$6,43 \times 10^{-7}$	$1,33 \times 10^{-7}$

Volumetrisk strømningsrate (Q) for parallele bruddsett er ved Straume bro beregnet til $3,22 \times 10^{-7}$ m³/s og hydraulisk konduktivitet (K_f) for det samme bruddsettet er beregnet til $1,46 \times 10^{-6}$ m/s. For ortigonale bruddsett er Q beregnet til $6,43 \times 10^{-7}$ m³/s og K_f for det samme bruddsettet er beregnet til $1,33 \times 10^{-7}$ m/s.

8.2.3. Ruskeneset

Lengden til bruddfrekvensprofilen (figur 6.22 a) fra Ruskeneset er 11,98 m og antall brudd er 134. Gjennomsnittlig apertur ved Ruskeneset er 0,07 mm eller 7×10^{-5} m (figur 6.22 b). Resultatet av utregningene av volumetrisk strømningsrate og hydraulisk konduktivitet ved Ruskeneset er presentert i tabell 8-3.

Tabell 8-3. Resultat av analytisk modellering av Q og K_f ved Ruskeneset.

Bruddsett	Q (m ³ /s)	K_f (m/s)
Parallele	$2,9 \times 10^{-7}$	$2,4 \times 10^{-6}$
Ortigonale	$5,8 \times 10^{-7}$	$4,0 \times 10^{-7}$

Volumetrisk strømningsrate for parallele bruddsett i området er beregnet til $2,9 \times 10^{-7}$ m³/s og hydraulisk konduktivitet for bruddsettet er beregnet til $2,4 \times 10^{-6}$ m/s. For ortigonale bruddsett er volumetrisk strømningsrate beregnet til $5,8 \times 10^{-7}$ m³/s og hydraulisk konduktivitet for bruddsettet er beregnet til $4,0 \times 10^{-7}$ m/s.

8.2.4. Dolvik

Profil lengden til bruddfrekvensdiagrammet (figur 6.25 a), er 29,39 m og består av 303 brudd. Gjennomsnittsaperturen i området er 0,48 mm eller $4,8 \times 10^{-4}$ m (figur 6.25 b). Resultatet av utregningene av volumetrisk strømningsrate og hydraulisk konduktivitet ved Dolvik er presentert i tabell 8-4.

Tabell 8-4. Resultat av analytisk modellering av Q og K_f ved Dolvik.

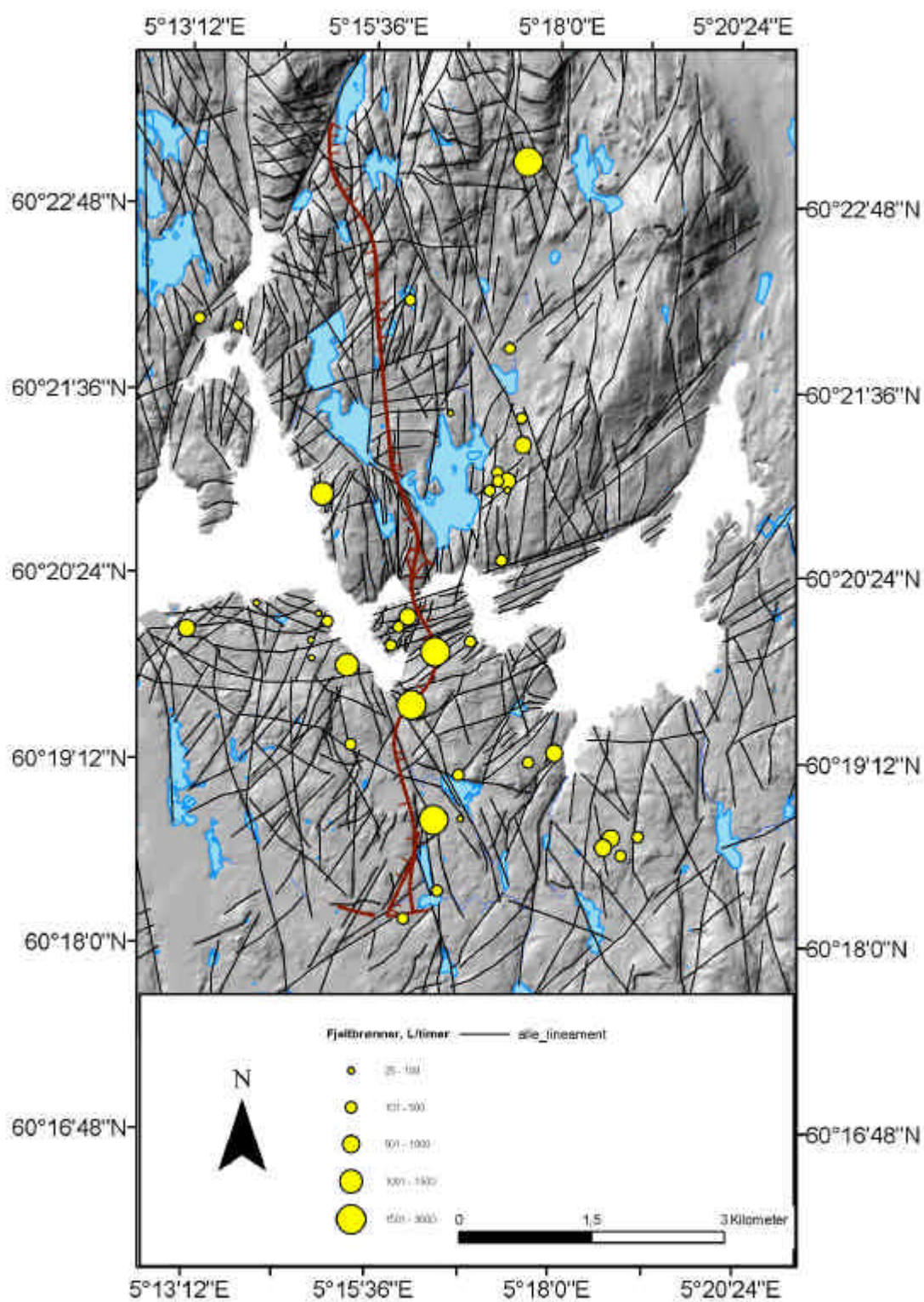
Bruddsett	Q (m ³ /s)	K_f (m/s)
Parallele	$2,11 \times 10^{-4}$	$7,17 \times 10^{-4}$
Ortogonale	$4,2 \times 10^{-4}$	$4,85 \times 10^{-5}$

Volumetrisk strømningsrate for parallelle bruddsett i Dolvik området er beregnet til $2,11 \times 10^{-4}$ m³/s og hydraulisk konduktivitet for det samme bruddsettet er beregnet til $7,17 \times 10^{-4}$ m/s. I Dolvikområdet er volumetrisk strømningsrate for ortogonale bruddsett beregnet til $4,2 \times 10^{-4}$ m³/s og hydraulisk konduktivitet for bruddsettet er beregnet til $5,85 \times 10^{-5}$ m/s.

8.3. Fjellbrønner langs tunneltraséen

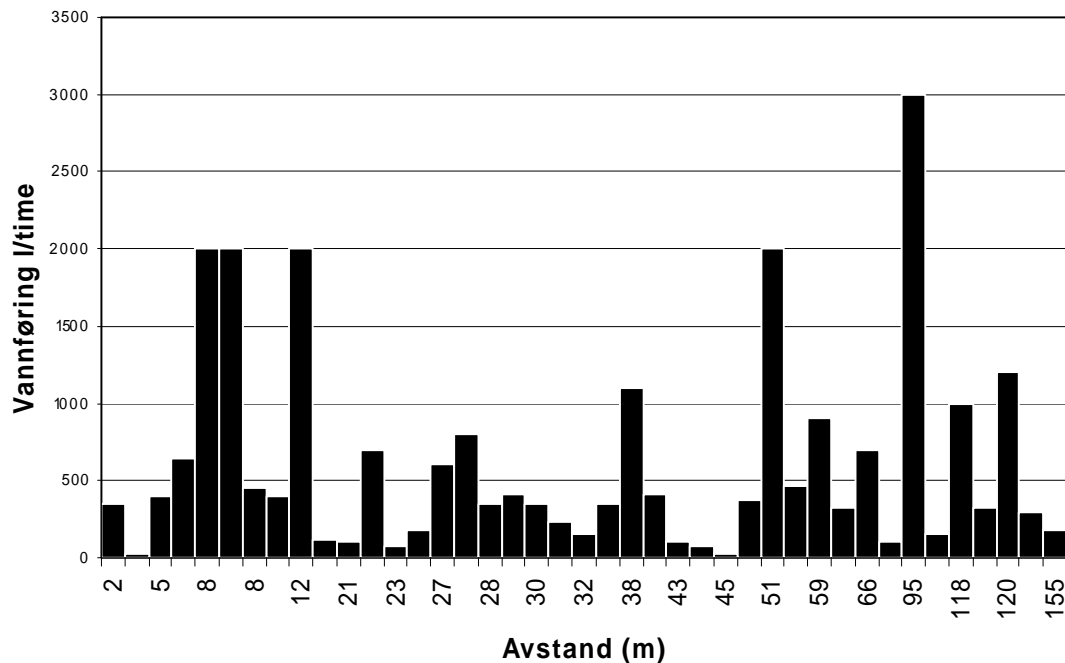
Opplysninger om fjellbrønner langs tunneltraséen er hentet fra databaser på Norsk Geologisk Undersøkelse (NGU) sine nettsider. Det er totalt samlet inn opplysninger om 40 fjellbrønner (brønner i fast fjell). Dypet på brønnene varierer fra 30 meter til 150 meter, men de fleste brønnene ligger på mellom 50 og 100 meters dyp. Vannføringen i brønnene er fra 25 l/time til 3000 l/time og det er kun syv brønner med vannføring høyere enn 1000 l/time (figur 8.6). Tre av fjellbrønnene med vannføring lik eller større enn 1000 l/time ligger i nærheten av tunneltraséen.

Som beskrevet ovenfor øker forkastninger vannføringen. Lineamentene tolket i området (kapittel 5) kan ha en sammenheng med vannføringen i fjellbrønnene siden flere ligger i tilknytning til lineament. Plasseringen av fjellbrønnene kan være noe unøyaktig siden de er oppgitt med koordinater som er tilpasset kartdata med et annet kartdatum. De fleste brønnene ser ut til å være i tilknytning med lineament og brønnene med størst vannføring ligger på eller nær store lineament eller dalsøkk, som Nordeidedalen (figur 8.6). Vannføring i fjellbrønnene kan være en indikasjon på permeabiliteten i området.



Figur 8.6. Fjellbrønner langs traséen. Totalt 40 brønner.

De fleste forkastninger opptrer som forsenkninger i topografien og vil dermed ha en hydraulisk gradient som gir økt vanntilførsel (Fetter, 2001). Forkastninger kan også være med på å styre vannstrømmingen i området som vist i figur 8.3. Siden forkastninger og bruddsoner som oftest har høyere permeabilitet og vannføring enn vertsberget kan en forvente at fjellbrønner med stor vannføring vil ligge nært et lineament. På grunnlag av dette ble det foretatt en korrelasjon av avstand fra lineamenter og vannføring i fjellbrønnene i Arcview GIS. Resultatet viser lav korrelasjon, det vil si at en finner liten sammenheng mellom avstanden mellom fjellbrønn og lineament som påvirker vannføringen i brønnene (figur 8.7).



Figur 8.7. Avstand til lineament mot vannføring i fjellbrønn. Det er utført en korrelering av avstand fra lineament og vannføring i fjellbrønn. Analysen er basert på figur 8.6 og resultatet viser lav korrelasjonsfaktor.

9. Diskusjon

I dette hovedfagsarbeidet er det gjort feltarbeid i Bergensområdet i forbindelse med forundersøkelser for tunnelprosjektet Ringveg Vest, som går fra Liavatnet til Birkeland (Figur 1.2.). I dette kapittelet vil det oppsummeres hva forundersøkelsene har gått ut på og diskutere resultatene av arbeidet. Det vil følgelig bli fokusert på:

(1) kartlegging av lineamenter i forbindelse med tunneltraseen siden lineamenter ofte er forkastninger og kan øke lekkasjepotensialet i tunnelene betraktelig.

(2) innsamling av felldata for å kartlegge bruddorientering, bruddapertur og bruddfrekvens ved lokaliteter langs tunneltraséen slik at en kan forutsi sammenkobling av bruddene og bergene volumetrisk strømningsrate og hydraulisk konduktivitet på overflaten.

(3) modellering av hvordan berget blir påvirket av dagens spenningsfelt og hvordan tunneldrift kan omdistribuere spenningsfeltet i berget.

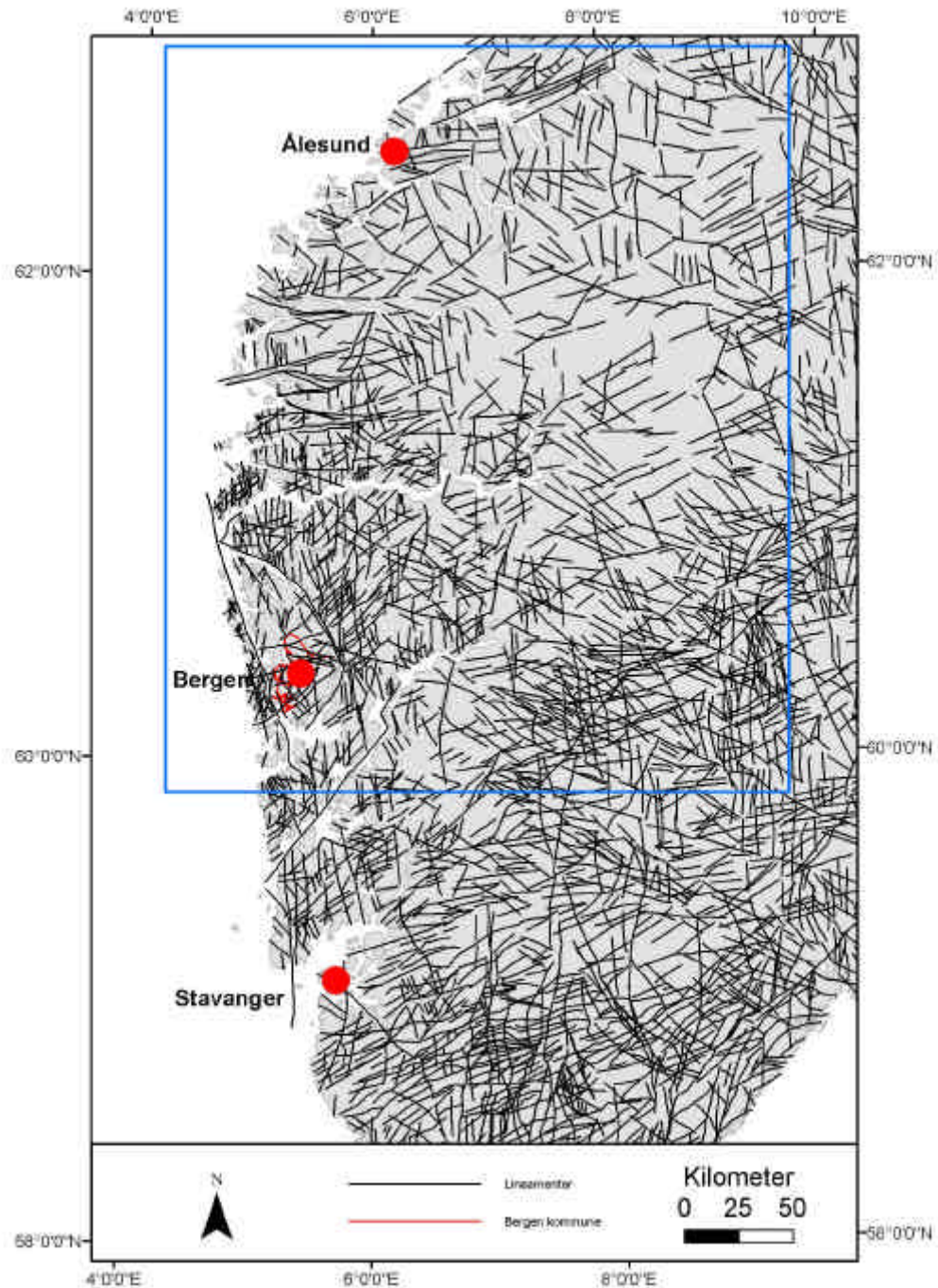
(4) hydrogeologien langs tunneltraséen og hva den kan indikere av lekkasjepotensialet, samt hvordan tunneldrift kan påvirke grunnvannet og derav endre stabiliteten i berget.

Til slutt vil endringene som er utført på tunneltrasé 2001 presenteres som er basert på noen av resultatene i dette arbeidet.

9.1. Lineamentorienteringer

Tolkningen av totalt 701 lineamenter (figur 5.1 og figur 5.4) viser at lineamentorienteringene endrer seg etter bergartsenhetene (tabell 9-1). I Øygarden gneiskompleks er lineamentene hovedsakelig orientert mellom NV-SØ og NØ-SV (figur 5.1 og figur 5.5). I Nordåsvannkomplekset og Blåmansdekket er orienteringen hovedsakelig NNV-SSØ og NØ-SV til ØNØ-VSV, og i Lindåsdekket er orienteringen NV-SØ til ØNØ-VSV.

Tilsvarende lineamentorienteringer er også kartlagt i flere andre studier. I en storskala lineamentstolkning av Gabrielsen & Ramberg (1979) basert på satellittbilder (Landsat i målestokk 1:1 million) er Bergensområdet en av to intensitetssoner med dominerende N-S orienterte lineamenter. Rosediagram av lineamentstolkningen fra Vestlandet viser at det er tre dominerende lineamentretninger: N-S, NØ-SV og NV-SØ (Gabrielsen & Ramberg, 1979). I en nyere lineamentstolkning av Gabrielsen et al. (2002) også basert på satellittbilder (Landsat i målestokk 1:750.000) er Bergenssonen definert som egen sone og representerer Vestlandet (Stavanger - Ålesund) (figur 9.1). Bergenssonen er dominert av NNV-SSØ orienterte lineamenter som er tilnærmet parallelle med kysten. Rosediagram av lineamentorienteringene i Vest-Norge (en bredere Ø-V sone enn Bergenssonen, figur 9.1) viser retningene NNV-SSØ, ØNØ-VSV og VNV-ØSØ (Gabrielsen et al., 2002).

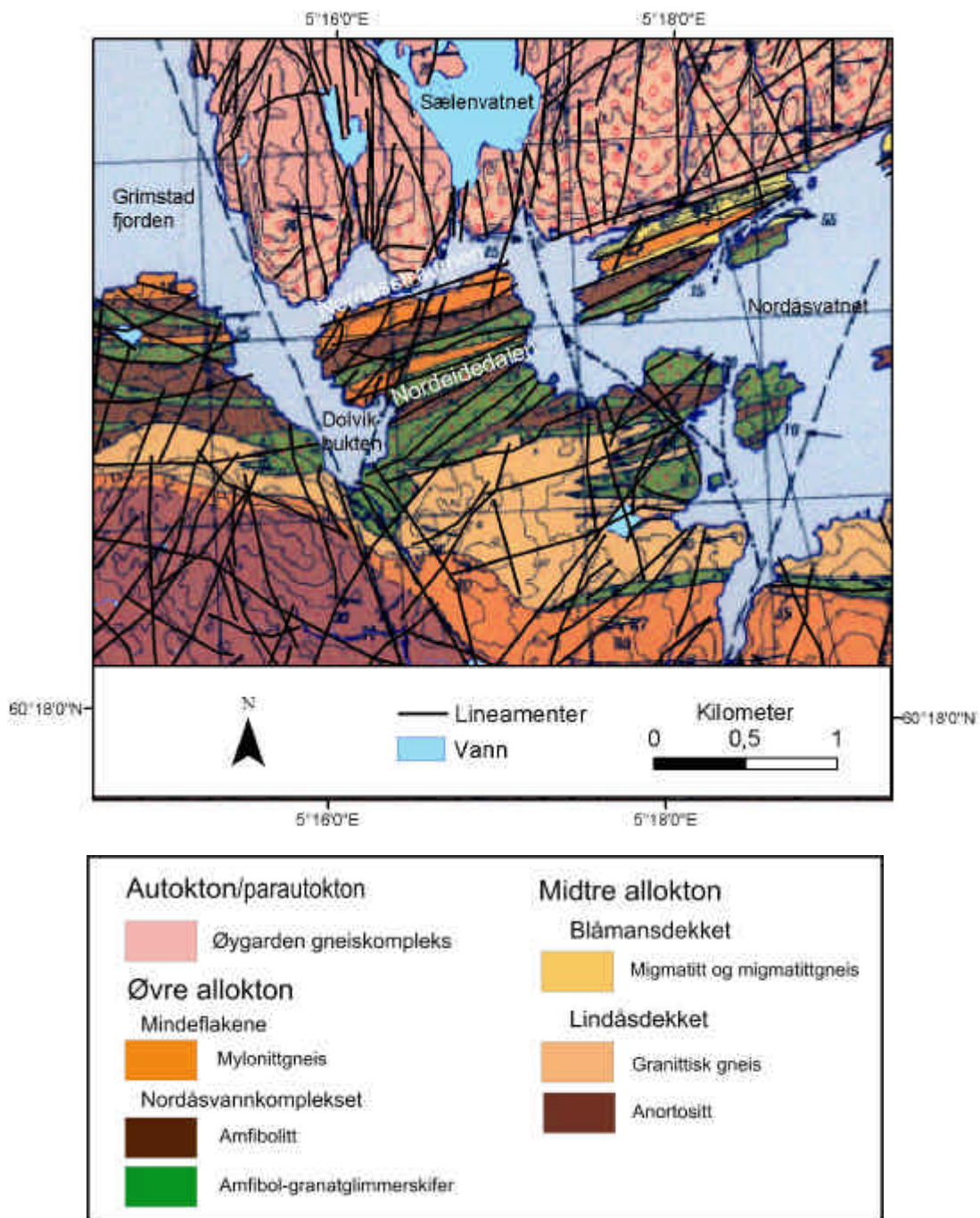


Figur 9.1. Lineamentstolkning i Norge. Tolkningen er gjort på satellittbilder i målestokk 1:750.000 hvor Bergenssonen (Stavanger-Ålesund) er en N-S intensitetssone. Blå firkant viser området datagrunnlaget for rosedigrammet er hentet fra. Fra Gabrielsen et al. (2002). Bergen Kommune (feltområdet) er markert med rød strek.

Lineamentstolkningen i dette arbeidet er gjort i en større målestokk (1:10.000) enn tolkningen vist i figur 9.1, men resultatet av orienteringen til lineamentene er tilsvarende like resultatene til Gabrielsen & Ramberg (1979) og Gabrielsen et al. (2002).

I tolkningen av lineamentene er det noen få lineamenter med stor utstrekning (kapittel 5), som i tillegg har fått stor fokus fra Statens vegvesen fordi de krysser tunneltraséen. Disse tre lineamentene er tydelige i felt som topografiske forsenkninger og er blant annet grunnen til endringer i tunneltraséen ved nordlige påhugg i nordlige tunnel og sørlige påhugg i sørlige tunnel (avsnitt 9.5). Fossen et al. (1997) (figur 3.7) og Fossen og Ragnhildstveit (1997) (figur 3.3) har tidligere kartlagt disse lineamentene. Birkelandsforkastningen som er et markert lineament med stor utstrekning, viser sidelengs (og muligens normalt) sprang på noen hundre meter av bergartene på hver side av Dolvikbukten. Lineamentet som går i Ytrebygdvegen (også kalt Naustdalen) er markert som et mindre lineament enn Birkelandsforkastningen (figur 3.3), men i tolkningen av Fossen og Ragnhildstveit (1997) strekker lineamentet seg nordøstover fra Dolvikbukten, gjennom Nordåsvannkomplekset og Nordåsstraumen, og går videre inn i Sælevatnet som ligger i Øygarden gneiskompleks. Et annet NØ-SV orientert lineament som er tolket av Fossen og Ragnhildstveit (1997) begynner øst for Lyderhorn, krysser sørvestover langs med Liavatnet, gjennom Bjørndalstjerna og går ut i bukten vest for Haakonssvern (figur 3.3).

Tunneltraséen er lagt gjennom fire bergartskomplekser: Øygarden gneiskompleks (Grunnfjellet) og skyvedekkenene Nordåsvannkomplekset, Blåmansdekket og Lindåddekket, som er beskrevet i kapittel 3. Lineamentstolkningen viser tydelig at Øygarden gneiskompleks har ulik lineamentorientering enn skyvedekkenene (figur 5.4), mens i skyvedekkenene er det stedvis svært tydelig at lineamentene er bergartsgrenser. Det gjelder spesielt sør for Nordåsstraumen hvor berggrunnen veksler mellom metamorf havbunnskorpe i Nordåsvannkomplekset og granittisk mylonittgneis i Mindeflakene (avsnitt 3.2). Bergartskompleksene ligger trolig med skyvekontakt som er dannet under innskyvingen av de Kaledonske dekkene (Fossen & Ragnhildstveit, 1997). Nordeidedalen er ØNØ-VSV orientert og ligger i Nordåsvannkomplekset (figur 5.8 og figur 9.2) og lineamentet i Nordeidedalen ble forsøkt funnet i felt, men frodig vegetasjon og overdekning gjorde det umulig. Derav er det vanskelig å si om ØNØ-VSV orienterte lineamenter i Nordåsvannkomplekset og Mindeflakene er bergartskontakter eller forkastninger.



Figur 9.2. Bergartsgrenser. Utsnitt av berggrunnsgeologisk kart som viser at lineamentene trolig er bergartsgrensene mellom Nordåsvannkomplekset og Mindeflakene. Modifisert etter Fossen & Ragnhildstveit (1997).

Flere av lineamentene som er tolket er også registrert som lavhastighetssoner i seismisk undersøkelser utført av GeoMap (avsnitt 5.4) (figur 5.10 og figur 5.11). Den seismiske undersøkelsen bidrar til å plassere svakhetssoner i terrenget, og flere av de seismiske lavhastighetssonene sammenfaller med lineamentene i tolkningen (figur 5.6 og figur

5.8). Den seismiske undersøkelsen gir ingen fallindikasjoner på lavhastighetssonene og ut i fra lineamentstolkningen er det også vanskelig å angi fall. Ut i fra Fossen og Ragnhildstveit (1997) sin tolkning av et vertikalt geologisk snitt (figur 3.6) ligger bergartskontakten relativt steilt, med fall mot S til SØ. Foliasjonen i Øygarden gneiskompleks i det heterogene gneisbeltet (nær kontakten til skyvedekkene) faller også mot S til SØ, men er mye slakere enn indikert i figur 3.6 (kun 25°-30°).

9.2. Felt

Feltarbeidet som ble utført langs tunneltraséen er tidligere beskrevet i kapittel 6, og her vil resultatene av felldataene fra de ulike lokalitetene fremstilles. Det er samlet inn bruddorienteringer fra lokaliteter langs hele tunneltraséen og de vil bli sammenlignet med lineamentorienteringer fra tolkningen. Brudd- og lineamentorientering vil så bli satt i sammenheng med in situ spenningsfelt på Vestlandet får så å se på hvilken betydning det kan ha for vannføring i området og lekkasjepotensialet til tunnelene.

9.2.1. Sandeidet

Ved lokaliteten Sandeidet (avsnitt 6.1) som ligger i Øygarden gneiskompleks (Fossen & Ragnhildstveit, 1997) er tre bruddsett godt representert, hvor de N-S strykende bruddene dominerer. Orienteringen til de tre bruddsettene gjør at de står tilnærmet vinkelrett på hverandre og det kan gi god sammenkobling av bruddene. Bruddaperturen målt i blotningen gir et gjennomsnitt på 0,36 mm og området har dermed alle forutsetninger til relativt god vannstrømning i bruddsystemet.

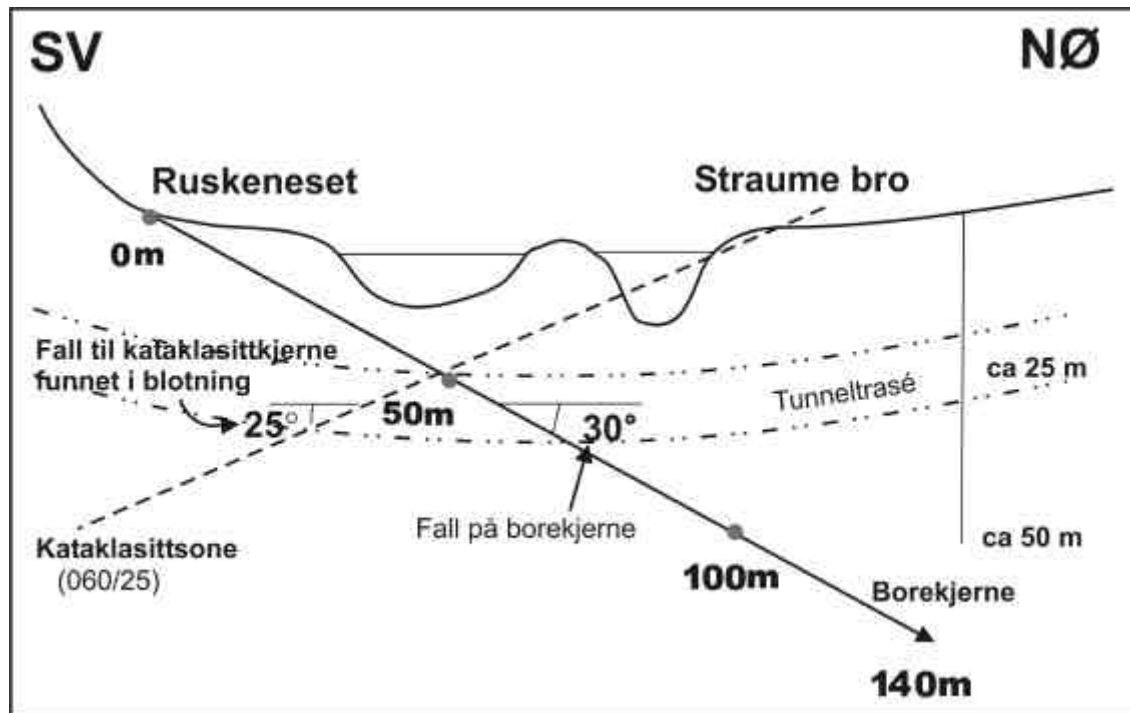
Det er flere N-S orienterte, strøkparallelle og steile lineamenter over Knappenfjellet som kan skape problemer for påhuggene ved Sandeidet (figur 5.6). Undersøkelser av det sørlige påhugget til nordlige tunnel tyder på at berget er relativt lite oppsprukket, og at lineamentene har liten bredde. Det nordlige påhugget til midtre tunnel går tilnærmet parallelt med to N-S orienterte lineamenter. Bredden til lineamentene var ikke mulig å lokalisere i felt og der er dermed ikke mulig å avgjøre om de er forkastninger eller ikke.

Forkastninger øker utrasingsrisiko ved tunnelpåhuggene på grunn av redusert stabilitet, samt øker permeabiliteten inn i tunnelen. Dette kan gi økte kostnader i form av injisering og sikring av tunnelen under drift og etter. Den planlagte tunneltraséen ved Sandeidet er endret (2003) for å få en større vinkel til lineamentene, og sørlig påhugg til nordlige tunnel er forsøkt lagt mellom to lineamenter (avsnitt 9.5, figur 9.10).

9.2.2. Nordåsstraumen

Lokalitetene ved Nordåsstraumen (avsnitt 6.3) ligger alle innenfor beltet med heterogen gneis i Øygarden gneiskompleks, som er en deformert sone dannet under innskyvningen av de kaledonske skyvedekkene (Fossen & Ragnhildstveit, 1997). Bergarten ved lokalitetene viser en tydelig foliasjon som er orientert parallelt med skyvekontakten mellom bergartskompleksene. Godt representerte bruddretninger på lokalitetene er NNW-SSØ til NNØ-SSV (dominerende), NØ-SV og VNV-ØSØ. Gjennomsnittlig bruddapertur fra felldata i Nordåsstraumen er 0,067 mm. Selv om de tre bruddretningene trolig gir god sammenkobling, er bruddene relativt tette og området vil trolig ha lav permeabilitet.

Ved Straume bro er det en minst 45 centimeter tykk kataklasittsone som har samme orientering som foliasjonen i området (060/25) (figur 6.11). Dette er trolig utgående til kataklasittsonen funnet i borekjernen tatt i Nordåsstraumen (avsnitt 6.3.2). Når kataklasittsonen på overflaten tegnes inn på en skjematisk fremstilling av borekjernen faller kataklasittsonen innenfor borekjernens høyfrekvente, oppknuste sone med mylonittprotokataklasitt (51-63,5 m) (figur 6.14).

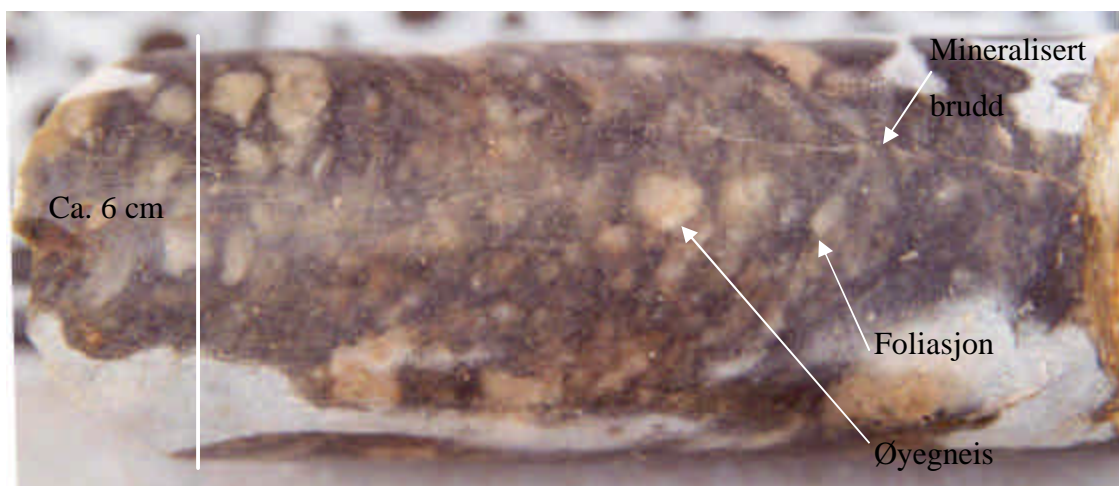


Figur 9.3. Kataklasittsonen i felt sammenfaller med kataklasittsone i borekjærnen. Skisse av borekjærne og kataklasittsone som krysser. Tunneltraséen er antydnet med stiplet linje, men den er ikke korrekt plassert i dypet.

Dersom kataklasittsonen ved lokalitet Straume bro er utgående til kataklasittsonen i borekjærnen kan det muligens brukes til å bestemme hvor forkastningskjærnen vil treffe tunnelen og med hvilken vinkel. Det er tidligere markert noen steilere soner (muligens forkastninger) i Nordåsstraumen (figur 6.13 b), men de er ikke lokalisert i denne undersøkelsen. Den seismiske undersøkelsen identifiserte flere soner med vekslende hastighet i Nordåsstraumen, hvor den laveste hastigheten er 3900 m/s (avsnitt 5.4) som indikerer et relativt lite oppsprukket berg (Pedersen, 2002). Det er dermed usikkert om de steile sonene i Nordåsstraumen faktisk forekommer. I tillegg var det ingen klare indikasjoner i borekjærnen på disse steile sonene. Borekjærnen viste kun en kataklasittsone som mest sannsynlig er foliasjonsparallel.

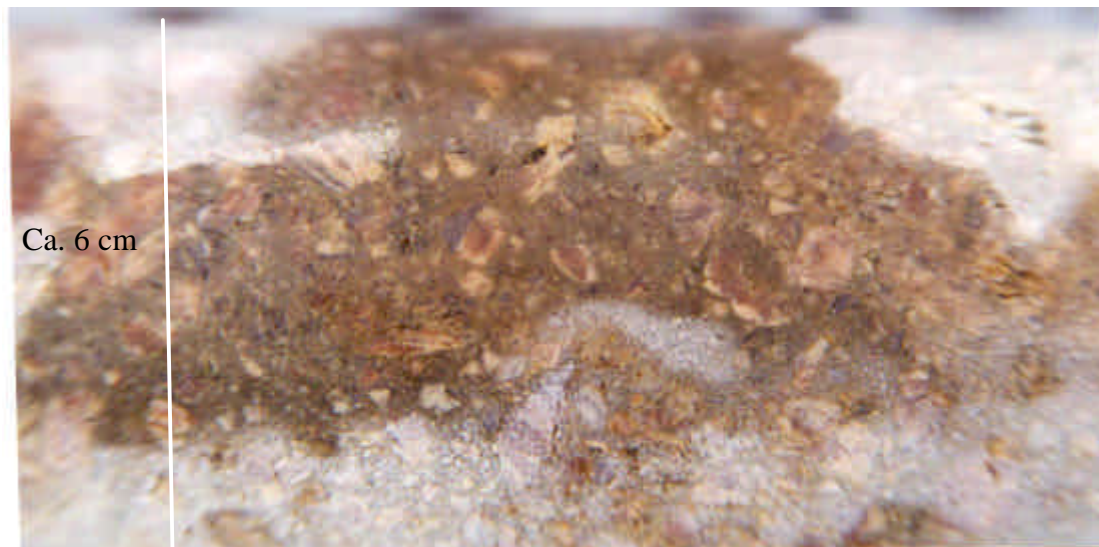
Tynnslip fra borekjærnen (avsnitt 6.3.3) viser at berget har gjennomgått to deformasjonsfaser, der den siste består av flere bevegelser (figur 6.17 og figur 6.18) (Askvik, 2002). I første deformasjonsfase er bergarten deformert duktilt, hvor den opprinnelige, middelskornede granitten er omdannet til en finkornet granittmylonitt med tydelig foliasjon (figur 9.4). Den andre deformasjonsfasen knyttet til sprø

forkastningsbevegelse, hvor mylonitten er omdannet til kataklasitt (figur 9.5) (Askvik, 2002).



Figur 9.4. Granittmylonitt med antydning til kataklasitt. Foliert gneis med øyegneisstruktur. Kjernen har en diameter på 56 mm. (Foto: Lars Larsen)

Den første deformasjonsfasen er trolig knyttet til kaledonsk skyvebevegelse, hvor en bred sone i kontakten mellom Øygarden gneiskompleks og skyvedekkene i sør er mylonittisert (avsnitt 3.2) (Askvik, 2002). Deformasjonsfase 2 kan være i tilknytning til skyveforkastningen dannet mellom bergartskompleksene og muligens i en "forlengelse" av fase 1. Kataklasitten er oppsprukket og stedvis knust, og det kan ha skjedd i sammenheng med reaktivering av skyveforkastningen i postkaledonsk tid eller som følge av isostatisk oppheving av landmassene.



Figur 9.5. Protokataklasitt av mylonittisk gneis. Klastene er fra 0,1 til 10 mm. Kjernen har en diameter på 56 mm. (Foto: Lars Larsen).

9.2.3. Dolvik

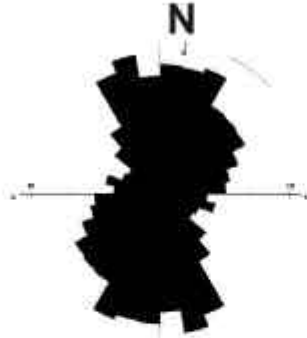
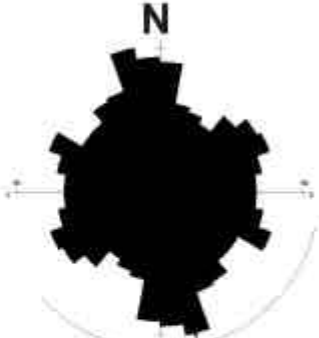
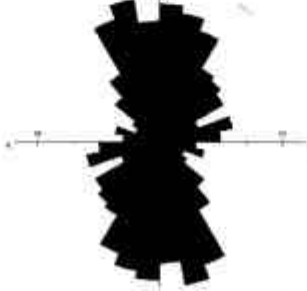
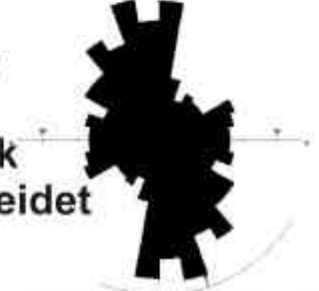
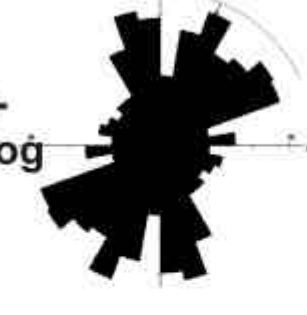
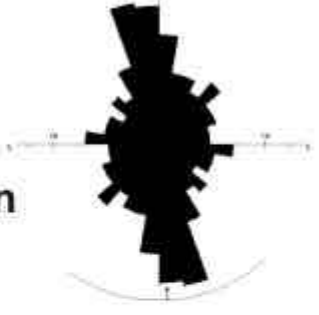
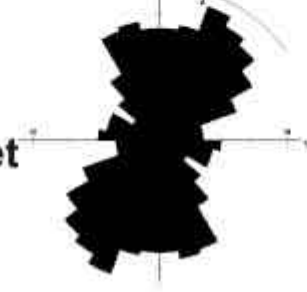
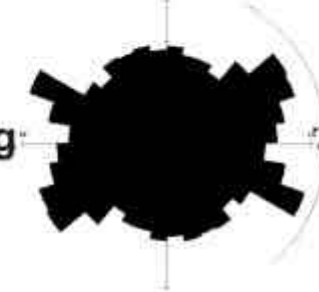
Ved lokalitet Dolvik (avsnitt 6.4) som ligger i Nordåsvannkomplekset er det foliasjonsparallele brudd (~120/80) som dominerer i tillegg til bruddretningen NNV-SSØ til NNØ-SSV. De tre bruddretningene krysser hverandre og gir dermed god sammenkobling, samt den høye gjennomsnittlige bruddaperturen (0,48 mm) vil trolig gi høy permeabilitet. De største bruddaperturene forekommer i foliasjonsparallele brudd (figur 6.25 c).

Lineamentstolkningen viser at det er et lineament som går tilnærmet parallelt med tunnelen ved det sørlige påhugget til midtre tunnel (figur 5.9). Dette lineamentet ble forsøkt kartlagt i felt for å finne utbredelsen og bredden til lineamentet. Lineamentet er synlig i topografien, men er delvis tildekket av vegetasjon, noe som gjør at bredden var vanskelig å lokalisere og dermed vanskelig å avgjøre om det er en forkastning eller ikke. Andre lineamenter i området ser ut til å krysse tunnelen med større vinkel.

9.2.4. Sammenligning av bruddorientering og lineament orientering

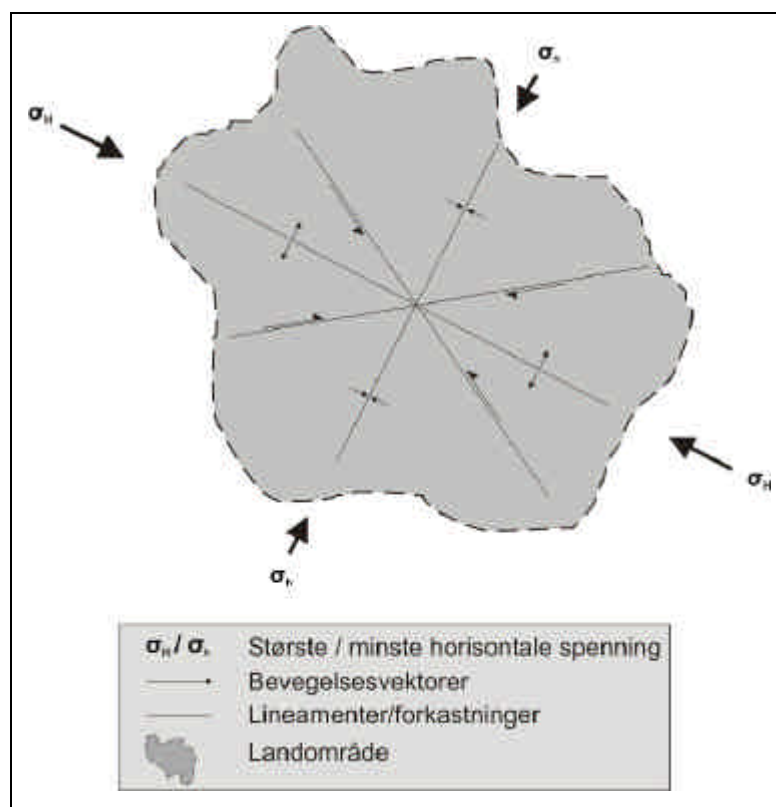
Det er stor variasjon i lineamentorientering og bruddorientering, hvor bruddene innbefatter alle retninger mens lineamentene har svak representasjon av VNV-ØSØ orientering (tabell 9-1). Når resultatene er delt inn etter nordlig, midtre og sørlig tunneltrasé er variasjonene enda tydeligere. I nordlig del er lineamentorienteringen hovedsakelig fra NV-SØ til NØ-SV samt en lav representasjon av Ø-V orienterte lineamenter. Blant brudd registrert i nordlige del er alle orienteringer representert, men trendene fra NV-SØ til NNØ-SSV dominerer. I tillegg er det en relativt god representasjon av Ø-V orienterte brudd. I midtre del er det to lineamentorienteringer som dominerer: fra NNV-SSØ til N-S og fra NNØ-SSV til ØNØ-VSV. Andre orienteringer er svakere representert. Felldataene viser dominerende fra NNV-SSØ til N-S brudd orientering, men alle retninger er til stede. I sørlig del stryker lineamentene hovedsakelig fra NV-SØ til NØ-SV, og også her er Ø-V orienteringen svakt representert. Blant bruddene er alle orienteringer representert, selv om to orienteringer er mest fremtredene: VNV-ØSØ og ØNØ-VSV. Dette antyder at bruddorienteringene ikke har noen sammenheng med lineamentorienteringene, da muligens alle bruddene er bakgrunnsmålinger og ikke kan knyttes til lineamenter. I feltarbeidet er det ikke sett på samsvaret mellom lineamenter og orientering av brudd, siden det stedvis er vanskelig å lokalisere lineamentene og da spesielt bredden til lineamentene.

Tabell 9-1. Sammenligning av lineamentorientering og bruddorientering presentert i rosedigram, hvor sektorstørrelsen er 10 %.

Lineamenter	Brudd
<p>Alle lineamenter N=701</p> 	<p>Alle brudd N=1751</p> 
<p>Nordlige område, Øygarden gneis- kompleks N=442</p> 	<p>Nordlige område, Tenebekk og Sandeidet N=386</p> 
<p>Midtre område, Nordåsvann- komplekset og Blåmans- dekket N=208</p> 	<p>Midtre område, Nordås- straumen N=432</p> 
<p>Sørlige område, Lindåsdekket N=168</p> 	<p>Sørlig område, Dolvik og Kokstad N=933</p> 

9.2.5. Hydrotektonisk modell

In situ spenning kan åpne brudd som er parallelle med største spenningsretning (σ_H) og lukke brudd med stor vinkel på (normalt på) største spenningsretning (figur 9.6). Samtidig kan eksisterende brudd reaktiveres eller nye brudd kan dannes hvis differensialspenningen ($\sigma_H - \sigma_h$) blir høy nok (Jaeger & Cook, 1979; Braathen & Gabrielsen, 2000). Åpning av brudd på grunn av in situ spenningsfelt kan gi betydelig økning av permeabilitet i berggrunnen. In situ spenningsfelt kan også føre til aktive forkastninger (reaktivering), som gir langt større grunnvannsbevegelse enn inaktive (døde) forkastninger (Braathen & Gabrielsen, 2000; Gudmundsson, 2000b).

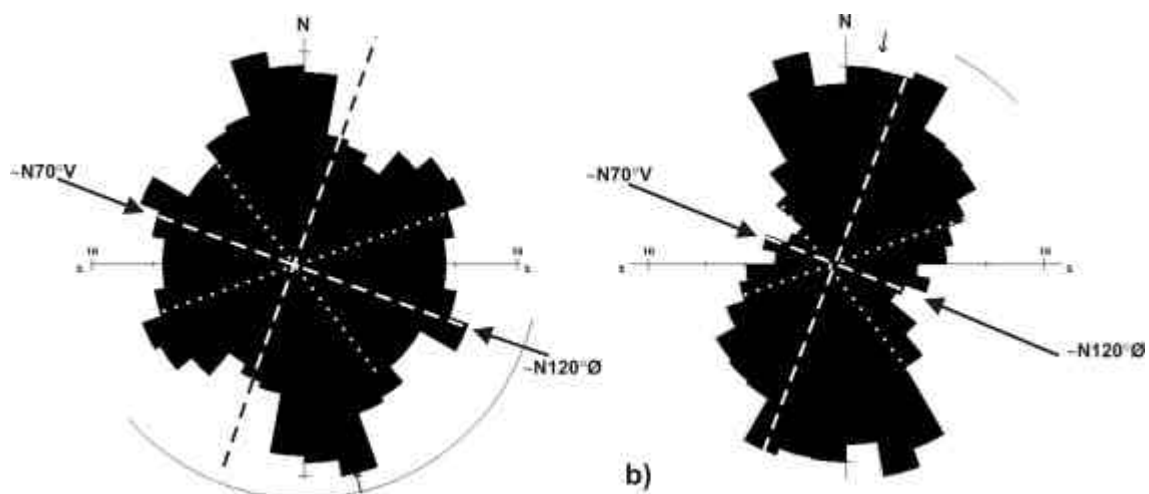


Figur 9.6. Fremstilling av hydrotektonisk modell basert på prinsipper fra Jaeger & Cook (1979). σ_H er satt til $\sim N70^\circ V$ som tilsvarer spenningsfeltet på Vestlandet (Hicks et al., 2000).

Den regionale hovedspenningsaksen (σ_H) på Vestlandet er funnet til å være horisontal med orientering omkring $N70^\circ V$ (Hicks et al., 2000), og varierer i styrke fra 5 MPa til 30 MPa (Midtbø, 1996). I nordlige og midtre område er de fleste brudd og lineamenter

orientert normalt på σ_H (figur 9.7), og det vil trolig lukke bruddene og lineamentene, eller føre til skjærbevegelse langs de som er orientert NØ-SV og NV-SØ ($\sim 30^\circ$ på σ_H). Bruddretningen VNV-ØSØ er godt representert i sørlige område og brudd med denne orienteringen er tilnærmet parallelle med σ_H , og de vil trolig åpnes. Dette gjelder særlig for lokaliteten Dolvik hvor foliasjonsparelle brudd har orientering VNV-ØSØ (figur 6.2 og figur 6.23).

Det regionale spenningsfeltet kan da muligens forklare at brudd i nordlig og midtre område er tettere (avsnitt 6.1, 6.3.1, 6.3.5 og 6.4). Som vist i resultatene fra feltarbeidet har lokalitet Dolvik betraktelig høyere bruddapertur enn Sandeidet og spesielt Straume bro og Ruskeneset. De nordligere lokalitetene har hovedsakelig N-S orienterte brudd, som antakeligvis vil lukkes og dermed minke aperturen. Dette kan da også muligens forklare den relativt store forskjellen i vannføring ved de ulike lokalitetene (avsnitt 9.4.1, tabell 9-2).



Figur 9.7. Hydrotektonisk modell av brudd a) og lineamenter b). De hydrotektoniske modellene indikerer at brudd og lineamenter parallelle med in situ spenningsretning, $N70^\circ V$, vil trolig åpnes, brudd og lineamenter orientert normalt på spenningsretningen vil trolig lukkes og brudd og lineamenter med $\sim 30^\circ$ vinkel til spenningsretningen kan danne skjærbevegelse. a) Rosediagram av bruddorientering med S_H -retning. $N=1751$. b) Rosediagram av lineamentorientering med S_H -retning. $N=701$.

9.3. Numerisk modellering

Ved driving av tunneler vil det lokale spenningsfeltet påvirkes og endres (Hudson & Harrison, 1997), og nye brudd kan dannes og gamle kan reaktiveres der spenningskonsentrasjonene er høyest. Numerisk modellering blir i dette arbeidet brukt for å prøve å forutsi hvordan spenningen i berget vil omdistribueres og hvor spenningskonsentrasjonene vil oppstå. Modelleringen er kun en fremstilling av det som forekommer i naturen og resultatene må derfor vurderes med en viss skepsis.

BEASY har flere muligheter i fremstilling av spenningsresultatet, men i kapittel 7 er det valgt tre tilstander: skjærspenning (Von Mises effective stress), tensjonsspenning (minimum principal stress) og kompresjonsspenning (maximum principal stress). Disse tre spenningstilstandene er antatt å være de som har mest betydning for dannelse eller reaktivering av brudd.

Verdiene brukt i modellene er antatt realistiske in situ verdier for bergarter i Norge. For utregning av Youngs modul er det blant annet tatt hensyn til bruddfrekvensen fra feltområdet (Priest, 1993). Arbeidet til Midtbø (1996) viser at in situ spenning på Vestlandet varierer i styrke fra 5 MPa til 30 MPa. På grunnlag av det er det i modellen valgt en horisontal spenning med styrke 10 MPa. Dette er antatt å være en realistisk in situ spenningstilstand for området siden tunnelen og forkastningen ligger grunt og er lite påvirket av topografisk spenningsøkning.

9.3.1. Tunneler

Spenningsfeltet rundt en tunnel påvirkes av faktorer som blant annet svakhetssoner, avstand til overflaten, samt andre nærliggende tunneler (Waage, 2001; Myrvang, 2001). I Nordåsstraumen er det to tunneler som ligger med syv meters mellomrom og omkring 15 meter under overflaten. Begge krysser en storskala forkastning (minst 20 meter bred). Tunnelenes beliggenhet i forhold til hverandre, samt hvor dypt de ligger og hvor forkastningen befinner seg langs traséen er faktorer som bidrar til å komplisere

spenningsbildet. Dessverre er det vanskelig å fremstille alt i modelleringene, så det er fokusert på tunnelene i en modell og forkastningen i en annen modell.

Det er kjent at økt bruddfrekvens fører til senkning av elastisitetsmodulen (Youngs modul) i en bergart (Priest, 1993). På grunn av tunneldriften vil derfor en sone rundt tunnelen ha generelt lavere elastisitetsmodul enn i berget lenger vekk (Myrvang, 2001). I analytiske løsninger for tunneler er denne forandringen i elastisitetsmodulen ofte tatt i betraktning ved å anta at berget i nærheten av tunnelen opptrer plastisk (Jumikis, 1979; Yu, 2000). Den svake sonen rundt tunnelene som er inkludert i modellene (cirka 0,5 meter bred rundt tunnelene), gjør at spenningskonsentrasjonene strekker seg lenger ut fra tunnelene i forhold til resultatene av modellering som ikke tar hensyn til den svakere sonen (Waage, 2001; Myrvang, 2001).

Spraking forekommer når tangentialspenningen er høyere enn 60 % av enakset trykkfasthet (compressive strength) (Myrvang, 2001). Dette skjer oftest i daler hvor in situ spenning er horisontal og overlagingen over tunnelen er relativt liten. At horisontal spenning er høyere enn vertikal spenning gir kraftig spraking i tunnel hengen (Myrvang, 2001). En tunnelflate er en fri overflate og spenninger i tunnelveggene kan åpne eksisterende brudd og danne nye. Dette kan føre til løsning av oppsprukket berg og bergmasser kan falle ned i tunnelen (spraking) (Waage, 2001).

Resultatene fra numerisk modellering av tunnelene viser konsentrasjoner av skjærspenning i tunneltakene (30 MPa) og i overflaten mellom tunnelene (15 MPa) (figur 7.3). Konsentrasjonen av tensjonsspenning er størst i tunnelveggene (10 MPa) og mellom tunnelene (~5 MPa) (figur 7.4), og kompresjonsspenningen er størst i tunnelveggene og tak (10 MPa) samt i overflaten over tunnelene (3 MPa) (figur 7.5). Høye konsentrasjoner av spenning kan føre til dannelse eller reaktivering av brudd, da spenningen ofte er høyere enn bergartens strekkfasthet (0,5-6 MPa) (avsnitt 7.2.2) (Schultz, 1995; Amadei & Stephansson, 1997). De høye tensjonsspenningene vil trolig danne horisontale brudd eller åpne gamle brudd, og det kan muligens dannes horisontale brudd mellom de to tunnelene (figur 7.4). Dette kan igjen øke lekkasjepotensialet til tunnelene og spraking.

Det er hevdet i avsnitt 7.2 at den høye spenningskonsentrasjonen rundt tunnelene og da spesielt ved fremstilling med kompresjonsspenning, vil føre til spraking. Lysberg, B. har 30 års tunnelerfaring på Vestlandet i Statens vegvesen, Hordaland, og han har enda ikke opplevd betydelig spraking i tunneler med så liten overdekning (15 meter) eller så liten horisontal spenning (10 MPa) (pers. kom. Lysberg, B.).

9.3.2. Forkastningen i Nordåsstraumen

Mineraliserte forkastninger har ofte høyere bergartsstyrke enn vertsbergarten og vil dermed ikke påvirke spenningsfeltet rundt tunnelen i like stor grad som soner med lavere bergartsstyrke. Modellering av en forkastning uten mineralisering i kontakt med tunnelen, viser at tensjonsspenning vil konsentrere seg langs forkastningen, som igjen muligens kan reaktiveres og derav øker vannstrømningspotensial inn mot tunnelen (Waage, 2001).

Resultatene av numerisk modellering av Nordåsstraumen forkastningssone viser at konsentrasjonen av skjærspenning er høyest i bruddtuppene (15 MPa) til de svake bruddene i forkastningskjernen, samt i kontakten mellom de forskjellige sonene (~12 MPa) (figur 7.8). Resultatet av tensjonsspenning viser spenningskonsentrasjoner ved bruddtuppene (10 MPa) (figur 7.9). Mønsteret er gjentakende for hvert brudd og spenningen er størst i motsatt kvadrat langs bruddene i forkastningskjernen. Disse resultatene er i samsvar med resultatene til Gudmundsson (2000 b) som indikerer at den tensile spenningskonsentrasjonen rundt sidelengsforkastninger kan nå størrelsesordener store nok til å reaktivere eller generere ekstensjonsbrudd rundt endene på forkastningssonen. Hvis ekstensjonsbruddene kommuniserer, vil den hydrauliske konduktiviteten i områdene øke (Simmenes, 2002), og derav øke vannstrømningen inn mot forkastningen samt tunnelene (Waage, 2001). Kompresjonsspenningen er høyest inne i bruddene (10 MPa) (figur 7.10). Spenningskonsentrasjonene indikerer at bruddene i forkastningskjernen trolig vil vokse, samt at forkastningssonen antagelig vil bli tykkere over tid med in situ horisontal spenning på 10 MPa (σ_H).

9.4. Hydrogeologi

Det er kjent at en forkastning kan deles inn i soner (Caine et al., 1996). Bruddsystemene og deformasjonsproduktene representert i de ulike forkastningssonene kontrollerer den hydrauliske konduktiviteten og derav grunnvannsstrømningen i forkastningen (figur 8.1) (Evans et al., 1997). Arbeid av Evans et al. (1997) viser at permeabiliteten i en forkastningssone er høyest i knusningssonen (10^{-16} til 10^{-14} m²), lavest i forkastningskjernen ($<10^{-20}$ til 10^{-17} m²) og intermediær i vertsbergarten (10^{-17} til 10^{-16} m²). Ved økende omslutningstrykk forblir permeabilitetsforholdet i de forskjellige forkastningssonene de samme, men permeabiliteten minker og reduksjonen i permeabilitet er størst i vertsbergarten (Evans et al., 1997). Evans et al (1997) viser også at en forkastningssone med velutviklet knusningssone kan forsterke vannstrømningen gjennom relativt tynne og lagdelte soner parallelle med forkastningsflaten, mens forkastningskjernen begrenser vannstrømning over forkastningsflaten. Gray et al. (1999) hevder at mineralisering i brudd og årer konsentrert i forkastningssonen reduserer den generelle porøsiteten og derav også permeabiliteten i forkastningssonen (Gray et al., 1999).

Knusningssonen er den beste sonen å plassere en grunnvannsbrønn i (Berg, 2000) siden permeabiliteten er høyest her og bruddene er mest sammenkoblet (Caine et al., 1996; Evans et al., 1997). I tillegg vil knusningssonen trolig ha en gunstig hydraulisk gradient siden forkastninger ofte danner en forsenkning i topografien (Braathen & Gabrielsen, 2000; Gudmundsson, 2001b). Forkastningskjernen er nesten impermeabel (Evans et al., 1997), og er dårlig egnet for plassering av grunnvannsbrønner (Berg, 2000). Vertsbergarten er avhengig av høy bruddfrekvens og sammenkobling av brudd for å overgå perkulasjonsterskelen og dermed være vannførende.

Lineamentstudier i Norge viser at bruddfrekvensen øker inn mot lineamenter, og at bruddfrekvensen dermed vil bidra til å øke den hydrauliske konduktiviteten inn mot lineamentet (Berg, 2000; Braathen & Gabrielsen, 2000; Skurtveit, 2000). Korreleringen av ytelse i fjellbrønnene og avstanden til lineamentene ga lav korrelasjon (avsnitt 8.3), det vil si at det ikke er noen sammenheng mellom avstand fra lineamentet og ytelse i brønnen som var antatt på forhånd (figur 8.7). Dette kan skyldes unøyaktig

koordinatplassering av fjellbrønnene siden fjellbrønner eldre en 1997 ikke er GPS plassert. En forskyvning av brønnene på 10-talls meter vil gi store utslag i korreleringen. I tillegg kan tolkningen av lineamentene være unøyaktige, siden det er vanskelig å plassere lineamenter som er kartlagt i felt inn i kartbildet. Arbeidet til Lie (2001) viser høy korrelasjon av ytelse i fjellbrønner og avstanden til lineamenter. Arbeidet er basert på felldata fra Askøy, Hordaland (Lie, 2001), og datagrunnlaget er større en det som er presentert i denne hovedfagsoppgaven. Det er dermed trolig at områdene med høyest bruddfrekvens (Dolvik, figur 6.25) og størst tetthet av lineamenter (figur 5.3) vil være mest utsatt for lekkasje i tunnelene.

9.4.1. Vannføring i brudd

Vannstrømning i brudd er beregnet med den kubiske lov (ligning 4-17) hvor aperturstørrelse (b^3) har størst betydning for resultatet. Få brudd med stor apertur er dermed viktigere for vannføringen enn mange brudd med liten apertur. Brudd med liten apertur har i tillegg gjerne liten utstrekning, mens brudd med stor apertur har større utstrekning (Gudmundsson, 2000a). Den kubiske lov som er anvendt i dette arbeidet (ligning 4-18 og 4-19) er gjeldene for plane og glatte bruddplan og tar ikke hensyn til ruheten på flatene. Flere brudd har varierende grad av uregelmessigheter (figur 6.16 e) og dette tas det ikke hensyn til ved utregning av volumetrisk strømningsrate (Q) og hydraulisk konduktivitet (K_f) for lokalitetene (tabell 9-2). Geometrisk variasjon langs et bruddplan kan føre til kanalisering (figur 8.5) (Berg, 2000; Sausse, 2002), og er svært utbredt i naturlige bruddsystemer og forekommer i alle skalaer (Tsang & Neretnieks, 1998). Ofte er det en eller flere kanaler som dominerer strømmingen (Berg, 2000).

Bruddapertur varierer med bruddtype, bergart og spenning. I blotninger har brudd en tendens til å åpne seg som et resultat av redusert spenning ved overflaten. Det betyr at aperturmålinger fra felt trolig ikke representerer aperturens størrelse i dypet. Det er estimert et forhold mellom apertur og dyp, hvor det antas at ved cirka 20 meters dyp er aperturen ofte omtrent halvert i forhold til aperturen på overflaten (Oda, 1986). Ved anvendelse av den kubiske lov er det ikke undersøkt hvilken distribusjon aperturene har, men det er antatt at aperturverdiene er normalfordelt og vanlig parametriske gjennomsnitt er brukt til utregning av vannstrømning. Aperturdistribusjonene i de ulike lokalitetene er

presentert med histogram og viser at minst to av lokalitetene har en visuell potenslov eller eksponentiell avtagning. Dette gjelder lokalitetene Straume Bro (figur 6.12 b) og Ruskeneset (figur 6.22 b), mens ved lokalitetene Sandeidet (figur 6.5 b) og Dolvik (figur 6.25 b) er aperturfordelingen mer ubestemmelig. Dette fører til unøyaktig bestemmelse av gjennomsnittlig apertur og vil påvirke Q og K_f verdiene.

Høy bruddfrekvens og stor variasjon i bruddorientering kan gi god sammenkobling av bruddene og øke vannledningsevnen (Singhal & Gupta, 1999). Arbeid gjort av Long og Witherspoon (1985) viser at bruddsystem med korte brudd og høy bruddfrekvens har lavere permeabilitet sammenlignet med bruddsystem med lange brudd og lav bruddfrekvens. Det vil si at økende bruddlengde gir økt sammenkobling av bruddene, og resultatene gjelder for isotrope bruddsystem med konstant apertur og lengde (Long & Witherspoon, 1985; Stumo, 2002). Studier av Berg (2000) viser at brudd ofte har potenslov distribusjon, hvor høyfrekvente, korte brudd kontrollerer porøsiteten, mens det er lange brudd med stor apertur som styrer grunnvannsstrømningen.

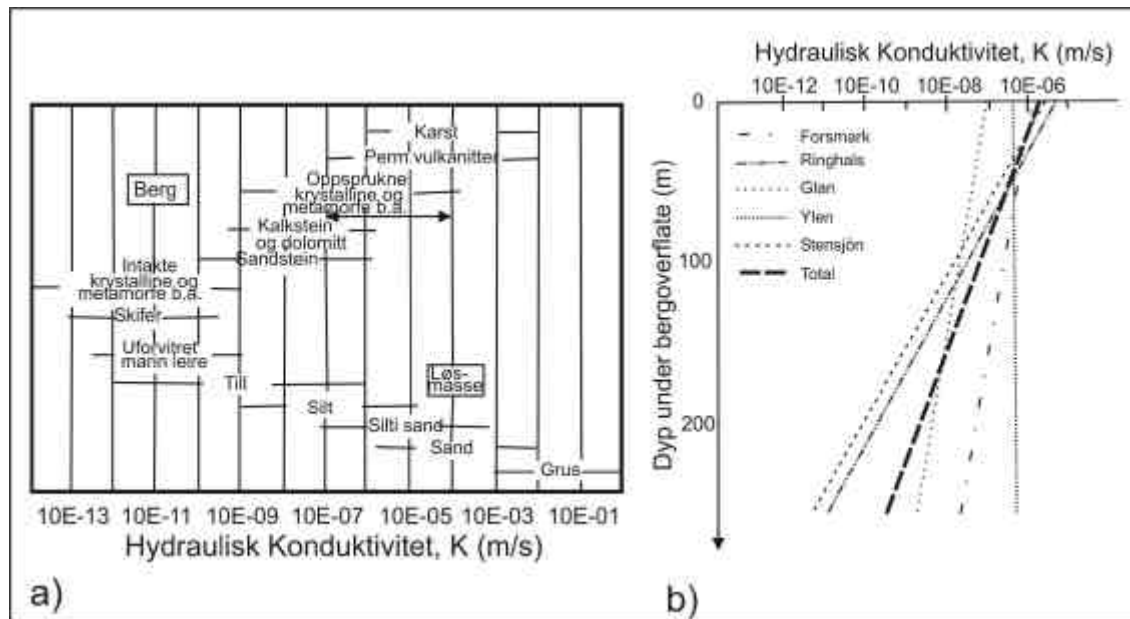
De lokalitetene det er regnet ut volumetrisk strømningsrate og hydraulisk konduktivitet for, ligger i et område med relativ flat topografi og nært havet. Den hydrauliske gradienten (i , ligning 4-16) er derfor satt til 0,01 som tilsvarer et fall på 1 meter per 100 meter (Lie, 2001). Hvis en øker gradienten med en faktor på 10 vil også vannstrømningen økes med en faktor på 10.

Ved alle lokalitetene er det flere bruddsett som vil krysse hverandre, og trolig fører til bruddsammenkobling (figur 4.9) slik at bruddsystemet overgår perkulasjonsterskelen (figur 4.10). Med verdier presentert i avsnitt 8.2 fra de forskjellige lokalitetene er den beregnede vannstrømningen vist i tabell 9-2.

Tabell 9-2. Verdier fra analytisk modellering av volumetrisk strømningsrate (Q) og hydraulisk konduktivitet (K_f) beregnet fra felldata.

Lokalitet	Bruddsett	Q (m ³ /s)	K_f (m/s)
Sandeidet	Parallele	$3,75 \times 10^{-5}$	$9,9 \times 10^{-5}$
	Ortogonale	$7,5 \times 10^{-5}$	$5,2 \times 10^{-6}$
Straume bro	Parallele	$3,22 \times 10^{-7}$	$1,46 \times 10^{-6}$
	Ortogonale	$6,43 \times 10^{-7}$	$1,33 \times 10^{-7}$
Ruskeneset	Parallele	$2,9 \times 10^{-7}$	$2,4 \times 10^{-6}$
	Ortogonale	$5,8 \times 10^{-7}$	$4,0 \times 10^{-7}$
Dolvik	Parallele	$2,11 \times 10^{-4}$	$7,17 \times 10^{-4}$
	Ortogonale	$4,2 \times 10^{-4}$	$4,85 \times 10^{-5}$

Resultatene av hydraulisk konduktivitet varierer fra 1×10^{-4} til 1×10^{-7} m/s og er innenfor variasjonsbredden til hydraulisk konduktivitet for oppsprukket krystalline og metamorfe bergarter (figur 9.8 a). For løsmasser tilsvarer det en hydraulisk konduktivitet i siltig sand (figur 9.8 a) (Freeze & Cherry, 1979). For heterogene bergarter minker hydraulisk konduktivitet med dypet (figur 9.8 b) (Carlsson & Olsson, 1977). Dette kan forklares med at bruddfrekvensen og bruddapertur minker med dypet (Nilsen & Palmstrøm, 2000).

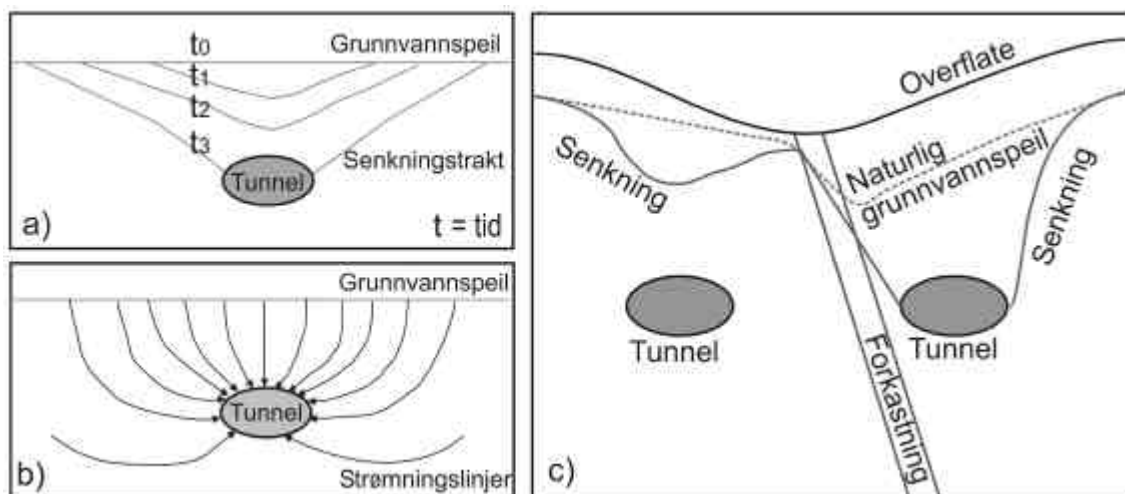


Figur 9.8. Variasjoner i hydraulisk konduktivitet. a) Hydraulisk konduktivitet i bergarter og løsmasser. Fra Freeze & Cherry (1979). Resultatene fra analytisk modellering av felldata har K mellom 10^{-7} til 10^{-4} , som indikert med pil i figur a). b) Endring i hydraulisk konduktivitet mot dypet. Resultater fra testområde i Sverige. Fra Carlsson & Olsson (1977).

Beregninger av vannstrømning ved lokaliteten Sandeidet er også gjort av Stumo (2002), som har anvendt analytisk og numerisk modellering av Q og K_f . Resultatene viser at analytisk modellering av Q er $1,69 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{s}$, mens numerisk modellering av vannstrømning i et volum gir Q lik $5,12 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{s}$ i x-retning, $2,53 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{s}$ i y-retning og $6,58 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{s}$ i z-retning (Stumo, 2002). Resultatene fra dette arbeidet (tabell 9-2) stemmer overens med resultatene fra de analytiske modelleringene av Stumo (2002), mens resultatene fra numerisk modellering av Stumo (2002) er lavere ($\sim 1 \times 10^{-2} \text{ m}^3/\text{s}$ lavere). De numeriske resultatene er trolig mest korrekte siden den utfører vannstrømning i et volum og tar hensyn til tre bruddsett (Stumo, 2002). De analytiske resultatene er basert på enklere formler og tar kun hensyn til parallelle eller ortogonale bruddsett (ligning 4-18 og 4-19). Alle resultatene er basert på felldata fra blotninger og er ikke korrigert for reduksjon av aperturstørrelse med dyp.

9.4.2. Grunnvannsenkning på grunn av tunneler

Tunneler kan virke som et avløp på grunnvannet og senke grunnvannspeilet betraktelig (figur 9.9 a) (Zangerl et al., 2003). I tillegg kan tunneldrift føre til drenering som forårsaker innsynkning og har miljøkonsekvenser for elver og våtmark (Molinero et al., 2002). Arbeid av Jansson (1979) viser kraftig økning i kostnader på grunn av tunneldrift i oppsprukne granitter hvor det er lekkasje i store, høypermeable soner. Tunneldrift i oppsprukket krystallinske berg som er vannmettet muliggjør drenering langs sprø forkastningssoner og bruddsystem (figur 9.9 c) (Jansson, 1979). Dreneringen vil trolig føre til fall i poretrykk i brudd nærliggende tunnelen. Poretrykkendringer vil påvirke det hydrauliske strømningsnettverket (figur 4.11), trolig ved endringer i bruddapertur som igjen vil redusere hydraulisk konduktivitet i bruddene (Zangerl et al., 2003).



Figur 9.9. Tunneler forårsaker senkning i grunnvannspeilet. a) Tunnelen danner en senkningstrakt i grunnvannspeilet over tid. b) Tunnelen påvirker strømningslinjene i grunnvannet. a) og b) er fra Freeze & Cherry (1979). c) Grunnvannspeilet blir påvirket av forkastningen som har lavere permeabilitet i kjernen og senker grunnvannspeilet. Fra Braathen & Gabrielsen (2000).

Det må tas særskilt stort hensyn til tetting der tunnelen krysser lineamenter som ligger i forbindelse med vann og våtmarker på grunn av økt risiko for lekkasje og tørrlegging. Dette gjelder spesielt for området rundt Kanadaskogen som gjelder store deler av nordlige tunnel og Nordåsstraumen. I tillegg er det flere boliger som får vannforsyningen sin fra fjellbrønner (figur 8.6), og en drenering av grunnvannet kan tørrlegge vanntilgangen for husstandene.

9.4.3. Stabilitet

Stabilitet er et relativt begrep og knyttes gjerne til grad av sikkerhet. Brudd er ofte et resultat av manglende stabilitet. I sammenheng med stabilitet blir begrepet bergartens kompetanse brukt (Nilsen & Palmstrøm, 2000). Kompetent berg er en bergmasse som har høyere styrke (indre styrke) enn spenningen som virker på berget (Nilsen & Palmstrøm, 2000). Bruddorientering sammen med bruddfrekvens kontrollerer stabiliteten i berget og bestemmer størrelsen av løse blokker samt forekomsten av svakhetssoner. Mineralbelegg i brudd påvirker også stabiliteten, hvor mineraler som kvarts og kalsitt gir bedre stabilitet enn leirmineraler (Braathen & Gabrielsen, 2000). Flere typer mineralbelegg forekommer i brudd i borekjernen i Nordåsstraumen (avsnitt 6.3.2) (figur 6.16), som kalsitt og leire, og vil trolig påvirke stabiliteten i berget i tunnelen. Leirbelegg som ofte forekommer i bruddene i borekjernen kan redusere stabiliteten, mens mineralisering av kvarts og kalsitt kan øke stabiliteten i berget fordi disse mineralene ofte har høyere bergartstyrke enn vertsbetget.

Tunneldrift og utdriving av bergrom kan endre stabiliteten i berget og innsynkning av overliggende bergmasser kan være en av konsekvensene (Myrvang, 2001). Arbeid fra Zangerl et al. (2003) viser til vertikal innsynkning på 12 centimeter over en tunnel i Gotthard, Sveits. Tunnelen ligger på 800 meters dyp og fall i grunnvannspeilet førte trolig til endring i poretrykket i bruddene, som igjen forårsaket innsynkningen i berget over (Zangerl et al., 2003). Soner med høy bruddfrekvens og forkastninger langs tunneltraséen vil dermed redusere stabiliteten i tunnelene. Dette gjelder muligens for Dolvikområdet der bruddfrekvensen er høyest (28 brudd/m), samt der tunneltraséen krysser eller ligger parallelt med en forkastning.

9.5. Endringer i tunneltraséen

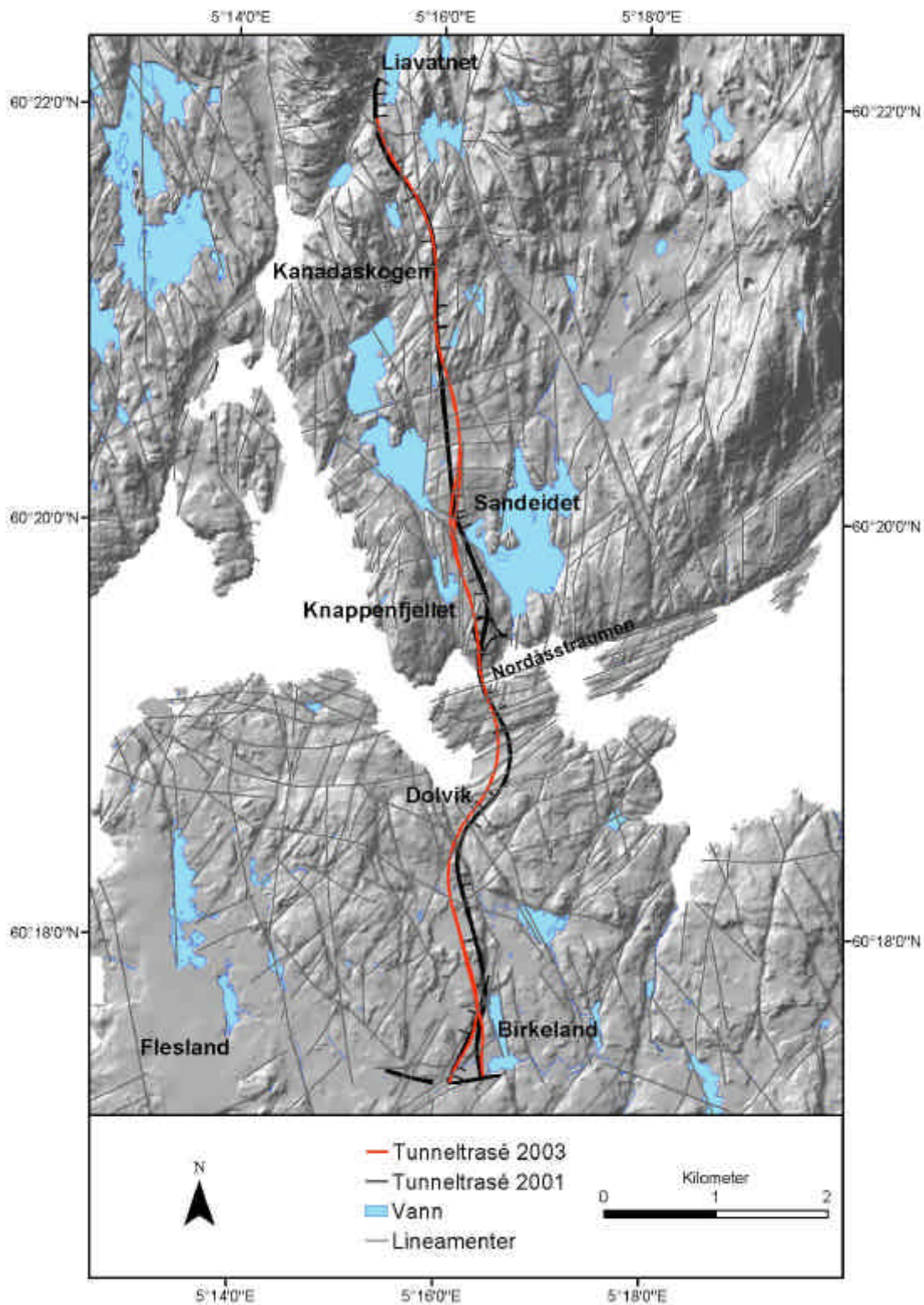
Etter feltbefaringer og arbeid med lineamentstolkning presentert i denne hovedfagsoppgaven er det vedtatt endringer i tunneltrasé Ringveg Vest fra 2001 (figur 1.2). Endringene er basert på forekomster av lineamenter som er uheldig plassert i forhold til tunneltrasé 2001, bedre plassering av påhugg med tanke stabilitet i berget og

økonomiske beregninger av tilkjøringsramper og veistrekning (pers. kom. vegsjef Myre, K.E., Statens vegvesen, Hordaland). Tunneltrasé 2001 og tunneltrasé 2003 er sammenlignet i figur 9.10, hvor den nye traséen er markert med rødt og den gamle med svart.

Det er gjort flere store endringer langs tunneltrasé 2001. Endringer utført på nordlige tunnel er ved nordlige tunnelpåhugg ved Liavatnet, der det er flere mindre lineamenter med N-S orientering som kan føre til utrasing i påhugget (figur 5.6 og figur 9.10). Den nye tunneltraséen 2003 er her trukket lenger sør for å unngå noen av disse lineamentene og forsøkt lagt mellom to lineamenter. Den nordlige tunnelen går gjennom turområdet Kanadaskogen, som er et vernet turområde med mye våtmark, innsjøer og dyreliv. Tunneltraséen er forsøkt lagt slik at Kanadaskogen skal bli minst mulig påvirket og unngå tørrlegging av våtmarker og innsjøer. Nord for Sandeidet, der de seismiske undersøkelsene har funnet en 10 meter bred sone med lavere hastighet (figur 5.10), er den nye tunneltraséen lagt lenger øst. Ved sørlige påhugg til nordlige tunnel ved Sandeidet er det flere N-S orienterte lineamenter som kan skape problemer for påhugget. Her er det forsøkt å unngå at tunnelen skal ligge parallelt med de N-S strykende lineamentene og påhugget er muligens trukket litt lenger nord.

Endringer i midtre tunnel er utført ved nordlige påhugg ved Sandeidet er lagt litt lenger vest enn tidligere planlagt. Dette er gjort for å forsøke å legge tunnelen mellom to N-S orienterte lineamenter, samt for at traséen ikke skal gå parallelt med et NV-SØ strykende lineament, slik som trasé 2001 følger ved Knappenfjellet (figur 5.8 og figur 9.10). Denne endringen er også økonomisk gunstig siden traséen da blir kortere. Ved Dolvik er tunneltraséen lagt lenger vest for å unngå et NØ-SV strykende lineament som trasé 2001 går parallelt med og som da ville skape stabilitetsproblemer for påhugget (figur 5.8). Denne sonen er også funnet med lav hastighet, 2500 m/s på seismisk undersøkelse (figur 5.11). Sørlig påhugg til midtre tunnel er dermed lagt litt lenger vest.

Tunneltrasé 2003 for den sørlige tunnel er generelt lagt vest for trasé 2001. Dette er hovedsakelig gjort for å unngå skjæring med Birkelandsforkastningen ved Birkelandsvatnet slik at sørlige påhugg kan ligge i et mer stabilt berg (figur 5.9 og figur 9.10).



Figur 9.10. Sammenligning av tunneltrasé 2001 og tunneltrasé 2003. Endringer i tunneltraséen er gjort for å unngå lineamenter som går parallelt med trasé 2001 (svart) og for å øke stabiliteten i berget der tunnelpåhuggene er planlagt. Tunneltrasé 2003 er markert med rødt.

10. Konklusjoner

Lineamentorienteringene i traséområdet er hovedsakelig: fra NNV-SSØ til N-S (dominerende), NV-SØ, NØ-SV og ØNØ-VSV, og orienteringene endres etter bergartskompleksene.

Bruddorienteringene er hovedsakelig: fra NNV-SSØ til N-S (dominerende), ØNØ-VSV og VNV-ØSØ.

Feltdata viser at bruddfrekvensen varierer fra 1 til 28 brudd per meter og bruddaperturen varierer i gjennomsnitt fra 0,063 til 0,48 mm i de ulike lokalitetene.

Analytisk modellering av vannstrømning i brudd viser at hydraulisk konduktivitet varierer fra 1×10^{-4} til 1×10^{-7} m/s som samsvarer med hydraulisk konduktivitet i oppsprukket krystalline og metamorfe bergarter eller siltig sand i løsmasser. Den høye hydrauliske konduktiviteten (1×10^{-4}) som er beregnet fra lokalitet Dolvik kan skyldes at de foliasjonsparallelle bruddene er parallell med største horisontale spenning (σ_H), som kan åpne brudd parallelle med σ_H og lukke brudd normalt på σ_H .

Numerisk modellering av tunnelene og forkastningen i Nordåsstraumen viser at spenningskonsentrasjoner kan overgå strekkfastheten i bergartene ($> 0,5-6$ MPa), og vil trolig danne eller reaktivere brudd som kan øke lekkasjepotensialet til tunnelene.

Fjellbrønner i traséområdet indikerer at vannstrømningspotensialet er høyt, med flere brønner med ytelse på 3000 liter per time.

Lekkasjepotensialet i tunnelene kan være stort ved forkastninger og områder med høy bruddfrekvens.

Referanseliste

- Aarseth, E. S., Bourguine, B., Castaing, C., Chilès, J. P., Christensen, N. P., Eeles, M., Fillion, E., Genter, A., Gillespie, P. A., Håkansson, E., Zinck Jørgensen, K., Lindgaard, H. F., Madsen, L., Ødling, N. E., Olsen, C., Reffstrup, J., Trice, R., Walsh, J. J. & Watterson, J., 1997: *Interim Guide to Fracture Interpretation and Flow Modelling in Fractured Reservoirs*. European Commission EUR 17116, Brussels.
- Amadei, B. & Stephansson, O., 1997: *Rock Stress and its Measurement*. Chapman & Hall, London.
- Andersen, T.B. & Andresen, A., 1994: Stratigraphy, tectonostratigraphy and the accretion of outboard terranes in the Caledonides of Sunnhordland, W. Norway. *Tectonophysics* **231**, s.71-84.
- Askvik, H., 2002: *Ringveg Vest, Søreide - Noråsstraumen. Supplerende Undersøkelser, Lavhastighetssone*. Rapport, Statens Vegvesen, Hordaland,
- Bear, J., 1993: Modeling Flow and Contaminant Transport in Fractured Rocks. I: Bear, J., Tsang, C.F., deMarsily, G. (Red.), *Flow and Contaminant Transport in Fractured Rock*. Academic Press, New York.
- BEASY, 1991: *The Boundary Element Analysis System User Guide*. Computational Mechanics, Boston.
- Berg, S.S., 2000: *Strukturell Analyse av Bruddsoner med Hensyn på Grunnvannspotensialet i Oppsprukne Bergarter*. Cand. Scient. oppgave. Universitetet i Bergen.
- Braathen, A. & Gabrielsen, R.H., 2000: *Bruddsoner i Fjell - Oppbygning og Definisjoner*. Gråsteinen 7, Norges Geologiske Undersøkelse.

- Broberg, K.B., 1999: *Cracks and Fracture*. Academic Press, London.
- Bryhni, I. & Sturt, B.A., 1985: Caledonides of Southwestern Norway. I: Gee, D. G. & Sturt, B. A. (Red.), *The Caledonide Orogen - Scandinavia and Related Area*. John Wiley & Sons, London.
- Bungum, H., Alsaker, A., Kvamme, L.B. & Hansen, R.A., 1991: Seismicity and seismotectonics of Norway and nearby continental shelf areas. *Journal of Geophysical Research* **96**, s.2249-2265.
- Caddell, R.M., 1980: *Deformation and Fracture of Solids*. Prentice-Hall, England.
- Caine, J.S., Evans, J.P. & Forster, C.B., 1996: Fault zone architecture and permeability structure. *Geology* **24**, s.1025-1028.
- Carlsson, A. & Olsson, T., 1977: Variations of hydraulic conductivity in some Swedish rock types. *Proc. Int. Symp. Rockstore* **77**, s.257-263.
- Davis, G.H. & Reynolds, S.J., 1996: *Structural Geology of Rocks and Regions, 2nd Edition*. John Wiley & Sons, New York.
- Doré, A.G. & Gage, M.S., 1987: Crustal Alignments and Sedimentary Domains in the Evolution of the North Sea, North-East Atlantic Margin and Barents Shelf. I: Brooks, J. & Glennie, K.W. (Red.), *Petroleum Geology of North West Europe*. Graham & Trotmann, London.
- Elvebakk, E., 2002: Borehullsinspeksjon med optisk televiewer, Ringveg Vest under Nordåsstraumen, Bergen. *Norges Geologiske Undersøkelse*
- Engelder, T., 1993: *Stress Regimes in the Lithosphere*. Princeton University Press, New Jersey.
- Evans, J.P., Forster, C.B. & Goddard, J.V., 1997: Permeability of fault-related rocks, and implications for hydraulic structure of fault zones. *Journal of Structural Geology* **19**, s.1393-1404.

- Fejerskov, M. & Lindholm, C.D., 2000: *Crustal Stresses in and Around Norway; an Evolution of Stress Generating Mechanisms. I: Nottvedt, A. (Red.), Dynamics of the Norwegian Margin*. Geological Society, Special Publication 167, London.
- Fetter, C.W., 2001: *Applied Hydrogeology*. 4th ed. Prentice Hall, New Jersey.
- Fjeldskaar, W., Lindholm, C., Dehls, J.F. & Fjeldskaar, I., 2000: Postglacial uplift, neotectonics and seismicity in Fennoscandia. *Quaternary Science Reviews* **19**, s.1413-1422.
- Fossen, H., 1988: The Ulriken gneiss complex and the Rundemanen formation: a basement-cover relationship in the Bergen arcs, west Norway. *Norges Geologiske Undersøkelse* s.67-86.
- Fossen, H., 1989: Geology of the Minor Bergen Arc, West Norway. *Norsk Geologiske Undersøkelse Bulletin* **416**, s.47-62.
- Fossen, H., 1992: The role of extensional tectonics in the Caledonides of south Norway. *Journal of Structural Geology* **14**, s.1033-1046.
- Fossen, H., 1993: Structural evolution of the Bergsdalen Nappes, southwestern Norway. *Norges Geologiske Undersøkelse Bulletin* **424**, s.23-49.
- Fossen, H., 1998: Advances in understanding the post-Caledonian structural evolution of the Bergen area, West Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift* **78**, s.33-46.
- Fossen, H., 2000: Extensional tectonics in the Caledonides: synorogenic or postorogenic? *Tectonics* **19**, s.213-224.
- Fossen, H., Mangerud, G., Hesthammer, J., Bugge, T. & Gabrielsen, R.H., 1997: The Bjørøy Formation: a newly discovered occurrence of Jurassic sediments in the Bergen Arc System. *Norsk Geologisk Tidsskrift* **77**, s.269-287.
- Fossen, H. & Ragnhildstveit, J., 1997: Berggrunnskart Bergen 1115 I M 1:50 000. *Norges Geologiske Undersøkelse*.
- Fossen, H. & Ragnhildstveit, J., 2002: Berggrunnskart Bergen 1115 I, M 1:50.000. *Norges Geologiske Undersøkelse*.

- Fossen, H. & Rykkelid, E., 1990: Shear zones in the Øygarden area, west Norway. *Tectonophysics* **174**, s.385-397.
- Fossen, H. & Rykkelid, E., 1992: Postcollisional extension of the Caledonian orogen in Scandinavia: Structural expressions and tectonic significance. *Geology* **20**, s.737-740.
- Freeze, R.A. & Cherry, J.A., 1979: *Groundwater*. Prentice Hall, New Jersey.
- Færseth, R.B., Gabrielsen, R.H. & Hurich, C.A., 1995: Influence of basement in structuring of the North Sea basin, offshore southwest Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift* **75**, s.105-119.
- Færseth, R.B., Knudsen, B.-E., Liljedal, P.S. & Søderstrøm, B., 1997: Oblique rifting and sequential faulting in the Jurassic development of the northern North Sea. *Journal of Structural Geology* **19**, s.1285-1302.
- Gabrielsen, R.H., Braathen, A., Dehls, J. & Roberts, D., 2002: Tectonic lineaments of Norway. *Norwegian Journal of Geology* **82**, s.153-174.
- Gabrielsen, R.H. & Ramberg, I.B., 1979: Fracture patterns in Norway from LANDSAT imagery: Results and potential use. Proceedings, Norwegian Sea Symposium, Tromsø 1979. *Norwegian Petrology Society, NSP/1-28*.
- Giles, R.V., 1977: *Fluid Mechanics and Hydraulics. 2nd. ed.* McGraw-Hill, New York.
- Gray, D.R., Janssen, C. & Vapnik, Y., 1999: Deformation character and paleo-fluid flow across a wrench fault within a Palaeozoic subduction-accretion system: Waratah Fault Zone, south-eastern Australia. *Journal of Structural Geology* **21**, s.191-214.
- Grøv, E., 2002: Introduction to water control in Norwegian tunnelling. *Norwegian Tunnelling Society* **12**, s.7-11.
- Gudmundsson, A., 1999: Postglacial crustal doming, stresses and fracture formation with application to Norway. *Tectonophysics* **307**, s.407-419.
- Gudmundsson, A., 2000a: Fracture dimensions, displacement and fluid transport. *Journal of Structural Geology* **22**, s.1221-1231.

- Gudmundsson, A., 2000b: Active fault zones and groundwater flow. *Geophysical Research Letters* **27**, s.2993-2996.
- Gudmundsson, A., 2001a: *Advanced Structural Geology, G335*. Institutt for Geovitenskap, Universitetet i Bergen, Upublisert.
- Gudmundsson, A., 2001b: *Fluid Flow in Porous and Fractured Rock, G338*. Institutt for Geovitenskap, Universitetet i Bergen, Upublisert.
- Gudmundsson, A., 2001c: Fluid overpressure and flow in fault zones: field measurements and models. *Tectonophysics* **336**, s.183-197.
- Gudmundsson, A., 2002: *Ringveg Vest: Spenninger og Lekkasje ved Tunneler gjennom Nordåsstraumen. Rapport*. Statens vegvesen, Hordaland.
- Gudmundsson, A., Berg, S.S., Lyslo, K. B. & Skurtveit, E., 2001: Fracture network and fluid transport in active fault zones. *Journal of Structural Geology* **23**, s.343-353.
- Hicks, E. C., Bungum, H. & Lindholm, C. D., 2000: Stress inversion of earthquake focal mechanism solutions from onshore and offshore Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift* **80**, s.235-250.
- Holtedahl, H., 1998: The Norwegian strandflat - a geomorphological puzzle. *Norsk Geologisk Tidsskrift* **78**, s.47-66.
- Hutchinson, M. F., 1989: A new procedure for gridding elevation and stream line data with automatic removal of spurious pits. *Journal of Hydrology* **106**, 211-232.
- Hudson, J.A. & Harrison, J.P., 1997: *Engineering Rock Mechanics, an Introduction to the Principles*. Pergamon, Oxford.
- Irgens, F., 1999: *Fasthetslære*. Tapir forlag, Trondheim.
- Jaeger, J.C. & Cook, N.G.W., 1979: *Fundamentals of Rock Mechanics*. Chapman and Hall, New York.

Jansson, G., 1979: Problems associated with heavy water leakage during construction of large area tunnels in granite, limestone and chalk.I: Katmura, I (Red.), *Proc. Int. Tunnel Symp.*, s.187-192.

Jumikis, A.R., 1979: *Rock Mechanics. Series on Rock and Soil Mechanics*. Trans Tech Publications, Clausthal.

Knudsen, T.L. & Fossen, H., 2001: The Late Jurassic Bjorøy Formation: A provenance indicator for offshore sediments derived from SW Norway as based on single zircon (SIMS) data. *Norwegian Journal of Geology* **81**, s.283-292.

Kolderup, C.F. & Kolderup, N.H., 1940: Geology of the Bergen arc system. *Bergen Museums Skrifter, Bergen* **20**.

Kolderup, C.F. & Moncton, 1911: The geology of the Bergen district. *Geological Association, London*.

Kvale, A., 1960: The Nappe area of the Caledonides in western Norway. *Norges Geologiske Undersøkelse*.

Larsen, Ø., Fossen, H., Langeland, K. & Pedersen, R.B., 2002: Kinematics and timing of polyphase brittle deformation in the Øygarden Complex, southwest Norway. I: *Kinematics and Timing of Late- to Post-Caledonian Deformation in the Hinterland Region of the Scandinavian Caledonides, With Emphasis on the Extensional History in SW Norway*. PhD oppgave, University of Bergen.

Lie, H., 2001: *Grunnvannspotensial på Askøy, Vestlandet: Strukturundersøkelser; Grunnvannsmodeller og GIS-Analyser*. Cand. Scient. oppgave, Universitetet i Bergen.

Lindholm, C.D., Bungum, H., Bratli, R.K., Aadnøy, B.S., Dahl, N., Tørudbakken, B. & Atakan, K., 1995: Crustal Stress in the northern North Sea as inferred from borehole breakouts and earthquake focal mechanisms. *Terra Nova* **7**, s.51-59.

Long, J.C.S. & Witherspoon, P.A., 1985: Relationship of the Degree of Interconnection to Permeability in Fracture Networks. *Journal of Geophysical Research* **90**, s.3087-3098.

- Midtbø, E., 1996: *Bergspenninger på Nordvestlandet*. Prosjekt **2685.00**, NTNU, Trondheim.
- Milnes, A.G. & Wennberg, O.P., 1997: Tektonisk utvikling av Bergensområdet. *Geonytt* **1-97**, s.6-9.
- Molinero, J., Samper, J. & Juanes, R., 2002: Numerical modeling of the transient hydrogeological response produced by tunnel construction in fractured bedrocks. *Engineering Geology* **64**, s.369-386.
- Muri-Wood, R., 2000: Deglaciation Seismotectonics: a principal influence on intraplate seismogenesis at high latitudes. *Quaternary Science Reviews* **19**, s.1399-1411.
- Myrvang, A., 2001: *Bergmekanikk*. Institutt for Geologi og Bergteknikk, NTNU, Trondheim.
- Mörner, N.A., 1980: The Fennoscandian uplift: geological data and their geodynamic implications. I: Mörner, N.A. (Red.), *Earth Rheology, Isostasy and Eustasy*. John Wiley & Sons, New York.
- Nesje, A., 1995: *Brelære*. Høyskoleforlaget AS, Norge.
- Nilsen, B. & Palmstrøm, A., 2000: *Engineering Geology and Rock Engineering*. Norwegian Group for Rock Mechanics (NBG), Oslo.
- Nystuen, J.P., 1986: Regler og råd for navnsetting av geologiske enheter i Norge. *Norsk Geologisk Tidsskrift* **66**, supplement 1.
- Oda, M., 1986: An equivalent continuum model for coupled stress and fluid flow analysis in jointed rock masses. *Water Resources Research* **22**, s.1845-1856.
- Olesen, O., Dehls, J., Olsen, L., Blikra, L.H., Rise, L., Bungum, H., Lindholm, C., Hicks, E., Riis, F. & Bockmann, L., 1999: Mor Norge rører seg. *GEO* **4**, s.12-17.
- Pedersen, O.C., 2002: *Refraksjonsseismiske Undersøkelser Strekning Dolvik-Nordåsstraumen og Varden. Rapport*. GeoMap, Bergen.
- Phillips, O.M., 1991: *Flow and Reactions in Permeable Rocks*. CUP, New York.

- Price, M., 1996: *Introducing Groundwater*, 2nd ed. Chapman & Hall, London.
- Priest, S.D., 1993: *Discontinuity Analysis for Rock Engineering*. Chapman & Hall, New York.
- Ramberg, I.B., Gabrielsen, R.H., Larsen, B.T. & Solli, A., 1977: Analysis of fracture patterns in southern Norway. I: Frost, R.T.C. & Dijkers, A.J. (Red.), Fault tectonics in N.W. Europe. *Geol. en Mijnbouw* **56**, s.295-310.
- Roberts, A.M., Yielding, G. & Badley, M.E., 1990: A Kinematic Model for the Orthogonal Opening of the Late Jurassic North Sea Rift System, Denmark, Mid Norway. I: Blundell, D.J. & Gibbs, A.D. (Red.), *Tectonic Evolution of the North Sea Rifts*. Clarendon Press, Oxford.
- Roberts, D. & Gee, D.G., 1985: An introduction to the structure of the Scandinavian Caledonides, I: Gee, D. G. & Sturt, B. A. (Red.), *The Caledonide Orogen - Scandinavia and Related Area*. John Wiley & Sons, London.
- Rohr-Torp, E., 1994: Present uplift rates and groundwater potential in Norwegian hard rock. *Norges Geologiske Undersøkelse, Bulletin* **426** s.47-52.
- Sausse, J., 2002: Hydromechanical properties and alteration of natural fracture surface in the Soultz granite (Bas-Rhin, France). *Tectonophysics* **348**, s.169-185.
- Schultz, R.A., 1995: Limits on strength and deformation properties of jointed basaltic rock masses. *Rock Mechanics and Rock Engineering* **28**, s.1-15.
- Schultz, R.A., 1996: Relative scale and the strength and deformability of rock masses. *Journal of Structural Geology* **18**, s.1139-1149.
- Simmenes, T.H., 2002: *Fracture systems, fault development and fluid transport in Vaksdal, West Norway*. Cand. Scient. oppgave, Universitetet i Bergen.
- Singhal, B.B.S. & Gupta, R.P., 1999: *Applied Hydrogeology of Fractured Rocks*. Kluwer Academic Publisher, London.
- Skurtveit, E., 2000: *Fracture systems, stresses and groundwater flow: examples from Iceland and Norway*. Cand. Scient. oppgave, Universitetet i Bergen.

Sneddon, I.N. & Lowengrub, M., 1969: *Crack Problems in the Classical Theory of Elasticity*. John Wiley & Sons, New York.

Stumo, R., 2002: *Numerisk modellering av bruddnettverk, konnektivitet og permeabilitet med anvendelse på tunneler, Ringveg Vest, Bergen*. Cand. Scient. oppgave, Universitetet i Bergen.

Tsang, C.-F. & Neretnieks, I., 1998: Flow channeling in heterogeneous fractured rocks. *Reviews of Geophysics* **36**, s.275-298.

Twiss, R.J. & Moores, E.M., 1992: *Structural Geology*. W. H. Freeman & Company, New York.

Valle, P.J., Færseth, R.B. & Fossen, H., 2002: Devonian-Triassic brittle deformation based on dyke geometry and fault kinematics in the Sunnhordland region, SW Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift* **82**, s.3-17.

Waage, H., 2001: *Feltstudier og numeriske modeller av tunneler og grunnvann i Baneheia*. Cand. Scient. oppgave, Universitetet i Bergen.

Yu, H.S., 2000: *Cavity Expansions Methods in Geomechanics*. Kluwer Academic Publishers, London.

Zangerl, C., Eberhardt, E. & Loew, S., 2003: Ground settlements above tunnels in fractured crystalline rock: numerical analysis of coupled hydromechanical mechanisms. *Hydrogeology Journal* **Online January 2003**.

Ziegler, P.A., 1990: *Geological Atlas of Western and Central Europe*. Geological Society, London.

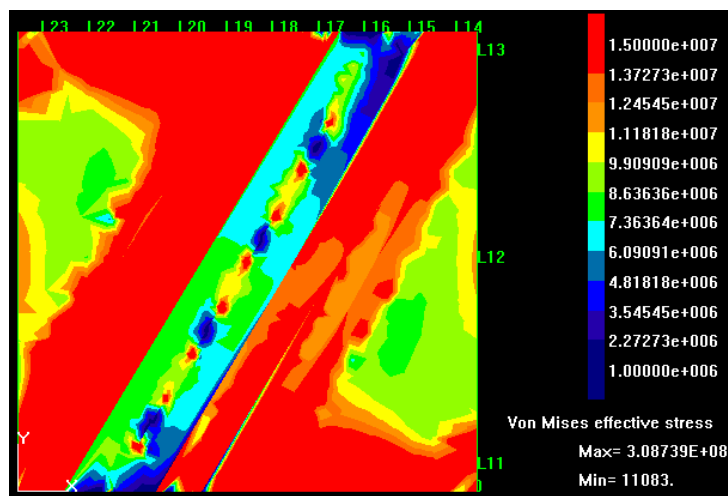
Internett adresser

GeoOrient: www.earth.uq.edu.au/rodh/software/

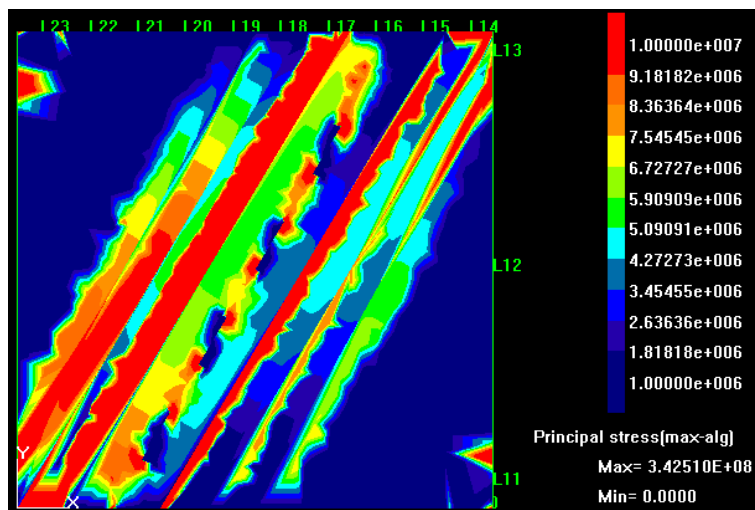
NGU sin fjellbrønndatabase 2003: www.ngu.no/kart/bronndatabasen/viewer.htm

Appendiks

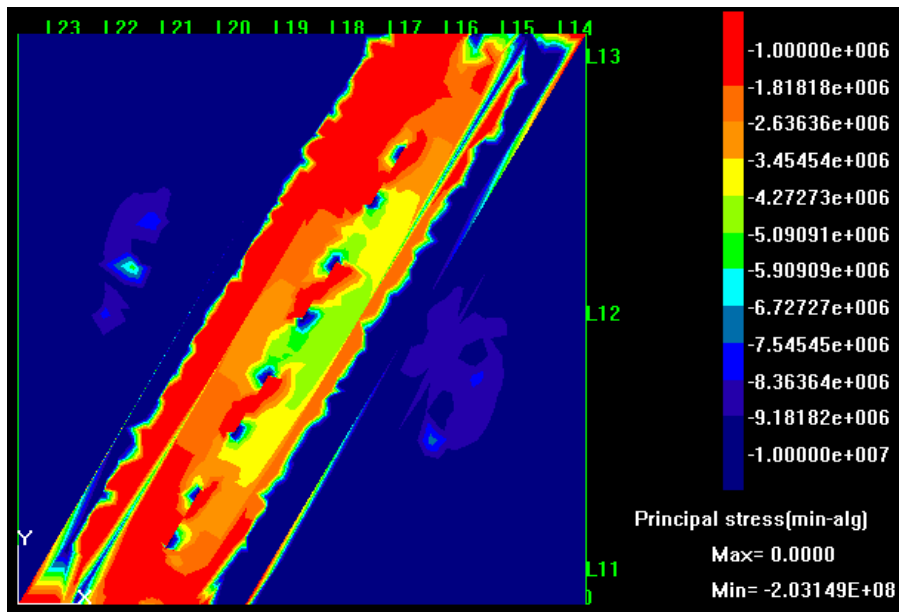
Resultat av andre modelleringer i avsnitt 7.4.4. Forkastning modellert med 30° vinkel på største spenningsakse.



Forkastning med 30° vinkel til s_1 . Horisontal kompresjon er 10 MPa og modellen er fremstilt med skjærspenning. Skala i MPa.

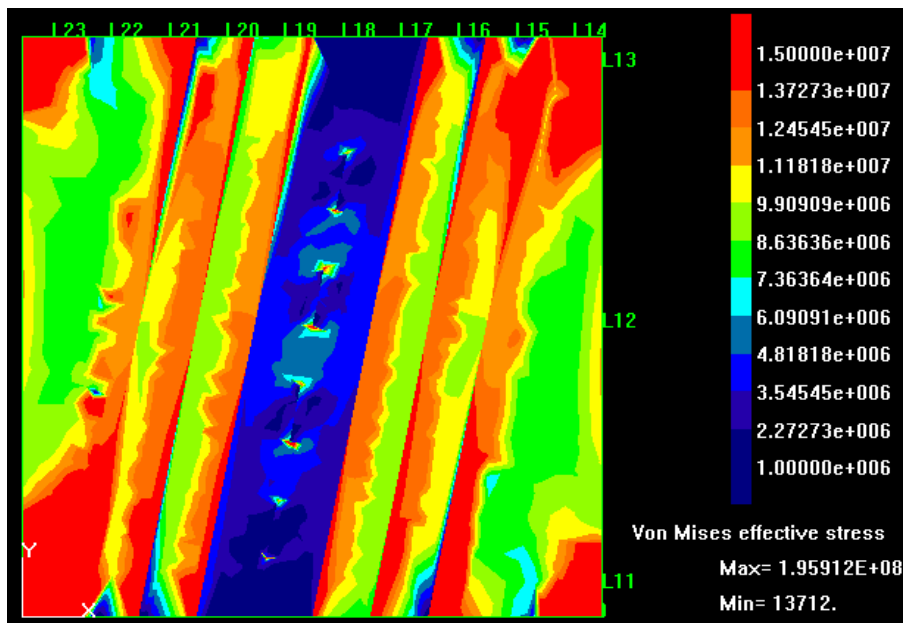


Forkastning med 30° vinkel til s_1 . Horisontal kompresjon er 10 MPa og modellen er fremstilt med tensjonsspenning. Skala i MPa.

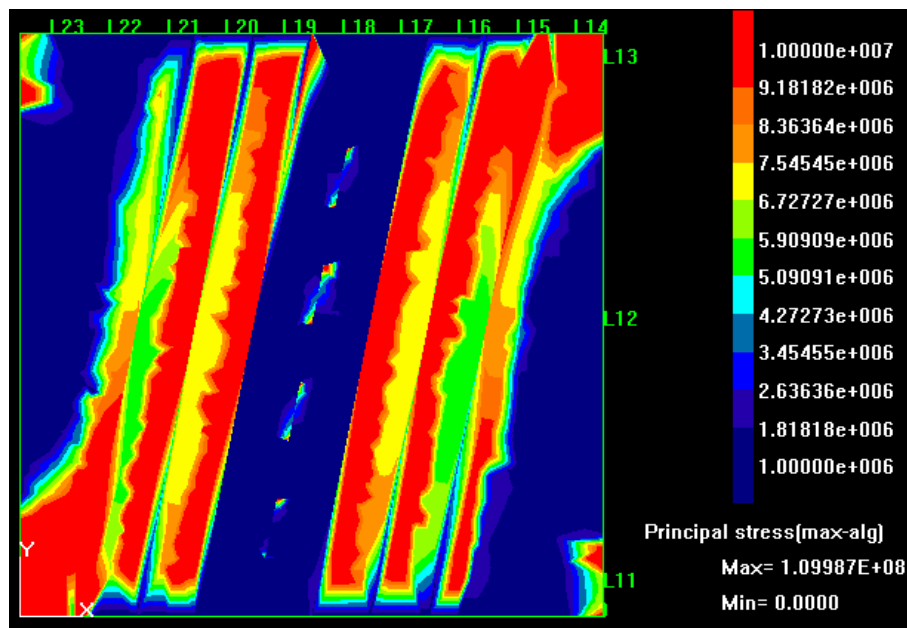


Forkastning med 30° vinkel til S_1 . Horizontal kompresjon er 10 MPa og modellen er fremstilt med kompresjonsspenning. Skala i MPa.

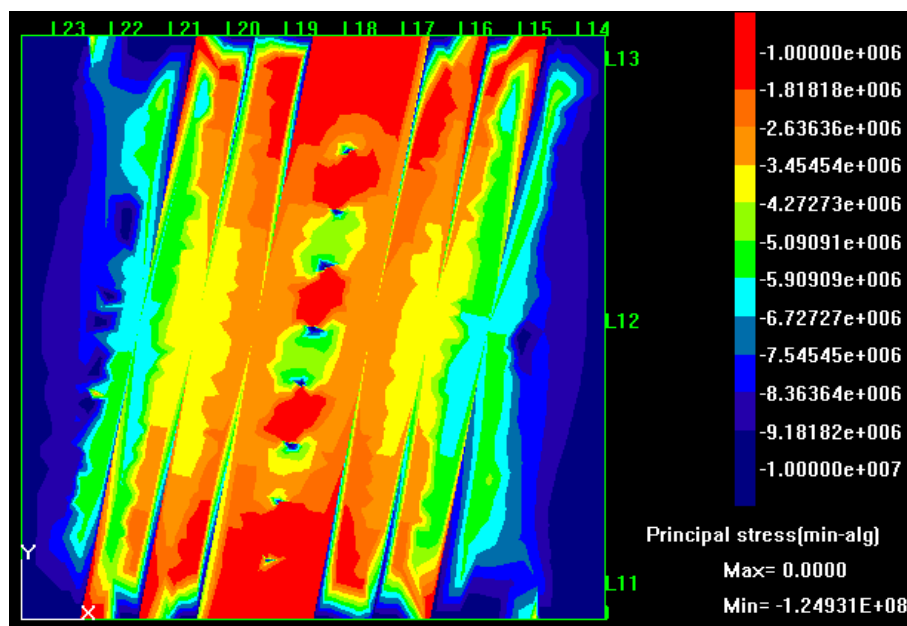
Forkastning modellert med 10° vinkel på største spenningsakse.



Forkastning med 10° vinkel til S_1 . Horizontal kompresjon er 10 MPa og modellen er fremstilt med skjærspenning. Skala i MPa.



Forkastning med 10° vinkel til s_1 . Horizontal kompresjon er 10 MPa og modellen er fremstilt med tensjonsspennning. Skala i MPa.



Forkastning med 10° vinkel til s_1 . Horizontal kompresjon er 10 MPa og modellen er fremstilt med kompresjonsspennning. Skala i MPa.

