

Kryp i frossen jord

Kaja Sørvig Østbye

Bygg- og miljøteknikk

Innlevert: juni 2018

Hovedveileder: Gustav Grimstad, IBM

Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet
Institutt for bygg- og miljøteknikk



Oppgavens tittel: Kryp i frossen jord	Dato: 07.06.2018
	Antall sider (inkl. bilag): 138
	Masteroppgave x
Navn: Kaja Sørvig Østbye	
Faglærer/veileder: Gustav Grimstad	

Sammendrag:

Frossen jord er jord med temperatur under 0°C og kan beskrives som en naturlig kompositt bestående av mineralkorn, ufrosset vann, is og luft. Til sammen utgjør disse elementene et komplekst viskoplastisk materiale med svært temperaturavhengige egenskaper. Innhold av ufrosset vann og is forårsaker et kryogenisk sug i jorden som er karakteristisk for materialet. Faserelasjonen er spesielt viktig for varm frossen jord, som har temperatur nær smeltepunktet, der betydelige faseendringer finner sted. Varm frossen jord kjennetegnes av kryppoppførsel som kan forårsake betydelige setninger og gjøre skade på infrastruktur og bygninger i et arktisk klima. Temperatur og spenning er avgjørende for krypprosessen, og er variabler som må implementeres ved modellering av frossen jord.

Ghoreishian Amiri et al. (2016b) har utviklet en elastisk-viskoplastisk modell for mettet frossen jord. For å vurdere kryppformuleringen i modellen har NTNU kjøpt en ny treaksialcelle med temperaturkontroll. Forsøksutstyret ble installert høsten 2017 og er testet for første gang i denne masteroppgaven. Det er utarbeidet en laboratorieprosedyre som skal danne grunnlag for et doktorgradsarbeid innen samme tema med oppstart høsten 2018.

For å vurdere hvordan temperatur og spenning påvirker kryppoppførsel er det utført udrenerte skjær- og kryppforsøk på kunstig frosset Eberg-leire ved tre ulike temperaturer. Skjærforsøkene er utført for å beregne mobiliseringsgraden til kryppforsøkene. Resultater fra kryppforsøkene er sammenstilt med tidligere enaksiale kryppforsøk og teori fra litteraturstudien.

Fra sammenstillingen er det funnet at kryppkurven til frossen jord kan deles inn tre deformasjonsfaser: primær-, sekundær- og tertiærkryp, som kjennetegnes av henholdsvis avtakende, konstant og økende tøyningshastighet. I Norge er Janbus formulering av tidsmotstand tradisjonelt brukt for å beregne kryppdeformasjoner, og matematisk kan primær- og sekundærkryp beskrives av følgende kryppparametere: tidsmotstandstall (r_s), initial tidsmotstand (R_0), varighet av primær kryppfase (t_1) og tidsmotstand ved sekundærkryp (R_1). Kryppparametere er svært avhengig av isinnhold og isens reologiske egenskaper, som begge i stor grad er styrt av spenning og temperatur. Tolkning av egne og tidligere forsøk viser at tidsmotstandstallet avtar med økende aksialspenning og tenderer til å først avta, og deretter øke, med avtakende temperatur. Initial tidsmotstand avtar eksponentielt med økende aksialspenning, og tenderer til å øke med avtakende temperatur. Det er observert at varigheten av primær kryppfase øker med temperatur og avtakende aksialspenning. Tidsmotstanden ved sekundærkryp avtar med økende spenningsnivå.

For å vurdere kryppformuleringen i den elastisk-viskoplastiske modellen for mettet frossen jord må det utføres flere kryppforsøk. I det videre laboratoriearbeidet vil det være nødvendig å utbedre enkelte problemer knyttet til temperaturstyring og lokal deformasjonsmåling ved treaksialforsøk. Videre studier av isens reologiske egenskaper og effekten av jordens mineralsammensetning og saltinnhold på kryppoppførsel vil også være nyttig ved vurdering av formuleringen. Til sammen vil det videre arbeidet føre til en økt materialforståelse av frossen jord.

Stikkord:

1. Frossen jord
2. Kryp
3. Treaksialforsøk
4. Eberg

Kaja Sørvig Østbye

Kaja Sørvig Østbye

MASTEROPPGAVE

Vår 2018

Student: Kaja Sørvig Østbye

Kryp i frossen jord

BAKGRUNN

I løpet av de siste tiårene har det blitt vanligere å bygge konstruksjoner i et arktisk klima, og behovet for kompetanse om frossen jord øker. Frossen jord kan beskrives som en naturlig kompositt, bestående av mineralkorn, ufrosset vann, is og luft. De mekaniske egenskapene til materialet er svært avhengig av temperatur og spenning, som er avgjørende for faserelasjonen mellom ufrosset vann og is. Faserelasjonen er spesielt viktig for varm frossen jord, som har temperatur nær smeltepunktet, der betydelige faseendringer finner sted. Varm frossen jord kjennetegnes av kryppoppførsel som kan forårsake betydelige setninger og gjøre skade på infrastruktur og bygninger i et arktisk klima.

For å beskrive den komplekse materialoppførselen til frossen jord har det blitt utviklet en elastisk-viskoplastisk modell for mettet frossen jord ved NTNU. Formuleringene i modellen er testet opp mot data fra tidligere treksialforsøk med gode resultater. For å oppnå økt materialforståelse og vurdere kryppformuleringen i modellen er det likevel ansett nødvendig å teste modellen opp mot et bredere datagrunnlag. NTNU har derfor kjøpt inn en ny treksialcelle med temperaturkontroll for å utføre treksialforsøk på frossen jord.

OPPGAVE

Hensikten med oppgaven er å undersøke hvordan spenning og temperatur påvirker kryp i frossen jord. Ved å benytte den nye treksialcellen skal det utføres en serie udrenerte skjær- og krypforsøk på frossen jord ved varierende temperatur og mobiliseringsgrad. Utstyret benyttes for første gang i denne oppgaven. En sentral del av arbeidet vil derfor være å teste og kalibrere utstyret, samt utarbeide en laboratorieprosedyre for utføring av treksialforsøk. Resultatene fra krypforsøkene skal sammenstilles med tidligere studier og teori for å vurdere hvordan spenning og temperatur påvirker kryppoppførsel til frossen jord.

Arbeidet som blir utført i denne masteroppgaven skal danne grunnlag for et doktorgradsarbeid innen samme tema med oppstart høsten 2018.

Hovedveileder:

Gustav Grimstad
Institutt for Bygg, Anlegg og Transport

Sammendrag

Frossen jord er jord med temperatur under 0°C og kan beskrives som en naturlig kompositt bestående av mineralkorn, ufrosset vann, is og luft. Til sammen utgjør disse elementene et komplekst viskoplastisk materiale med svært temperaturavhengige egenskaper. Innhold av ufrosset vann og is forårsaker et kryogenisk sug i jorden som er karakteristisk for materialet. Faserelasjonen er spesielt viktig for varm frossen jord, som har temperatur nær smeltepunktet, der betydelige faseendringer finner sted. Varm frossen jord kjennetegnes av kryppoppførsel som kan forårsake betydelige setninger og gjøre skade på infrastruktur og bygninger i et arktisk klima. Temperatur og spenning er avgjørende for krypprosessen, og er variabler som må implementeres ved modellering av frossen jord.

Ghoreishian Amiri et al. (2016b) har utviklet en elastisk-viskoplastisk modell for mett frossen jord. For å vurdere kryppformuleringen i modellen har NTNU kjøpt en ny treaksialcelle med temperaturkontroll. Forsøksutstyret ble installert høsten 2017 og er testet for første gang i denne masteroppgaven. Det er utarbeidet en laboratorieprosedyre som skal danne grunnlag for et doktorgradsarbeid innen samme tema med oppstart høsten 2018.

For å vurdere hvordan temperatur og spenning påvirker kryppoppførsel er det utført udrenerne skjær- og kryppforsøk på kunstig frosset Eberg-leire ved tre ulike temperaturer. Skjærforsøkene er utført for å beregne mobiliseringsgraden til kryppforsøkene. Resultater fra kryppforsøkene er sammenstilt med tidligere enaksiale kryppforsøk og teori fra litteraturstudien.

Fra sammenstillingen er det funnet at kryppkurven til frossen jord kan deles inn tre deformasjonsfaser: primær-, sekundær- og tertiærkryp, som kjennetegnes av henholdsvis avtakende, konstant og økende tøyningshastighet. I Norge er Janbus formulering av tidsmotstand tradisjonelt brukt for å beregne kryppdeformasjoner, og matematisk kan primær- og sekundærkryp beskrives av følgende kryppparametere: tidsmotstandstill (r_s), initial tidsmotstand (R_0), varighet av primær kryppfase (t_1) og tidsmotstand ved sekundærkryp (R_1). Kryppparameterne er svært avhengig av isinnhold og isens reologiske egenskaper, som begge i stor grad er styrt av spenning og temperatur. Tolkning av egne og tidligere forsøk viser at tidsmotstandstallet avtar med økende aksialspenning og tenderer til å først avta, og deretter øke, med avtakende temperatur. Initial tidsmotstand avtar eksponentielt med økende aksialspenning, og tenderer til å øke med avtakende temperatur. Det er observert at varigheten av primær kryppfase øker med temperatur og avtakende aksialspenning. Tidsmotstanden ved sekundærkryp avtar med økende spenningsnivå.

For å vurdere kryppformuleringen i den elastisk-viskoplastiske modellen for mett frossen jord må det utføres flere kryppforsøk. I det videre laboratoriearbeidet vil det være nødvendig å utbedre enkelte problemer knyttet til temperaturstyring og lokal deformasjonsmåling ved treaksialforsøk. Videre studier av isens reologiske egenskaper og effekten av jordens mineralsammensetning og saltinnhold på kryppoppførsel vil også være nyttig ved vurdering av formuleringen. Til sammen vil det videre arbeidet føre til en økt materialforståelse av frossen jord.

Abstract

Frozen ground is soil with temperature below 0 °C and can be described as a natural composite, consisting of solid grains, unfrozen water, ice and air. Together, these elements form a complex and viscoplastic material with a highly temperature dependent mechanical behaviour. Co-existence of unfrozen water and ice cause a cryogenic suction which is characteristic for the material. The water-ice phase relationship is crucial for warm frozen soil, which has temperature close to the freezing point, where significant phase changes takes place. Warm frozen soil is featured by exposed creep behaviour which can cause great damage on infrastructure and buildings. Temperature and stress have major influence on creep behaviour, and are variables that must be considered when modelling frozen soil.

Ghoreishian Amiri et al. (2016b) have developed an elastic-viscoplastic model for saturated frozen soil. To verify the creep formulation in the model, NTNU has bought a new triaxial cell with temperature control. The equipment was installed during fall 2017 and is tested for the first time in this master thesis. A test procedure for the triaxial cell is established, and is to be used as a guideline for a PhD within the same topic, starting fall 2018.

To evaluate the effect of temperature and stress on creep behaviour, undrained triaxial shear and creep tests at three different temperatures have been performed at artificially frozen clay from Eberg. Shear tests are used to calculate the degree of mobilization in creep tests. Results from triaxial creep tests are compared with results from previous uniaxial creep tests and theory given in the literature study.

The study finds that the creep curve can be divided into three phases: primary, secondary and tertiary creep, identified by decreasing, constant and increasing strain rate. In Norway, Janbu's formulation of time resistance is traditionally used when calculating creep deformation. Primary and secondary creep can be described mathematically by the following creep parameters: time resistance number (r_s), initial time resistance (R_0), duration of primary creep (t_1) and time resistance at secondary creep (R_1). The creep parameters are highly dependent on ice content and rheological properties of ice, which both are affected by stress and temperature. Results from creep tests show that the time resistance number decreases as axial stress increases and tends to first decrease, and subsequently increase, for decreasing temperature. Initial time resistance decreases exponentially with increasing axial stress, and appears to increase with decreasing temperature. Further, it is observed that duration of primary creep increases with temperature and decreasing axial stress. Time resistance at secondary creep decreases with increasing stress.

To evaluate the creep formulation of the elastic-viscoplastic model for saturated frozen soil it is essential to perform further creep tests. Challenges related to temperature control and measurement of local deformation during triaxial tests must be solved in prospective laboratory work. In addition, studying rheological properties of ice and the effect of mineral composition and salt on creep behaviour will be useful when evaluating the model. Together, the further work will increase the understanding of frozen soil behaviour.

Forord

Denne oppgaven er utført i forbindelse med emnet TBA4900 Geoteknikk, masteroppgave våren 2018. Det er i det videre antatt at leseren av oppgaven har grunnleggende kunnskap om geoteknikk. Litteraturstudien har likevel blitt omfattende, da det er en rekke aspekter som skiller frossen jord fra ufrosset jord.

En sentral del av oppgaven har vært å teste en ny treaksialcelle i kuldelaboratoriet på NTNU. Med et nytt utstyr følger mange uforutsette utfordringer, og arbeidet i laboratoriet har tidvis satt både kreativitet og tålmodighet på prøve.

Jeg vil gjerne takke min veileder Gustav Grimstad for hans engasjement i oppgaven og veiledning underveis. Takk til Seyed Ali Ghoreishian Amiri for faglig innspill i arbeidet med oppgaven. Jeg vil også takke Karl Ivar Volden Kvisvik, Espen Andersen og Per Østensen for all bistand knyttet til gjennomføringen av laboratoriearbeidet.

Til slutt vil jeg takke mine medstudenter for motivasjon, hjelp og faglige diskusjoner.

Innhold

Sammendrag	i
Abstract	iii
Forord	v
Innholdsfortegnelse	ix
Tabelliste	xi
Figurliste	xv
Symbolliste	xvi
1 Introduksjon	1
1.1 Bakgrunn	1
1.2 Problemstilling	3
1.3 Avgrensning	3
1.4 Disposisjon	3
2 Litteraturstudie	5
2.1 Frossen jord	5
2.1.1 Telehiv og tinesetninger	6
2.1.2 Kryogenisk sug	6
2.1.3 Modellering av frossen jord	8
2.2 Setninger	10
2.2.1 Konsolidering	12
2.2.2 Kryp	12
2.3 Tilstandsvariabler som påvirker styrke og kryppoppførsel	16
2.3.1 Temperatur	16
2.3.2 Spenning	17

2.3.3	Tid	18
2.3.4	Jordtype	18
2.3.5	Ufrosset vann	19
2.3.6	Is	20
3	Tolkning av krypparametere fra tidligere krypforsøk	23
3.1	Enaksialt trykkforsøk på Karlsruhe-sand	24
3.2	Treaksialt trykkforsøk på Svea-leire	27
4	Forsøk	31
4.1	Utførte rutineundersøkelser	31
4.2	Utførte treaksialforsøk	32
4.3	Forsøksutstyret	33
4.3.1	Komponenter	35
4.4	Prosedyre for treaksialforsøk	37
4.4.1	Prøvepreparasjon	37
4.4.2	Bygge inn prøven	38
4.4.3	Konsolidering	45
4.4.4	Hovedforsøk	50
4.4.5	Bygge ut prøven	50
4.5	Testforsøk og feilkilder	52
4.5.1	Konsolidering	52
4.5.2	Rykkvis pålastning	52
4.5.3	Temperatur	53
4.5.4	Ujevn deformasjon	54
5	Materialbeskrivelse	55
5.1	Beskrivelse av området	55
5.2	Tidligere utførte grunnundersøkelser	56
5.3	Resultater fra rutineundersøkelser	58
6	Resultater og diskusjon av skjær- og krypforsøk	61
6.1	Konsolidering	62
6.2	Skjærforsøk	63
6.3	Krypforsøk	65
6.3.1	Resultater	65
6.3.2	Sammenlikning med litteratur og resultater fra tidligere krypforsøk	67
7	Konklusjon og videre arbeid	69
7.1	Konklusjon	69
7.2	Videre arbeid	70
	Referanseliste	73
A	Materialbeskrivelse	79
A.1	Oversiktskart	80
A.2	Resultater fra rutineundersøkelser	81

A.3	Resultater fra tidligere grunnundersøkelser	82
B	Kryp- og skjærforsøk	85
C	Feilkilder	107
D	Bestemmelse av styrke- og krypparametere	111
D.1	Bestemmelse av styrkeparametere	112
D.2	Bestemmelse av krypparametere	113

Tabeller

4.1	Utførte skjær- og krypforsøk. *Temperaturstyring feilet, mislykket forsøk.	32
4.2	Tegningsforklaring av oppsett av treaksialcelle.	33
4.3	Tegningsforklaring av celletverrsnitt.	34
5.1	Parametere og resultater fra rutineundersøkelser på Eberg-leire (ufrosset tilstand).	60
6.1	Krypparametere for Eberg-leire.	65
B.1	Forsøksoversikt	85

Figurer

1.1	Skjematisk tegning av strukturen i frossen jord. Etter Yamamoto og Springman (2014).	1
2.1	Permafrost på den nordlige og sydlige halvkule (Brown et al., 1997). . . .	6
2.2	Mekanismer for kryogenisk sug etter Ghoreishian Amiri et al. (2016a). . .	7
2.3	Snitt i frossen jord med definisjon av effektivspenning i henhold til Li et al. (2002).	8
2.4	Snitt i frossen jord med definisjon av fast-stoff-spenning i henhold til Ghoreishian Amiri et al. (2016b).	9
2.5	Prinsippskisse av setningenes tidsforløp for en drenert tilstand ved pålastning av et materiale (Sandven et al., 2017).	11
2.6	Umiddelbar og forsinket setning sammenliknet med primær- og sekundærsetning (Bjerrum, 1967).	11
2.7	Ideell krypkurve med notasjon. Kurve a), b) og c) viser henholdsvis tøyning, tøyningshastighet og tidsmotstand mot tid.	13
2.8	Definisjon av tidsmotstand R (Sandven et al., 2017).	14
2.9	Spenning-tøyningskurver for frossen silt ved varierende temperatur og celletrykk (Yuanming et al., 2010).	16
2.10	Spenning-tøyningskurver for frossen silt ved varierende celletrykk ($T = -6\text{ }^{\circ}\text{C}$) (Yuanming et al., 2010).	17
2.11	Variasjon av skjærstyrke for økende celletrykk (Andersland, 1994).	17
2.12	Variasjon i tøyningshastighet under sekundærkryp ved ulike celletrykk og deviatorspenninger (Arenson og Springman, 2005).	18
2.13	Metningsgrad av ufrosset vann mot temperatur ved frysing og tining av tre ulike jordtyper: A, B og C (Tian et al., 2014).	19
2.14	Effekt av totalt vanninnhold på enaksial trykkstyrke for frossen sand ved $-12\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Andersland, 1994).	20
2.15	Klassiske krypkurver for varierende isinnhold (Andersland, 1994).	21
3.1	Tidsmotstandstallet, r_s , ved varierende aksialspenning, σ_1 (Karlsruhe-sand). 25	25

3.2	Initial tidsmotstand, R_0 , ved varierende aksialspenning, σ_1 (Karlsruhe-sand).	25
3.3	Varighet av primær kryppfase, t_1 , ved varierende aksialspenning, σ_1 (Karlsruhe-sand).	25
3.4	Tidsmotstand under sekundærkryp, R_1 , ved varierende aksialspenning, σ_1 (Karlsruhe-sand).	26
3.5	Parametervalg ved lineær regresjon av primær kryppfase. For funksjonen $y = ax + b$ svarer a til r_s og b til R_0 .	26
3.6	Tidsmotstandstallet, r_s , for varierende temperatur og aksialspenning (Svea-leire).	28
3.7	Initial tidsmotstand, R_0 , for varierende temperatur og aksialspenning (Svea-leire).	28
3.8	Varighet av primær kryppfase, t_1 , for varierende temperatur og aksialspenning (Svea-leire).	29
3.9	Tidsmotstand ved sekundær kryp, R_1 , for varierende temperatur og aksialspenning (Svea-leire).	29
4.1	Oppsett av treaksialcelle i kuldolaboratoriet.	33
4.2	Tverrsnitt av celle med innebygd leirprøve.	34
4.3	Prøve etter frysing i bad med denaturert etanol og 2-Propanol.	38
4.4	Celletrykkstempel (nederst) og baktrykkstempel (øverst) kan reguleres fra eget kontrollpanel eller GDSLAB på monitor.	39
4.5	Innbygging av prøve. Prøven på pidestall med gummihud, filtre, O-ringer og toppstykke.	40
4.6	Innbygging av prøve. Montering av lokale LVDT-er.	41
4.7	Reguler stempelet og flytt cellen inn i forsøksriggen ved hjelp av en plate.	42
4.8	LabVIEW: <i>Start/End</i> -fanen.	43
4.9	Styring fra kontrollpanel.	44
4.10	LabVIEW: <i>Constant Rate</i> -fanen.	44
4.11	Logging i GDSLAB.	46
4.12	Lagringsalternativer i GDSLAB.	47
4.13	Valg av filnavn og lokasjon i GDSLAB.	47
4.14	<i>Setup Sample</i> i GDSLAB.	47
4.15	Valg av testtype i GDSLAB.	48
4.16	Valg stoppkriterier for logging i GDSLAB.	48
4.17	Testplan i GDSLAB.	49
4.18	Valg av grafer i GDSLAB.	49
4.19	Jevn volumendring under konsolidering indikerer lekkasje.	52
4.20	Logging i LabVIEW viser rykkvis pålastning.	53
4.21	Etylenglykol har diffundert inn i prøven slik at endene har tint. Dette resulterer i en ujevn deformasjon.	54
5.1	Plassering av borhull og tidligere grunnundersøkelser i området. Kart hentet fra Norgeskart (2018).	56
5.2	Historisk kart over området 1937 - 2016. Aktuelle borhull markert med rødt. Hentet fra FINN (2018).	57
5.3	Kvartærgeologisk kart over Eberg. Hentet fra NGU (2018).	57

5.4	Utskyvning av prøver viser enkelte skjellrester, sand- og gruskorn.	59
5.5	Kornfordeling Eberg-leire etter hydrometeranalyse.	59
6.1	Volumendring ved konsolidering av treaksialforsøk på Eberg-leire ved ulike temperaturer.	62
6.2	Spenning-tøyningskurver for Eberg-leire ved ulike temperaturer.	64
6.3	Kohesjon for Eberg-leire ved ulike temperaturer.	64
6.4	Krypkurver for Eberg-leire ved ulike temperaturer. Kurve a), b) og c) viser henholdsvis tøyning, tøyningshastighet og tidsmotstand mot tid.	66
A.1	Plassering av borhull. Kart hentet fra Norgeskart (2018).	80
A.2	Data fra utførte rutineundersøkelser	81
A.3	CPTU fra undersøkelser utført av SINTEF/NTH (Sandven, 1990).	82
A.4	Indekstester fra undersøkelser utført av SINTEF/NTH (Sandven, 1990).	83
B.1	Flotten - S01	87
B.2	Flotten - S02	88
B.3	Flotten - S02	89
B.4	Flotten - K01	90
B.5	Flotten - K01	91
B.6	Eberg - S01	92
B.7	Eberg - S01	93
B.8	Eberg - K01	94
B.9	Eberg - K01	95
B.10	Eberg - K02	96
B.11	Eberg - K02	97
B.12	Eberg - S03	98
B.13	Eberg - S03	99
B.14	Eberg - K03	100
B.15	Eberg - K03	101
B.16	Eberg - S04	102
B.17	Eberg - S04	103
B.18	Eberg - K04	104
B.19	Eberg - K04	105
D.1	Styrkeparametere	112
D.2	Eksempel på avlesning av kryppparametere fra forsøk utført av Berggren (1983).	114

Symbolliste

$[\mathbf{I}]$	Identitetstensor
$\boldsymbol{\sigma}'$	Effektivspenningstensor
$\boldsymbol{\sigma}^*$	Fast-stoff-spenning
$\boldsymbol{\sigma}$	Totalspenningstensor
χ	$= \frac{A_w}{A}$ forhold mellom ufrosset vann og total vannmengde
δ_i	Initialsetning
δ_p	Primærsetning
δ_s	Sekundærsetning (kryp)
$\dot{\varepsilon}$	Tøyningshastighet
γ	Tyngdetetthet
γ_w	Tyngdetetthet vann
ϕ	Friksjonsvinkel
ρ	Densitet
ρ_i	Densitet is
ρ_s	Korndensitet
ρ_w	Densitet vann
σ_1	Aksialspenning
σ_3	Celletrykk
ε	Tøyning
ε_{s1}	Primær kryptøyning

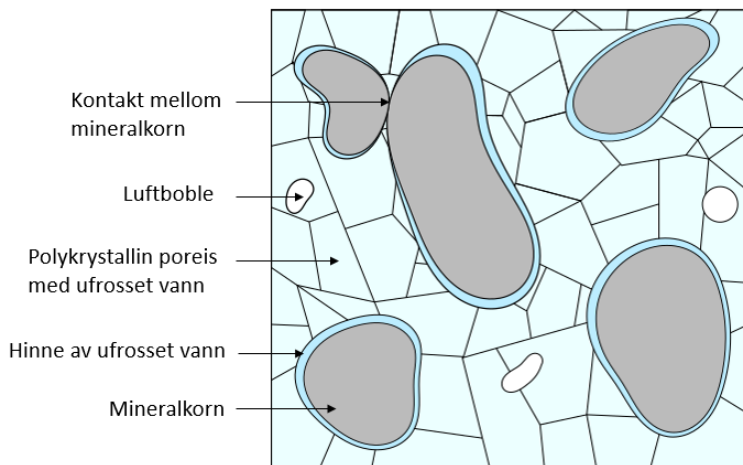
ε_{s2}	Sekundær kryptøyning
ε_s	Kryptøyning
A	Totalt snittareal
a	Attraksjon
A_w	Snittareal av ufrosset vann
c	Kohesjon
c_v	Konsolideringskoeffisient
e	Poretall
f	Mobiliseringsgrad
H	Dreneringshøyde
I_L	Flyteindeks
I_P	Plastisitetsindeks
k	Permeabilitet
L	Spesifikk smeltevarme
M	Ødometerstivhet
n	Porøsitet
p'_c	Prekonsolideringsspenning
p_i	Trykk i is
p_n	Nettospenning
p_w	Trykk i ufrosset vann
R	Tidsmotstand
R_0	Initial tidsmotstand
R_1	Tidsmotstand sekundærkryp
r_s	Tidsmotstandstall
S	Kryogenisk sug (Ghoreishian Amiri et al., 2016b)
s	Kryogenisk sug (Nishimura et al., 2008)
S_r	Metningsgrad
s_r	Omrørt skjærstyrke
S_t	Sensitivitet
s_u	Udreneret skjærstyrke

S_w	Metningsgrad av ufrosset vann
T	Temperatur
t	Tid
T_0	Frysepunkt vann
t_1	Varighet primær krypfase
t_2	Tid ved endt sekundær krypfase
t_p	Primær konsolideringstid
t_r	Referansetid
u	Poretrykk (ufrosset jord)
w	Vanninnhold
w_L	Flytegrense
w_P	Plastisitetsgrense
w_u	Ufrosset vanninnhold
z	Dybde

Introduksjon

1.1 Bakgrunn

I løpet av de siste tiårene har det blitt vanligere å bygge konstruksjoner i et arktisk klima, og behovet for kompetanse om frossen jord øker. Frossen grunn er jord eller berg med temperatur under 0°C . Dersom bakketemperaturen ligger under 0°C to år på rad betegnes den frosne jorden som permafrost. Begrepene er kun definert av temperatur, og er uavhengig av jordens innhold av ufrosset vann og is. Frossen jord kan dermed beskrives som en naturlig kompositt, bestående av mineralkorn, ufrosset vann, is og luft (se figur 1.1).



Figur 1.1: Skjematisk tegning av strukturen i frossen jord. Etter Yamamoto og Springman (2014).

Til sammen utgjør disse elementene et komplekst materiale, hvor de mekaniske egenskapene er svært avhengig av temperatur og spenning. Disse faktorene styrer i stor grad faserelasjonen mellom ufrosset vann og is, og gjør at frossen jord skiller seg fra ufrosset. Når vannet i grunnen fryser til is bindes kornskjelettet sammen. Styrken til jorden øker samtidig som permeabiliteten avtar. Disse egenskapene kan være fordelaktige for å løse geotekniske utfordringer, og utnyttes blant annet ved kunstig grunnfrysing. Temperaturavhengigheten til frossen jord kan også være besværlig, og ved prosjektering i frossen jord må man blant annet ta hensyn til telehiv og tinesetninger.

Global oppvarming og økt menneskelig aktivitet i områder med arktisk klima i løpet av de siste tiårene har bidratt til at permafrosten gradvis tiner og temperaturen i grunnen øker. Flere studier (Qingbai et al., 2002; Wu og Liu, 2005) har av denne grunn tidligere konkludert med at setninger i et arktisk klima hovedsakelig skyldes tinesetninger. I senere tid har det derimot blitt vist at en betydelig andel av setningene også finner sted i den frosne delen av jorda. Disse setningene utarter seg som kryp i den varme delen av permafrosten (Ladanyi, 1983; Jilin et al., 2007; Yu et al., 2013). Kryp er deformasjoner som forekommer over lang tid ved en konstant spenningstilstand. Begrepet varm frossen jord refererer til frossen jord i temperaturområdet hvor betydelige faseendringer finner sted. Dette svarer til temperaturer nær 0°C.

Krypdeformasjoner kan ha stor innvirkning på infrastruktur, spesielt motorveier og toglinjer, hvor kravene til setninger er svært strenge. Kryp i jorden kan forårsake høye vedlikeholds- og reparasjonskostnader, og eventuelle nedleggelse av infrastrukturnettverk under reparasjonsarbeidet kan få betydelige økonomiske og sosiale konsekvenser. Dersom kryp neglisjeres i prosjekteringsfasen kan infrastruktur og bygg potensielt bli skadet, og følgelig ikke vare ut sin estimerte levetid. Om man derimot overestimerer krypdeformasjoner kan det medføre unødvendig bruk av ressurser, og dermed økonomiske og miljømessige tap. For å oppnå en bærekraftig byggeprosess er det derfor viktig å kunne estimere omfanget av kryp i frossen jord.

I løpet av de siste 50 årene har det blitt utført en rekke studier som omhandler de mekaniske egenskapene til frossen jord, spesielt med fokus på temperaturavhengigheten til styrke og kryppoppførsel. Flere beregningsmodeller for frossen jord er blitt utviklet, men det er per i dag ingen enighet om hvilken av disse modellene som er mest korrekte. Ghoreishian Amiri et al. (2016b), ved NTNU, har utviklet en elastisk-viskoplastisk modell for mettet frossen jord. Formuleringene i modellen er tidligere testet, med gode resultater, ved å etterregne laboratoriedata fra skjær- og krypforsøk ved ulike temperaturer og spenninger. For å oppnå økt materialforståelse og vurdere kryptformuleringen i modellen er det likevel ansett nødvendig å teste modellen opp mot et bredere datagrunnlag.

1.2 Problemstilling

Hensikten med oppgaven er å undersøke hvordan spenning og temperatur påvirker kryppoppførselen til frossen jord. For å oppnå dette skal det utføres en litteraturstudie som beskriver faktorer som påvirker styrke og kryppoppførsel i frossen jord. Gjennom denne studien skal krypparametere som definerer kryppkurven til frossen jord matematisk identifiseres. Tidligere kryppforsøk utført av Orth (1986) og Berggren (1983) skal betraktes for å vurdere hvordan krypparameterne fra litteraturstudien varierer med temperatur og spenning.

Videre skal det utføres en serie udrenerte skjær- og kryppforsøk ved varierende temperatur og mobiliseringsgrad på kunstig frosset Eberg-leire. Forsøkene skal utføres ved hjelp av en ny GDS treaksialcelle med temperaturkontroll som ble installert på NTNU høsten 2017. Utstyret benyttes for første gang i denne oppgaven. En sentral del av arbeidet vil derfor være å teste og kalibrere utstyret, samt utarbeide en laboratorieprosedyre for utføring av treaksialforsøk. Det vil bli utført forsøk ved tre ulike temperaturer (ca. $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$, $-2,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ og $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$). For hver temperatur skal det først utføres et skjærforsøk for å finne skjærstyrken til leiren ved den gitte temperaturen. Skjærstyrken skal benyttes til å beregne mobiliseringsgraden, f , til kryppforsøket ved samme temperatur. Mobiliseringsgraden er dermed et mål på spenning som ivaretar temperaturavhengigheten til materialet. Resultatene fra kryppforsøkene skal tolkes med hensyn på krypparametere fra litteraturstudien.

Arbeidet utført i denne masteroppgaven skal danne grunnlag for et doktorgradsarbeid innen samme tema med oppstart høsten 2018. Basert på erfaringer fra laboratoriearbeidet og øvrige studier vil det bli utarbeidet en anbefaling til videre arbeid.

1.3 Avgrensning

Grunnet begrenset plass og tid omhandler denne masteroppgaven primær- og sekundærkryp for varm frossen jord. Oppgaven tar kun for seg krypteorier som er mest brukt og akseptert i Norge. Det foreligger ingen beskrivelse eller vurdering av kryppformuleringen i den elastisk-viskoplastiske modellen for frossen jord utviklet ved NTNU. Tilgjengelig prøvematerialet og tid begrenser antall forsøk som er utført.

1.4 Disposisjon

Opgaven er videre strukturert på følgende måte:

Kapittel 2 er en litteraturstudie som omhandler kryppoppførsel i frossen jord. Kapitlet gir først en introduksjon til frossen jord, samt en kort beskrivelse av utvalgte beregningsmodeller for frossen jord. Videre følger en generell beskrivelse av kryp hvor krypparametere identifiseres. Til slutt foreligger en skildring av tilstandsvariable som har stor innvirkning på kryppoppførsel og styrke.

Kapittel 3 presenterer tolkning av krypparametere (identifisert gjennom litteraturstudien) fra tidligere krypforsøk utført av Orth (1986) og Berggren (1983).

Kapittel 4 omhandler forsøkene som er blitt utført i denne oppgaven. Kapittelet gir en forklaring og skjematisk tegning av forsøksutstyret som er benyttet i treaksialforsøkene. Videre følger et forslag til standard prosedyre for gjennomføring av skjær- og krypforsøk i kuldelaboratoriet.

Kapittel 5 inneholder en materialbeskrivelse av Eberg-leire som er benyttet i den endelige forsøksserien.

Kapittel 6 presenterer og diskuterer resultatene fra skjær- og krypforsøk på Eberg-leire.

Kapittel 7 inneholder konklusjon og gir en anbefaling til videre arbeid.

Kapittel 2

Litteraturstudie

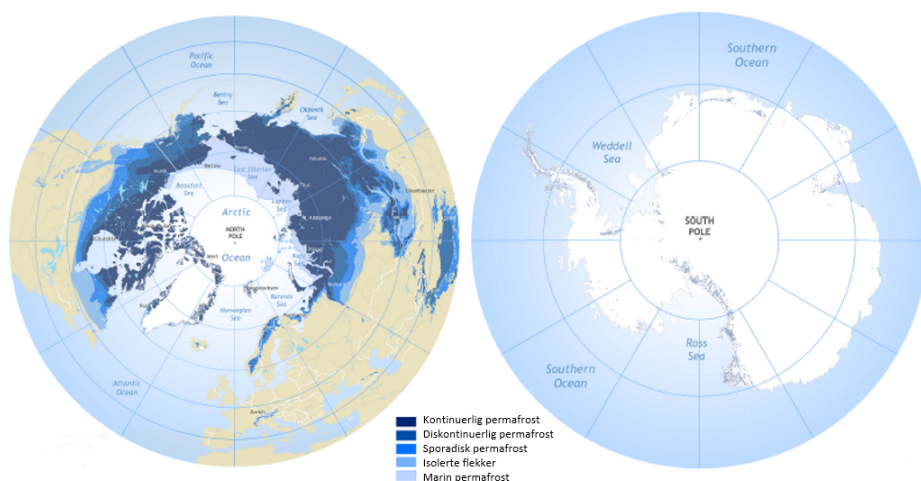
Frossen jord er et viskoplastisk materiale som kjennetegnes av kryppoppførsel og høy styrke. Dette kapitlet gir først en generell introduksjon til frossen jord. Videre følger setnings- og krypteori som er mest benyttet i Norge i dag. Til slutt er tilstandsvariable som påvirker styrke og kryppoppførsel i frossen jord presentert.

2.1 Frossen jord

Frossen grunn er jord eller berg med temperatur under $0\text{ }^{\circ}\text{C}$. Begrepet er kun definert av temperatur, og er uavhengig av jordens innhold av ufrosset vann og is. Egenskapene til frossen jord er svært avhengig av temperatur. Ved temperaturer nær trykksmeltepunktet er materiale elastisk og kjennetegnes av kryp. Ved lavere temperaturer gjør et høyt isinnhold at jorden får økt styrke og blir mindre permeabel. For ingeniørformål kan frossen jord deles inn i to hovedkategorier: naturlig og kunstig frossen jord.

Naturlig frossen jord finnes hovedsakelig i kaldere klimaer, og forekommer ofte i form av permafrost. Permafrost er definert som et område der bakketemperaturen ligger under $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ to år på rad. Dette tilsvarer gjerne områder med en gjennomsnittlig årlig lufttemperatur på under $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$. Områder med permafrost utgjør per i dag omtrent 24% av den nordlige halvkule (Zhang et al., 2003), og finnes blant annet i Norge, Kina, Canada og USA. Figur 2.1 viser fordelingen av permafrost på den nordlige og sydlige halvkule. I Norge finner vi permafrost på Svalbard, enkelte steder i Øst-Finnmark og i høyfjellsområder over hele landet (Gisnås et al., 2017).

Kunstig grunnfrysing er en metode som anvendes til en rekke geotekniske formål, og utnytter at jorden blir sterkere og mindre permeabel med avtakende temperatur. Metoden kan blant annet benyttes for å stabilisere skråninger under utgravning og til midlertidig kontroll av grunnvann. Kunstig grunnfrysning ansees for å være en svært sikker metode som



Figur 2.1: Permafrost på den nordlige og sydlige halvklule (Brown et al., 1997).

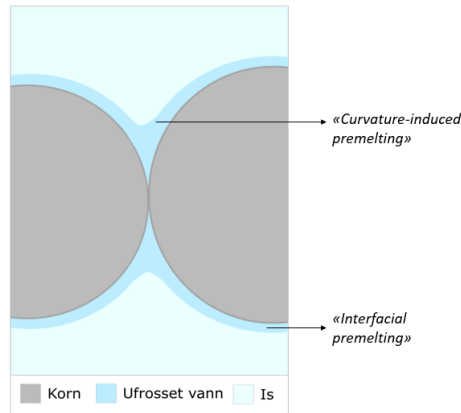
er anvendbar i alle typer jord (Berggren, 2007). Metoden er kostbar, og er derfor først og fremst egnet for midlertidig bruk. Likevel kan kunstig grunnfrysing benyttes til å evaluere og kontrollere geotekniske utfordringer knyttet til frysing og tining av grunnen (Chang og Lacy, 2008).

2.1.1 Telehiv og tinesetninger

Når jorden fryser oppstår et kryogenisk sug, og ufrosset vann blir dratt mot området der isdannelsen finner sted. Ved frysing utvider vannet seg ca. 9%, og akkumulasjonen av vann ved dannelse av islinser eller islag gir en volumøkning i jorden. Volumekspansjonen fører til telehiv, som kan forårsake store deformasjoner og skader på veier og annen infrastruktur. Teleløsning i jorden om våren vil gi setninger og redusere jordens fasthet. Det er viktig å skille deformasjoner grunnet frysing og tining av jorden fra krypdeformasjon, som kun er knyttet til spenningstilstanden i jorden. Ved tinesetninger skyldes volumreduksjonen i jorden faseendringen fra is til vann, samt at mengden vann som frigjøres fra islinser og/eller islag er større enn absorberingsevnen til jorda. Overflødig vann vil derfor dreneres ut av jorden. Dersom dreneringen hindres av frost i underliggende jordlag vil økt poretrykk redusere fastheten i det tinte jordlaget.

2.1.2 Kryogenisk sug

Kryogenisk sug oppstår som en følge av sameksistensen av ufrosset vann og is. Clausius-Clapeyron likning beskriver likevekten av disse (Henry, 2000). Ved en gitt temperatur vil trykket i vannet og poreisen være ulikt, og likningen uttrykker hvordan damptrykket endrer seg med temperaturen:



Figur 2.2: Mekanismer for kryogenisk sug etter Ghoreishian Amiri et al. (2016a).

$$\frac{dp_w}{\rho_w} - \frac{dp_i}{\rho_i} = \frac{LdT}{T} \quad (2.1)$$

hvor p_w og p_i er trykket i henholdsvis ufrosset vann og is. ρ_w og ρ_i er densiteten til ufrosset vann og is. L er spesifikk smeltevarme, og $dT = T_0 - T$ er differansen mellom temperaturen i jorden, T , og vannets frysepunkt T_0 . Kryogenisk sug er trykkdifferansen mellom vannet og poreisen, og fra likning 2.1 er følgende gyldig (Thomas et al., 2009):

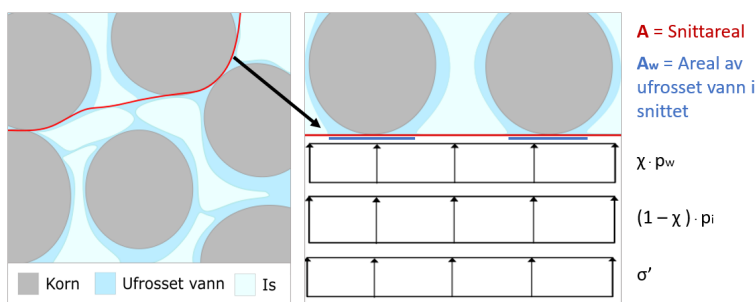
$$S = p_i - p_w = -\rho_i L \ln \frac{T}{T_0} \quad (2.2)$$

Uttrykket for kryogenisk sug gitt over viser at parameteren fanger opp både variasjon av isinnhold og temperatur. For å oppnå en fullstendig materialforståelse for frossen jord er derfor viktig å forstå mekanismene bak kryogenisk sug.

Ifølge Wettlaufer og Worster (2006) er tilstedeværelsen av ufrosset vann et resultat av to effekter: ”*curvature-induced premelting*” og ”*interfacial premelting*”, som illustrert i figur 2.2. Den førstnevnte mekanismen skyldes overflatespenningen som oppstår fra vannet som er fanget mellom mineralkornene. Dette vannet blir underkjølt, og etter Gibbs Thomsons lov oppstår en effekt som minner om kapillært sug. Kornene i jorda bindes sammen, og styrken øker. Effekten av ”*curvature-induced premelting*” er dominerende i frossen jord med lavt isinnhold (ved høy temperatur). ”*Interfacial premelting*” skyldes den tynne vannhinnen som skiller mineralkornene fra poreisen. Det oppstår repulsive krefter mellom kornene og poreisen. Kraftene vil prøve å utvide vannhinnen mellom de to materialene ved å suge til seg mer vann. Dermed vil kornene stadig miste kontakt med hverandre, og stryken til kornskjelettet minker. Denne mekanismen er mest fremtredende i is-rik jord (ved lav temperatur).

2.1.3 Modellering av frossen jord

Det eksisterer flere ulike beregningsmodeller for frossen jord. Formålet med modellene er å fange opp de særegne egenskapene som skiller frossen jord fra ufrosset jord. Man kan skille mellom empiriske modeller, totalspenningsmodeller og effektivspenningsmodeller. Empiriske modeller er ofte basert på enkelte forsøksserier, og en generell svakhet er at modellene kun er anvendbare for gitte grunnforhold og grensebetingelser. Totalspenningsmodeller gir gode beregninger av respons ved ytre laster, men er lite egnet for å beskrive deformasjoner forårsaket av variasjon av isinnhold og/eller temperatur (Ghoreishian Amiri et al., 2016b). Ved å benytte en effektivspenningsmodell kan man unngå utfordringene som er knyttet til de andre modellene. Det finnes en rekke modeller som baserer seg på effektivspenninger, men definisjonen av effektivspenning i frossen jord er derimot ikke entydig i de ulike modellene. Hvorvidt isen betraktes som flytende eller fast stoff er et viktig aspekt ved de ulike modellene.



Figur 2.3: Snitt i frossen jord med definisjon av effektivspenning i henhold til Li et al. (2002).

Li et al. (2002) har utviklet et teoretisk rammeverk der isen inngår som en væske og effektivspenningen er definert ved:

$$\sigma' = \sigma - \chi p_w [\mathbf{I}] - (1 - \chi) p_i [\mathbf{I}] \quad (2.3)$$

hvor σ' er effektivspenningstensoren, σ er totalspenningstensoren, p_w er vanntrykket, p_i er istrykket og $[\mathbf{I}]$ er identitetstensoren. Parameteren χ er definert som $\frac{A_w}{A}$. Der A_w er kontaktarealet til ufrosset vann for et gitt snitt og A er det totale snittarealet (A svarer til arealet av ufrosset vann og is da det er antatt at kontaktarealet til kornene i snittet er 0). Figur 2.3 viser et slikt snitt med spenningsdefinisjonen til Li et al. (2002). Parameteren χ blir ofte satt lik metningsgraden av ufrosset vann S_w . Dermed antar man at arealforholdet mellom ufrosset vann og totalt vanninnhold (ufrosset vann + is) er lik det tilsvarende volumforholdet. Ved å sette $\chi = S_w^{\frac{2}{3}}$ kan man korrigere for forholdet mellom volum og areal.

Formulering i likning 2.3 ignorerer skjærspenningen i is. For is-rik jord vil likningen resultere i en svært lav effektivspenning, da istrykket utgjør en stor andel av totalspenningen. Dersom man benytter et klassisk bruddkriterium på effektivspenningsbasis gir beregninger

ved likning 2.3 en lav skjærstyrke. Dette er en svakhet ved modellen, da skjærstyrken til is bidrar til å øke styrken til jorden betraktelig.

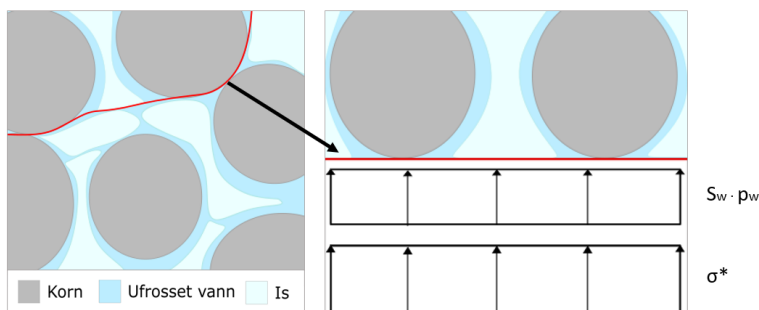
Ved å benytte et bruddkriterium som baserer seg på en annen variabel eller et sett av variable kan man unngå det overnevnte problemet. Nishimura et al. (2008) har valgt å lage et bruddkriterium basert på variablene p_n og s som representerer henholdsvis nettospenning og kryogenisk sug. Variablene er definert ved:

$$p_n = p - \max(p_w, p_i) \quad (2.4)$$

$$s = \max(p_i - p_w, 0) \quad (2.5)$$

hvor p er totalspenning, p_w er vanntrykket og p_i er istrykket.

Til tross for at Nishimura et al. (2008) betrakter isen som en væske, tar modellen hensyn til effekten av isens skjærspenninger gjennom variabelen s . Bruddflaten utvider seg når det kryogeniske suget, s , øker for økende isinnhold. En svakhet ved modellen er at den ignorerer ”interfacial premelting”, og er dermed ikke konsistent med den mikroskopiske beskrivelsen av fryseprosessen - som beskrevet av Wettlaufer og Worster (2006). Grunnet dette vil modellering av en fryseprosess føre til økt istrykk, som resulterer i null eller negativ verdi av nettospenningen, p_n .



Figur 2.4: Snitt i frossen jord med definisjon av fast-stoff-spenning i henhold til Ghoreishian Amiri et al. (2016b).

Ghoreishian Amiri et al. (2016b) har utviklet en elastisk-viskoplastisk modell hvor isen inngår som fast stoff. Modellen baserer seg på to spenningsvariable, σ^* og S , som representerer henholdsvis fast-stoff-spenningen (korn + is) og kryogenisk sug. Variablene er definert ved:

$$\sigma^* = \sigma - S_w p_w [\mathbf{I}] \quad (2.6)$$

$$S = p_i - p_w = -\rho_i L \ln \frac{T}{T_0} \quad (2.7)$$

hvor σ er totalspenningen, S_w er metningsgraden av ufrosset vann, p_w er vanntrykket, p_i er istrykket, ρ_i er tyngdetettheten til is, L er spesifikk smeltevarme, T er temperatur og T_0 er frysepunktet til vann.

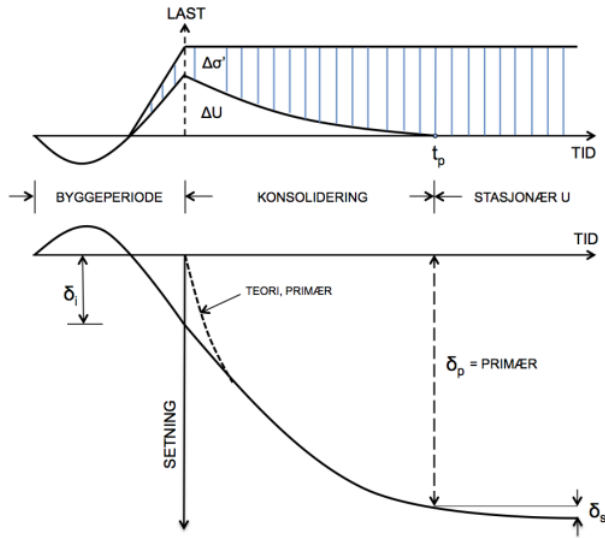
Formuleringen av kryogenisk sug i denne modellen er i tråd med beskrivelsen til Wettlaufer og Worster (2006). Figur 2.4 viser et snitt i jorden med spenningsdefinisjonen til Ghoreishian Amiri et al. (2016b).

2.2 Setninger

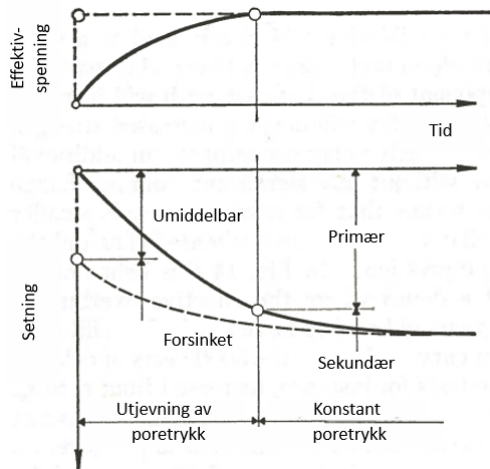
Setninger, langtidsdeformasjon av jord som innebærer volumendring, kan bli delt inn i initial-, primær- og sekundærsetninger som illustrert i figur 2.5. Figuren viser lastfordeling og setningenes tidsforløp. Ved utgraving i starten av byggeperioden avlastes jorden, dette fører til svelling. Videre i byggeperioden øker lasten og spenningene i jorden. Når lastnivået overskrider sin opprinnelige verdi vil et poretrykk introduseres. Setningen som finner sted i løpet av byggeperioden betegnes initialsetning, δ_i , og er elastiske og/eller plastiske deformasjoner som finner sted umiddelbart etter belastning grunnet skjærtøyninger/formendring. Etter endt byggeperiode er lastnivået konstant, og den videre setningen i jorden som er forårsaket av konsolidering (utpressing av porevann) betegnes primærsetning, δ_p (Statens Vegvesen, 2014). Når poretrykket i jorden er utjevnet og konsolideringen i praksis er over, ved t_p , får vi en fase med sekundærsetninger, δ_s . Sekundærsetninger betegnes ofte som kryp, og er deformasjoner som utvikler seg over lang tid ved en konstant spenningstilstand.

I praksis starter krypprosessen før konsolideringen er over, og primær- og sekundærsetningene finner sted samtidig (Statens Vegvesen, 2014). Bjerrum (1967) tar hensyn til denne overlappingen ved å skille mellom umiddelbar ("*instant*") og forsinket ("*delayed*") setning. Den umiddelbare deformasjonen skyldes reduksjon i porevolum samtidig som effektivspenningen øker. Den forsinkete deformasjon er reduksjon av volum ved konstant effektivspenning. Bjerrums definisjoner er et alternativ til den tradisjonelle inndelingen i primær- og sekundærsetning, og sammenhengen mellom de to inndelingene fremkommer av figur 2.6.

I figur 2.6 danner den stiplede linjen grunnlaget for Bjerrums inndeling. Linjen representerer en tenkt lastrespons hvor porevannet ikke er i stand til å ta opp noen spenninger, og all last umiddelbart tas opp som effektivspenninger i kornskjelettet. Grunnet vannets viskositet og permeabiliteten i porestrukturen vil effektivspenningene øke gradvis, og deformasjonen vil i realiteten følge den heltrukne linjen. Tiden det tar før poretrykket er utjevnet avhenger imidlertid av en rekke faktorer som blant annet av dreinsbetingelser, permeabiliteten og tykkelsen til leirlaget. Ifølge Bjerrum er derfor det tradisjonelle skillet mellom primær- og sekundærsetninger svært vilkårlig, og inndelingen er lite egnet for å beskrive jordens oppførsel ut fra effektivspenninger. For de fleste geotekniske formål er det likevel naturlig å sette skille for endt konsolidering ved t_p .



Figur 2.5: Prinsippskisse av setningenes tidsforløp for en drenert tilstand ved pålastning av et materiale (Sandven et al., 2017).



Figur 2.6: Umiddelbar og forsinket setning sammenliknet med primær- og sekundærsetning (Bjerrum, 1967).

2.2.1 Konsolidering

I klassisk endimensjonal konsolideringsteori for ufrosset jord, først presentert av Terzaghi (1923), er primærsetningens tidsforløp gitt av følgende differensiallikning:

$$c_v \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} = \frac{\partial u}{\partial t} \quad (2.8)$$

hvor u er poretrykk, t er tid og z er dybden i jorda. Konsolideringskoeffisienten, c_v , er definert ved $c_v = k \frac{M}{\gamma_w}$, hvor k er permeabilitet, M er ødometerstivhet og γ_w er tyngdetettheten av vann. En fullstendig utledning og løsning av likningen 2.8 er gitt i Terzaghi (1951). Løsning av differensiallikningen gir følgende uttrykk:

$$t_p = \frac{H^2}{c_v} \quad (2.9)$$

hvor t_p er tid ved endt primærkonsolidering og H er dreneringshøyden. Likning 2.9 viser at konsolideringstiden avhenger av leirens stivhet og permeabilitet.

Konsolideringsteori for ufrosset jord danner grunnlaget for konsolideringsteori for frossen jord. Morgenstern og Nixon (1971) har foreslått en endimensjonal konsolideringsteori ved å kombinere Terzaghis klassiske konsolideringsteorien for ufrosset jord med en grensebetingelse ved 0 °C. Modellen antar at frossen jord er inkompressibel, og benytter Terzaghis teori for den tinte delen av jorden.

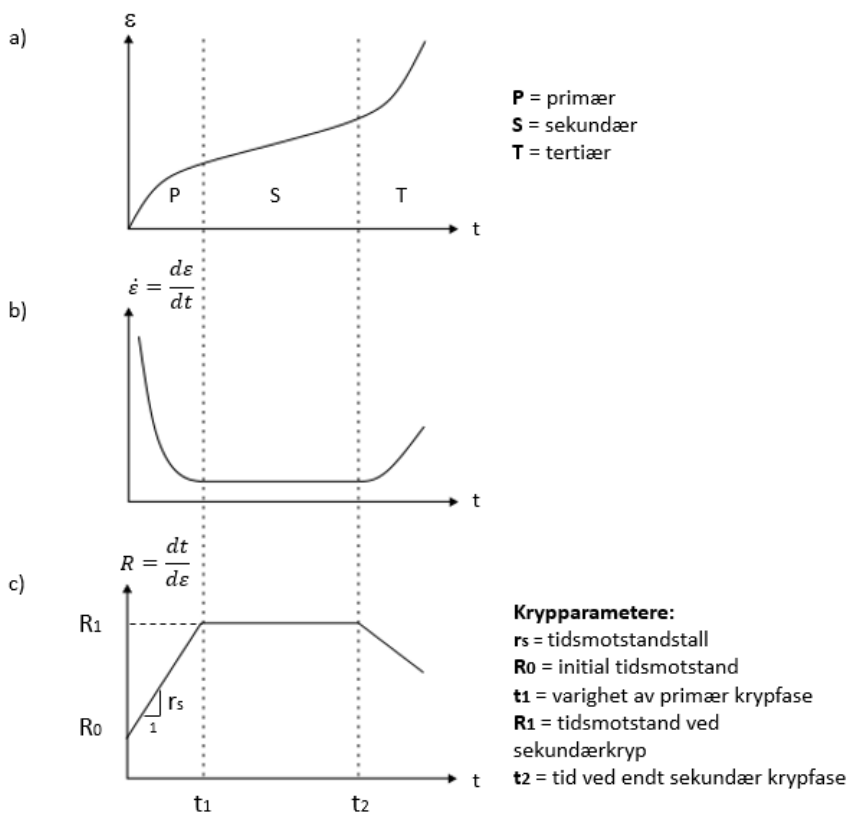
Studier (Lunardini et al., 1982) viser at permeabiliteten til frossen jord er lav, men større enn 0. Permeabiliteten vil avta med avtakende temperatur ettersom isinnholdet i porene øker (Burt og Williams, 1976). Konsolidering av frossen jord er derfor en langsom prosess som ofte er relatert til tining av grunnen.

2.2.2 Kryp

Kryp er deformasjon som finner sted over lang tid ved en konstant spenningstilstand og skyldes nedbrytning av mekaniske og fysiske effekter i og mellom mineralkorn. I ufrosset jord skiller vi mellom skjærkryp og volumetrisk kryp, til tross for at krypformene som regel forekommer samtidig. Skjærkryp er en tidsavhengig skjærdeformasjon forårsaket av en konstant deviatorspenning. Prosessen kan generelt beskrives som en serie av strukturelle endringer i jorda. De strukturelle endringene er ikke jevne, men utarter seg rykkvis (Terzaghi og Peck, 1967). Volumetrisk kryp er, i motsetning til skjærkryp, unikt for jord og skyldes en konstant volumetrisk spenning (Havel, 2004).

Frossen jord har svært lav kompressibilitet, og blir ofte betegnet som inkompressibel for praktiske ingeniørformål. Kryp i frossen jord er derfor først og fremst knyttet til skjærkryp og en konstant deviatorspenning.

Kryppoppførselen til frossen jord avhenger hovedsakelig av tid, temperatur, spenning og jordtype. Dersom temperatur og spenning holdes konstant vil krypkurven til frossen jord



Figur 2.7: Ideell kryppkurve med notasjon. Kurve a), b) og c) viser henholdsvis tøyning, tøyningshastighet og tidsmotstand mot tid.

følge samme forløp som den ideelle kryppkurven til ufrosset jord vist i figur 2.7. Her viser kurve a), b) og c) henholdsvis tøyning, tøyningshastighet og tidsmotstand mot tid. Klassisk krypteori definerer tre deformasjonsfaser: primær-, sekundær- og tertiærkryp, der tøyningshastigheten (gitt i kurve b) er henholdsvis avtakende, konstant og økende.

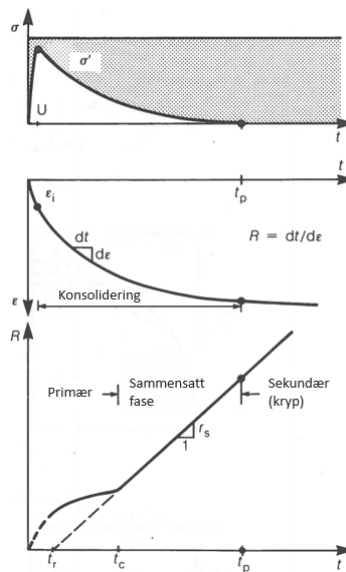
Krypbrudd er definert som diskontinuitet, eller ustabilitet som fører til diskontinuitet. Krypstyrke er definert som spenningsnivået som bringer jorden til brudd etter en gitt tid (Berggren, 2007). Flere kryptemodeller definerer kryptstyrke som overgangen mellom sekundær- og tertiærkryp (Andersland, 1994). Berggren (2007) viser at det er utfordrende å forutsi varigheten til den sekundære kryppfasen, og definerer derfor kryptstyrke som overgangen mellom primær- og sekundærkryp.

I Norge er Janbus formulering av tidsmotstand (Janbu, 1969) tradisjonelt brukt for å regne på sekundærsetninger innen geoteknikk. Formelverket er utviklet av Nilmar Janbu og baserer seg på tolkning av ødometerforsøk. Janbu har definert tidsmotstanden, R , ved følgende likning:

$$R = \frac{dt}{d\varepsilon} \quad (2.10)$$

der dt er endring i tid og $d\varepsilon$ er endring i tøyning. Dersom R er høy er motstanden mot deformasjon stor, og kryp vil utvikle seg langsomt. Figur 2.8 illustrerer at R har en lineær utvikling etter endt konsolidering, $t = t_p$. For $t > t_p$ kan R generelt uttrykkes som en funksjon av referansetiden, t_r , og tidsmotstandstallet, r_s :

$$R = r_s(t - t_r) \quad (2.11)$$



Figur 2.8: Definisjon av tidsmotstand R (Sandven et al., 2017).

I figur 2.7 er tiden nullstilt ved endt konsolidering ($t_p = 0$), og notasjonen for tidsmotstandskurven blir noe annerledes. Følgende krypparametere er definert for primær- og sekundærkryp:

- r_s - tidsmotstandstallet
- R_0 - initial tidsmotstand (tidsmotstand ved t_p)
- t_1 - varighet av primær kryppfase
- R_1 - tidsmotstand under sekundær kryppfase
- t_2 - tid ved endt sekundær kryppfase

Til sammen beskriver krypparameterne over tidsmotstandskurven ved primær- og sekundærkryp, og følgende likninger gyldige:

For primærkryp ($t \in [0, t_1]$):

$$R = \frac{dt}{d\varepsilon_{s1}} = R_0 + r_s t \quad (2.12)$$

Integrasjon med hensyn på t fra 0 til t gir primær kryptøyning, ε_{s1} :

$$\varepsilon_{s1} = \frac{1}{r_s} \ln \left(\frac{R_0 + r_s t}{R_0} \right) \quad (2.13)$$

For sekundærkryp ($t \in [t_1, t_2]$):

$$R = \frac{dt}{d\varepsilon_{s2}} = R_1 = \textit{konstant} \quad (2.14)$$

Integrasjon med hensyn på t fra t_1 til t gir sekundær kryptøyning, ε_{s2} :

$$\varepsilon_{s2} = \frac{t - t_1}{R_1} \quad (2.15)$$

Totalt

Dersom sekundær krypfase er nådd, er den totale kryptøyningen gitt ved å legge sammen likning 2.13 og 2.15:

$$\varepsilon_s = \frac{1}{r_s} \ln \left(\frac{R_0 + r_s t_1}{R_0} \right) + \frac{t - t_1}{R_1} \quad (2.16)$$

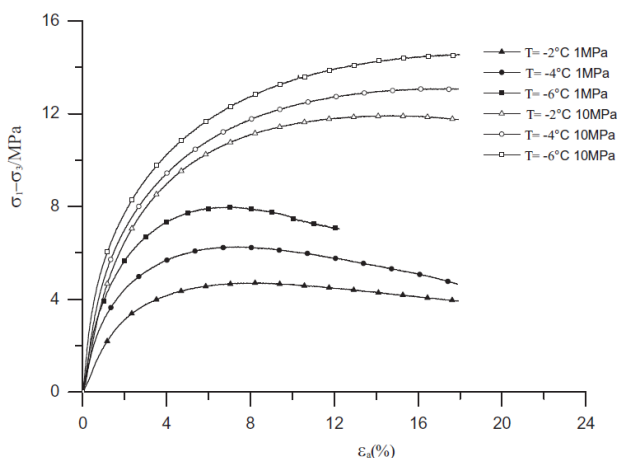
2.3 Tilstandsvariabler som påvirker styrke og kryppoppførsel

Temperatur, spenning, tid, jordtype og innhold av ufrosset vann og is er variabler som påvirker styrke og kryppoppførselen i frossen jord. Effekten av disse er studert i det videre.

2.3.1 Temperatur

Den betydelige temperaturavhengigheten til frossen jord skiller materialet fra ufrosset jord. Temperatur styrer i stor grad faserelasjonen mellom ufrosset vann og is. Når temperaturen minker, øker stryken til jorda, samtidig som plastisiteten avtar (Berggren, 1983), og materialet blir mer sprøtt (Xie et al., 2014). Økt styrke skyldes hovedsakelig økt isinnhold. Avtakende plastisitet skyldes et minkende ufrosset vanninnhold, samt at isen blir mindre duktil ved kaldere temperaturer (Rist og Murrell, 1994). Virkningen av ufrosset vann og isinnhold vil bli nærmere beskrevet i avsnitt 2.3.5 og 2.3.6.

Effekten av temperatur på styrke er blant annet beskrevet i studier av Yuanming et al. (2010), som har utført treaksialforsøk på frossen silt fra jernbanestrekningen Qinghai-Tibet ved ulike celletrykk og temperaturer. Spenning-tøyningskurvene fra enkelte av forsøkene er vist i figur 2.9 og 2.10. Figur 2.9 viser skjærforsøk ved to ulike celletrykk og varierende temperatur. Fra kurvene er det observert at stivheten og skjærstyrken øker med avtakende temperatur.

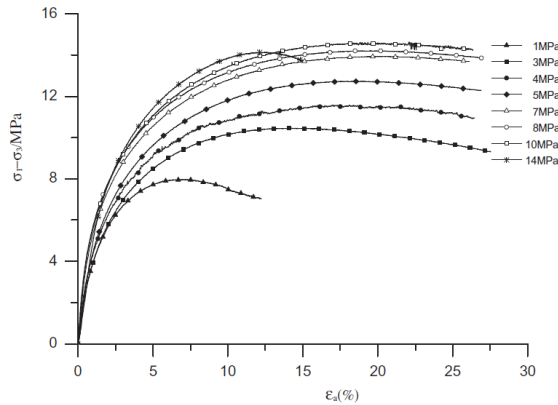


Figur 2.9: Spenning-tøyningskurver for frossen silt ved varierende temperatur og celletrykk (Yuanming et al., 2010).

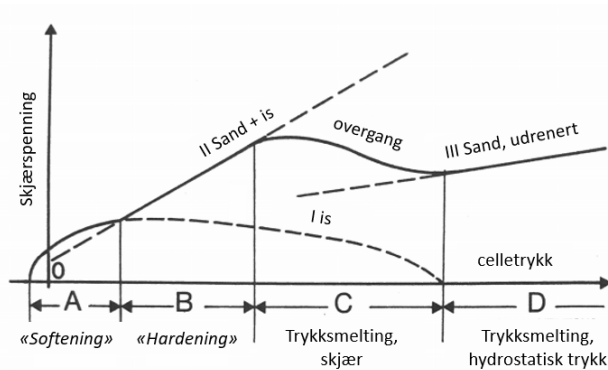
Kryppforsøk på is-rik permafrost av Arenson og Springman (2005) viser at tøyningshastigheten ved sekundærkryp øker, tidsmotstanden R_1 minker, med økende temperatur. Yamamoto og Springman (2014) har observert at trenden er mest fremtredende for temperaturer nær 0 °C, og foreslår at tøyningshastigheten øker eksponentielt med temperatur i dette temperatursjiktet.

2.3.2 Spenning

En rekke studier omhandler effekten av spenning, både i form av celletrykk og aksialspenning, på styrke og kryppoppførsel i frossen jord. Figur 2.10 viser spenning-tøyningskurvene fra forsøk utført av Yuanming et al. (2010) ved varierende celletrykk og konstant temperatur, $T = -6\text{ }^{\circ}\text{C}$. Fra kurvene er det observert at styrken til frossen silt øker med celletrykket inntil celletrykket overstiger en grenseverdi.

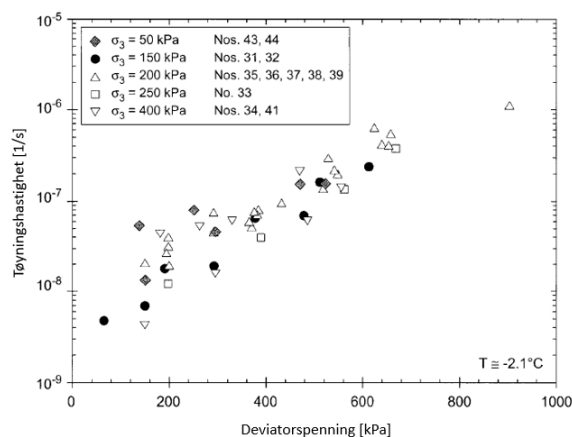


Figur 2.10: Spenning-tøyningskurver for frossen silt ved varierende celletrykk ($T = -6\text{ }^{\circ}\text{C}$) (Yuanming et al., 2010).



Figur 2.11: Variasjon av skjærstyrke for økende celletrykk (Andersland, 1994).

Studier på Ottawa-sand av Chamberlain et al. (1972) og Sayles (1973) viser en lignende oppførsel. Ladanyi (1981) har brukt resultater fra disse forsøkene til å illustrere hvordan skjærstyrken i frossen jord varierer med celletrykket, se figur 2.11. Skjærstyrken øker med celletrykket inntil celletrykket overstiger en grenseverdi hvor trykksmelting oppstår. Trykksmelting av poreisen resulterer i avtakende kryogenisk sug og økt trykk i porevannet,



Figur 2.12: Variasjon i tøyningshastighet under sekundærkryp ved ulike celletrykk og deviatorspenninger (Arenson og Springman, 2005).

og følgelig avtar skjærstyrken. Effekten av trykksmelting vedvarer helt til økningen i celletrykket blir så stor at all isen i jorden smelter. Fra dette punktet vil en økning i celletrykket igjen øke skjærstyrken til jorden, som nå er ufrosset.

Arenson og Springman (2005) har gjennomført krypforsøk ved varierende spenning for å studere effekten på tøyningshastighet. Resultatene, vist i figur 2.12, indikerer at økt deviatorspenning gir økt tøyningshastighet. Observasjonen samsvarer med resultater fra tidligere krypforsøk (Andersland og Akili, 1967; Sayles, 1973).

2.3.3 Tid

Frossen jord betegnes som et viskoplastisk materiale, og både styrke og kryppoppførsel er tids- og rateavhengig. Forsøk av Sayles (1973) viser at den umiddelbare krypstyrken er mellom 5 og 15 ganger større enn langtidskrypstyrken. Arenson et al. (2004) har utført triaksialforsøk på kunstig frossen jord for å undersøke effekten av tøyningshastighet. Resultater fra studien viser at skjærstyrken til frossen jord øker med tøyningshastighet. For en høy tøyningshastighet er det observert en sprø materialoppførsel med høy skjærstyrke ved lav tøyningshastighet er det registrert en mer duktil materialoppførsel som kjennetegnes av større deformasjoner.

2.3.4 Jordtype

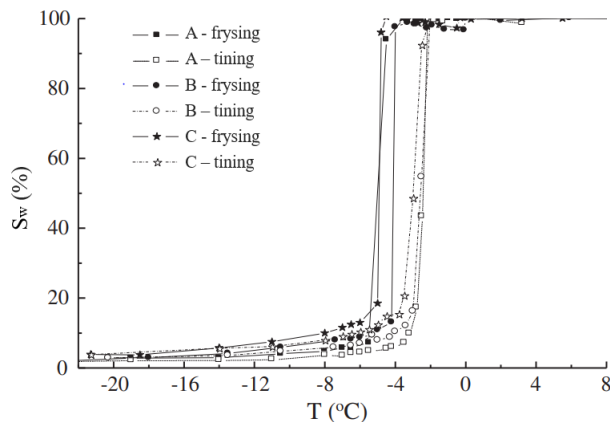
I likhet med ufrosset jord, er mineralsammensetningen og kornfordelingen i jorden avgjørende for styrke og kryppoppførsel i frossen jord. Det finnes flere klassifiseringssystemer for frossen jord, og mange av disse er svært like eller tilsvarende de man finner for ufrosset jord. Tsytoich (1976) har utviklet et grovt/forenklet klassifiseringssystem som

er nyttig for å skille ut hovedtrekk i materialoppførsel. Systemet deler frossen jord inn i tre jordtyper: grovfragmentert jord, sand og leirig jord. For grovfragmenterte jordarter er oppførselen i frossen tilstand svært lik oppførselen i ufrosset tilstand. Forskjellen i skjærstyrke er imidlertid betydelig, og grovfragmentert jord blir sterkere og mer sprø for avtakende temperatur. For temperaturer ned til ca. $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ vil sprø materialoppførsel være mer fremtredende i grovfragmentert jord enn i leirig jord. Dette skyldes at finkornet materiale fortsatt har et betydelig ufrosset vanninnhold for temperaturer ned til $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$, som medfører en plastisk oppførsel (Andersland, 1994). Innhold av organisk materiale vil også gjøre jorden mer plastisk (Berggren, 1983).

2.3.5 Ufrosset vann

Ufrosset vanninnhold, w_u , avhenger av mineralsammensetningen i jorden, spesifikt overflate areal, saltinnhold, temperatur og spenning. Studier viser at det ikke eksisterer et eksakt frysepunkt for frossen jord, men at ufrosset vanninnhold minker med avtakende temperatur (Spaans og Baker, 1996). En andel av vanninnholdet i jorden vil alltid forbli ufrosset, og ligger som en tynn hinne rundt mineralkornene. Vannhinnen oppstår som følge av frysepunktsnedsettelse. Ifølge Watanabe og Mizoguchi (2002) er frysepunktsnedsettelsen hovedsakelig forårsaket av absorberende krefter ved og krumning av overflaten til mineralkornene. Innhold av salter vil også bidra til å senke vannets frysepunkt.

Studier av Tian et al. (2014) viser at ufrosset vanninnhold ved frysing og tining av grunnen ikke følger samme kurve, men derimot viser termisk hysteresis. Fenomenet er illustrert i figur 2.13, som viser metningsgraden av ufrosset vann, S_w , mot temperatur ved frysing og tining av tre ulike jordtyper. Fra kurvene er det observert at ufrosset vanninnhold ved frysing er høyere enn ved tining for en gitt temperatur. Det forskes stadig på mekanismene som forårsaker hysteresis-fenomenet.

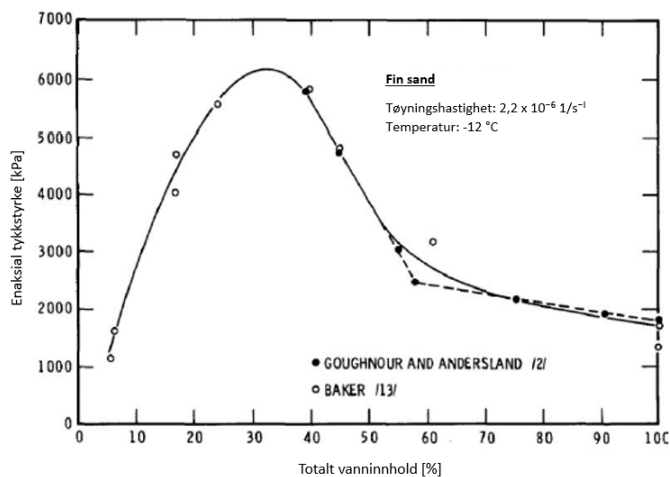


Figur 2.13: Metningsgrad av ufrosset vann mot temperatur ved frysing og tining av tre ulike jordtyper: A, B og C (Tian et al., 2014).

2.3.6 Is

Isinnholdet i jorden styres av de samme faktorene som ufrosset vanninnhold, og temperatur og spenning er to avgjørende tilstandsvariable. Iskrystallene i jorden har en hexagonal struktur, og orienteringen og egenskapene til isen avhenger av forholdene iskrystallene vokser under. Dersom jorden inneholder islinser er disse vanligvis orientert slik at lengderetningen til iskrystallene sammenfaller med retningen til varmestrømmen under frysing. Dette resulterer i et anisotrop materiale (Penner, 1961).

Styrken til jorda avhenger både av isens styrke og isinnholdet. Isens styrke øker med avtakende temperatur, men påvirkes også av spenning, tøyningshastighet og urenheter som luftbobler og salt. Enaksiale trykkforsøk utført av Baker (1979) og Goughnour og Andersland (1968) viser hvordan isinnholdet påvirker styrken, se figur 2.14. For jord med et lavt isinnhold vil skjærstyrken øke med isinnholdet. Dette skyldes at ”*curvature-induced premelting*” binder mineralkornene i jorden sammen. I is-rik jord vil derimot en økning av isinnhold redusere skjærstyrken. Reduksjonen skyldes ”*interfacial premelting*”, der repulsive krefter mellom kornene og poreisen medfører at kornene stadig mister kontakt med hverandre, og skjærstyrken avtar.

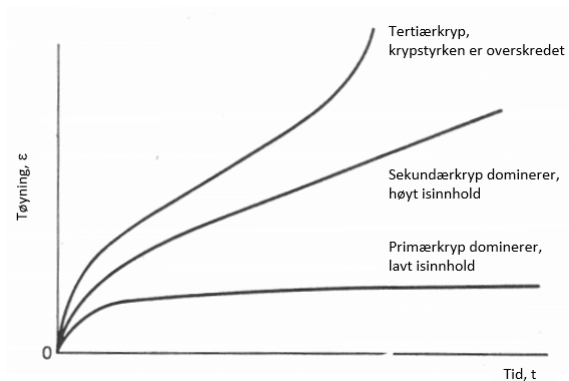


Figur 2.14: Effekt av totalt vanninnhold på enaksial trykkstyrke for frossen sand ved $-12\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Andersland, 1994).

Figur 2.15 viser hvordan kryppoppførselen til jorden avhenger av isinnholdet. Jord med lavt isinnhold kryper mindre en is-rik jord (Arenson, 2003). For jord med et lavt isinnhold vil kryptøyning hovedsakelig forekomme som primærkryp. Sekundærkryp er dominerende for is-rik jord under moderat spenning. I dette tilfellet kan man ifølge Hult (1966) og Ladanyi (1972) neglisjere primærfasen, og betrakte hele krypkurven som lineær.

Kryppoppførselens avhengighet av is er i hovedsak styrt av to effekter: isinnhold og isens reologiske egenskaper. Ved et økende isinnhold blir jorden mer viskøs, og krypmodstanden er forventet å minke. Samtidig er isens reologiske egenskaper temperaturavhengige,

og ved lavere temperaturer vil isen være mindre avhengig av tøyningshastighet (rateavhengig) (Durham og Stern, 2001). Forenklet kan rateavhengigheten oppsummeres i at isens viskositet minker med avtakende temperatur. Effekten bidrar til å øke kryptmotstanden. Temperaturen avgjør hvilken effekt som er dominerende. For temperaturer nær smeltepunktet vil en temperaturreduksjon hovedsakelig føre til endring i isinnhold og kryptmotstanden minker. Ved lavere temperaturer er isinnholdet tilnærmet konstant, og en senkning av temperaturen vil primært påvirke de reologiske egenskapene til isen. Det er forventet at kryptmotstanden øker.



Figur 2.15: Klassiske kryptkurver for varierende isinnhold (Andersland, 1994).

Kapittel 3

Tolkning av krypparametere fra tidligere krypforsøk

Det er blitt gjennomført flere krypforsøk på frossen jord tidligere. I dette kapitlet foreligger en tolkning av resultater fra tidligere krypstudier på Karlsruhe-sand (Orth, 1986) og Svea-leire (Berggren, 1983). For alle forsøk har undertegnede hentet ut følgende krypparametere (identifisert i kapittel 2.2.2):

- r_s - tidsmotstandstallet
- R_0 - initial tidsmotstand
- t_1 - varighet av primær krypfase
- R_1 - tidsmotstand under sekundær krypfase

Til sammen beskriver krypparameterne over kryppkurven for primær- og sekundærkryp, og det er ønskelig å vurdere hvordan disse varierer med temperatur og spenning. Fremgangsmåten for å hente ut krypparameterne er illustrert og beskrevet i vedlegg D.2.

3.1 Enaksialt trykkforsøk på Karlsruhe-sand

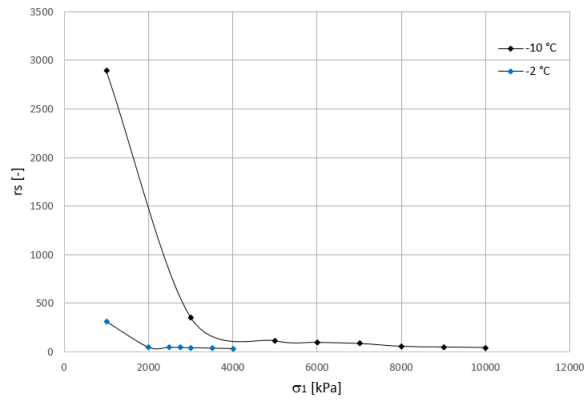
Orth (1986) har gjennomført enaksiale trykkforsøk på kunstig frossen Karlsruhe-sand. Sanden har tørr tyngdetetthet lik $17,2 \text{ kN/m}^3$ og vanninnhold på 18%. Prøvestykkene har en diameter og høyde på 10 cm. Materialet er testet ved -2°C og -10°C for varierende aksialspenning mellom 1 til 10 MPa.

Kryppparameterne tolket ut ifra forsøkene er vist i figur 3.1, 3.2, 3.3 og 3.4. Da skjærstyrken for materialet ved de ulike temperaturene er ukjent, er det uvisst hvilke spenningsnivåer som svarer til samme mobiliseringsgrad for de to temperaturene. Dermed er det utfordrende å fastslå hvordan temperaturen påvirker kryppparameterne.

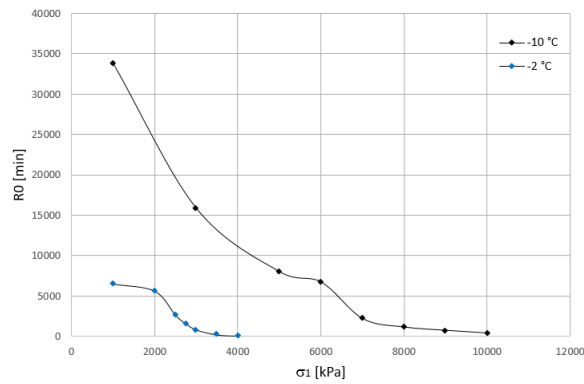
Figur 3.1 viser hvordan tidsmotstandstallet, r_s , varierer med aksialspenning for de to forsøkstemperaturene. Plottet indikerer at tidsmotstandstallet avtar eksponentielt med økende aksialspenning/mobiliseringsgrad. Figuren antyder videre at r_s øker med avtakende temperatur, ettersom kurven for forsøkene ved -2°C ligger under kurven for forsøkene -10°C .

Figur 3.2 viser hvordan initial tidsmotstand, R_0 , varierer med aksialspenning. Det er observert at initial tidsmotstand avtar med økende aksialspenning. For begge forsøkstemperaturene viser kurven for R_0 et knekk/platå i forløpet. Årsaken til platået er trolig at forsøkene med lavest aksialspenning ble avsluttet før sekundær kryppfase. Dermed er varigheten til den primære kryppfasen, t_1 , og tidsmotstanden ved sekundærkryp, R_1 , ukjent. For forsøkene som nådde sekundær- eller tertiær kryppfase er samtlige kryppparameterne bestemt ved å benytte lineær regresjon for primær kryppfase. Valg av R_1 og t_1 , som definerer overgangen mellom primær- og sekundærkryp, er dermed avgjørende for regresjonslinjen. Parameterne R_0 og r_s , som svarer til tidsmotstandskurvens skjæringspunkt med y-aksen og stigningstallet, vil følgelig også påvirkes av valget. Dersom forsøkene som ikke nådde sekundærkryp hadde vært kjørt lenger, ville lineær regresjon for primærfasen trolig ført til en økt initial tidsmotstand og et lavere tidsmotstandstall. Problematikken diskutert ovenfor er illustrert i figur 3.5. Figuren viser to regresjonslinjer: en basert på forsøk avsluttet i primærkryp og en basert på forsøk kjørt til sekundærkryp. Begge regresjonslinjene er gitt av funksjonen $y = ax + b$, der $a = r_s$ og $b = R_0$. Figuren viser at regresjonslinjen basert på forsøket kjørt til sekundærkryp (blå linje) gir en høyere verdi av R_0 og lavere verdi av r_s enn regresjonslinjen basert på forsøket avsluttet i primær kryppfase (svart linje).

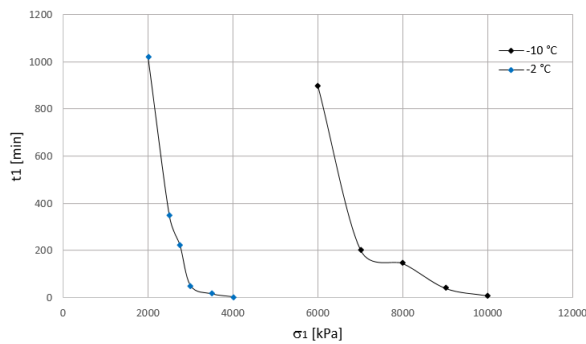
Figur 3.3 og 3.4 viser hvordan henholdsvis varigheten av primær kryppfase, t_1 , og tidsmotstanden ved sekundær kryp, R_1 , varierer med aksialspenning. Grafene indikerer at både t_1 og R_1 avtar eksponentielt med økende aksialspenning.



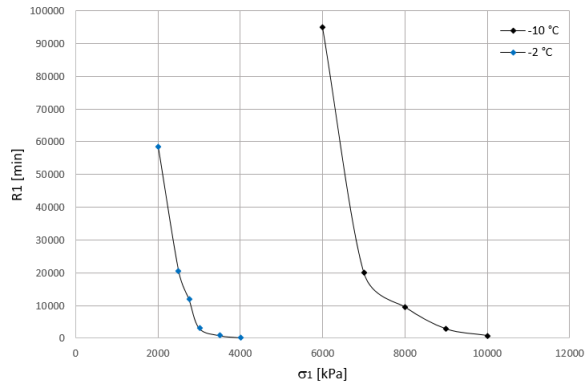
Figur 3.1: Tidsmotstandstallet, r_s , ved varierende aksialspenning, σ_1 (Karlsruhe-sand).



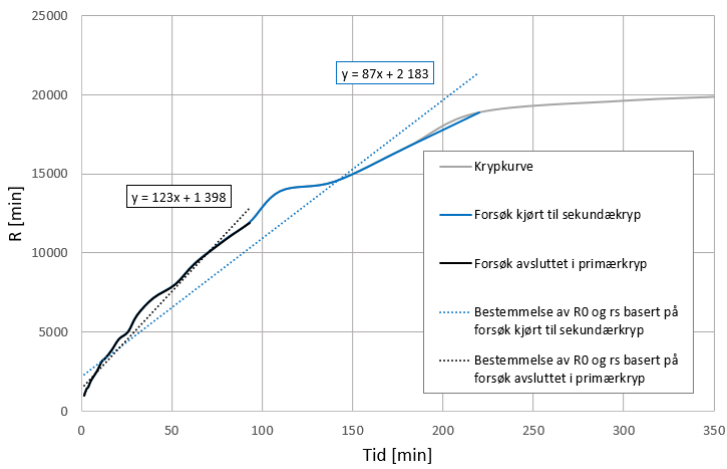
Figur 3.2: Initial tidsmotstand, R_0 , ved varierende aksialspenning, σ_1 (Karlsruhe-sand).



Figur 3.3: Varighet av primær krepfase, t_1 , ved varierende aksialspenning, σ_1 (Karlsruhe-sand).



Figur 3.4: Tidsmotstand under sekundærkryp, R_1 , ved varierende aksialspenning, σ_1 (Karlsruhe-sand).



Figur 3.5: Parametervalg ved lineær regresjon av primær kryppfase. For funksjonen $y = ax + b$ svarer a til r_s og b til R_0 .

3.2 Treaksialt trykkforsøk på Svea-leire

Berggren (1983) har utført krypforsøk på marin permafrostleire fra Svea, Spitsbergen, ved varierende temperatur og deviatorspenning. Svea-leiren har gjennomsnittlig frossen tyngdetetthet på $16,5 \text{ kN/m}^3$ og et totalt vanninnholdet på ca. 30 %. Prøvene er hentet ut, transportert og lagret i frossen tilstand. Det er totalt utført 23 forsøk på Svea-leire, hvor 14 av disse har celletrykk lik 0 kPa. Da de øvrige forsøkene har varierende celletrykk og er lite sammenliknbare, er kun de enaksiale forsøkene betraktet i det videre. Dermed svarer deviatorspenning til aksialspenning. Temperaturen varierer mellom ca. -6°C og -3°C .

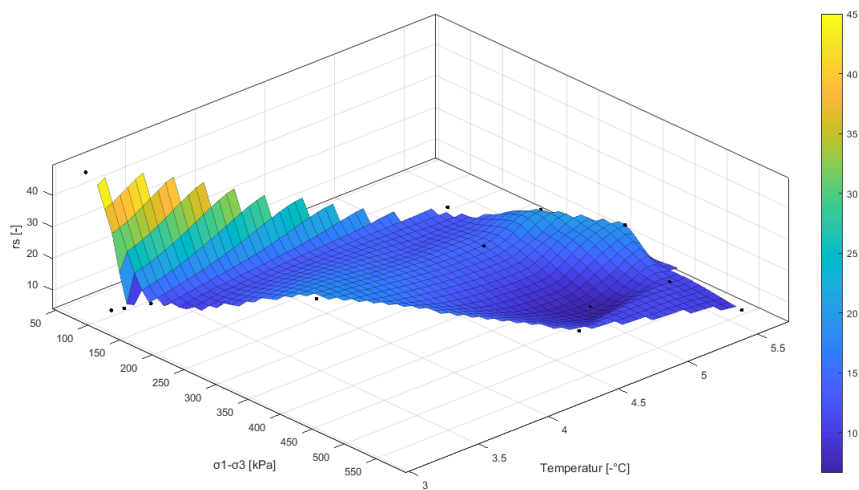
Krypparameterne tolket ut ifra forsøkene er vist i figur 3.6, 3.7, 3.8 og 3.9. Det er benyttet interpolasjon for å plote flatene. Merk at den negative temperaturen er angitt med absoluttverdi i figurene.

Figur 3.6 viser hvordan tidsmotstandstallet, r_s , varierer med temperatur og aksialspenning. Plottet indikerer at r_s avtar med økende aksialspenning. Videre er det observert at r_s først avtar, og deretter øker når temperaturen synker.

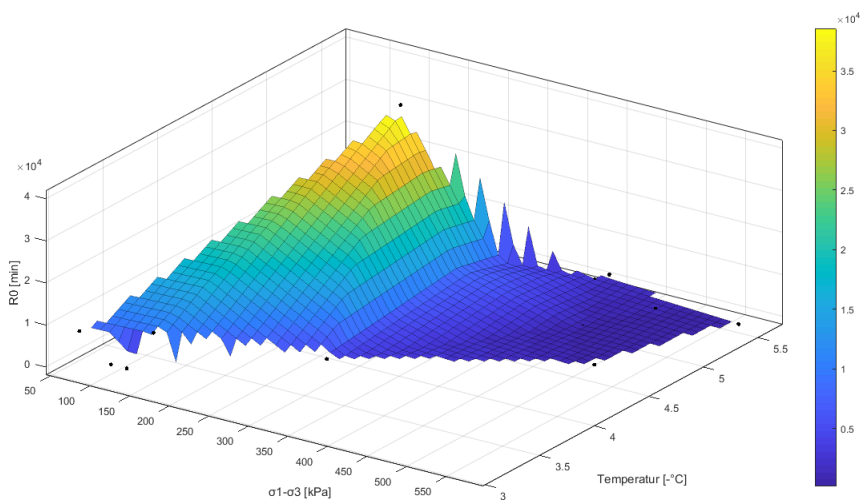
Figur 3.7 illustrerer hvordan R_0 varierer med temperatur og aksialspenning. Figuren viser at R_0 er av størrelsesorden 10^4 min, og øker med avtakende temperatur. Plottet indikerer at R_0 avtar eksponentielt med økende aksialspenning, og det er observert at R_0 øker svært raskt når aksialspenningen blir mindre enn ca. 300 kPa.

Figur 3.8 og 3.9 viser hvordan henholdsvis varigheten av primær krypfase, t_1 , og tidsmotstanden ved sekundær kryp, R_1 , varierer med temperatur og aksialspenning. Fra figur 3.8 er det observert at varigheten av primær krypfase øker med temperatur. Ved kaldeste temperatur og største aksialspenning er t_1 minst. Figur 3.9 antyder at tidsmotstanden under sekundær kryp øker med temperatur og avtakende aksialspenning.

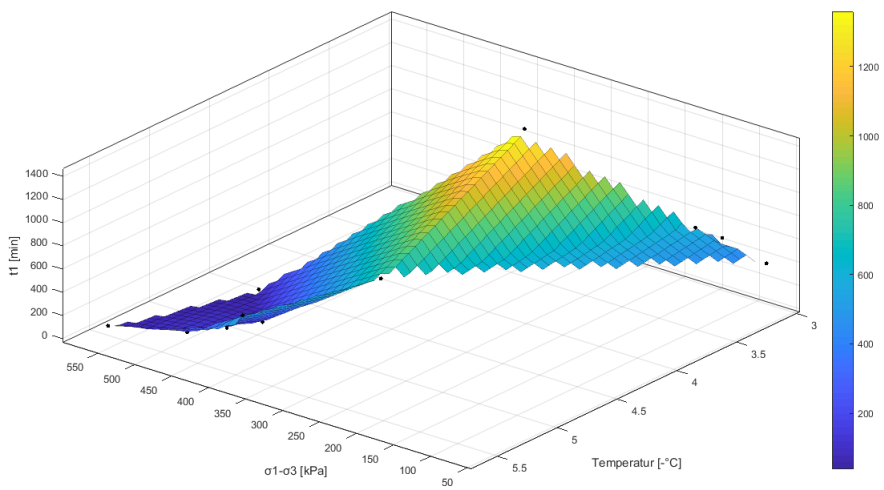
Datagrunnlaget i plottene over er svært spredt, da Berggren har variert både mobiliseringsgrad og temperatur i forsøkene. Prøveserien er i tillegg hentet fra ulike borhull og dybder, og inneholder dermed en naturlig variasjon i kornfordeling, innhold av islinser osv. Med et begrenset antall datapunkter er det utfordrende å avgjøre betydningen av et inhomogent prøvemateriale, og hvilke trender som faktisk skyldes temperatur og spenning. For å få et komplett bilde av hvordan tilstandsvariablene påvirker krypparameterne er man avhengig av et større datagrunnlag.



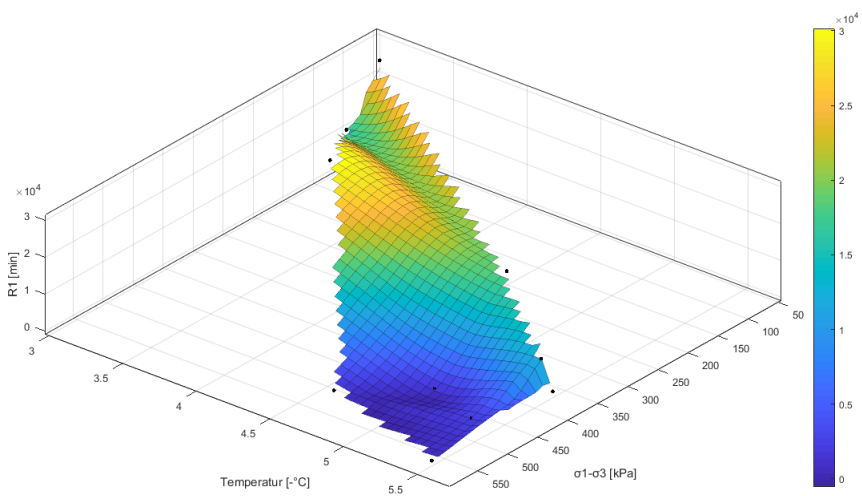
Figur 3.6: Tidsmotstandstallet, r_s , for varierende temperatur og aksialspenning (Svea-leire).



Figur 3.7: Initial tidsmotstand, R_0 , for varierende temperatur og aksialspenning (Svea-leire).



Figur 3.8: Varighet av primær krypfase, t_1 , for varierende temperatur og aksialspenning (Svea-leire).



Figur 3.9: Tidsmotstand ved sekundær kryp, R_1 , for varierende temperatur og aksialspenning (Svea-leire).

Kapittel 4

Forsøk

For at det skal være mulig å undersøke kryppoppførselen til frossen jord er det viktig å ha et utstyr som er kompatibelt med forskingsmålet. NTNU har kjøpt en treaksialcelle fra GDS Instruments som ble installert og kalibrert høsten 2017. Hovedfokuset for laboratoriearbeidet i masteroppgaven har vært å utarbeide en god prosedyre for kryp- og skjærforsøk med treaksialcellen. Kunstig frosset leire fra Flotten og Eberg er benyttet i forsøkene. Flotten-leiren ble brukt i de første forsøkene for å teste utstyret og utarbeide en god laborieprosedyre. Videre er Eberg-leiren benyttet i den endelige prøveserien. Det er blitt gjennomført rutineundersøkelser på Eberg-leire i ufrosset tilstand for å klassifisere materialet og finne typiske materialparametere. Grunnet liten variasjon i dybde er det antatt at Eberg-leiren er homogen.

4.1 Utførte rutineundersøkelser

Det er blitt gjennomført følgende rutineundersøkelser på Eberg-leiren i ufrosset tilstand:

- **Vanninnhold:** Tre målinger av insitu vanninnhold, w , etter NS 8013 (Standard Norge, 1982g).
- **Konusforsøk:** Bestemmelse av udrenert skjærstyrke, s_u , omrørt skjærstyrke, s_r , og sensitivitet, S_t , etter NS 8015 (Standard Norge, 1982a).
- **Densitet:** En måling av densitet, ρ , og tyngdetetthet, γ , for liten ring etter NS 8011 (Standard Norge, 1982b). En bestemmelse av korndensitet, ρ_s , etter NS 8012 (Standard Norge, 1982c).
- **Plastisitetsindekser:** En bestemmelse av plastisitetensgrense, w_P , og flytegrense, w_L etter henholdsvis NS 8003 (Standard Norge, 1982e) og NS 8001 (Standard Norge, 1982f).

- **Saltinnhold:** En måling av saltinnholdet i leiren.
- **Kornfordeling:** En bestemmelse av kornfraksjoner i leiren etter NS 8005 (Standard Norge, 1982d).

4.2 Utførte treaksialforsøk

Følgende udrenerte skjær- og krypforsøk er blitt utført med treaksialcellen. Resultatene fra alle forsøkene foreligger i vedlegg B.

Test nr	Dato	Type	Temp [°C]	$\dot{\epsilon}$ [mm/min]	$\sigma_1 - \sigma_3$ [kPa]
Flotten-S01	13.02	Skjær	-3,24	0,1	-
Flotten-S02	14.02	Skjær	-2,82	0,05	-
Flotten-K01	19.02	Kryp	-2,46	-	1051
Eberg-S01	22.02	Skjær	-4,91	0,05	-
Eberg-K01	01.03	Kryp	-4,66	-	1706
Eberg-K02	15.03	Kryp	-4,76	-	1588
Eberg-S02	21.03	Skjær	*	-	-
Eberg-S03	10.04	Skjær	-2,51	0,05	-
Eberg-K03	13.04	Kryp	-2,52	-	1069
Eberg-S04	17.04	Skjær	-0,82	0,05	-
Eberg-K04	19.04	Kryp	-0,94	-	687

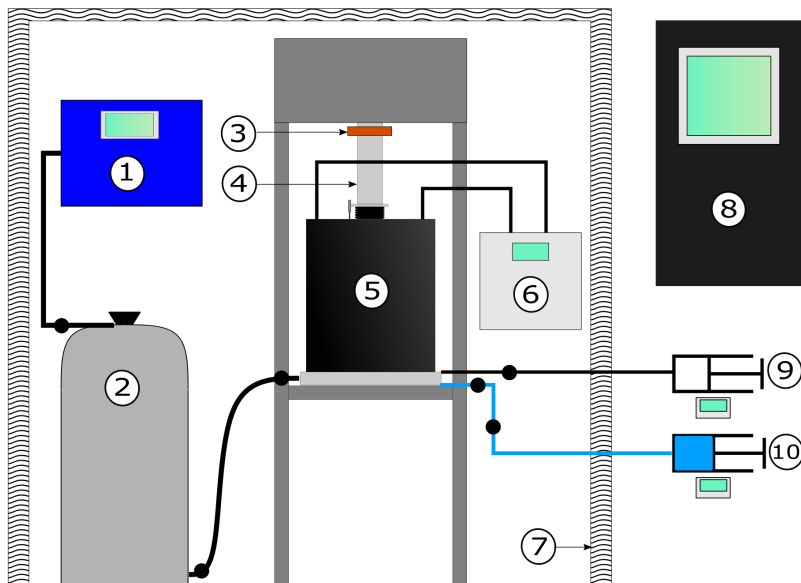
Tabell 4.1: Utførte skjær- og krypforsøk. *Temperaturstyring feilet, mislykket forsøk.

Alle forsøkene er isotropt konsolidert ved et celletrykk på ca. 500 kPa. Eberg-leiren er blitt testet for tre temperaturer: ca. -1°C , $-2,5^{\circ}\text{C}$ og -5°C . For hver temperatur er det først utført et skjærforsøk for å finne skjærstyrken til leiren for den gitte temperaturen. Videre er det utført et krypforsøk for hver temperatur, hvor mobiliseringsgraden, f , er regnet ut basert på skjærforsøket ved samme temperatur.

4.3 Forsøksutstyret

Treksialcellen er plassert i kuldelaboratoriet i sokkelen på Lerkendalsbygget, og er installert og kalibrert av Per Østensen og Karl Ivar Volden Kvisvik. Temperaturen i laboratoriet kan justeres slik at den tilsvarer ønsket forsøksstemperatur, og kontrolleres av tre termometre. Slik unngår man at prøven tiner ved innbygging og oppnår minimal temperatursvingning under forsøket. Noe temperaturvariasjon vil likevel forekomme ettersom dørene til laboratoriet åpnes og temperaturen i naborommet reguleres.

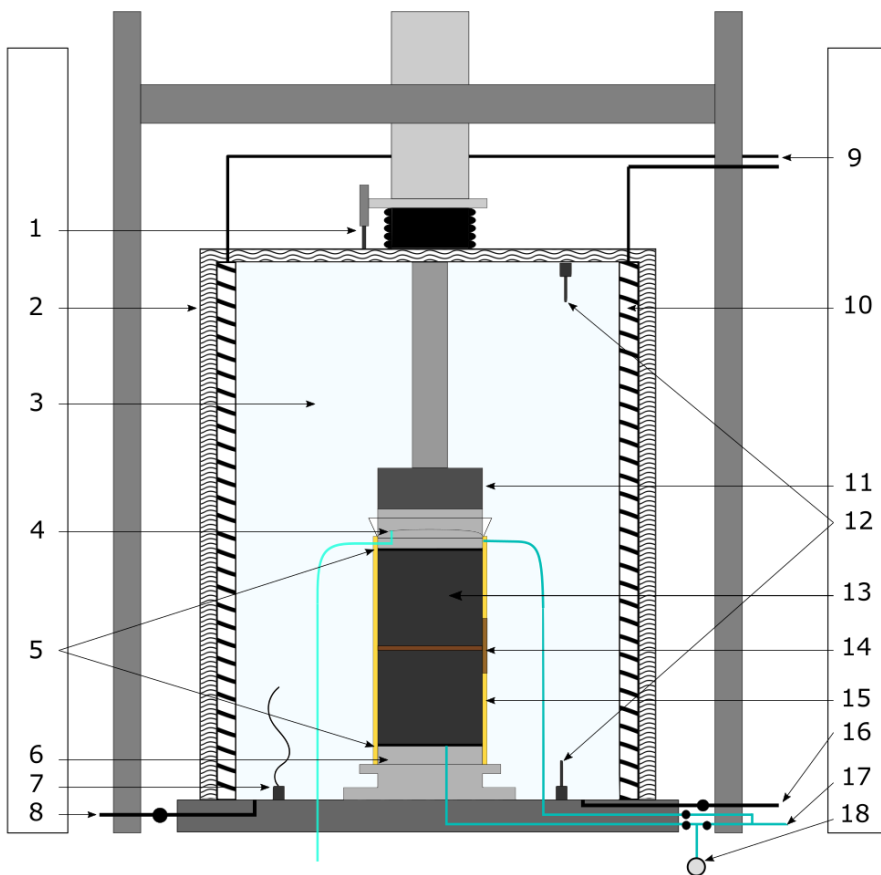
Oppsettet av treksialapparatet er vist i figur 4.1 og 4.2. Tabell 4.2 og 4.3 gir en forklaring av de ulike komponentene i oppsettet.



Figur 4.1: Oppsett av treksialcelle i kuldelaboratoriet.

1	Kompressor	6	Sirkulasjonstermostat
2	Oljetank	7	Isolert kuldelaboratorium
3	Forsøksrigg m/ nødstop	8	Monitor m/ LabView og GDSLAB
4	Stempel	9	Celletrykkstempel med olje
5	Celle	10	Baktrykkstempel med etylenglykol

Tabell 4.2: Tegningsforklaring av oppsett av treksialcelle.



Figur 4.2: Tverrsnitt av celle med innebygd leirprøve.

1	Global LVDT	7	Temperaturmåler til coil	13	Prøvestykket
2	Cellevegg med isolasjon	8	Til oljetank	14	Lokal LVDT
3	Olje	9	Væske inn og ut av coil	15	Gummihud
4	Toppstykke med ventil	10	Coil	16	Til celledrykkstempel
5	Filtre	11	Lastcelle	17	Til baktrykkstempel
6	Pidestall	12	Temperaturmåler	18	Poretrykksmåler

Tabell 4.3: Tegningsforklaring av celledverrsnitt.

4.3.1 Komponenter

Cellen

Treksialcellen er isolert og celletemperaturen reguleres av en coil som sitter i celleveggen. Det strømmer kontinuerlig avkjølt olje gjennom coilen. Temperaturen til oljen styres av en sirkulasjonstermostat med temperaturregulering. Under forsøket blir cellen fylt av olje som pumpes inn ved hjelp av en kompressor.

Sirkulasjonstermostat

Sirkulasjonstermostaten fra JULABO (modell FP51-SL) har et temperaturspenn lik -51 til +200 °C, og en temperaturstabilitet på ± 0.05 °C. Temperaturen i sirkulasjonstermostaten kan styres internt eller eksternt. Ved intern styring er temperaturen til oljen i sirkulasjonstermostaten konstant, satt til en ønsket verdi. Ved ekstern styring vil temperaturen til oljen i sirkulasjonstermostaten reguleres i henhold til en termometer i cellen, slik at celletemperaturen holdes konstant (lik en ønsket verdi). Varmeutvikling ved stempelet i cellen og temperaturforskjell mellom cellen og laboratoriet påvirker celletemperaturen. Temperaturen til oljen i coilen kan dermed reguleres ved ekstern styring for å motvirke varmeoverføringene, slik at celletemperaturen holdes konstant.

Temperaturmålere

Cellen har tre temperaturmålere, en i topp og to i bunn. En av disse er koblet til sirkulasjonstermostaten, mens de to øvrige blir logget i programvaren LabVIEW.

Celle- og baktrykkstempel

Celle- og baktrykket styres av to stempler lokalisert utenfor kuldelaboratoriet. Stemplene har en kapasitet på 20 MPa. Volum- og trykkendring i stemplene blir logget med programvaren GDSLAB. Stemplene kan styres fra et eget kontrollpanel eller fra GDSLAB på monitoren. Celletrykkstempelet er, i likhet med cellen, fylt med olje. Baktrykkstempelet er fylt med en blanding av etylenglykol og luftfritt vann for å unngå at vannet som dreneres ut av prøven skal fryse i filtrene eller slangen. Frysepunktet til blandingen avhenger av forholdet mellom vann og etylenglykol, og følger ikke en lineær trend. Når vann dreneres ut av prøven vil blandingen tynnes ut og frysepunktet avtar. Dermed kan isdannelse tette igjen filtrene og slangen.

Lastcellen

Lastcellen er plassert inni cellen for å minimere effekten av friksjon mellom laststangen og apparatet. Lastcellen har en kapasitet på 250 kN.

LVDT

LVDT er en forkortelse for *Linear Variable Differential Transformer* og alle deformasjonsmålinger blir gjort av LVDT-er fra GDS Instruments. Det er totalt fire LVDT-er, en global som sitter utenpå cellen og tre lokale som festes direkte på prøven. Av disse måler en radiell deformasjon. Lokale LVDT-er plasseres på midten av prøvestykket og skal sikre nøyaktige deformasjonsmålinger. Endene på prøvestykket kan bli ødelagt eller tine dersom etylenglykol diffunderer inn i prøven, og dermed er det en fare for at målingene fra den globale LVDT-en ikke representerer en reell krepdeformasjon. Alle LVDT-ene har en rekkevidde på 10 mm og et temperaturspenn på -50 til +85 °C.

Monitor med LabView og GDSLAB

Programvarene LabVIEW og GDSLAB er benyttet i forsøkene og styres fra monitoren. LabVIEW brukes til å styre forsøksriggen/pressen under forsøket. Programvaren logger deformasjon, last, poretrykk og temperatur mot tid. GDSLAB benyttes for å styre celle- og baktrykkstemplene. Programvaren logger volum og trykk i celle- og baktrykkstempel.

Nødstop

Grunnet HMS-årsaker er det installert en nødstop på forsøksriggen. Nødstoppen kan reguleres etter ønsket maksimal forskyving, slik unngår man også at treaksialcellen blir ødelagt.

4.4 Prosedyre for treaksialforsøk

Prosedyren for treaksialforsøk er delt inn i fem hovedsteg:

1. Prøvepreparasjon.
2. Bygge inn prøven.
3. Konsolidering.
4. Hovedforsøk:
 - (a) Skjærforsøk.
 - (b) Krypforsøk.
5. Bygge ut prøven.

Hvert steg er beskrevet i detalj nedenfor med den hensikt at en eventuell doktorgradstipendiat skal være i stand til å utføre et forsøk ved å følge manualen. Prosedyren er anbefalt prosedyre per mai 2018, og det må tas høyde for at enkelte steg kan optimaliseres (eventuelt endres) ettersom man opparbeider seg mer erfaring ved gjennomføring av nye forsøk. Av praktiske årsaker er det anbefalt å være to personer for gjennomføring av enkelte steg i prosedyren. Før oppstart i må temperaturen i laboratoriet reguleres til ønsket forsøkstemperatur.

4.4.1 Prøvepreparasjon

Arenson et al. (2004) har vist at kunstige frosne jordprøver og uforstyrrede jordprøver fra permafrost viser svært lik respons under treaksialforsøk. Flere studier (Arenson, 2003; Mühl et al., 2003) har pekt på utfordringene knyttet til å bevare permafrostprøver i uforstyrret tilstand. På bakgrunn av dette, er det i denne oppgaven valgt å benytte kunstig fryste leirprøver. Valg av frysemetode er avgjørende for prøve kvaliteten, og dermed resultatene av forsøket. For å sikre en jevn og god fryseprosess er følgende prosedyre blitt benyttet:

1. Skyv ut prøven ved hjelp av en utskyver.
2. Skjær og trim en sylinder med høyde 150 mm (2 x diameter til tverrsnitt) ved hjelp av trådsag og vugge.
3. Smør et topp- og bunnstykke i metall med silikon på flaten som skal vende inn mot prøven og langs siden av stykkene. Silikonet sørger for at prøven ikke fryser fast i metallet og sikrer en tett pakning mellom stykkene og gummihuden. Sett topp- og bunnstykket på prøven.
4. Tre en gummihud over prøven. Fest gummihuden til topp- og bunnstykket med O-ringer.
5. Senk det forseglete prøvestykket ned i et bad av romtemperert denaturert etanol og 2-Propanol (spylevæske). Væsken gir en jevn og langsom fryseprosess.

6. Sett beholderen med væske og prøven i kuldelaboratoriet.
7. La prøven stå i 24 timer før den bygges inn. Figur 4.3 viser prøven ferdig fryst.



Figur 4.3: Prøve etter frysing i bad med denaturert etanol og 2-Propanol.

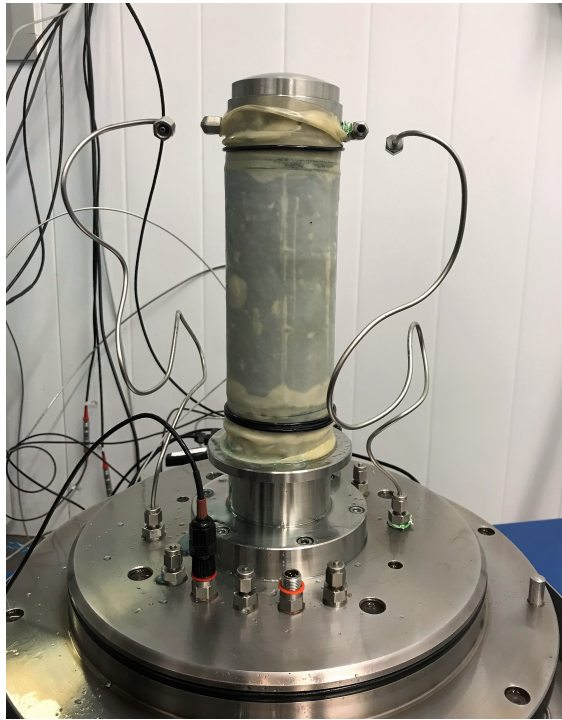
4.4.2 Bygge inn prøven

1. Påse at alle ventiler er lukket.
2. Fyll opp celletrykkstembelet med olje.
 - Koble celletrykkslangen fra cellen, og plasser den ned i en kanne med olje.
 - Kontroller celletrykkstembelet fra eget kontrollpanel (se figur 4.4) eller programvaren GDSLAB. Benytt *fast fill* for å fylle stempelet helt opp. Dette tar omtrent 20 min dersom stempelet i utgangspunktet var tomt.
 - Trykk *hold volume* når stempelet er fullt.
 - Koble slangen tilbake på cellen. La ventilen til cellen, *cell*, forbli lukket.
3. Bland etylenglykol og luftfritt vann i en beholder.
 - Juster blandingsforholdet slik at frysepunktet til væsken ligger under forsøksstemperaturen.
4. Fyll opp baktrykkstembelet, og sett opp systemet med etylenglykolblanding.



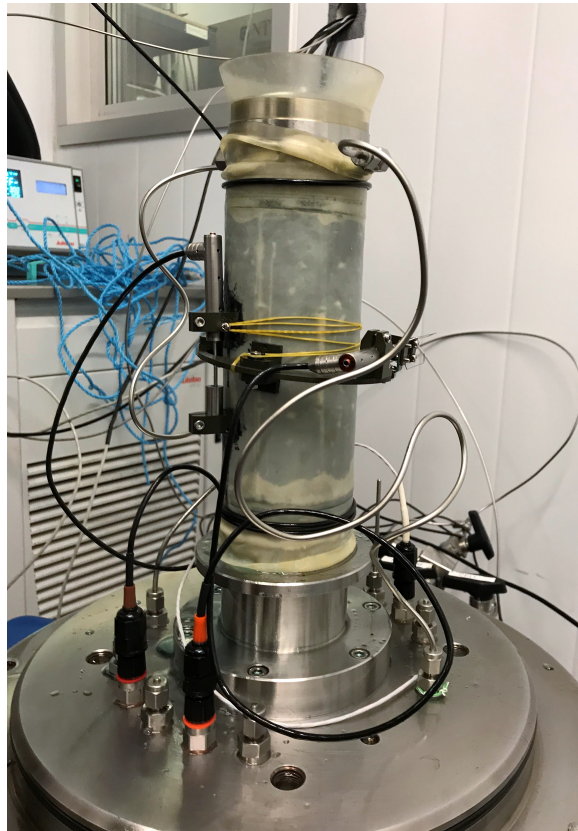
Figur 4.4: Celletrykkstempel (nederst) og baktrykkstempel (øverst) kan reguleres fra eget kontrollpanel eller GDSLAB på monitor.

- Koble baktrykkslangen fra cellen, og plasser den ned i beholderen med etylenglykolblanding.
 - Kontroller baktrykkstempelet fra eget kontrollpanel (se figur 4.4) eller GDSLAB. Bruk *Target volume* for å fylle stempelet ca. halvfullt.
 - Trykk *hold volume* når stempelet er fylt til ønsket mengde.
 - Koble slangen tilbake på cellen.
 - Åpne ventilen til pidestallen, *bottom*.
 - Benytt *fast empty*-funksjonen for å mette opp bunnen av cellen. Når all luft er ute av systemet og det kun kommer etylenglykolblanding ut av slangen lukkes ventilen til pidestallen, *bottom*.
 - Åpne ventilen til toppstykket, *top*, for å mette opp slangen som senere skal festes til toppstykket. Steng ventilen når det kun kommer etylenglykolblanding ut av slangen.
 - Sett baktrykkstempelt på *hold*.
 - Bruk en sprøyte for å mette opp resterende slangedeler med etylenglykolblanding.
5. Mett steinfiltre med etylenglykolblanding.
- Plasser steinfiltrene i en glasskål med etylenglykolblanding.
 - Bruk en vakuum-eksikator for å trekke ut eventuelle luftlommer fra filtrene.



Figur 4.5: Innbygging av prøve. Prøven på pidestall med gummihud, filtre, O-ringer og toppstykke.

6. Smør siden av pidestallen og toppstykket med silikon for å få en tett forsegling mellom metallet og gummihuden.
7. Sett inn prøven
 - Ta prøven opp av beholderen med væske (se figur 4.3).
 - Ta av O-ringene. Rull endene av gummihuden forsiktig opp på prøvestykket.
 - Plasser et steinfilter på pidestallen.
 - Sett et papirfilter på bunnen av prøven. Plasser deretter prøven på steinfilteret på pidestallen.
 - Rull gummihuden ned på pidestallen. Sett på to O-ringer.
 - Plasser et papirfilter og steinfilter på toppen av prøven.
 - Sett på toppstykket. Pass på at orienteringen passer med slangene som senere skal festes til toppstykket.
 - Rull gummihuden opp på toppstykket. Sett på en O-ring.
 - Figur 4.5 viser hvordan prøven nå skal se ut.



Figur 4.6: Innbygging av prøve. Montering av lokale LVDT-er.

8. Monter lokale LVDT-er (kun nødvendig ved krypforsøk).

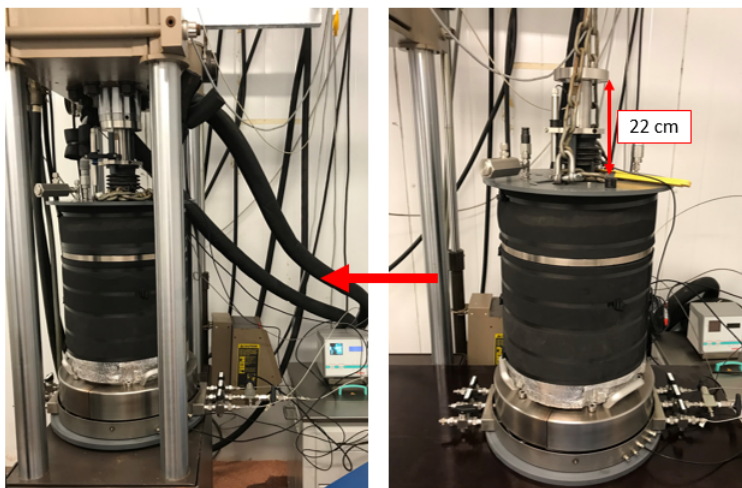
- Lokale LVDT-er blir festet ved hjelp av lim og gummistrikk. Se figur 4.6
- Før montering må utgangsposisjonen til LVDT-ene justeres slik at de kan måle deformasjon gjennom hele forsøket.
- Fest først aksiale LVDT-er. Disse må stå overfor hverandre, slik at de passer inn i sporene til den radiale LVDT-en.
- Fest deretter den radiale LVDT-en.

9. Fest slangene til toppstykket.

10. Sett på gummistykket på toppstykket. Figur 4.6 viser hvordan prøven nå skal se ut.

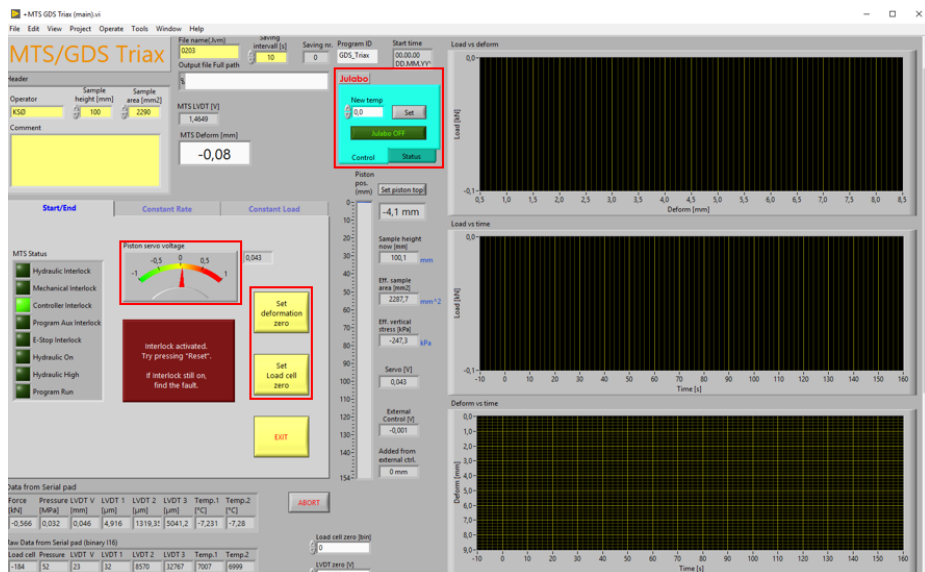
11. Sett cellen sammen.

- Plasser bunnen av cellen under celletoppen som henger fra taket ved hjelp av en jekketralle.



Figur 4.7: Reguler stempelet og flytt cellen inn i forsøksriggen ved hjelp av en plate.

- Hev stempelet for å unngå at laststangen støter i prøven. Dersom prøven har en høyde på 150 mm må avstanden fra toppen av cellen og opp være ca. 22 cm (se figur 4.7).
 - Hev bunnen av cellen inn i celletoppen ved hjelp av en jekketralle.
 - Klem bunnen og toppen av cellen sammen ved hjelp av tvinge og rørtang.
 - Sett på de tre håndtakene rundt cellen, og fest med skruer.
12. Flytt cellen inn i forsøksriggen ved hjelp av en plate, se figur 4.7.
 13. Koble til sirkulasjonstermostat.
 - Koble til slangene fra sirkulasjonstermostaten på toppen av cellen.
 - Start sirkulasjonstermostaten fra *Julabo*-fanen i LabVIEW: *Control* → *on*. Angi ønsket forsøkstemperatur i *New temp*-feltet. Trykk *Set*. Se figur 4.8. Påse at bryterne på sirkulasjonstermostaten står på *on*.
 14. Sett på ytre isolasjonsplater på cellen.
 15. Monter global LVDT på toppen av cellen. Påse at utgangsposisjonen til LVDT-en er justert slik at den kan måle deformasjon kan gjennom hele forsøket.
 16. Plasser gummibrikker mellom cellen og stempelet for å dempe lastsvingninger.
 17. Kjør stempelet til kontakt. Se figur 4.8, 4.9 og 4.10 for illustrasjon av operasjoner utført i LabVIEW og på kontrollpanel.
 - Start LabVIEW fra monitor.

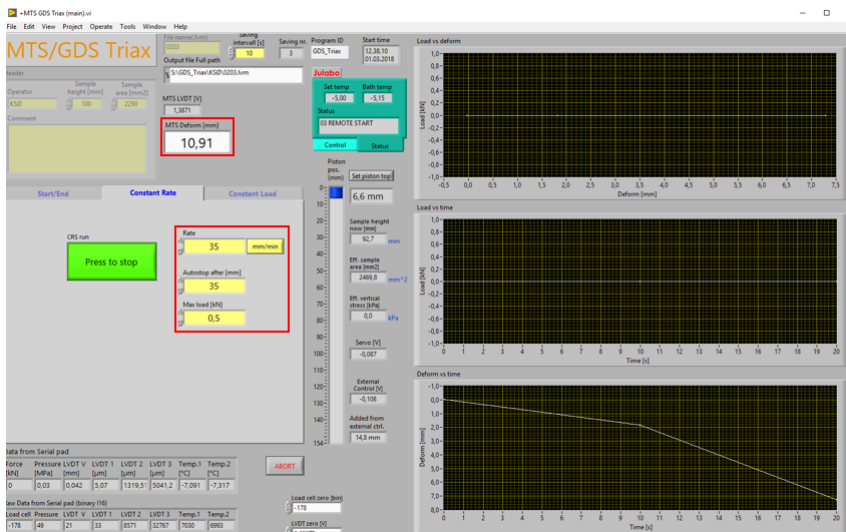


Figur 4.8: LabVIEW: Start/End-fanen.

- Begynn i *Start/End*-fanen, og fyll inn gule felter i programmet: filnavn, operatør, osv.
- Trykk *reset* på kontrollpanelet.
- Juster *Piston servo voltage* til null ved å vri på *zero*-hjulet på kontrollpanelet.
- Start hydraulikken ved å trykke *Hydraulic Pressure High* i kontrollpanelet.
- Nullstill deformasjon og last ved å trykke *Set deformation zero* og *Set load cell zero* i LabVIEW.
- Gå til *Constant Rate*-fanen
- Mål avstanden mellom lastcellen og stampelet.
- Angi tøyningshastighet, *Rate*, og sett den maksimale deformasjonen, *Autostop after*, i henhold til målt avstand. Merk at *Autostop after* svarer til *MTS Deform*. Sett maksimal last, *Max load*, til en lav verdi. Kontakt mellom stampelet og prøven er nådd i det lastkurven øker. Stopp da stampelet.



Figur 4.9: Styring fra kontrollpanel.



Figur 4.10: LabVIEW: Constant Rate-fanen.

4.4.3 Konsolidering

1. Fyll cellen med olje

- Koble til oljetanken ved hjelp av en slange som vist i figur 4.1.
- Koble en kompressor til oljetanken.
- Påse at ventilen til celletrykkstempelet, *cell*, er lukket og at luftventilen på toppen av cellen er åpen.
- Start kompressoren og skru trykket opp til 2 bar (eller annen ønsket verdi). Å bygge opp deler av celletrykket ved hjelp av en kompressor er tidsbesparende da man unngår å etterfylle celletrykkstempelet flere ganger.
- Når trykket i oljetanken er lik 2 bar åpnes ventilene mellom oljetanken og cellen, slik at oljen kan strømme inn i cellen.
- Cellen er full når det kommer olje ut av lufteventilen på toppen. Det kan være gunstig å koble en slange til lufteventilen slik at oljen som renner ut av ventilen lett kan føres tilbake i en beholder. Ved å bruke en slange kan også oljen sirkulere gjennom cellen for å unngå luft i cellen.
- Lukk luftventilen. La kompressoren og oljetanken være koblet til for å bygge opp trykket i cellen til 2 bar.
- Lukk ventilene mellom cellen og oljetanken når celletrykket er blitt 2 bar. Koble fra oljetanken og kompressoren. Prøv å unngå oljesøl. Det resterende celletrykket bygges opp ved å bruke celletrykkstempelet.

2. Start logging av celle- og baktrykkstempel i GDSLAB

- Åpne programmet GDSLAB på monitoren.
- Velg stasjon 2. Trykk *Data Save*. Trykk deretter *Choose Data File*. Velg *Single Directory* og trykk *Next*. Se figur 4.11.
- Velg lagringsalternativer som vist i figur 4.12. Trykk *Next*.
- Velg filnavn og -lokasjon. Trykk *OK*. Se figur 4.13.
- Gå videre til *Sample*-fanen. Trykk *Setup Sample Details*. Trykk deretter *Yes* på de to vinduene som kommer opp, se figur 4.14.
- Fyll inn data for prøven og trykk *OK*.
- Gå til *Add Test*-fanen. Trykk *Create New Test Stage* og velg *Just Log!* som testtype. Trykk *Next*. Se figur 4.15.
- Fyll inn eventuelle stoppkriterier for loggingen i vinduet som er vist i figur 4.16. Trykk deretter *Add to Test Plan*
- Vinduet viser nå testplanen, se figur 4.17. Trykk på *Go to Test* for å fortsette.

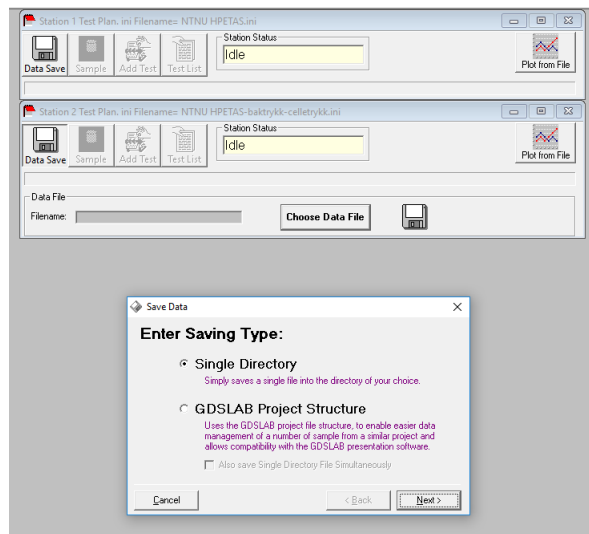
- Figur 4.18 viser testen. Trykk på *Browse Live Data Options...* for å endre grafene som plottes i testen. Vinduet til høyre vil dukke opp, og grafene kan endes ved å bruke rullegardinmenyene for aksene. Trykk *OK* for å lagre endring i grafene. Trykk deretter *Start Test*.

3. Sett på celle- og baktrykk

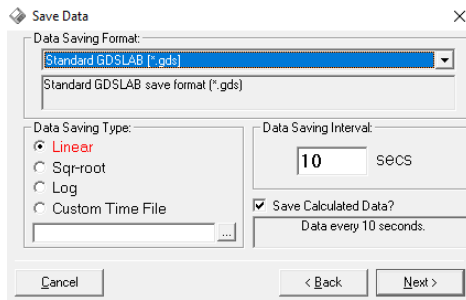
- Kontroller celletrykket fra GDSLAB på monitoren eller eget kontrollpanel, se figur 4.4 .
- Sett *Target Pressure* til ønsket celletrykk på celletrykkstempelet.
- Åpne ventilen fra stempelet til cellen, *Cell*.
- Sett *Target Pressure* til ønsket baktrykk på baktrykkstempelet.
- Åpne ventilene til pidestallen og toppstykket, *Bottom* og *Top*.
- For å få et jevnt celletrykk må det korrigeres for arealet av stempelet. Gå derfor til *Constant Load*-fanen i LabVIEW og sett på en konstant last slik at:

$$Last_{kons} = \sigma_3 * A_{stempel}$$

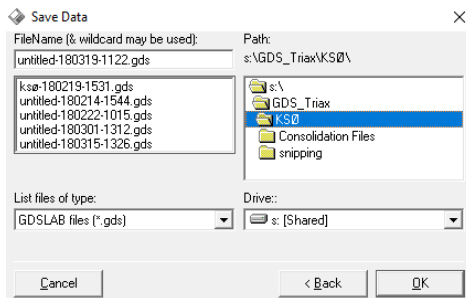
- Dersom det tar lang tid å bygge opp celletrykket er det anbefalt å sette på lasten i flere steg.
4. Følg med på loggingen av volum og poretrykk. Når volumet av baktrykkstempelet har stabilisert seg er prøven konsolidert. Lukk da ventilen til baktrykkstempelet.



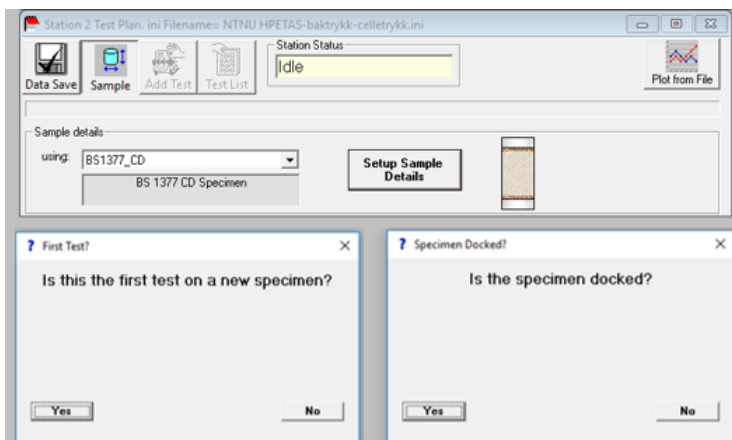
Figur 4.11: Logging i GDSLAB.



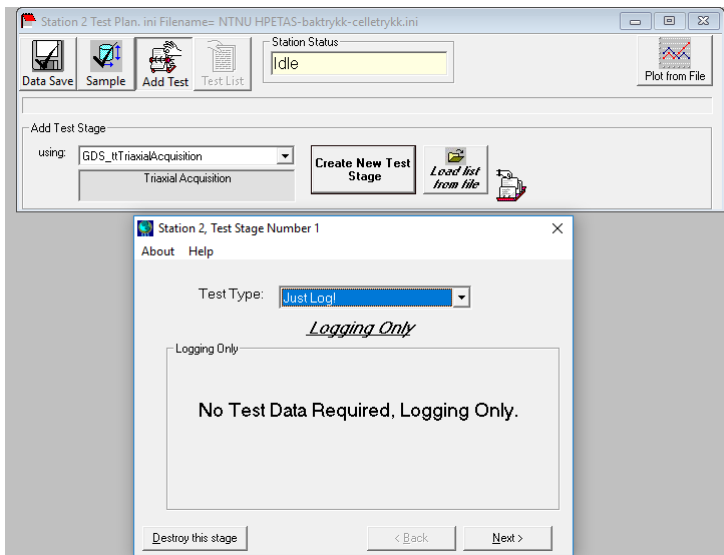
Figur 4.12: Lagringsalternativer i GDSLAB.



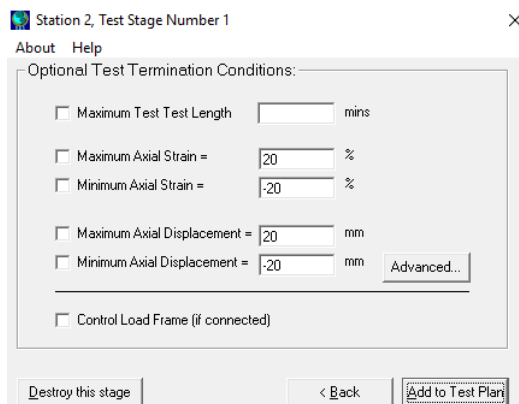
Figur 4.13: Valg av filnavn og lokasjon i GDSLAB.



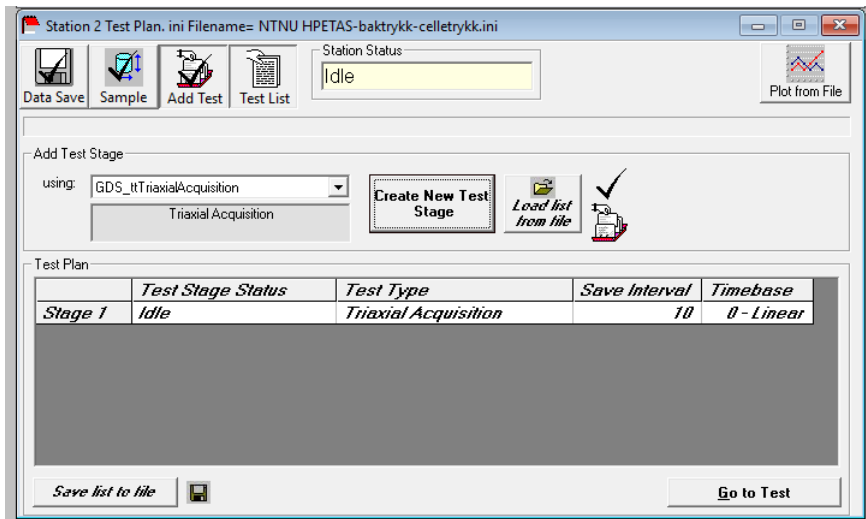
Figur 4.14: Setup Sample i GDSLAB.



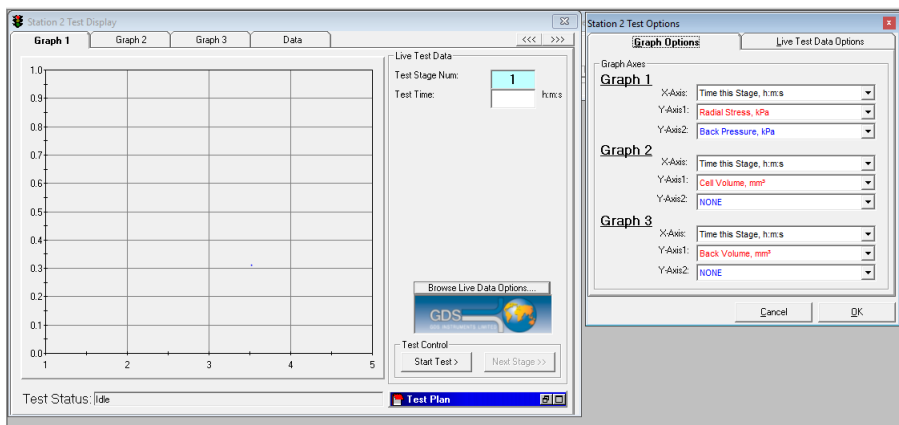
Figur 4.15: Valg av testtype i GDSLAB.



Figur 4.16: Valg stoppkriterier for logging i GDSLAB.



Figur 4.17: Testplan i GDSLAB.



Figur 4.18: Valg av grafer i GDSLAB.

4.4.4 Hovedforsøk

a) Skjærforsøk

Skjærforsøk styres fra *Constant Rate*-fanen

1. Angi tøyningshastighet, *Rate*, og eventuelt maksimal deformasjon, *Autostop after*, i henhold til ønsket sluttøyning. Merk at *Autostop after* svarer til *MTS Deform*.
2. Trykk *Press to start*.

b) Krypforsøk

Krypforsøk styres fra *Constant Load*-fanen

1. Angi ønsket lastnivå, *Load*.
2. Trykk *Press to start*.

4.4.5 Bygge ut prøven

1. Hev stempelet.
 - Påse at *hydraulic pressure* er satt til *high*.
 - Hev stempelet ved å skru *zero*-hjulet på kontrollpanelet (se figur 4.9) mot klokken.
2. Avslutt loggingen i GDSLAB for å kunne styre stemplene fra egne kontrollpanel.
3. Tøm cellen for olje.
 - Kontroller celletrykkstempelet fra eget kontrollpanel. Bruk *fast fill*-funksjonen til å fylle opp stempelet og senke trykket i cellen.
 - Steng ventilen til celletrykksstempelet, *Cell*, når stempelet er fullt.
 - Koble oljetanken til cellen.
 - Koble kompressoren til toppen av cellen.
 - Trykk oljen ut av cellen og inn i tanken ved hjelp av kompressoren. For å unngå at det kommer luft i oljen må prosessen foregå relativt hurtig (ved relativt høyt trykk). Ved mistanke om luft i oljen må oljen kokes før den kan brukes i et nytt forsøk.
 - Lukk ventilen til oljetanken når cellen er tømt.
 - Oljetank og kompressor kobles fra.
4. Ta av ytre isolasjonsplater.

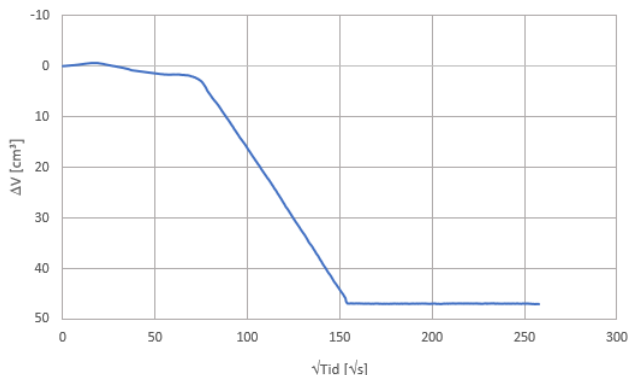
-
5. Slå av og koble fra sirkulasjonstermostat.
 - Slå av sirkulasjonstermostaten fra *Julabo*-fanen i LabVIEW. *Control* → *Off*.
 - Koble fra slangene til sirkulasjonstermostaten.
 - Heng slangene høyt for å unngå oljesøl.
 6. Koble fra global LVDT.
 7. Åpne ventil til lufting i toppstykket for å unngå vakuumpressjon mellom toppstykket og laststang når cellen åpnes.
 8. Flytt cellen ut av forsøksriggen og over på jekketralen ved hjelp av en plate.
 9. Åpne cellen.
 - Fest toppen av cellen til oppheng i taket.
 - Løsne skruer og fjern håndtakene.
 - Bruk skruer til å skille toppen og bunnen av cellen.
 - Skru av slangene til toppstykket.
 - Ta av toppstykket av prøven.
 - Demonter eventuelle lokale LVDT-er
 - Ta prøven ut. Fjern O-ringer, filtre og gummihud. Frysetørk prøven i kuldela-
 - boratoriet.
 10. Rengjør utstyr.

4.5 Testforsøk og feilkilder

For å teste apparatet og finne beste forsøksprosedyre ble det utført tre testforsøk på leire fra Flotten: Flotten-S01, Flotten-S02 og Flotten-K01. Grunnet diverse uforutsette utfordringer knyttet til kalibrering av forsøksutstyret og temperaturstyring har også enkelte forsøk på Eberg-leire blitt betegnet som testforsøk i ettertid: Eberg-K01 og Eberg-S02. Utfordringene og feilkildene i testforsøkene er kort diskutert nedenfor. En mer utfyllende beskrivelse av feilkilder i hvert enkelt forsøk foreligger i vedlegg C.

4.5.1 Konsolidering

Ved gjennomføring av det første forsøket, Flotten-S01, var ikke systemet for å logge celle- og baktrykk satt opp. Dermed er det uvisst om prøven var tilstrekkelig konsolidert da skjær-fasen startet. Det samme problemet oppstod i Flotten-K01, da lekkasje i gummi huden førte til at olje lakk inn i prøven og ble presset ut i baktrykkstempelet under konsolidering. Lekkasjen er illustrert i figur 4.19, som viser en jevn volumendring i baktrykkstempelet over tid. For de nevnte forsøkene er det dermed ukjent hvilket volum som faktisk har gått ut av prøven og om konsolideringen er ferdig.

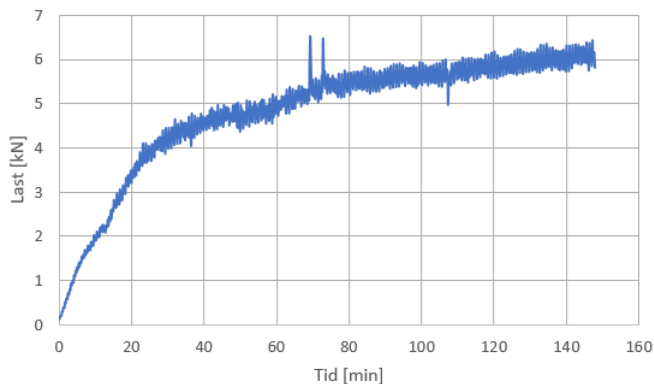


Figur 4.19: Jevn volumendring under konsolidering indikerer lekkasje.

4.5.2 Rykkvis pålastning

Under de første forsøkene viser rådata fra LabVIEW at lastcellen ikke påførte en jevn last på prøven, se figur 4.20. Den rykkvise pålastningen førte til samme respons i deformasjonskurven, og dataene fra disse forsøkene er midlet før plotting. Feilen vedvarte til og med forsøk Eberg-K01, da det ble fastslått at feilen hovedsakelig skyldtes for liten presisjon i konverteringen fra digitalt til analogt signal. Konvertering ble styrt ut fra 5 gjeldende siffer, som ikke er tilstrekkelig for forsøk med lav tøyningshastighet, og følgelig små endringer i last. Dermed ble konverteringskortet byttet ut før nye forsøk ble utført. Det ble

også antatt at feilen delvis kunne skyldes friksjon i apparatet. Derfor ble det i videre forsøk benyttet gummibrikker mellom stampelet og cellen for å dempe lastsvingningene. Det er registrert at tiltakene reduserte lastsvingningene betraktelig. Fremdeles forekommer det noe svingning, som i hovedsak er antatt å komme av friksjon.



Figur 4.20: Logging i LabVIEW viser rykkvis pålastning.

4.5.3 Temperatur

Ved samtlige forsøk er det observert temperaturendringer underveis i forsøket. Det finnes flere årsaker til svingningene:

- Fukt i isolasjonen. Olje som har trengt inn i isolasjonen reduserer isolasjonsevnen. Dette problemet oppstod i de første forsøkene, og isolasjonen ble skiftet.
- Temperaturstyring med sirkulasjonstermostaten. Temperaturen til oljen i coilen kan styres internt eller eksternt som beskrevet i avsnitt 4.3.1. I de første testforsøkene var ikke den eksterne temperaturstyringen operativ, og noe av temperaturavviket fra ønsket forsøkstemperatur skyldes derfor den interne styringen. Temperaturmåleren som er koblet til sirkulasjonstermostaten ble ødelagt under forsøk Eberg-S03, og intern styring er benyttet for dette og senere forsøk.
- Variasjon i romtemperatur. I alle forsøk vil temperaturen i laboratoriet svinge grunnet åpning av dører, temperatur i naborommet osv. Disse svingningene er ansett å påvirke forsøket minimalt dersom isolasjonen er tørr og temperaturen til coilvæsken styres eksternt.
- Friksjon i stampelet tilfører varme. Avvik mellom temperaturmålere i topp og bunn av cellen vitner om at det forekommer en varmeutvikling ved stampelet i toppen av cellen. Dette fører til lokale temperaturforskjeller i cellen.
- Temperaturstyring av kuldelaboratoriet. I løpet av arbeidet med masteroppgaven feilet temperaturstyringen av laboratoriet. Dette medførte at forsøk Eberg-S02 ble mis-

lykket, da prøven tinte under innbygging. Det foreligger derfor ingen data fra dette forsøket.

- Temperaturmålere. For enkelte forsøk feilet en av temperaturmålerne i cellen grunnet knekk på ledningen. Dermed foreligger det kun data fra en temperaturmåler for disse forsøkene.

4.5.4 Ujevn deformasjon

Under de første testforsøkene ble ikke lokale LVDT-er benyttet. For forsøk Flotten-S01 viser formen på den deformerte prøven (se figur 4.21) en ujevn deformasjon, som tyder på at etylenglykolblanding har diffundert inn i prøven og tint endene. Følgelig har nesten all deformasjon funnet sted her, og målinger fra den globale LVDT-en vil ikke være reelle.



Figur 4.21: Etylenglykol har diffundert inn i prøven slik at endene har tint. Dette resulterer i en ujevn deformasjon.

Kapittel 5

Materialbeskrivelse

I denne oppgaven er det benyttet leire fra Eberg. NTNU har hentet ut fire prøveserier à 75mm, fordelt på to borhull. Leiren er tatt fra ca. kote 97 til 99. Lokasjonen til borhullene er gitt av oversiktskartet i vedlegg A.1. Figur 5.1 viser området med plasseringen til borhullene og tidligere utførte grunnundersøkelser. I dette kapittelet foreligger først en beskrivelse av området og tidligere grunnundersøkelser som er utført i nærheten av de aktuelle borhullene. Videre er resultater fra rutineundersøkelser utført i denne masteroppgaven oppsummert. Alle data fra undersøkelsene foreligger i vedlegg A. Resultatene er sammenstilt med tidligere grunnundersøkelser for å gi en fullstendig materialbeskrivelse. Det foreligger kun data for materialet i ufrosset tilstand.

5.1 Beskrivelse av området

Tidligere var Eberg uttakspunkt for leire til teglverket på Bakklandet. I ettertid har uttaksgropene trolig blitt fylt igjen, og området er i dag et grøntområde med blant annet fotballbane og sykkelpark. Historiske kart, se figur 5.2, indikerer at det er gjort masseuttak og oppfylling ved de aktuelle borhullene.

Terrenget i området faller fra ca. kote 110 ved idrettsplassen i sør-vest til ca. kote 102 ved de aktuelle borhullene i nord-øst.

Kvartærgeologisk kart over Eberg viser at det aktuelle området består av tykk havavsetning, se figur 5.3, som indikerer at det finnes silt og leire i området.



Figur 5.1: Plassering av borhull og tidligere grunnundersøkelser i området. Kart hentet fra Norges-kart (2018).

5.2 Tidligere utførte grunnundersøkelser

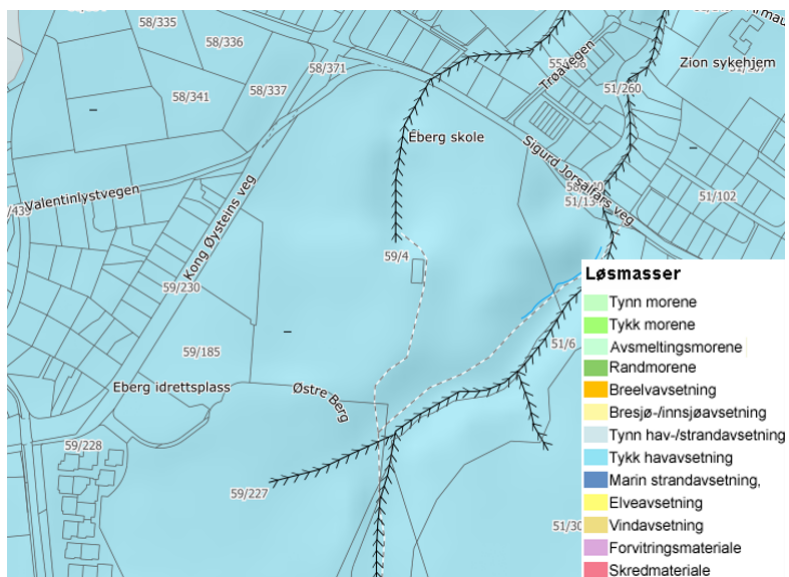
Følgende rapporter inneholder grunnundersøkelser som er gjort i nærheten av de aktuelle borhullene.

- R.1534 ”Eberg barnehage”, rapport fra Trondheim kommune, datert 28.07.2014. (Trondheim kommune, 2014)
- R.1539 ”Eberg barnehage - 2”, rapport fra Trondheim kommune, datert 21.02.2013. (Trondheim kommune, 2013)
- ”Strength and deformation properties of fine grained soils obtained from piezocone tests”, doktoravhandling av Rolf Sandven, datert 1990. (Sandven, 1990)

Grunnundersøkelsene dokumentert i rapport R.1534 av Trondheim kommune består av dreietrykksonderinger, skrue- og sylinderprøver. Terrenget ligger på ca. kote 103. Undersøkelsene viser at grunnen består av noe fyllmasse/tørrskorpelignende leire over midt-dels fast til fast leire. Leiren har en tyngdetetthet på ca. 20 kN/m^3 , vanninnhold på ca. 20-30 % og er lite sensitiv. Mellom kote 97 og 100 viser borprofilene overgang til et fastere materiale. Det er påvist fyllmasser i enkelte borhull ned til ca. kote 100. Det er boret ned til ca. kote 92,5 uten å treffe fjell.



Figur 5.2: Historisk kart over området 1937 - 2016. Aktuelle borhull markert med rødt. Hentet fra FINN (2018).



Figur 5.3: Kvartærgeologisk kart over Eberg. Hentet fra NGU (2018).

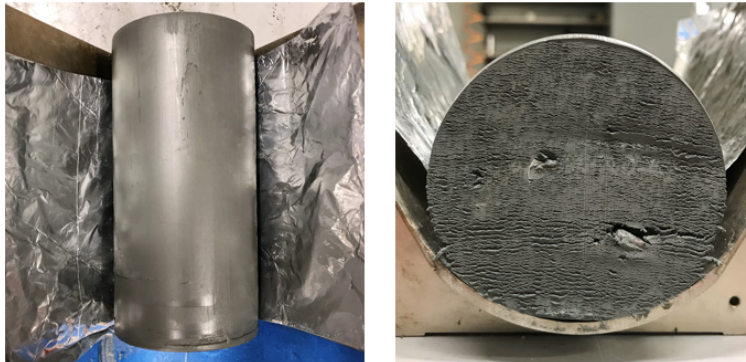
Grunnundersøkelsene dokumentert i rapport R.1539 av Trondheim kommune består av dreietrykksonderinger og sylinderprøver. Undersøkelsene indikerer at grunnen består av leire uten noe definert øvre lag av fast tørrskorpeleire. Fra terrenget på ca. kote 109 og ned til ca. kote 100 er det registrert bløt leire med vanninnhold på ca. 40-50 %. Videre nedover er det registrert fastere leire. Det er boret ned til kote 93 uten å treffe fjell.

Undersøkelser utført av NTH/SINTEF i 1989, i tilknytning til Rolf Sandvens doktoravhandling, består av CPTU og sylinderprøver. Borprofilet foreligger i vedlegg A.3. Fra terrenget på ca. kote 109 viser undersøkelsene 2 m tørrskorpe over et ca. 7 m tykt lag med bløt marin leire. Vanninnholdet varierer mellom 50-70 %. Leiren er overkonsolidert og fet. Ved ca. kote 100 har Sandven registrert et leirlag med et betraktelig mindre vanninnhold på ca. 20 %, lav sensitivitet og et leirinnhold på ca. 40 %. For denne leiren er det funnet en attraksjon på 10 kN/m^2 , friksjonsvinkel på 28° og prekonsolideringsspenningen på ca. 100 kPa. Videre nedover i grunnen er det registret leirig morene.

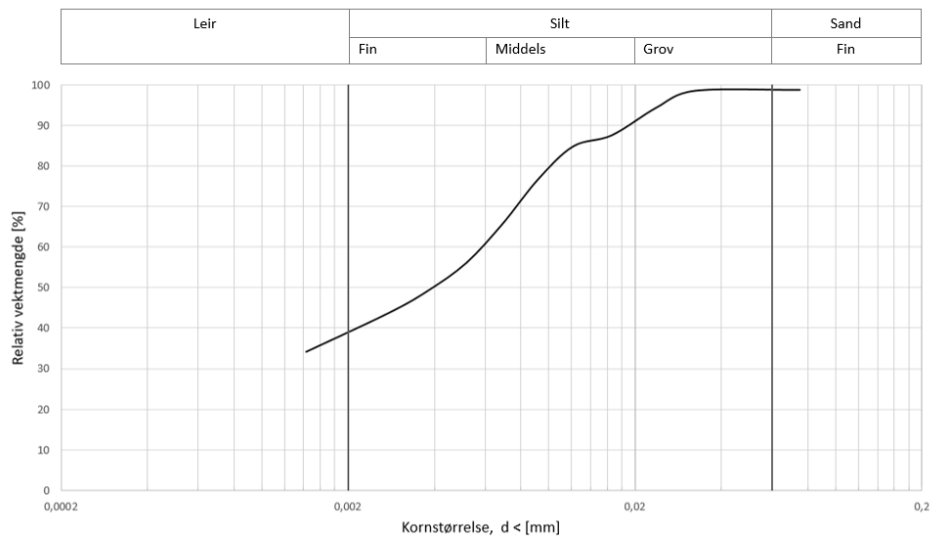
5.3 Resultater fra rutineundersøkelser

Utskyvning av prøver tatt i forbindelse med masteroppgaven viser en homogen leire. Enkelte skjellrester, samt sand- og gruskorn, er registrert (se figur 5.4). Det er ikke observert noe fyllmasse i materialet. Hydrometeranalyse viser at prøvematerialet klassifiseres som leire, med 39 % leir og 60 % silt. Kornfordelingen er vist i figur 5.5. Leiren har et vanninnhold på ca. 26 % i ufrosset tilstand og er lite sensitiv. Resultater fra rutineundersøkelsene er gitt i vedlegg A.2, og de viktigste parameterne er gjengitt i tabell 5.1.

Resultatene fra rutineundersøkelsene stemmer godt overens med leiren rapportert i R.1534 av Trondheim kommune. Det aktuelle prøvematerialet ligger trolig i overgangen mellom en bløt, fet leire og et hardere materiale. Overgangen kan tydelig observeres mellom dybde 8 til 12 m (ca. kote 97 til 101) i borprofilet til Sandven (1990) gitt i vedlegg A.3. Parametrene som Sandven har registrert for leiren ved kote 100 stemmer godt med resultater fra rutineundersøkelsene utført i denne masteroppgaven. På bakgrunn av dette er det rimelig å anta at det aktuelle prøvematerialet svarer til leirlaget Sandven har registrert ved kote 100, og dermed har en attraksjon på 10 kN/m^2 , en friksjonsvinkel på 28° og en prekonsolideringsspenningen på ca. 100 kPa.



Figur 5.4: Utskyvning av prøver viser enkelte skjellrester, sand- og gruskorn.



Figur 5.5: Kornfordeling Eberg-leire etter hydrometeranalyse.

Parameter	Verdi	[-]
Vanninnhold, w	25,7	%
Plastisitetsgrense, w_P	18,4	%
Flytegrense, w_L	29,4	%
Plastisitetsindeks, I_P	11	%
Flyteindeks, I_L	66,7	%
Saltinnhold	4,5	g/L
Porøsitet, n	45,2	%
Poretall, e	0,82	
Metningsgrad, S_r	91,8	%
Densitet, ρ	2,06	g/cm^3
Korndensitet, ρ_s	2,99	g/cm^3
s_u	82,7	kPa
s_r	30,6	kPa
Sensitivitet, S_t	2,7	

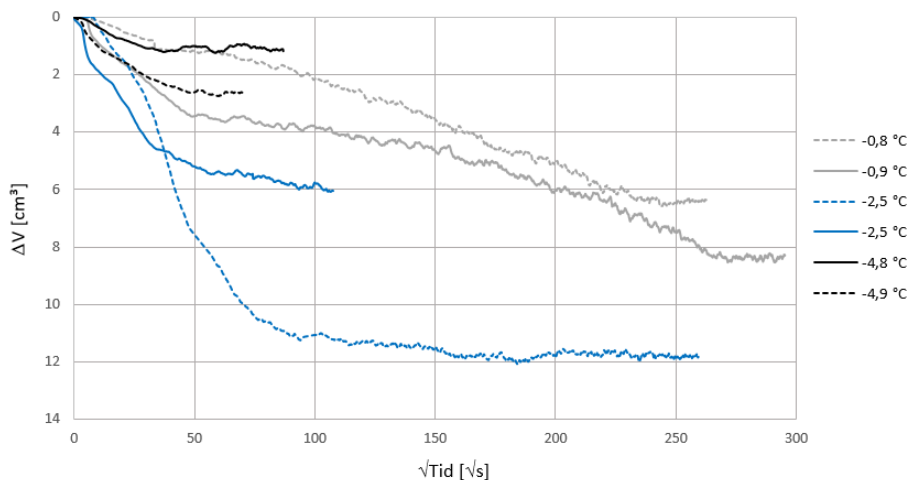
Tabell 5.1: Parametere og resultater fra rutineundersøkelser på Eberg-leire (ufrosset tilstand).

Kapittel 6

Resultater og diskusjon av skjær- og krypforsøk

I det videre er resultatene fra triaksialforsøkene på Eberg-leire presentert og diskutert. Det foreligger først en vurdering av konsolideringsfasen til forsøkene, da denne fasen er avgjørende for å opprette en stabil spenningstilstand i prøven. Videre følger resultater fra skjær- og krypforsøk. Samleplottene baserer seg på skjærforsøkene Eberg-S01, Eberg-S03 og Eberg-S04, og krypforsøkene Eberg-K02, Eberg-K03 og Eberg-K04. Data fra øvrige forsøk er utelatt i dette kapitlet da det er knyttet for mange feilkilder til gjennomføringen av disse forsøkene. Resultater fra alle skjær- og krypforsøk foreligger i vedlegg B.

6.1 Konsolidering



Figur 6.1: Volumendring ved konsolidering av treaksialforsøk på Eberg-leire ved ulike temperaturer.

Figur 6.1 viser konsolideringskurvene for skjær- og krypforsøkene, tegnet med henholdsvis stiplet og heltrukket linje. Alle prøvene er utsatt for en isotrop konsolidering hvor $\sigma_1 = \sigma_3 = 500\text{kPa}$. Volumendringen vist i kurvene tilsvarer volumendringen i baktrykkstempelet, og er hovedsakelig et mål på mengden vann som har drenert ut av prøven i aksial retning. Det er rimelig å anta at mesteparten av vannet i prøven vil dreneres radielt siden dreneringsveien er kortere i denne retningen. En uvisst andel av denne vannmengden vil legge seg som is utenpå prøven. Dermed representerer ikke volumendringen i konsolideringskurvene den totale vannmengden som er drenert ut av prøvene. Da volumendringen er ukjent er det ikke utført noen arealkorreksjon for skjær-/krypfasen. Kurvene er likevel relativt sammenliknbare og er nyttige for å kontrollere at konsolideringsfasen er over.

Kurvene illustrerer generelt at volumendringen ved konsolidering øker med økende temperatur. For de varmeste temperaturene er innholdet av ufrosset vann høyest, og følgelig er det forventet at volumendringen er størst for disse forsøkene. Et av forsøkene ved $-2,5\text{ }^\circ\text{C}$, tegnet med blå stiplet linje (Eberg-S03), avviker fra denne trenden. Unntaket skyldes trolig store temperaturvariasjoner ved innbygging av prøven, se vedlegg B.12. Den store volumendringen kan også være en indikasjon på at prøven er forstyrret.

Det er videre observert noe variasjon i volumendringene til forsøkene med lik temperatur. Disse variasjonene kan skyldes at det har tatt tid før temperaturen i cellen har stabilisert seg og variasjon i totalt vanninnhold. For enkelte forsøk har temperaturen ved innbygging vært kaldere enn forsøkstemperaturen, og prøven har tint under konsolidering. For andre forsøk har laboratorietemperaturen vært varmere enn forsøkstemperaturen, og prøven har fryst under konsolidering. Da ufrosset vanninnhold følger en hysteresesløyfe (se kapittel 2.3.5), kan temperaturvariasjonen påvirke vannmengden som dreneres ut av prøven. Siden

temperaturvariasjonene er små (ca. $1\text{ }^{\circ}\text{C}$), er trolig effekten av termisk hysteresis liten, mens variasjon i totalt vanninnhold er av større betydning.

Konsolideringskurvene viser at primær konsolideringstid, t_p , avtar med avtakende temperatur. Konsolideringstiden, gitt av likning 2.9, er omvendt proporsjonal med stivhet og permeabilitet. Ved kaldere temperaturer vil leiren bli stivere, mens permeabiliteten avtar. Trenden i plottet kan derfor indikere at effekten av økt stivhet er mer fremtredende enn effekten av redusert permeabilitet. Virkningen av den radielle konsolideringen er som nevnt ikke tatt høyde for i plottene, og det er derfor stor usikkerhet knyttet til denne tolkningen.

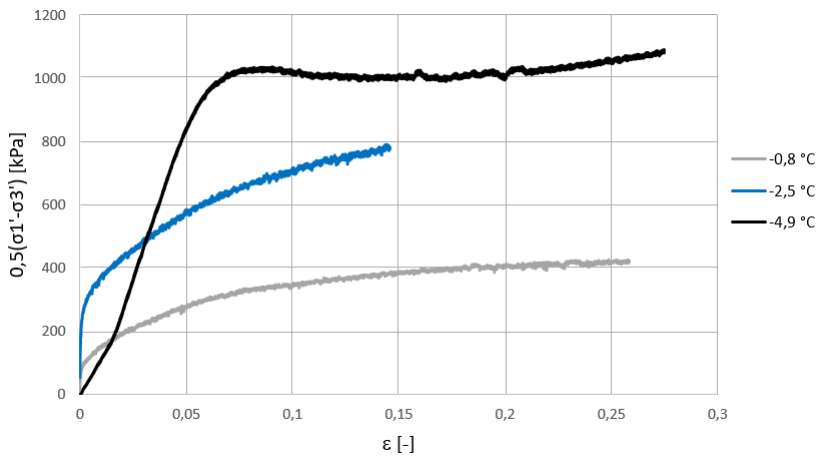
Kurvene for de varmeste temperatuene ($-0,8\text{ }^{\circ}\text{C}$ og $-0,9\text{ }^{\circ}\text{C}$) viser tydeligst at volumendringen har stagnert. For de øvrige temperatuene er det mer usikkert om konsolideringen er over, da eventuell isdannelse i slangen eller steinfilteret (se avsnitt 4.3.1) vil føre til midlertidig utjevning av kurven.

Fra figur 6.1 er det også observert at formen til kurvene ved de kaldeste temperatuene ligner mest den klassiske konsolideringskurven for ufrosset jord. Det finnes i dag lite studier om konsolidering av frosset jord. Et bredere datagrunnlag er derfor nødvendig for videre å kunne vurdere gyldigheten av konsolideringskurvene.

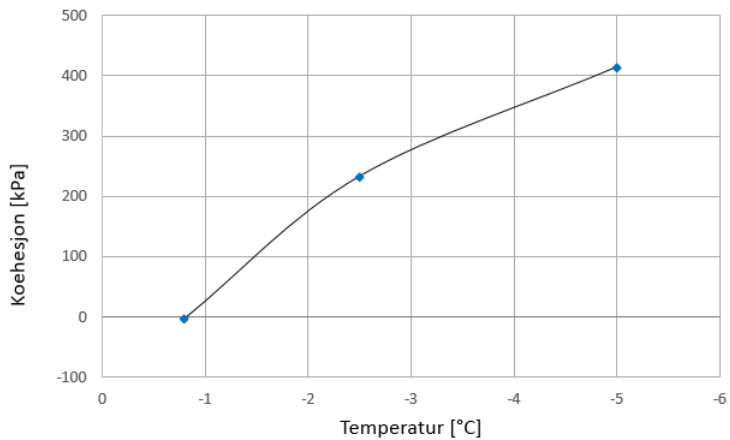
6.2 Skjærforsøk

Figur 6.2 viser skjærspenning mot tøyning for skjærforsøk ved ulike temperaturer. Kurvene viser at styrken øker med avtakende temperatur, og ved $-4,9\text{ }^{\circ}\text{C}$ har leiren en udrenert skjærstyrke på 1020 kPa . For de øvrige temperatuene viser ikke spenning-tøyningskurvene noe tydelig brudd. Plottet indikerer at stivheten øker med avtakende temperatur. Forsøket ved $-4,9\text{ }^{\circ}\text{C}$ avviker fra denne trenden, og skulle trolig vært stivere i starten. Bakgrunnen for avviket er uvisst. Observasjonene om økt styrke og stivhet ved avtakende temperatur stemmer godt med studien av Yuanming et al. (2010). Fra figuren er det videre observert at leiren dilaterer ved $-0,8\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Styrkeøkning med avtakende temperatur skyldes at økt isinnhold binder kornskjelettet sammen (se avsnitt 2.3.6). Figur 6.3 viser hvordan kohesjonen i jorden øker med avtakende temperatur. Kohesjonen er funnet ved hjelp metoden beskrevet i vedlegg D.1, og kan betraktes som et mål på skjærstyrkebidraget fra isen. Plottet indikerer at kohesjonen øker logaritmisk med avtakende temperatur. Den logaritmiske utviklingen samsvarer med at ”*curvature-induced premelting*” er dominerende for temperaturer nær trykksmeltepunktet, mens ”*interfacial premelting*” dominerer for lavere temperaturer. Ettersom temperaturen avtar vil derfor effekten av ”*interfacial premelting*” bli mer fremtredende, og kohesjonskurven flater ut. Det er nødvendig å utføre flere forsøk for å verifisere observasjonen ytterligere.



Figur 6.2: Spenning-tøyningskurver for Eberg-leire ved ulike temperaturer.



Figur 6.3: Kohesjon for Eberg-leire ved ulike temperaturer.

6.3 Krypforsøk

6.3.1 Resultater

Figur 6.4 a), b) og c) viser henholdsvis tøyning, tøyningshastighet og tidsmotstand mot tid for forsøk ved ulike temperaturer. Krypparameterne r_s , R_0 , t_1 og R_1 er hentet ut for de tre temperatuene i henhold til metoden gitt i vedlegg D.2. Verdiene fremkommer av tabell 6.1.

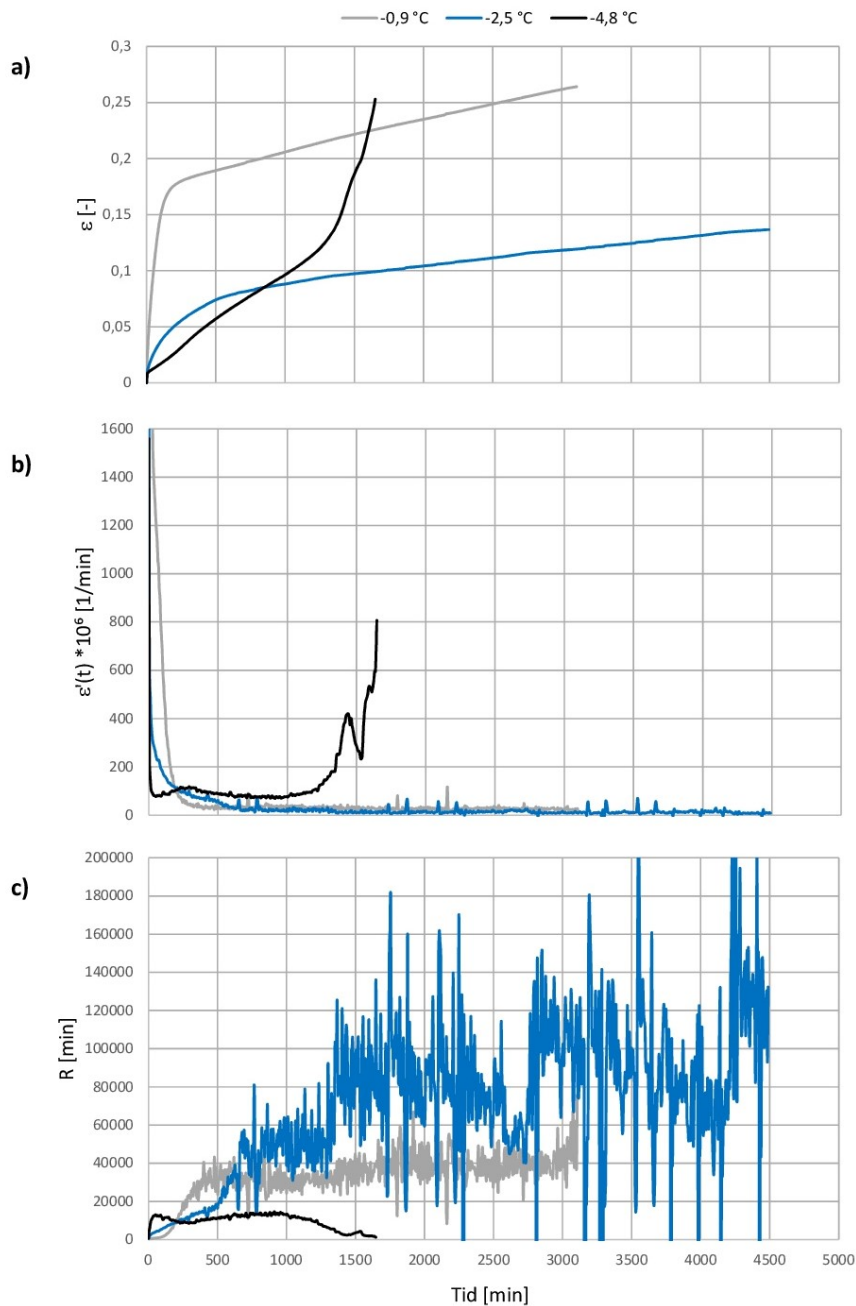
Temperatur [°C]	Mobiliseringsgrad ved 8% tøyning	r_s [-]	R_0 [min]	t_1 [min]	R_1 [min]
-0,9	1,05	45	5	750	34 000
-2,5	0,81	53	450	1400	75 000
-4,8	0,78	143	1400	70	11 000

Tabell 6.1: Krypparametere for Eberg-leire.

Figur 6.4 a) viser at forsøket ved $-4,8^\circ\text{C}$ har nådd tertiær krypfase, mens de øvrige forsøkene ble avsluttet i sekundær fase. Resultatene antyder at krypprosessen tar lengre tid for varmere temperatur, og det er observert at den primære krypfasen er kortest (t_1 er minst) for kaldest temperatur. Forsøket ved $-0,9^\circ\text{C}$ har en høyere mobiliseringsgrad enn de to andre, og når derfor sekundærkryp før forsøket ved $-2,5^\circ\text{C}$. Av samme grunn ligger tøyningsskurven for dette forsøket generelt høyere enn de to andre.

Figur 6.4 c) viser at det er store variasjoner i tidsmotstandskurvene til de to varmeste temperatuene. Tidsmotstanden, R , er den deriverte av tiden med hensyn på tøyning. En liten variasjon i tøyningsskurven vil dermed gi stort utslag på tidsmotstandskurven, og svingningene skyldes trolig at lastcellen ikke har holdt et konstant spenningsnivå som beskrevet i avsnitt 4.5.2. Det ujevne lastnivået er observert i plottene av deviatorspenning mot tid for hvert enkelt forsøk, som viser større svingninger for de to varmeste temperatuene (se vedlegg B.11, B.15 og B.19). Store variasjoner i tidsmotstandsplottet gjør det utfordrende å lese av gode verdier for kryptparameterne direkte. Parameterne er derfor bestemt ved kurvetilpasning til tøyningsskurven.

Et svært begrenset antall data gjør det utfordrende å beskrive hvordan temperatur og mobiliseringsgrad påvirker kryptparameterne. Fra tabell 6.1 er det likevel observert at r_s og R_0 øker med avtakende temperatur. Forsøkene viser at t_1 øker med temperaturen. Resultatene for R_1 indikerer at parameteren avtar med minkende temperatur og økende mobiliseringsgrad.



Figur 6.4: Krypkurver for Eberg-leire ved ulike temperaturer. Kurve a), b) og c) viser henholdsvis tøyning, tøyningshastighet og tidsmotstand mot tid.

6.3.2 Sammenlikning med litteratur og resultater fra tidligere kryp-forsøk

Resultater fra forsøk utført på Karlsruhe-sand (Orth, 1986), Svea-leire (Berggren, 1983) og Eberg-leire er kun kvalitativt sammenliknbare da testmetode og -materiale varierer. Karlsruhe-sand er testet for varierende aksialspenning ved to konstante temperaturer. I forsøkene på Svea-leire er både temperatur og aksialspenning variert. Mobiliseringsgraden er ukjent for begge forsøksseriene. For Eberg-leire foreligger få data, og både temperatur og mobiliseringsgrad varierer.

Prosedyren for å bestemme krypparametere baserer seg på kurvetilpasning. For forsøk med lav kvalitet har det vært utfordrende å hente ut parameterne, og det er brukt skjønn for å finne best mulig tilpasning til krypkurven. Tolkningen kan dermed være svært utslagsgivende for forsøksserier med få data, eksempelvis for Eberg-leire.

Data fra Karlsruhe-sand og Svea-leire indikerer at tidsmotstandstallet avtar med økende aksialspenning. Forsøk på Eberg-leire og Karlsruhe-sand indikerer at tidsmotstandstallet øker med avtakende temperatur. Forsøkene på Svea-leire viser at r_s først avtar og deretter øker for avtakende temperatur. Denne oppførselen gjenspeiler effektene av isinnhold og isens temperaturavhengige reologiske egenskaper beskrevet i avsnitt 2.3.6. For temperaturer nær trykksmeltepunktet vil en temperaturreduksjon hovedsakelig føre til økt isinnhold, og krypmotstandstallet minker. Ved lavere temperaturer er isinnholdet tilnærmet konstant, og en temperatursenkning vil primært påvirke de reologiske egenskapene til isen. Isen blir mindre rateavhengig for avtakende temperatur, og krypmotstanden øker. For Eberg-leiren skyldes avviket fra denne trenden trolig lite data, samt at et av forsøkene er kjørt på høyere mobiliseringsgrad, og ikke er direkte sammenliknbart med de to andre.

Forsøk på Karlsruhe-sand og Svea-leire indikerer at initial tidsmotstand avtar eksponentielt med aksialspenning. Resultater fra forsøkene på leire fra Svea og Eberg viser at initial tidsmotstand øker med avtakende temperatur. Dette skyldes trolig effekten av økt isinnhold, som gjør jorden mer viskøst. I et viskøst materialet vil deformasjon utvikle seg over tid, og initial krypmotstand R_0 er høy.

Resultater fra Karlsruhe-sand og Svea-leire indikerer at varigheten av primær krypfasen øker med avtakende aksialspenning. Data fra Svea- og Eberg-leire antyder at t_1 minker med avtakende temperatur. Observasjonen stemmer godt med kryppoppførselens avhengighet av isinnhold illustrert i figur 2.15, hvor sekundær kryp er dominerende for is-rik jord.

Samtlige forsøksserier viser at tidsmotstand ved sekundærkryp avtar med økende spenningsnivå. Observasjonen stemmer med resultater fra tidligere studier (Andersland og Aki-li, 1967; Sayles, 1973; Arenson og Springman, 2005). Resultater fra Eberg-leire og Svea-leire indikerer at R_1 øker med temperatur. Observasjonen samsvarer med at isens rateavhengighet avtar med avtakende temperatur, men strider mot tidligere studier av Arenson og Springman (2005). Effekten av temperatur på tidsmotstand ved sekundærkryp er derfor ukjent og må undersøkes nærmere.

Trendene fra forsøkene beskrevet over kan vitne om at effekten av isinnhold fanges opp av parameteren R_0 , mens isens avhengighet av tøyningshastighet gjenspeiles i R_1 . Som nevnt

tidligere foreligger det få krypforsøk på Eberg-leire, og det må utføres flere forsøk for å verifisere observasjonen. Videre foreligger det mest data fra enaksiale forsøk, og effekten av celledrykk må undersøkes nærmere.

Konklusjon og videre arbeid

7.1 Konklusjon

Spenning og temperatur er de mest avgjørende tilstandsvariablene for styrke og kryppoppførsel i frossen jord. Faserelasjonen mellom ufrosset vann og is, som i stor grad styrt av spenning, temperatur og kornfordelingen i jorden, påvirker også materialoppførselen. Videre vil isens temperaturavhengige reologiske egenskaper ha innflytelse på kryppoppførselen.

Krypkurven til frossen jord kan deles i tre deformasjonsfaser: primær-, sekundær- og tertiærkryp, der tøyningshastigheten er henholdsvis avtakende, konstant og økende. Primær- og sekundærkryp kan beskrives av følgende parametere: tidsmotstandstall (r_s), initial tidsmotstand (R_0), varighet av primær krypfasen (t_1) og tidsmotstand ved sekundærkryp (R_1). En sammenstilling av resultater fra krypforsøk på Eberg-leire, Karlsruhe-sand og Svealeire, samt teori fra litteraturstudien, viser følgende trender for krypparametrene:

- Tidsmotstandstallet avtar med økende aksialspenning og tenderer til å først avta, og deretter øke, med avtakende temperatur.
- Initial tidsmotstand avtar eksponentielt med aksialspenning, og tenderer til å øke med avtakende temperatur.
- Varigheten av primær krypfasen øker med temperatur og avtakende aksialspenning.
- Tidsmotstanden ved sekundærkryp avtar med økende spenningsnivå.

Trendene over er kun kvalitativt beskrevet og basert på et tynt datagrunnlag. For å verifisere kryppformuleringen i den elastisk-viskoplastiske modellen for frossen jord utviklet ved NTNU er det nødvendig å utføre flere forsøk. Anbefalt laboratorierutine per mai 2018 for fremtidige forsøk foreligger i kapittel 4.4.

7.2 Videre arbeid

Det er flere aspekter i denne oppgaven som krever videre arbeid, spesielt med tanke på planlegging og gjennomføring av forsøk i kuldelaboratoriet. For å få størst utbytte av forsøksresultatene er det også nødvendig å opparbeide seg en dypere materialforståelse av frossen jord. Med innsikt i mikromekanismene som ligger bak kryppoppførselen vil det bli enklere å vurdere hvordan ulike tilstandsvariable påvirker kryp. Det videre arbeidet skal føre til bedre forståelse av kryp i frossen jord.

Tilstandsvariable

For kryppforsøkene på Eberg-leire er kryppoppførselens avhengighet av mobiliseringsgrad og temperatur studert. Variablene ivaretar spennings- og temperaturavhengigheten til jorden. Gjennom litteraturstudien er det identifisert andre faktorer, eksempelvis mineralogi, poreisens reologiske egenskaper og saltinnhold, som også vil påvirke kryppoppførselen i frossen jord. I det videre arbeid vil det derfor være essensielt å vurdere effekten av de andre faktorene og om disse kan fanges opp av tilstandsvariablene temperatur og mobiliseringsgrad. Videre må man vurdere om det er nødvendig å beskrive kryppoppførselen ved hjelp av flere tilstandsvariable. For å foreta en slik vurdering må man i størst mulig grad klare å skille effektene av de ulike variablene fra hverandre, til tross for at dette er svært utfordrende i et multifase-materiale som frossen jord. Ved å studere mikromekanismene som forårsaker kryp og samspillet mellom komponentene i frossen jord ytterligere, vil man likevel kunne opparbeide en økt materialforståelse som videre kan benyttes inn i en slik vurdering.

Både isinnhold og isens reologiske egenskaper er avgjørende for kryppoppførsel. Det finnes flere studier som omhandler effekt av isinnhold, som i stor grad er styrt av temperatur og spenning, på kryppoppførsel. Mineralsammensetningen og spesifikt overflate areal av mineralkornene i jorden er imidlertid også avgjørende for isinnhold, og deres innvirkning på isinnholdet burde skilles fra temperatureffekten. Dette er spesielt viktig dersom forsøk utført på ulike typer jord skal være sammenliknbare. For å kunne skille effektene fra hverandre vil det være nyttig å kjenne ufrosset vanninnhold-temperaturkurvene til de ulike jordtypene.

Poreisens reologiske egenskaper avhenger også av temperatur, men mengden litteratur som belyser temaet funnet i denne oppgaven er begrenset. For videre arbeid er det anbefalt å studere poreisens mekaniske og reologiske egenskaper, og hvordan disse avhenger av temperatur og spenning, mer inngående. Kunnskap om kryp i is vil også være nyttig.

I denne oppgaven har hverken effekten av jordens luft- eller saltinnhold på kryppoppførsel vært undersøkt. Studier av Arenson et al. (2004) peker på at frossen jord ved steinbreer, som er utsatt for kryp, ofte inneholder en betydelig andel luft, og at innholdet er avgjørende for kryppoppførselen til jorden. Nerland (2007) har undersøkt saltets påvirkning på kryppsetninger og bæreevne for peler. Studien viser at salt i porefasen i permafrost kan redusere styrken i jorden dramatisk og gi betydelig økning i tøyningshastighet ved kryp for peler i permafrosten. Studiene nevnt ovenfor indikerer at innhold av luft og salt er avgjørende for

kryp, og at effekten av disse potensielt kan fanges opp av mobiliseringsgrad, da variablene også virker inn på skjærstyrken i jorden. For videre arbeid kan det være relevant å se nærmere på dette.

Systematisk testing

Tilsynelatende tilfeldig variasjon av temperatur og spenning i forsøksseriene for Svea- og Eberg-leire gjør sammenlikning av krypparametere utfordrende. For å gjøre fremtidige forsøk mer sammenlignbare er det ønskelig å endre variablene mer systematisk. Det anbefalt å lage en matrise med temperatur og deviatorspenning/mobiliseringsgrad (eventuelt andre aktuelle tilstandsvariable), og deretter teste for alle kombinasjoner av variablene og ekstrapolere mellom punktene. Da vesentlige faseoverganger finner sted i frossen jord ved temperaturer nær 0 °C er det anbefalt å videre fokusere på dette temperatursjiktet. Tid og mengde prøvemateriale må tas i betraktning for å finne optimalt antall tester og spredningen i disse.

Prøvematerialet

For videre arbeid må det velges et egnet prøvemateriale. Det vil være nyttig å utføre flere ulike indekstester på materialet både i ufrosset og frossen tilstand for å oppnå økt materialforståelse. Resultater fra undersøkelsene vil også avdekke eventuell inhomogenitet i jorden.

For å oppnå et mer homogent prøvemateriale kan man lage kunstige prøver. Det finnes flere fordeler ved å benytte kunstige prøver, og alternativet burde vurderes nøye. Kryp-forsøk på en kunstig jord vil bli mer sammenliknbare, og det vil være lettere å vurdere effekten av temperatur og mobiliseringsgrad isolert. For å lage kunstige prøver vil det være gunstig å ta utgangspunkt i en reell frossen jord med kjente materialparametere som det er utført eller kan utføres krypforsøk på. Dermed kan man bruke forsøksresultatene fra den reelle jorden til å verifisere observasjoner i egne forsøk. I tillegg kan resultatene fra krypforsøkene på den kunstige jorden benyttes direkte inn i beregninger på den reelle jorden. Dersom dette skal være gjennomførbart er det selvsagt essensielt at man klarer å gjenskape den frosne jorden i laboratoriet, og materialet som benyttes for å lage prøvene burde være svært likt originalmaterialet. Videre må prosedyren for å lage prøvene velges med omhu. Dersom man klarer å etablere en god og sikker prosedyre for å lage prøvene vil også antall nødvendige indekstester reduseres.

Uavhengig om man velger en naturlig eller kunstig frossen jord er anbefalt å finne en ufrosset vanninnhold-temperaturkurve for det aktuelle prøvematerialet. Som nevnt gjør sameksistensen av is og ufrosset vann frossen jord til et unikt materiale, og en innsikt i faserelasjonen er nødvendig for å oppnå en god materialforståelse. Fra en slik kurve kan man estimere isinnholdet i prøven, og dermed også studere effekten av isinnhold på styrke og kryppoppførsel direkte (se avsnitt 2.3.6). Kunnskap om mengden ufrosset vann i prøven vil også være nyttig ved tolkning av konsolideringsfasen, og kan blant annet benyttes til å vurdere hvor mye vann som dreneres radielt ut av prøven.

Prøvepreparasjon

I denne oppgaven er en eldre vertikal utskyver benyttet under prøvepreparasjon. Ved trimming av prøven er en vugge med lengde 200 mm brukt. Dermed har det vært utfordrende å få en jevn prøvehøyde på 150 mm. Det er anbefalt å benytte en horisontal utskyver og en vugge med lengde 150 mm i fremtidige forsøk.

Utformingen av toppstykket i treaksialcellen medfører at det er utfordrende å få en tett forsegling mellom gummihuden og toppstykket, da det kun er plass til en O-ring. Det er anbefalt å bytte dette toppstykket for å gjøre innbyggingen av forsøket enklere.

Stabilisering av temperatur

Kontroll og måling av temperatur har vært en utfordring ved gjennomføring av samtlige forsøk. Potensielle årsaker til temperaturvariasjonene er beskrevet i avsnitt 4.5.3.

Det har vært registrert avvik mellom temperaturmålere i kuldelaboratoriet og cellen i forsøkene, og det er dermed uvisst om frysetemperaturen til prøvene har svart til forsøkstemperaturen. For å løse dette problemet kan man fryse prøvene i en fryser som holder en mer stabil temperatur enn kuldelaboratoriet. Mulighetene for å logge temperaturmålerne i kuldelaboratoriet burde også undersøkes. Loggingen kan resultere i en bedre forståelse av årsaken til temperaturvariasjonen, og dermed kan man oppnå en bedre temperaturregulering gjennom hele forsøksprosedyren.

For å minimere temperaturvariasjonen under forsøket er det anbefalt å la temperaturen i cellen stabilisere seg før konsolideringsfasen startes. Temperaturmåleren til sirkulasjonstermostaten bør videre repareres slik at ekstern temperaturstyring kan benyttes i fremtidige forsøk.

Avvik mellom temperaturmålere i topp og bunn av cellen vitner om at det forekommer en varmetvikling ved stempelet i toppen. For å få en jevn temperatur i hele cellen er det anbefalt å installere en propell eller liknende i cellen som kan skape sirkulasjon i cellevæsken. Mulighetene for og effekten av en slik løsning burde undersøkes videre.

LVDT-er

De lokale LVDT-ene har løsnet eller gått til bunns i alle forsøk med unntak av Flotten-K01 (se vedlegg B.5). I tillegg er festing med gummistrikk tidkrevende og kan medføre forstyrrelse av prøven. Det er derfor anbefalt å utarbeide en bedre metode for å feste lokale LVDT-er. En mulig festemekanisme, som burde undersøkes videre, er festing med pinner som stikkes inn i prøvestykket etter at gummihuden er tredd på. Hullet i gummihuden kan tettes med flytende latex.

Radielle tøyingsmålere kan potensielt gi informasjon om isdannelse grunnet radiell drenering. Dette vil være nyttig for å få en økt forståelse av konsolidering av frossen jord, og kan mulig benyttes til en eventuell arealkorreksjon i skjær- og kryppfase.

Referanseliste

- Andersland, Orlando B og Ladanyi, B. (1994). *An Introduction to Frozen Ground Engineering*. Chapman & Hall, Inc.
- Andersland, O. og Akili, W. (1967). Stress effect on creep rates of a frozen clay soil. *Geotechnique*, 17(1):27–39.
- Arenson, L. U. (2003). *Unstable alpine permafrost: a potentially important natural hazard-variations of geotechnical behaviour with time and temperature*. vdf Hochschulverlag AG.
- Arenson, L. U., Johansen, M. M., og Springman, S. M. (2004). Effects of volumetric ice content and strain rate on shear strength under triaxial conditions for frozen soil samples. *Permafrost and Periglacial Processes*, 15(3):261–271.
- Arenson, L. U. og Springman, S. M. (2005). Triaxial constant stress and constant strain rate tests on ice-rich permafrost samples. *Canadian Geotechnical Journal*, 42(2):412–430.
- Baker, T. H. W. (1979). Strain rate effect on the compressive strength of frozen sand. *Engineering Geology*, 13(1-4):223–231.
- Berggren, A.-L. (1983). *Mekaniske Krypmodeller for Modellering av Oppførselen til Frosen Jord*. Doktorgradsavhandling, NTNU, Institutt for Geoteknikk.
- Berggren, A.-L. (2007). Introduksjon til kunstig grunnfrysing og Berggrens kryptmodell. *Frost i Jord 2007*, side 95–104.
- Bjerrum, L. (1967). Engineering geology of norwegian normally-consolidated marine clays as related to settlements of buildings. *Geotechnique*, 17(2):83–118.
- Brown, Jerry og Ferrians Jr, O. J., Heginbottom, J. A., og Melnikov, E. S. (1997). *Circum-Arctic map of permafrost and ground-ice conditions*. Washington, DC: U.S. Geological Survey in Cooperation with the Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources. Circum-Pacific Map Series CP-45, scale 1:10,000,000, 1 sheet.

-
- Burt, T. og Williams, P. J. (1976). Hydraulic conductivity in frozen soils. *Earth Surface Processes and Landforms*, 1(4):349–360.
- Chamberlain, E., Groves, C., og Perham, R. (1972). The mechanical behaviour of frozen earth materials under high pressure triaxial test conditions. *Geotechnique*, 22(3):469–483.
- Chang, D. K. og Lacy, H. S. (2008). Artificial ground freezing in geotechnical engineering. *International Conference on Case Histories in Geotechnical Engineering*.
- Durham, W. og Stern, L. (2001). Rheological properties of water ice—applications to satellites of the outer planets. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 29(1):295–330.
- FINN (2018). Finn kart. <https://kart.finn.no>. [Online; hentet 17.04.2018].
- Ghoreishian Amiri, S., Grimstad, G., Kadivar, M., og Nordal, S. (2016a). Constitutive model for rate-independent behavior of saturated frozen soils. *Canadian Geotechnical Journal*, 53(10):1646–1657.
- Ghoreishian Amiri, S. A., Grimstad, G., og Kadivar, M. (2016b). An elastic-viscoplastic model for saturated frozen soils. *European Journal of Environmental and Civil Engineering*, side 1–17.
- Gisnås, K., Etzelmüller, B., Lussana, C., Hjort, J., Sannel, A. B. K., Isaksen, K., Westermann, S., Kuhry, P., Christiansen, H. H., Frampton, A., et al. (2017). Permafrost map for Norway, Sweden and Finland. *Permafrost and Periglacial Processes*, 28(2):359–378.
- Goughnour, R. R. og Andersland, O. (1968). Mechanical properties of a sand-ice system. *Am Soc Civil Engr J Soil Mech.*
- Havel, F. (2004). *Creep in soft soils*. Doktorgradsavhandling, NTNU, Institutt for Geoteknikk.
- Henry, K. S. (2000). A review of the thermodynamics of frost heave. Technical report, Cold Regions Research and Engineering Laboratory, US Army Corps of Engineers.
- Hult, J. A. H. (1966). *Creep in engineering structures*. Blaisdell Pub. Co.
- Janbu, N. (1969). The resistance concept applied to deformations of soils. In *Proceedings of the 7th International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, Mexico City*, volume 2529, side 191–196.
- Jilin, Q., Yu, S., Jianming, Z., og Zhi, W. (2007). Settlement of embankments in permafrost regions in the Qinghai-Tibet Plateau. *Norsk Geografisk Tidsskrift-Norwegian Journal of Geography*, 61(2):49–55.
- Ladanyi, B. (1972). An engineering theory of creep of frozen soils. *Canadian Geotechnical Journal*, 9(1):63–80.
- Ladanyi, B. (1981). Mechanical behavior of frozen soils. In *Proceedings of International Symposium on the Mechanical Behavior of Structured Media*. New York: Elsevier, volume 198, side 205–245.

-
- Ladanyi, B. (1983). Shallow foundations on frozen soil: creep settlement. *Journal of Geotechnical Engineering*, 109(11):1434–1448.
- Li, N., Chen, F., Su, B., og Cheng, G. (2002). Theoretical frame of the saturated freezing soil. *Cold Regions Science and Technology*, 35(2):73–80.
- Lunardini, V. J., Berg, R., McGaw, R., Jenkins, T., og Nakano, Y. (1982). The mobility of water in frozen soils. Technical report, Cold Regions Research and Engineering Laboratory, US Army Corps of Engineers.
- Morgenstern, N. R. og Nixon, J. F. (1971). One-dimensional consolidation of thawing soils. *Canadian Geotechnical Journal*, 8(4):558–565.
- Mühll, D. V., Arenson, L., og Springman, S. (2003). Temperature conditions in two alpine rock glaciers. In *Proc., 8th Int. Conf. on Permafrost, Swets & Zeitlinger, Lisse, Netherlands*, side 1195–1200.
- Nerland, Ø. (2007). Pelebelastningsforsøk i salt permafrost, longyearbyen. *Frost i Jord 2007*, side 41–50.
- NGU (2018). Løsmassekart. <http://geo.ngu.no/kart/losmasse/>. [Online; hentet 17.04.2018].
- Nishimura, S., Gens, A., Olivella, S., og Jardine, R. (2008). Thm-coupled finite element analysis of frozen soil: formulation and application. *Geotechnique*, 59(3):159–171.
- Norgeskart (2018). Norgeskart. <https://norgeskart.no>. [Online; hentet 23.01.2018].
- Orth, W. (1986). *Gefrorener Sand als Werkstoff: Elementversuche und Materialmodell*, volume 100. Institut für Bodenmechanik und Felsmechanik der Universität Fridericiana in Karlsruhe.
- Penner, E. (1961). Ice-grain structure and crystal orientation in an ice lens from leda clay. *Geological Society of America Bulletin*, 72(10):1575–1577.
- Qingbai, W., Yongzhi, L., Jianming, Z., og Changjiang, T. (2002). A review of recent frozen soil engineering in permafrost regions along Qinghai-Tibet Highway, China. *Permafrost and Periglacial Processes*, 13(3):199–205.
- Rist, M. og Murrell, S. (1994). Ice triaxial deformation and fracture. *Journal of Glaciology*, 40(135):305–318.
- Sandven, R. (1990). *Strength and deformation properties of fine grained soils obtained from piezocone tests*. Doktorgradsavhandling, NTH.
- Sandven, R., Senneset, K., Emdal, A., Nordal, S., Janbu, N., Grande, L., og Amundsen, H. A. (2017). *Geotechnics Field and Laboratory Investigations*. NTNU.
- Sayles, F. H. (1973). Triaxial and creep tests on frozen Ottawa sand. In *Proceedings of the North American Contribution to the 2nd International Permafrost Conference, Yakutsk, USSR National Academy of Sciences, Washington, DC*, side 384–391.
-

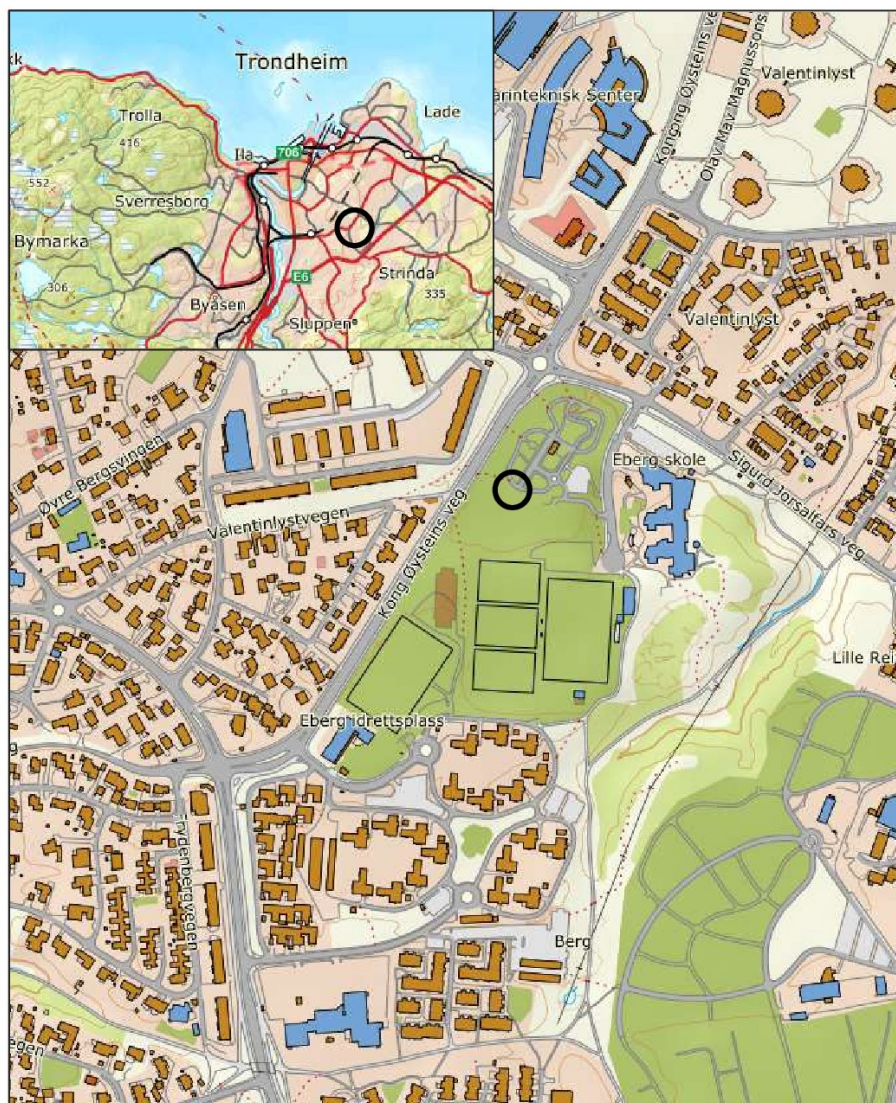
-
- Spaans, E. J. og Baker, J. M. (1996). The soil freezing characteristic: Its measurement and similarity to the soil moisture characteristic. *Soil Science Society of America Journal*, 60(1):13–19.
- Standard Norge, . (1982a). *Geoteknisk prøving - Laboratoriemetoder - Bestemmelse av udrenert skjærstyrke ved konusprøving*. Standard Norge, Lysaker.
- Standard Norge, . (1982b). *Geoteknisk prøving - Laboratoriemetoder - Densitet*. Standard Norge, Lysaker.
- Standard Norge, . (1982c). *Geoteknisk prøving - Laboratoriemetoder - Korndensitet*. Standard Norge, Lysaker.
- Standard Norge, . (1982d). *Geoteknisk prøving - Laboratoriemetoder - Kornfordelingsanalyse av jordprøver*. Standard Norge, Lysaker.
- Standard Norge, . (1982e). *Geoteknisk prøving - Laboratoriemetoder - Plastisitetsgrensen*. Standard Norge, Lysaker.
- Standard Norge, . (1982f). *Geoteknisk prøving - Laboratoriemetoder - Støtflytegrensen*. Standard Norge, Lysaker.
- Standard Norge, . (1982g). *Geoteknisk prøving - Laboratoriemetoder - Vanninnhold*. Standard Norge, Lysaker.
- Statens Vegvesen, . (2014). *Håndbok V220 - Geoteknikk i vegbygging*. Vegdirektoratet.
- Terzaghi, K. (1923). Die berechnung der durchlässigkeitsziffer des tones aus dem verlauf der hydrodynamischen spannungs. erscheinungen. *Sitzungsber. Akad. Wiss. Math. Naturwiss. Kl. Abt. 2A*, 132:105–124.
- Terzaghi, K. (1951). *Theoretical soil mechanics*, side 265–296. Chapman And Hall, Limited.; London.
- Terzaghi, K. og Peck, R. B. (1967). *Soil Mechanics in Engineering Practice, 2nd ed.* Wiley, New York.
- Thomas, H. R., Cleall, P. J., Li, Y., Harris, C., og Kern-Luetschg, M. (2009). Modeling of cryogenic processes in permafrost and seasonally frozen soils. *Geotechnique*, 59(3):173–184.
- Tian, H., Wei, C., Wei, H., og Zhou, J. (2014). Freezing and thawing characteristics of frozen soils: Bound water content and hysteresis phenomenon. *Cold Regions Science and Technology*, 103:74–81.
- Trondheim kommune, . (2013). R.1539 Eberg barnehage.
- Trondheim kommune, . (2014). R.1534 Eberg barnehage.
- Tsytovich, N. (1976). Mechanics of frozen ground: Textbook. 156r. new york, mcgraw-hill, 1975, 426p. In *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts*, volume 13, side A14. Pergamon.

-
- Watanabe, K. og Mizoguchi, M. (2002). Amount of unfrozen water in frozen porous media saturated with solution. *Cold Regions Science and Technology*, 34(2):103–110.
- Wettlaufer, J. og Worster, M. G. (2006). Premelting dynamics. *Annu. Rev. Fluid Mech.*, 38:427–452.
- Wu, Z. og Liu, Y. (2005). Frozen subsoil and engineering. side 84–90.
- Xie, Q., Zhu, Z., og Kang, G. (2014). Dynamic stress–strain behavior of frozen soil: Experiments and modeling. *Cold Regions Science and Technology*, 106:153–160.
- Yamamoto, Y. og Springman, S. M. (2014). Axial compression stress path tests on artificial frozen soil samples in a triaxial device at temperatures just below 0 c. *Canadian geotechnical journal*, 51(10):1178–1195.
- Yu, F., Qi, J., Yao, X., og Liu, Y. (2013). In-situ monitoring of settlement at different layers under embankments in permafrost regions on the Qinghai–Tibet Plateau. *Engineering Geology*, 160:44–53.
- Yuanming, L., Yugui, Y., Xiaoxiao, C., og Shuangyang, L. (2010). Strength criterion and elastoplastic constitutive model of frozen silt in generalized plastic mechanics. *International Journal of Plasticity*, 26(10):1461–1484.
- Zhang, T., Barry, R., Knowles, K., Ling, F., og Armstrong, R. (2003). Distribution of seasonally and perennially frozen ground in the northern hemisphere. In *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost*, volume 2, side 1289–1294. AA Balkema Publishers.

Vedlegg **A**

Materialbeskrivelse

A.1 Oversiktskart



Koordinater borhull (UTM-32):
7033030 N,
571695 E

Figur A.1: Plassering av borhull. Kart hentet fra Norgeskart (2018).

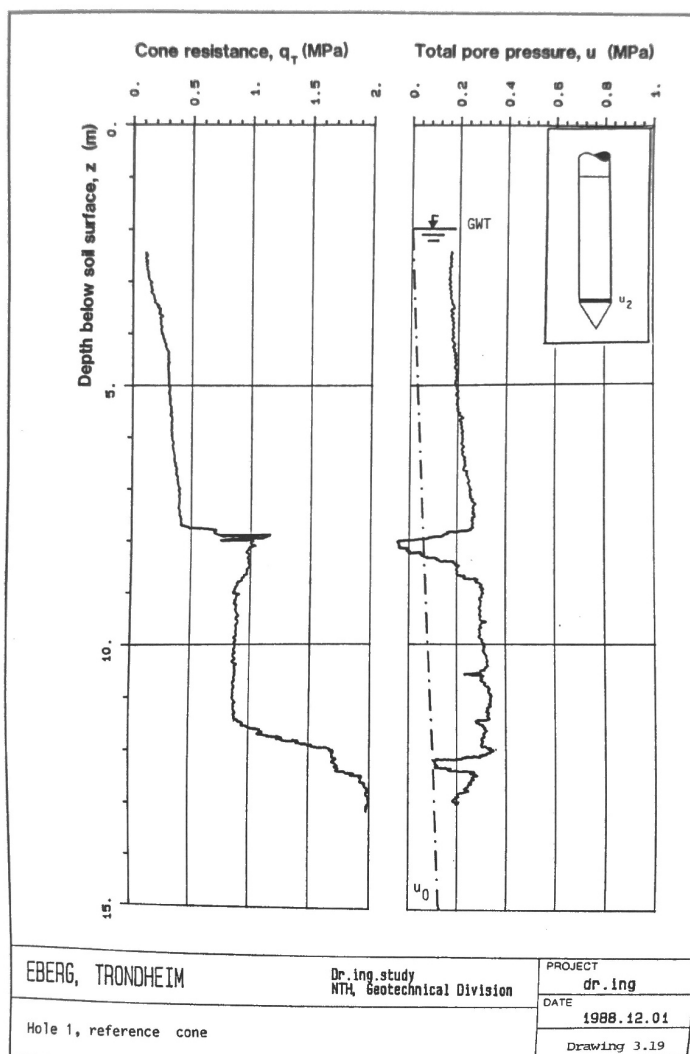
A.2 Resultater fra rutineundersøkelser

Borested	Eberg	Dato prøvetakning	18.01.2018
Hull nr	1	Dato prøveåpning	21.02.2018
Koordinater (UTM-32)	7033030 N, 571695 E	Operatør	Kaja Sørvig Østbye
Dybde	4,0-4,8	Generell klassifisering	
Boring utført av	NTNU	Leire med enkelte gruskorn og skjellrester	
Prøvediameter	75 mm		

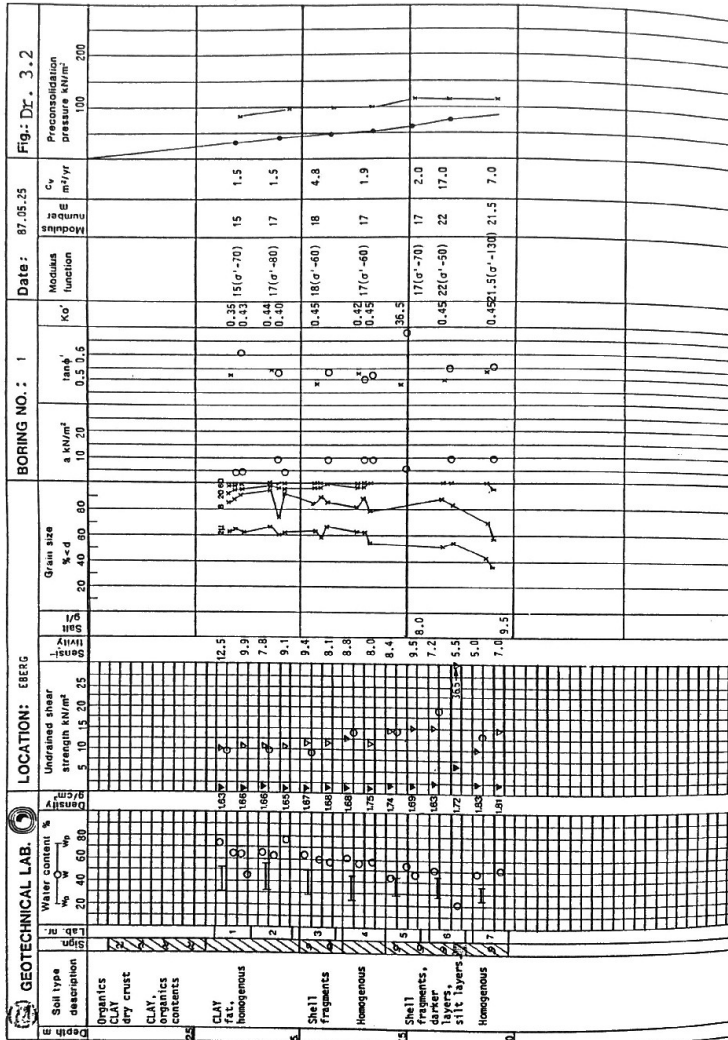
Vanninnhold	Prøve 1	Prøve 2	Prøve 3	wl	wp	Densitet	Ring	Skål
Skål nr	44	63	108	239	11	Ring/skålnr.	II	72
Total masse våt [g]	63,80	69,57	78,67	33,87	39,26	Total masse våt [g]	100,89	
Total masse tørr [g]	55,63	60,05	67,39	31,35	37,68	Total masse tørr [g]		103,28
Masse vann [g]	8,17	9,52	11,28	2,52	1,58	Masse ring/skål [g]	31,04	48,88
Masse skål [g]	25,70	22,09	21,89	22,77	29,1	Masse våt prøve [g]	69,85	
Masse tørr prøve [g]	29,93	37,96	45,5	8,58	8,58	Masse tørr prøve [g]		54,4
Vanninnhold [%]	27,30	25,08	24,79	29,37	18,41	Volum [cm ³]	33,87	33,87
Midlere vanninnhold (prøve 1, 2 og 3)				25,72		Densitet [g/cm ³]	2,06	1,61
Korndensitet fra pyknometer	Prøve 1	Prøve 2	Oppsummering av rutine parametere					
Pyknometer nr.	14967	14965	Vanninnhold, w	25,72 %				
Masse pykn. + vann [g]	144,18	142,33	Plastisitetsindeks, I _p	10,96 %				
Masse pykn.+prøve+vann [g]	149,22	146,52	Flyteindeks, I _L	66,70 %				
Total masse tørr [g]	416,35	408,91	Saltinnhold	4,50 g/l				
Skål nr.	P14	P13	Densitet, ρ	2,06 g/cm ³				
Masse skål [g]	408,76	402,64	Tørr densitet, ρ	1,61 g/cm ³				
Masse tørr [g]	7,59	6,27	Korndensitet, ρ _s	2,99 g/cm ³				
Korndensitet [g/cm ³]	2,97	3,01	Porøsitet, n	45,12 %				
Konusforsøk	Su	Sr	St	Poretall, e	0,82			
Prøve	kPa	kPa	-	Metningsgrad	91,75 %			
1	74,1	30,4	2,4	Su (konus)	82,7 kPa			
2	100	29,9	3,3	Sur	30,6 kPa			
3	74,1	31,4	2,4	Sentitivitet, St	2,7			

Figur A.2: Data fra utførte rutineundersøkelser

A.3 Resultater fra tidligere grunnundersøkelser



Figur A.3: CPTU fra undersøkelser utført av SINTEF/NTH (Sandven, 1990).



Boring profile, Eberg clay, Trondheim

PROJECT

Dr. ing.

DATE

1989.02.15

Drawing 3.2



GEOTECHNICAL DIVISION
THE NORWEGIAN INSTITUTE OF TECHNOLOGY

Figur A.4: Indekstester fra undersøkelser utført av SINTEF/NTH (Sandven, 1990).

Kryp- og skjærforsøk

I det videre foreligger resultatene fra følgende forsøk:

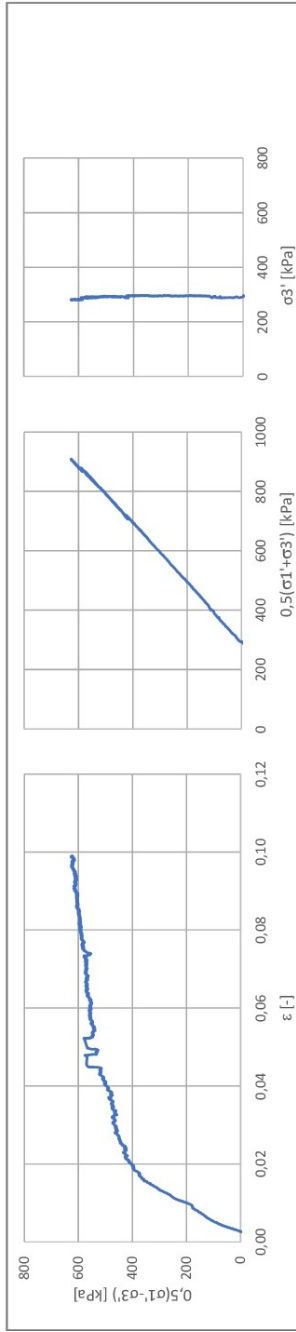
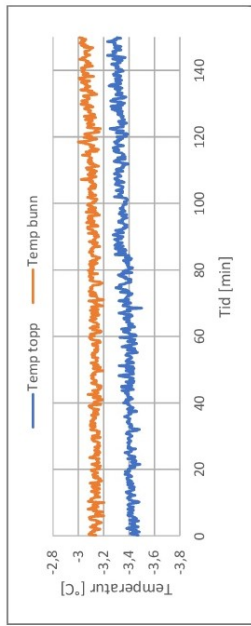
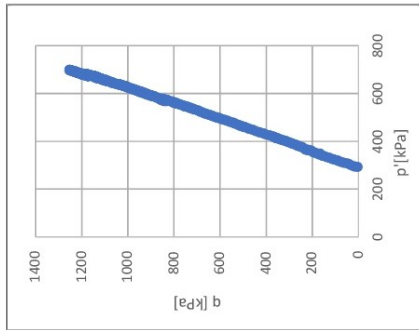
Test nr	Type	T [°C]	σ_3 [kPa]	$\dot{\epsilon}$ [mm/min]	$\sigma_1 - \sigma_3$ [kPa]	Side
Flotten-S01	Skjær	-3,24	290	0,1	-	87
Flotten-S02	Skjær	-2,82	478	0,05	-	88
Flotten-K01	Kryp	-2,46	461	-	1051	90
Eberg-S01	Skjær	-4,91	479	0,05	-	92
Eberg-K01	Kryp	-4,66	477	-	1706	94
Eberg-K02	Kryp	-4,76	478	-	1588	96
Eberg-S03	Skjær	-2,51	479	0,05	-	98
Eberg-K03	Kryp	-2,52	484	-	1069	100
Eberg-S04	Skjær	-0,82	486	0,05	-	102
Eberg-K04	Kryp	-0,94	486	-	687	104

Tabell B.1: Forsøksoversikt

Flotten - S01 - Skjærforsøk

Sted	Flotten	Høyde	150 mm
Dybde [m]	5-5,8	Diameter	75 mm
Prøvetakningsdato	10.01.2018	Tøyningsrate	0,10 mm/min
Frysedato	29.01.2018	σ_3	290 kPa
Forsøksdato	13.02.2018	Temperatur	-3,24 °C

Kommentar: Ble bygd inn 30.01, men utsatt pga oljelekkasje.

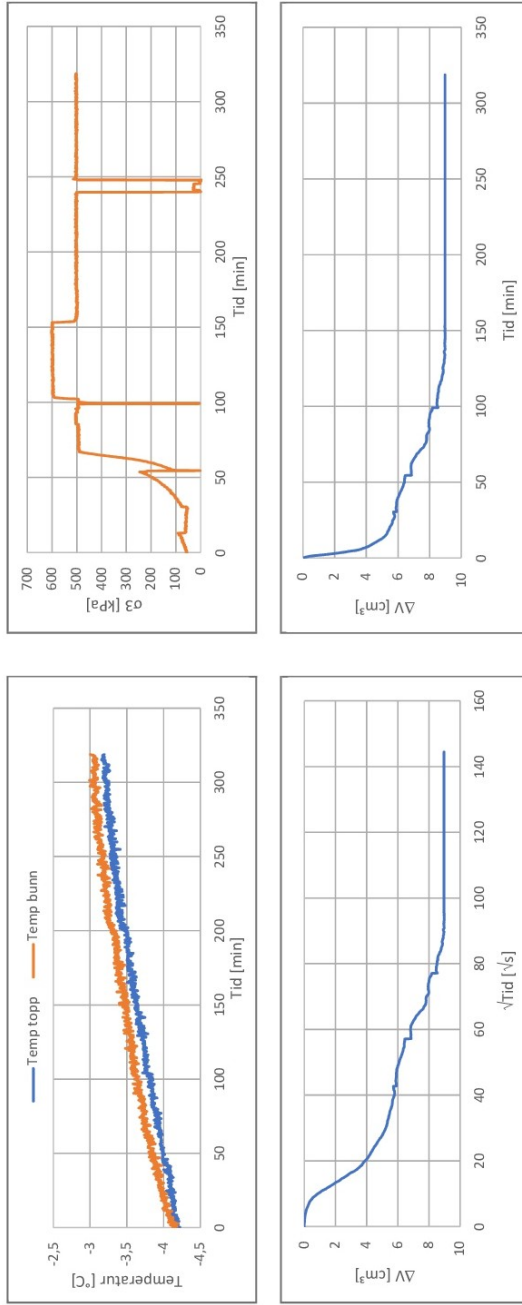


Figur B.1: Flotten - S01

Flotten - S02 - Konsolidering

Sted	Flotten	Høyde	150 mm
Dybde [m]	5-5,8	Diameter	75 mm
Prøvetakningsdato	10.01.2018	Tøyingsrate	0,05 mm/min
Frysedato	13.02.2018	σ_3	478 kPa
Forsøksdato	14.02.2018	Temperatur	-2,82 °C

Kommentar: Det tok lang tid å bygge opp celletrykk, konsolideringen startet derfor ved lavere celletrykk. Hakk i σ_3 -plottet skyldes etterfylling av celletrykkstempel.

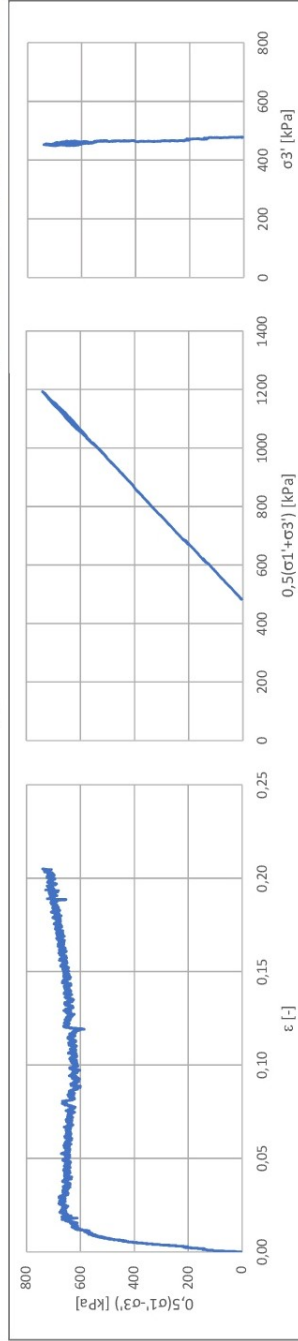
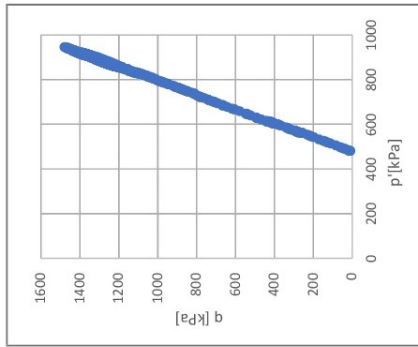
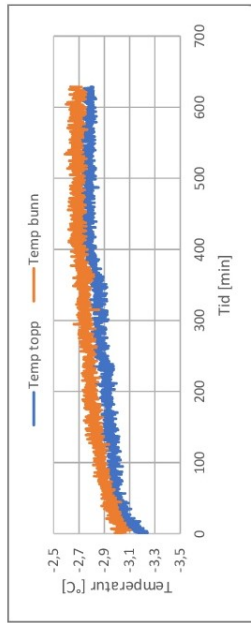


Figur B.2: Flotten - S02

Flotten - S02 - Skjærforsøk

Sted	Flotten	Høyde	150 mm
Dybde [m]	5-5,8	Diameter	75 mm
Prøvetakningsdato	10.01.2018	Tøyningsrate	0,05 mm/min
Frysedato	13.02.2018	σ_3	478 kPa
Forsøksdato	14.02.2018	Temperatur	-2,82 °C

Kommentar:

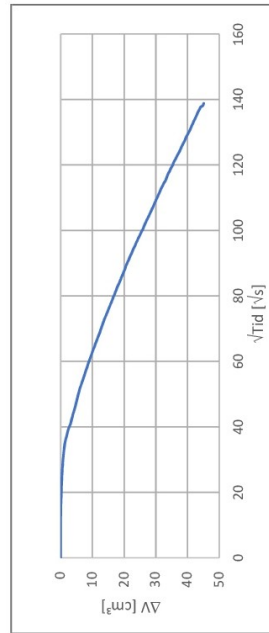
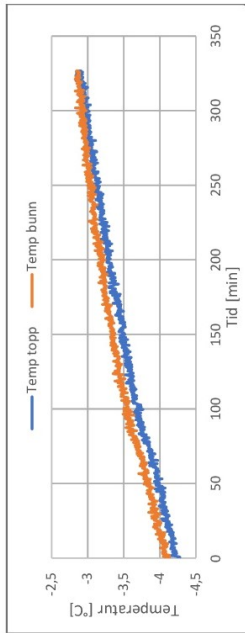


Figur B.3: Flotten - S02

Flotten - K01 - Konsolidering

Sted	Flotten	Høyde	150 mm
Dybde [m]	5-5,8	Diameter	75 mm
Prøvetakningsdato	10.01.2018	σ_1 - σ_3	1051 kPa
Frysedato	18.02.2018	σ_3	461 kPa
Forsøksdato	19.02.2018	Temperatur	-2,46 °C

Kommentar: lekkasje grunnnet rift i gummihud. Uvisst hvilket volum som har konsolidert ut av prøven.

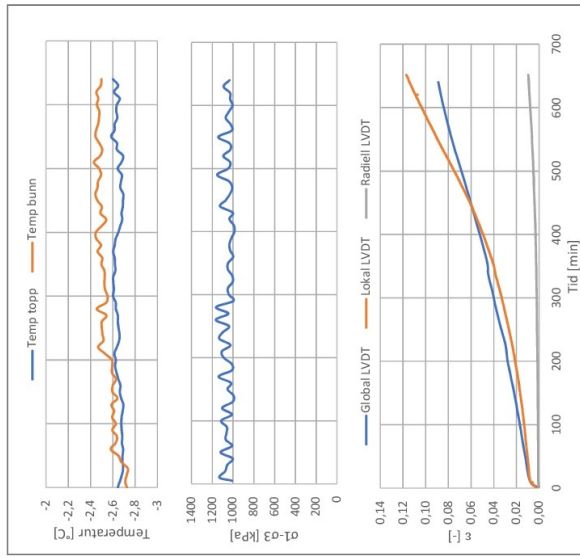
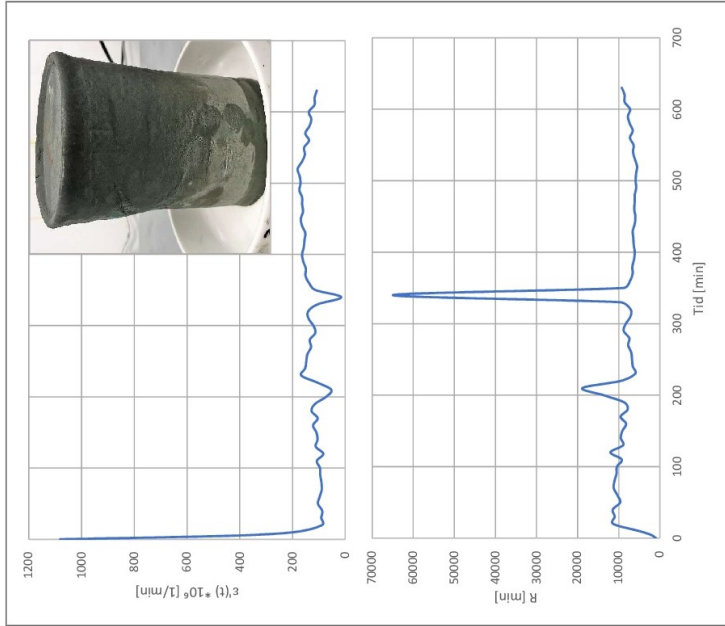


Figur B.4: Flotten - K01

Flotten - K01 - Krypforsøk

Sted	Flotten	Høyde	150 mm
Dybde [m]	5-5,8	Diameter	75 mm
Prøvetakningsdato	10.01.2018	σ_1 - σ_3	1051 kPa
Frysedato	18.02.2018	σ_3	461 kPa
Forsøksdato	19.02.2018	Temperatur	-2,46 °C

Kommentar:

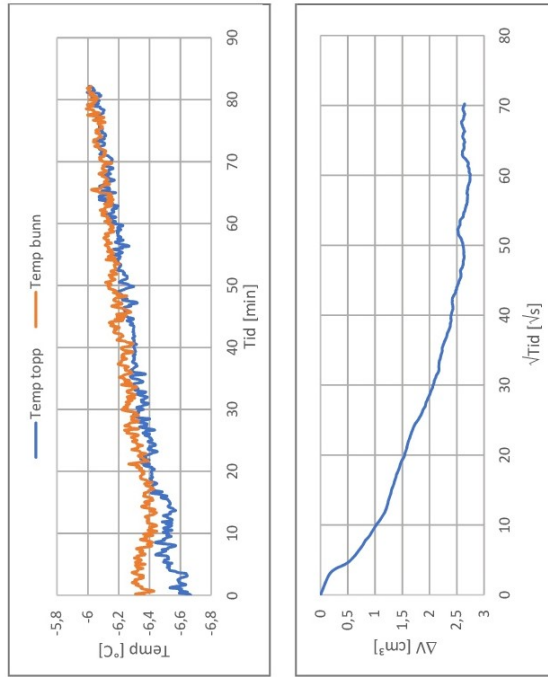


Figur B.5: Flotten - K01

Eberg - S01 - Konsolidering

Sted	Eberg, 1	Høyde	150 mm
Dybde [m]	4-4,8	Diameter	75 mm
Prøvetakningsdato	18.01.2018	Tøyningsrate	0,05 mm/min
Frysedato	20.02.2018	σ_3	479 kPa
Forsøksdato	22.02.2018	Temperatur	-4,91 °C

Kommentar:

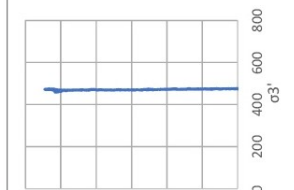
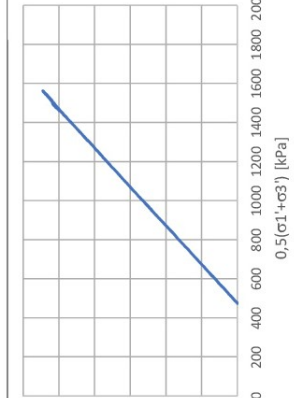
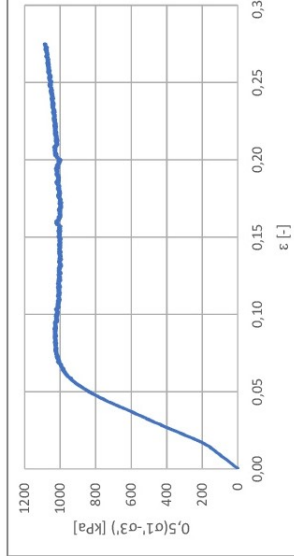
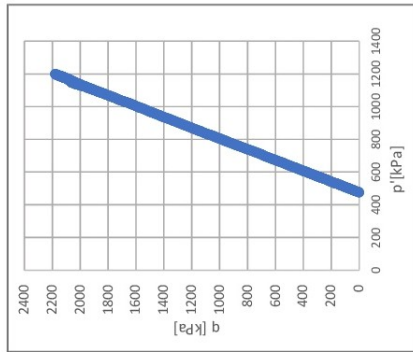
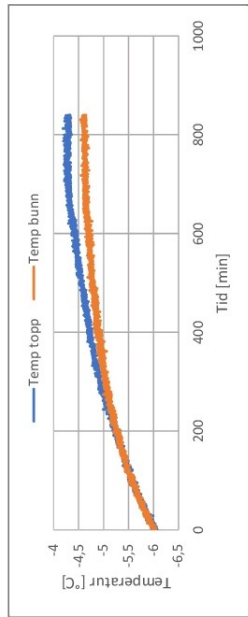


Figur B.6: Eberg - S01

Eberg - S01 - Skjærforsøk

Sted	Eberg, 1	Høyde	150 mm
Dybde [m]	4-4,8	Diameter	75 mm
Prøvetakningsdato	18.01.2018	Tøyningsrate	0,05 mm/min
Frysedato	20.02.2018	σ_3	479 kPa
Forsøksdato	22.02.2018	Temperatur	-4,91 °C

Kommentar:

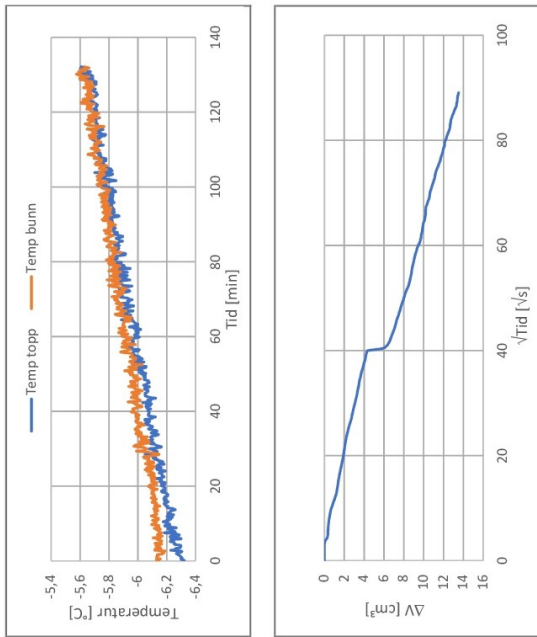


Figur B.7: Eberg - S01

Eberg - K01 - Konsolidering

Sted	Eberg, 1	Høyde	150 mm
Dybde [m]	4-4,8	Diameter	75 mm
Prøvetakningsdato	18.01.2018	σ_1 - σ_3	1706 kPa
Frysedato	28.02.2018	σ_3	477 kPa
Forsøksdato	01.03.2018	Temperatur	-4,66 °C

Kommentar: Jevn volumøkning i baktrykkstempel indikerer lekkasje. Uvisst hvilket volum som har konsolidert ut av prøven.

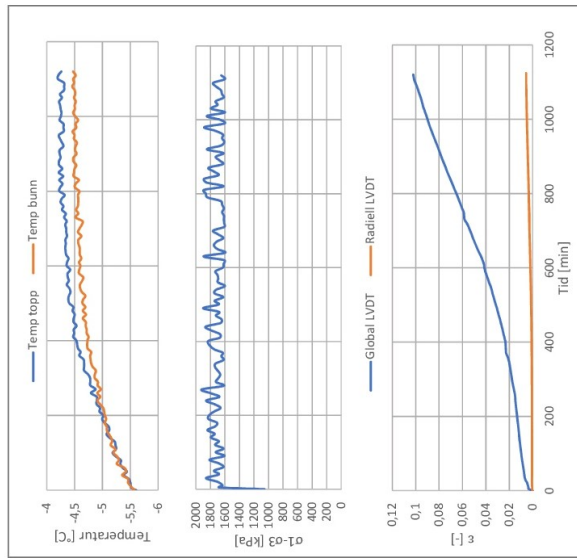
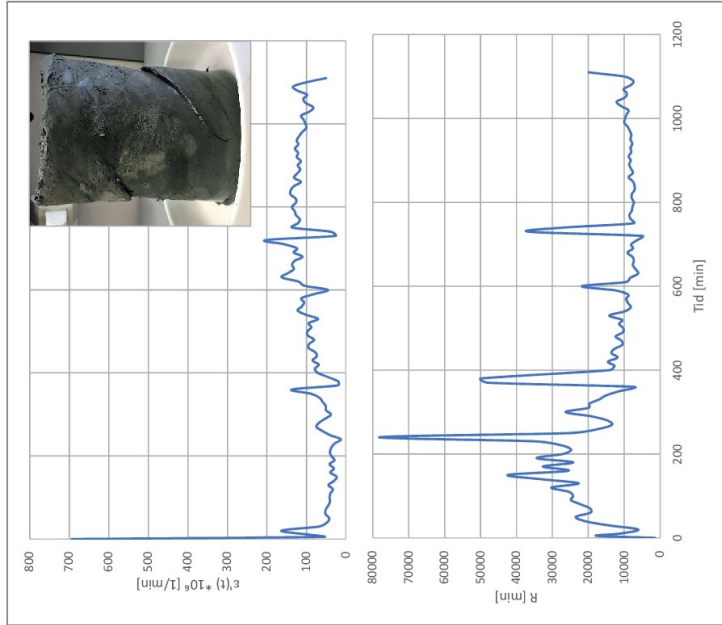


Figur B.8: Eberg - K01

Eberg - K01 - Krypforsøk

Sted	Eberg.1	Heide	150 mm
Dybde [m]	4-4,8	Diameter	75 mm
Prøvetakningsdato	18.01.2018	σ_1 - σ_3	1706 kPa
Frysedato	28.02.2018	σ_3	477 kPa
Forsøksdato	01.03.2018	Temperatur	-4,66 °C

Kommentar: Lastcellen holdt ikke en jevn last.

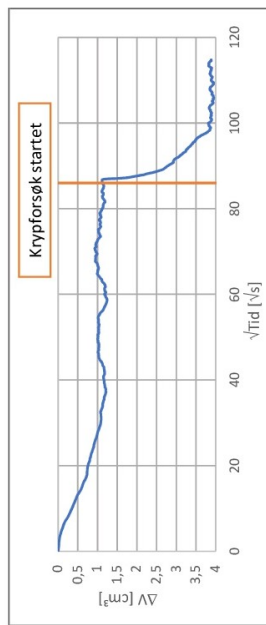
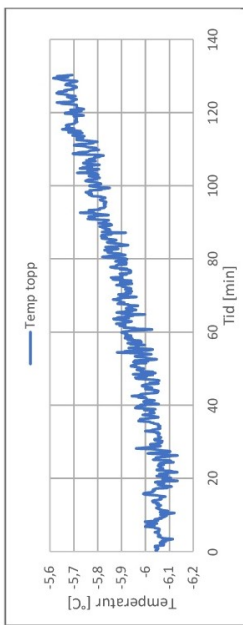


Figur B.9: Eberg - K01

Eberg - K02 - Konsolidering

Sted	Eberg, 2	Høyde	150 mm
Dybde [m]	4-4,8	Diameter	75 mm
Prøvetakningsdato	18.01.2018	σ_1 - σ_3	1588 kPa
Frysedato	14.03.2018	σ_3	478 kPa
Forsøksdato	15.03.2018	Temperatur	-4,76 °C

Kommentar: Temperaturmåler i bunn av celle var ødelagt. Prøven ble ikke tilstrekkelig konsolidert grunnet isdannelse i slange.

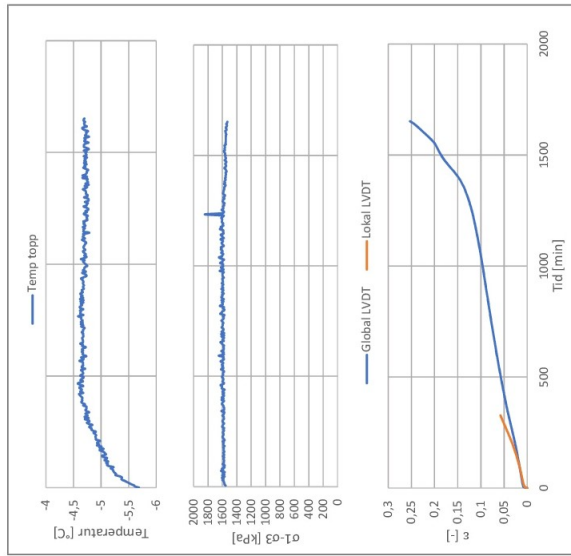
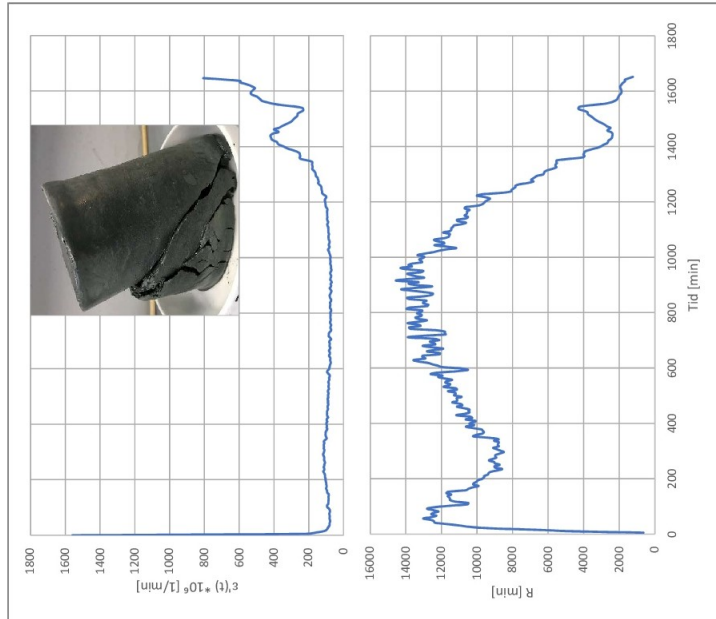


Figur B.10: Eberg - K02

Eberg - K02 - Krypforsøk

Sted	Eberg, 2	Høyde	150 mm
Dybde [m]	4-4,8	Diameter	75 mm
Prøvetakningsdato	18.01.2018	σ_1 - σ_3	1588 kPa
Frysedato	14.03.2018	σ_3	478 kPa
Forsøksdato	15.03.2018	Temperatur	-4,76 °C

Kommentar: Lasten økte etter endt forsøk, prøven gikk til brudd.

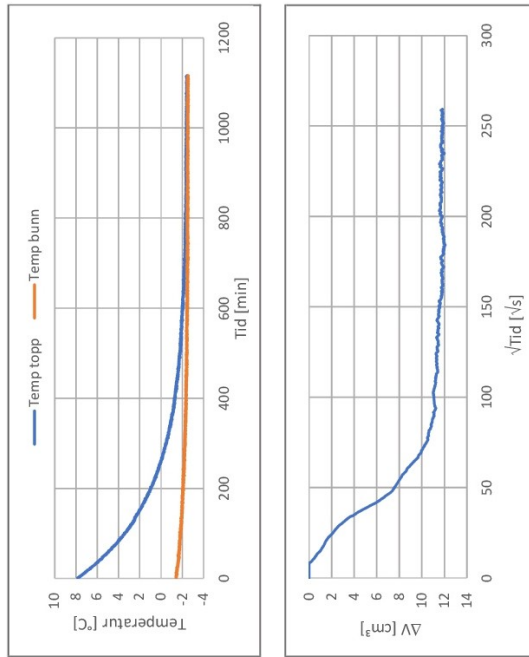


Figur B.11: Eberg - K02

Eberg - S03 - Konsolidering

Sted	Eberg, 2	Høyde	133 mm
Dybde [m]	4-4,8	Diameter	75 mm
Prøvetakningsdato	18.01.2018	Tøyningsrate	0,05 mm/min
Frysedato	09.04.2018	σ_3	479 kPa
Forsøksdato	10.04.2018	Temperatur	-2,51 °C

Kommentar: Redusert prøve høyde. Toppen av cellen ble oppbevart i romtemperatur før forsøket ble bygd inn.

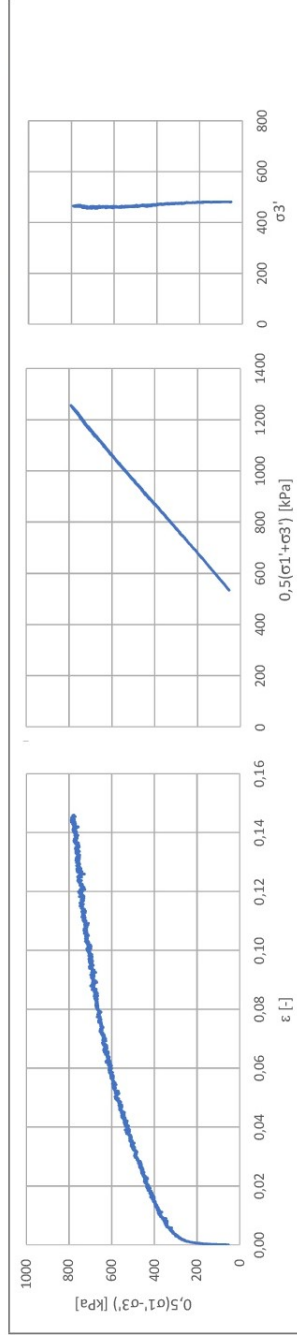
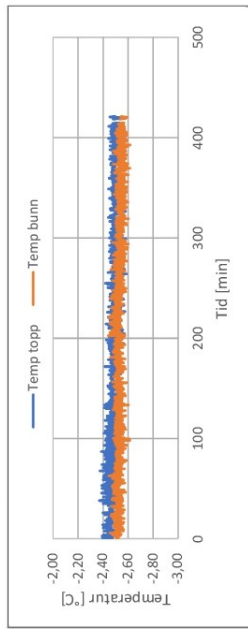
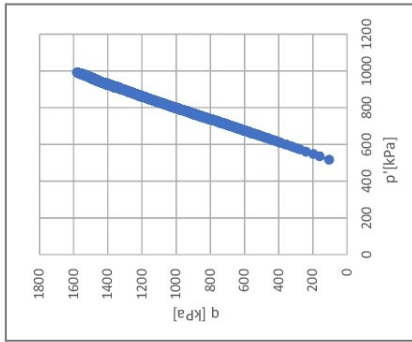


Figur B.12: Eberg - S03

Eberg - S03 - Skjærforsøk

Sted	Eberg, 2	Høyde	133 mm
Dybde [m]	4-4,8	Diameter	75 mm
Prøvetakningsdato	18.01.2018	Tøyningsrate	0,05 mm/min
Frysedato	09.04.2018	σ ₃	479 kPa
Forsøksdato	10.04.2018	Temperatur	-2,51 °C

Kommentar: Redusert prøvehøyde

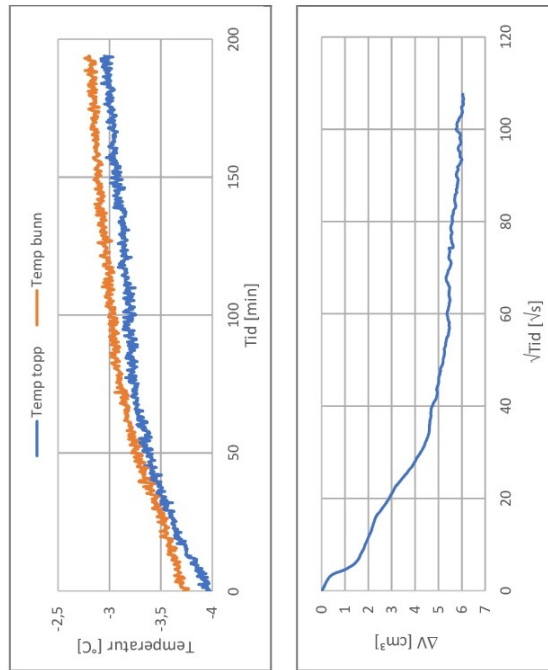


Figur B.13: Eberg - S03

Eberg - K03 - Konsolidering

Sted	Eberg, 2	Høyde	150 mm
Dybde [m]	3-3,8	Diameter	75 mm
Prøvetakningsdato	18.01.2018	σ_1 - σ_3	1069 kPa
Frysedato	11.04.2018	σ_3	484 kPa
Forsøksdato	13.04.2018	Temperatur	-2,52 °C

Kommentar:

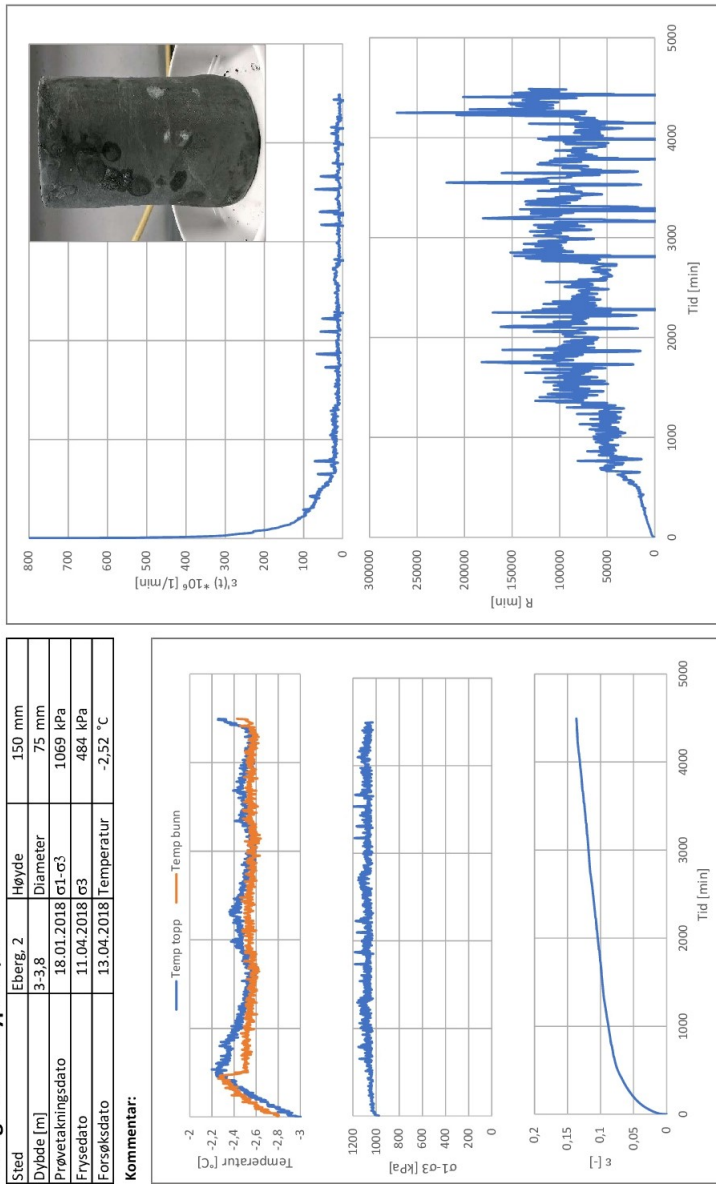


Figur B.14: Eberg - K03

Eberg - K03 - Krypforøk

Sted	Eberg, 2	Høyde	150 mm
Dybde [m]	3-3,8	Diameter	75 mm
Prøvetakingsdato	18.01.2018	σ_1 - σ_3	1069 kPa
Frysedato	11.04.2018	G3	484 kPa
Forsøksdato	13.04.2018	Temperatur	-2,52 °C

Kommentar:

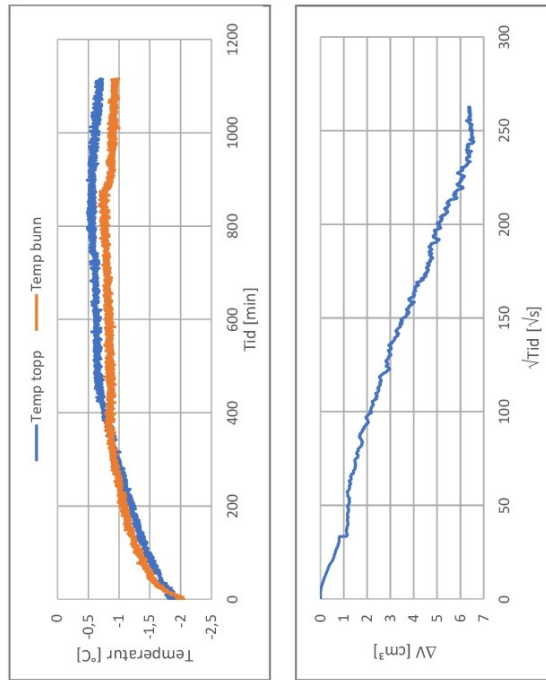


Figur B.15: Eberg - K03

Eberg - S04 - Konsolidering

Sted	Eberg, 2	Høyde	145 mm
Dybde [m]	3-3,8	Diameter	75 mm
Prøvetakningsdato	18.01.2018	Tøyningsrate	0,05 mm/min
Frysedato	16.04.2018	ρ_3	486 kPa
Forsøksdato	17.04.2018	Temperatur	-0,82 °C

Kommentar: Redusert prøvehøyde

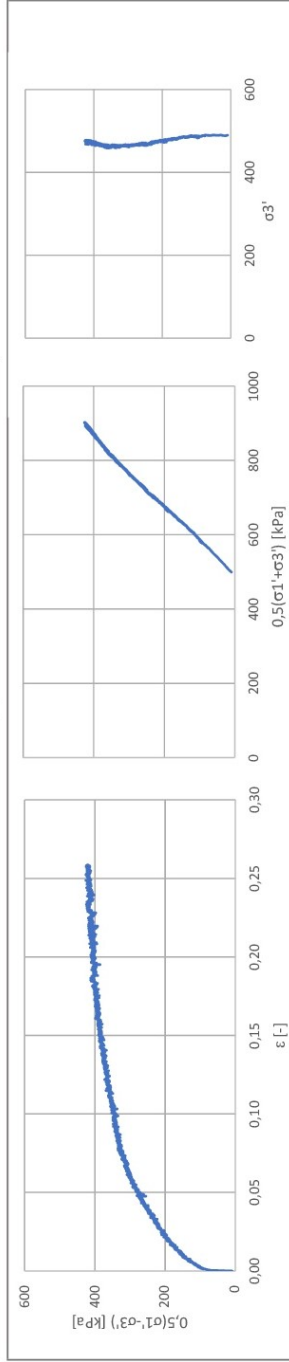
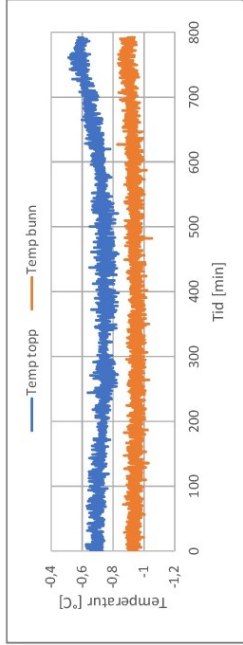
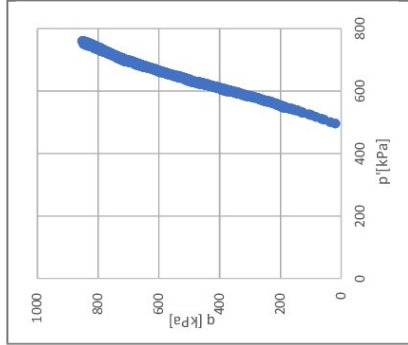


Figur B.16: Eberg - S04

Eberg - S04 - Skjærforsøk

Sted	Eberg, 2	Høyde	145 mm
Dybde [m]	3-3,8	Diameter	75 mm
Prøvetakningsdato	18.01.2018	Tøyningsrate	0,05 mm/min
Frysedato	16.04.2018	σ_3	486 kPa
Forsøksdato	17.04.2018	Temperatur	-0,82 °C

Kommentar: Redusert prøvehøyde

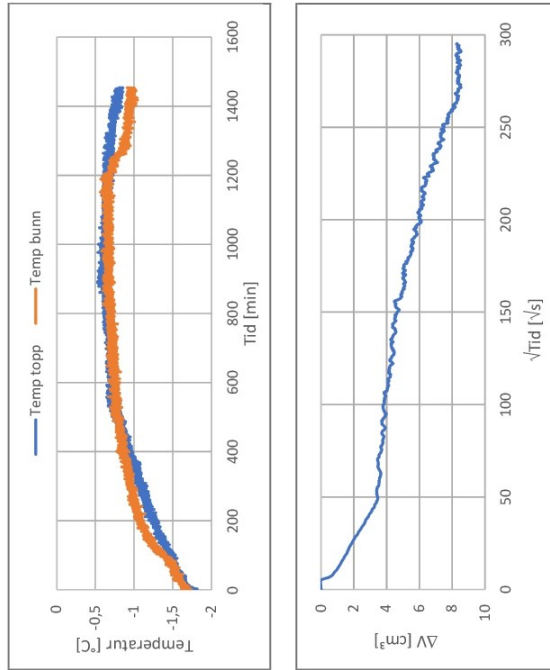


Figur B.17: Eberg - S04

Eberg - K04 - Konsolidering

Sted	Eberg, 2	Høyde	150 mm
Dybde [m]	3-3,8	Diameter	75 mm
Prøvetakningsdato	18.01.2018	σ_1 - σ_3	687 kPa
Frysedato	18.04.2018	σ_3	486 kPa
Forsøksdato	19.04.2018	Temperatur	-0,94 °C

Kommentar:

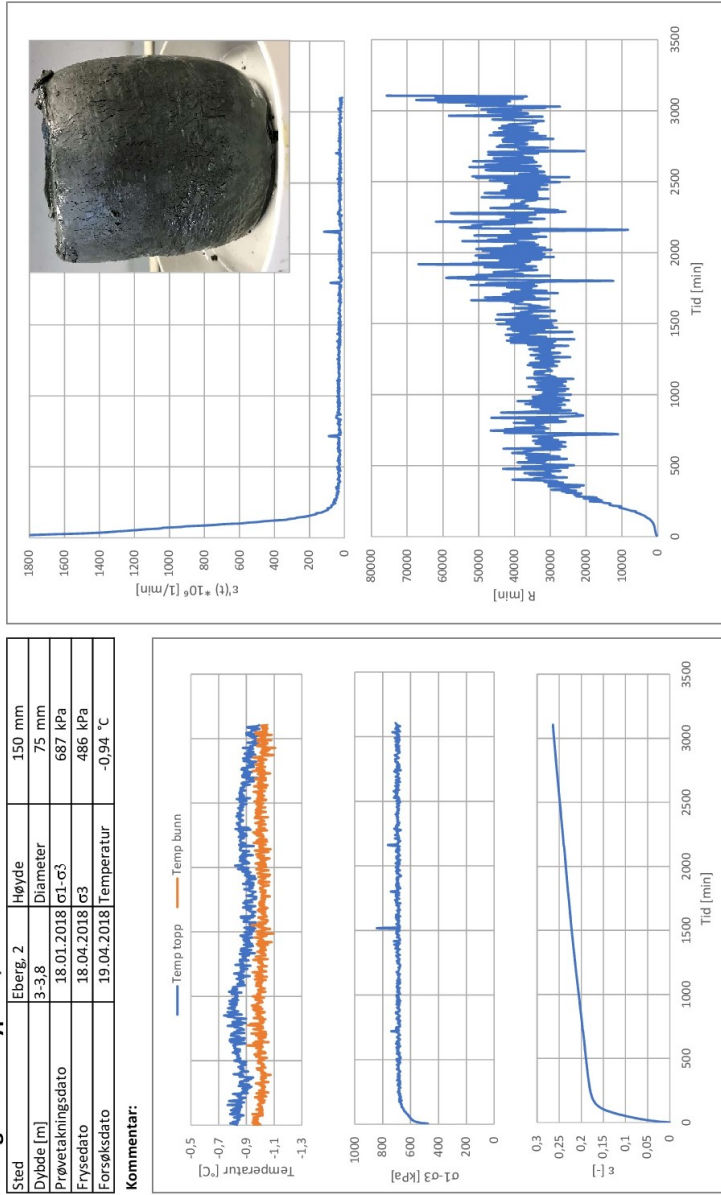


Figur B.18: Eberg - K04

Eberg - K04 - Krypforløp

Sted	Eberg, 2	Høyde	150 mm
Dybde [m]	3-3,8	Diameter	75 mm
Prøvetakningsdato	18.01.2018	σ_1 - σ_3	687 kPa
Frysedato	18.04.2018	σ_3	486 kPa
Forsøksdato	19.04.2018	Temperatur	-0,94 °C

Kommentar:



Figur B.19: Eberg - K04

Feilkilder

Laboratoriestyret ble testet for første gang i denne oppgaven, og en rekke feilkilder og utfordringer har preget gjennomføringen av forsøkene. I dette vedlegget foreligger en kort beskrivelse av feilkildene i hvert enkelt forsøk.

Flotten-S01

Prøven ble bygget inn som beskrevet i avsnitt 4.4.2 den 30.01.18. På dette tidspunktet var ikke systemet for å logge celle- og baktrykk satt opp, og det var dermed uvisst om prøven var tilstrekkelig konsolidert da skjærforsøket startet. Grunnet en feil kobling stoppet skjærforsøket opp før stempelet hadde kommet i kontakt med prøven. Denne feilen, samt mangel på olje, resulterte i at prøven ble stående i cellen, før skjærforsøket ble gjennomført 13.02.18. På bakgrunn av dette ble kvaliteten på prøven er antatt å være relativt dårlig. Formen på den deformerte prøven, vist i figur 4.21, tyder på at etylenglykolblanding har diffundert inn i prøven og tint endene. Følgelig har nesten all deformasjon funnet sted her. Rådata fra LabVIEW viser rykkvise pålastning. Etter endt forsøk ble det antatt at den ujevne lasten skyldtes en feil i programmet eller friksjon i apparatet. Det ble også registrert at temperaturen varierte gjennom forsøket.

Flotten-S02

Det ble gjennomført et nytt skjærforsøk på Flotten-leire for å finne skjærfasthet og forbedre forsøksprosedyre. Under dette forsøket ble logging av celle- og baktrykk tatt i bruk. Prøven fikk en jevnere deformasjon, men den rykkvise pålastingen vedvarte. Dataene fra forsøkene ble derfor midlet for å finne skjærfastheten.

Flotten-K01

Skjærfastheten fra testforsøk ble benyttet for å finne en passe last for krypforsøket. Lekkasje i gummihuden førte til at olje lakk inn i prøven og ble presset ut i baktrykkstampelet under konsolidering. Etter forsøket ble det funnet olje ved tømning av baktrykkstampelet. Det er dermed ukjent hvilket volum som faktisk har gått ut av prøven og om den er ferdig konsolidert. Under krypfasen av forsøket ble det registrert at lastcellen ikke klarte å holde et konstant lastnivå. I forsøk på å løse dette problemet gikk prøven til brudd, og forsøket ble avsluttet før sekundær krypfase ble nådd.

Eberg-S01

Noe temperaturvariasjon gjennom forsøket.

Eberg-K01

Den rykkvise pålastningen vedvarte i dette forsøket. Etter endt forsøk ble det fastslått at feilen hovedsakelig kom av for liten presisjon i konverteringen fra digitalt til analogt signal. Konvertering tok kun hensyn til 5 gjeldende siffer. Konverteringskortet ble byttet før nye forsøk ble utført. I tillegg ble det lagt gummibrikker mellom stampelet og cellen for å dempe eventuelle lastsvingninger grunnet friksjon.

Eberg-S02

Ved innbygging av prøven ble det oppdaget at temperaturstyringen i rommet hadde feilet. Romtemperaturen var omtrent 0 °C, og prøven tinte før den var ferdig innbygd. Forsøket ble derfor mislykket, og følgelig foreligger ingen resultater fra testen.

Eberg-S03

Utfordringer knyttet til temperaturstyring vedvarte. Til tross for at både rom- og celletemperatur ble satt til -3°C ble midlere målte temperatur i cellen under forsøket -2,5°C. Hovedårsaken til dette avviket er trolig varmeutvikling ved stampelet i toppen av prøven. I tillegg ble cellen oppbevart i romtemperatur over en lengre periode før forsøket, og var ikke nedkjølt da prøven ble bygd inn. Ved innbygging av forsøket ble temperaturmåleren som sørger for ekstern temperaturstyring av sirkulasjonstermostaten ødelagt. Dermed ble sirkulasjonstermostaten satt på intern styring, og manuelt regulert slik at temperaturen i cellen stabiliserte seg før prøven ble skjært.

Eberg-K03

Manuell tempstyring førte til stor temperaturvariasjon under konsolidering.

Eberg-S04

Manuell tempstyring førte til stor temperaturvariasjon under konsolidering. Ikke noe tydelig brudd.

Eberg-K04

Manuell tempstyring førte til stor temperaturvariasjon under konsolidering. Ingen lokale LVDT-er, da disse hadde gitt slette målinger ved tidligere forsøk.

Bestemmelse av styrke- og kryppparametere

For alle utregninger er følgende definisjon av effektivspenning benyttet:

$$\sigma' = \sigma - u \quad (\text{D.1})$$

hvor u er poretrykket målt i filteret.

D.1 Bestemmelse av styrkeparametere

Styrkeparameterne som er betraktet i denne oppgaven er udrenert skjærstyrke, S_u , og kohesjon, c . Kohesjonen er hentet ut ved å se på attraksjonen i p' - q -plottet. Basert på data fra Sandven (1990) er det antatt en friksjonsvinkel $\phi = 28^\circ$. Likning D.2 til D.5 er benyttet til å regne ut kohesjonen. Notasjonen fremkommer av figur D.1.

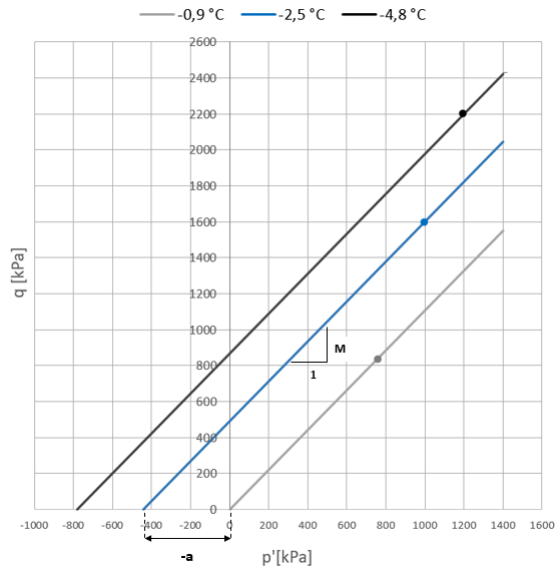
$$M = \frac{6 \sin \phi}{3 - \sin \phi} \quad (\text{D.2})$$

$$q = M(p' + a) \quad (\text{D.3})$$

Dermed kan attraksjonen uttrykkes som:

$$a = \frac{q}{M} - p' \quad (\text{D.4})$$

$$c = a * \tan \phi \quad (\text{D.5})$$



Figur D.1: Styrkeparametere

D.2 Bestemmelse av krypparametere

Avlesning av krypparameterne r_s , R_0 , t_1 og R_1 er illustrert i figur D.2. For å verifisere at parametere er korrekt valgt er tøyingskurvene integrert frem ved likning D.6 til D.8. Notasjonen fremkommer av figur D.2.

For primærkryp ($t \in [0, t_1]$):

$$R = \frac{dt}{d\varepsilon_{s1}} = R_0 + r_s t \quad (\text{D.6})$$

Integrasjon med hensyn på t fra 0 til t gir primær kryptøyning, ε_{s1} :

$$\varepsilon_{s1} = \frac{1}{r_s} \ln \left(\frac{R_0 + r_s t}{R_0} \right) \quad (\text{D.7})$$

For sekundærkryp ($t \in [t_1, t_2]$):

$$R = \frac{dt}{d\varepsilon_{s2}} = R_1 = \textit{konstant} \quad (\text{D.8})$$

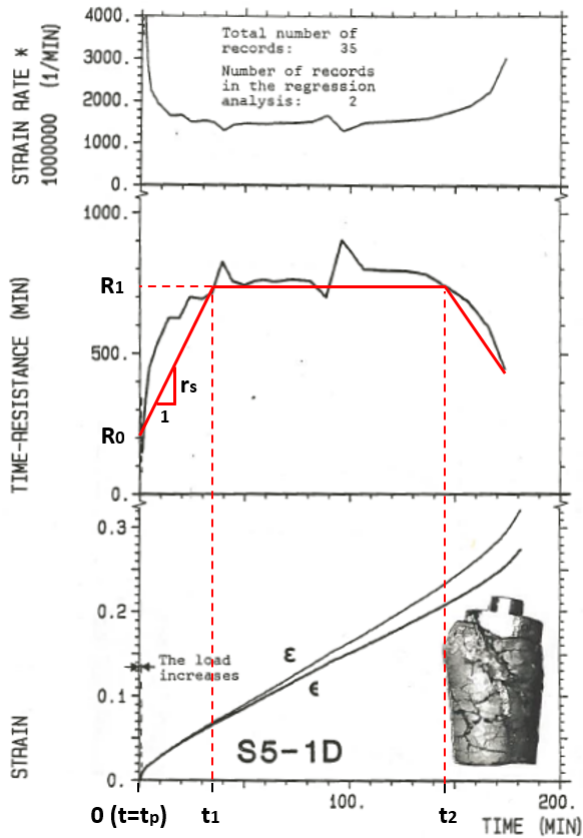
Integrasjon med hensyn på t fra t_1 til t gir sekundær kryptøyning, ε_{s2} :

$$\varepsilon_{s2} = \frac{t - t_1}{R_1} \quad (\text{D.9})$$

Totalt

Dersom sekundær kryppfase er nådd, er den totale kryptøyningen gitt ved å legge sammen likning D.7 og D.9:

$$\varepsilon_s = \frac{1}{r_s} \ln \left(\frac{R_0 + r_s t_1}{R_0} \right) + \frac{t - t_1}{R_1} \quad (\text{D.10})$$



Figur D.2: Eksempel på avlesning av kryppparametre fra forsøk utført av Berggren (1983).