



Universidad Nacional de La Plata  
Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas

Tesis de Grado en Geofísica

ESTUDIO DE LAS PROPIEDADES ELÉCTRICAS DEL  
PERMAFROST SALINO NO CONSOLIDADO DURANTE EL  
CICLO DE DESCONGELAMIENTO

**Alejo Gomez**

Director: Dr. Bernard Giroux  
Codirector: Dr. Santiago Perdomo

LA PLATA, ARGENTINA  
- SEPTIEMBRE DE 2022 -



# Prefacio

Esta Tesis es presentada como parte de los requisitos para obtener el grado académico de *Geofísico* de la Universidad Nacional de La Plata. La misma contiene los resultados de los estudios desarrollados bajo la dirección del *Dr. Bernard Giroux* en colaboración con el *Dr. Santiago Perdomo*. El trabajo de esta tesis estuvo directamente vinculado con la Beca Emerging Leaders in the Americas Program (ELAP) entre el 1/2/2021 y el 1/8/2021.

Alejo Gabriel Gomez.  
correo electrónico: [alejogomez@fcaglp.fcaglp.unlp.edu.ar](mailto:alejogomez@fcaglp.fcaglp.unlp.edu.ar)  
La Plata, Agosto de 2022.



# Resumen

El permafrost, suelo que permanece a una temperatura por debajo de los 0 °C por al menos dos años consecutivos, se encuentra en varios lugares de nuestro planeta, cubriendo zonas de decenas a miles de kilómetros cuadrados. El estudio de esta clase de suelo, se ha vuelto cada vez más importante en esta época, debido a su estrecha relación con el cambio climático, y también debido al inevitable uso del mismo como suelo de base para la construcción, dada su amplia extensión.

De aquí surge la motivación para llevar a cabo este trabajo de investigación, con el objetivo de alcanzar un mayor conocimiento del comportamiento del permafrost mediante el estudio de sus propiedades eléctricas y la variación de las mismas con la temperatura. Específicamente, se analizará el ciclo de descongelamiento para permafrost salino y no consolidado. A través del estudio de este proceso se busca obtener tendencias en las variaciones de las propiedades eléctricas y tratar además de relacionarlas con fenómenos y propiedades físicas tales como punto de fusión del agua, salinidad o granulometría.

Para ello se construyeron con arena sintética Ottawa un total de 38 muestras, cuyas características simulan las del permafrost salino, y se procuró difieran únicamente en su salinidad y tamaño de grano. Todas las muestras fueron sometidas a ciclos de descongelamiento, llevándolas desde temperaturas sub eutécticas hasta por encima del punto congelamiento, abarcando rangos para los cuales no existía casi información a la fecha de este trabajo. A medida que las muestras se descongelaron, se registraron sus propiedades eléctricas y se pudo obtener una curva de resistividad en función de la temperatura para cada una de ellas.

En este trabajo también se desarrolla la particular e innovadora metodología utilizada en el laboratorio para la obtención de los datos.

Las variaciones de contenido de sal y tamaño de grano mencionadas, mostraron una alta correlación con la resistividad registrada. El aumento de concentración de cloruro de sodio (NaCl) y la disminución del tamaño de grano resultaron en una reducción de la resistividad. El primero, indicaría un descongelamiento más acelerado por parte de los suelos con mayor salinidad. Para las variaciones relacionadas con el tamaño de grano se plantean una hipótesis, vinculada a la mayor superficie específica presente en los suelos con granos más pequeños.

Los resultados obtenidos cumplieron con los objetivos de la tesis y aportaron información de gran relevancia para la caracterización y monitoreo del permafrost mediante el uso de métodos eléctricos. Evidencian además las posibilidades y límites de dichos métodos, permitiendo una proyección de estudios a escala de campo más fidedigna.



# Índice general

<b>Prefacio</b>	<b>iii</b>
<b>Resumen</b>	<b>v</b>
<b>1. Introducción</b>	<b>1</b>
1.1. Permafrost salino . . . . .	1
1.2. Diagrama de fase . . . . .	3
1.3. Propiedades eléctricas de las rocas . . . . .	5
1.3.1. Resistencia . . . . .	5
1.3.2. Resistividad . . . . .	5
1.4. Doble capa de Helmholtz . . . . .	6
<b>2. Metodología</b>	<b>9</b>
2.1. Construcción de muestras . . . . .	9
2.2. Toma de datos . . . . .	11
2.3. Preprocesamiento . . . . .	14
2.3.1. Factor geométrico . . . . .	17
2.3.2. Resistividad final . . . . .	20
<b>3. Resultados</b>	<b>21</b>
3.1. Validación . . . . .	21
3.2. Tendencias observadas . . . . .	23
3.2.1. Observaciones generales . . . . .	23
3.2.2. Variaciones de salinidad . . . . .	25
3.2.3. Variaciones del tamaño de grano . . . . .	27
3.2.4. Superficie específica . . . . .	29
<b>4. Conclusiones</b>	<b>31</b>
<b>A. Resultados y tabla de muestras</b>	<b>33</b>
<b>B. Imágenes del procedimiento</b>	<b>41</b>
	<b>vii</b>

---

<b>C.</b>	<b>45</b>
C.1. Agradecimientos . . . . .	45
C.2. Lenguajes de programación utilizados . . . . .	45

# Índice de figuras

1.1. Estructura de arena congelada. . . . .	1
1.2. Diagrama de fases de $NaCl - H_2O$ . . . . .	3
1.3. Esquema de la doble capa y gráfico de conductividad en función de la distancia a la superficie del grano. . . . .	6
1.4. Efecto del inyectado de corriente en la partícula mineral [Voytek et al., 2019]	7
2.1. Croquis del laboratorio preparado para la toma de datos. . . . .	11
2.2. Muestras instalada en el laboratorio, lista para el proceso de adquisición de datos. . . . .	12
2.3. Diagrama de flujo para la adquisición del dato . . . . .	13
2.4. Resistencia con desvío estándar versus temperatura para la muestra D1 . . . .	16
2.5. Resistencia en escala logarítmica . . . . .	16
2.6. Distribución de electrodos . . . . .	17
2.7. Malla representativa de todas las muestras . . . . .	18
2.8. Histograma de los factores geométricos . . . . .	19
2.9. Resistencia y desvío estándar finales . . . . .	20
3.1. Curvas de resistividad obtenidas para salinidad=1.5 wt % y granulometría=148 $\mu m$ . . . . .	21
3.2. Curvas de resistividad para cada suelo . . . . .	23
3.3. Variaciones de la resistividad ante cambios de salinidad . . . . .	25
3.4. Variaciones de la resistividad ante cambios del tamaño de grano . . . . .	27
3.5. Variaciones de la resistividad en muestras de grano mixto . . . . .	28
A.1. Sal=0.5 wt % - Grano=48 $\mu m$ . . . . .	33
A.2. Sal=1.5 wt % - Grano=48 $\mu m$ . . . . .	34
A.3. Sal=3 wt % - Grano=48 $\mu m$ . . . . .	34
A.4. Sal=0.5 wt % - Grano=148 $\mu m$ . . . . .	35
A.5. Sal=1.5 wt % - Grano=148 $\mu m$ . . . . .	35
A.6. Sal=3 wt % - Grano=148 $\mu m$ . . . . .	36
A.7. Sal=0.5 wt % - Grano=293 $\mu m$ . . . . .	36
A.8. Sal=1.5 wt % - Grano=293 $\mu m$ . . . . .	37

---

A.9. Sal=3 wt % - Grano=293 $\mu\text{m}$ . . . . .	37
A.10.Sal=0.5 wt % - Grano=148/48/148 $\mu\text{m}$ . . . . .	38
A.11.Sal=1.5 wt % - Grano=148/48/148 $\mu\text{m}$ . . . . .	38
A.12.Sal=3 wt % - Grano=148/48/148 $\mu\text{m}$ . . . . .	39
A.13.Sal=seca - Grano=c $\mu\text{m}$ . . . . .	39
B.1. Máquina de baños termostáticos . . . . .	41
B.2. Fuente Keithley 6221 . . . . .	42
B.3. Sistema de adquisición DAQ . . . . .	42
B.4. CT-scan . . . . .	43
B.5. Laboratorio preparado para la toma de datos . . . . .	43
B.6. Cedazos utilizados en el tamizado de granos . . . . .	44
B.7. Recipiente de muestras . . . . .	44

# Índice de tablas

3.1. Muestras seleccionadas para la interpretación . . . . .	22
A.1. Muestras y sus propiedades . . . . .	40



# Capítulo 1

## Introducción

*En el presente capítulo se definirán el permafrost salino y las propiedades eléctricas empleadas para el estudio del mismo, además se analizarán el diagrama de fase de  $\text{NaCl} - \text{H}_2\text{O}$  y el fenómeno de la doble capa de Helmholtz, conceptos fundamentales para la comprensión de este trabajo.*

### 1.1. Permafrost salino

El permafrost se define como el suelo que permanece perennemente a una temperatura por debajo de los  $0^\circ\text{C}$  o menos, por al menos dos inviernos consecutivos y el verano intermedio. Este plazo es el mínimo requisito, el permafrost bien podría, y suele tener, miles de años.

Alrededor del 20% de la superficie de la Tierra está cubierta de permafrost, incluyendo grandes áreas de la URSS, Canadá y Alaska [King, 1988]. En Argentina los estudios realizados acerca del permafrost son escasos; sin embargo, la presencia del mismo en la región no es menor. Se estima que su desarrollo abarca varias zonas del país a lo largo de la cordillera de los Andes, a altitudes más bajas hacia el sur, destacándose también en la provincia de Tierra del Fuego y la Antártida [Javier Santos Gonzáles, 2015].

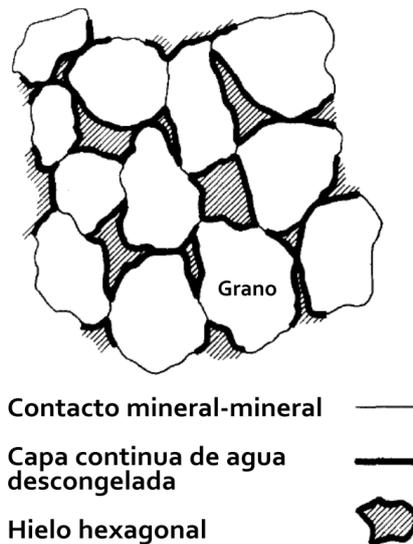


Figura 1.1. Estructura de arena congelada.

La estructura simplificada del permafrost no consolidado de arenas congeladas puede observarse en la figura 1.1. Notar particularmente la capa continua de agua descongelada alrededor de los granos de arena. Esta capa surge por efecto de los capilares y el efecto de adsorción de la superficie.

Se definirá al permafrost como salino si, además, posee sus poros llenos con agua de alta salinidad. Esta clase de permafrost se encuentra ampliamente extendida en las zonas costeras y submarinas del Ártico y la Antártida ([Osterkamp, ]; [Hivon and Segó, 1993]; [Brouchkov, 2003]; [Ingeman-Nielsen and Jørgensen, 2008]). Por lo general, contiene sales solubles que se originan en el agua de mar del presente o del pasado geológico. Si bien se espera que el permafrost de todos los tipos contenga algunas sales, el permafrost se reconoce como salino solo cuando su salinidad alcanza al menos el 0,05 wt % de su peso seco [Brouchkov, 2002]. Para un permafrost completamente saturado, esto se traduce a una salinidad de aproximadamente 1 a 2 ppt (0,1 a 0,2 wt %).

La característica más llamativa que distingue al permafrost salino de aquel con poros llenos de agua pura, es su alta sensibilidad a la temperatura. A diferencia del permafrost no salino, que generalmente es estable a menos que su temperatura se acerque a los 0 °C, el permafrost salino es altamente sensible al calentamiento incluso a temperaturas muy por debajo de 0 °C [Ruffell and Graham, 1990]. Esto se atribuye a dos efectos de las sales disueltas: (1) depresión del punto de congelación y (2) salinización progresiva del agua intersticial residual. Ambas cuestiones serán desarrollados en la siguiente sección. Por lo tanto, el permafrost salino permanece solo parcialmente congelado a dichas temperaturas, y el agua descongelada no se encontrará tan solo en finas capas delgadas alrededor de los granos como se observa en la figura 1.1, sino que ocupará una mayor parte del volumen poral.

Al contar con una amplia distribución, el permafrost salino tiene profunda influencia en el clima a futuro y en las prácticas ingenieriles vinculadas a la construcción. Dada su alta sensibilidad a la temperatura, es probable que el permafrost salino se descongele a un ritmo acelerado ante un clima más cálido. Al hallarse parcialmente congelado, el permafrost salino se deforma fácilmente ante cargas externas o incluso bajo su propio peso, lo que lo convierte en un candidato indeseable como suelo de base para la construcción y un culpable frecuente de deslizamientos de tierra y daños a la infraestructura ([Ogata et al., 1983]; [Hivon and Segó, 1993]; [Brouchkov, 2003]). Caracterizado por estas propiedades térmicas y mecánicas inusuales, el permafrost salino se ha vuelto cada vez más importante para comprender el cambio del paisaje ártico y antártico ([Portnov et al., 2013]; [Portnov et al., 2014]). Tanto para predecir sus posibles respuestas ante el calentamiento global, así como para prevenir y mitigar los peligros asociados, se necesita poder detectar y caracterizar el permafrost salino.

Los métodos geofísicos han demostrado ser efectivos para mapear y caracterizar permafrost, principalmente debido a los marcados contrastes entre las propiedades geofísicas del hielo y el agua (ver reseñas de [Hauck, 2013], [Kneisel et al., 2008], y [Hauck, 2013]). De aquí, la motivación para realizar este trabajo, con el objetivo de aportar nueva información a dichos métodos, en especial a los métodos eléctricos.

## 1.2. Diagrama de fase

En esta sección se repasarán brevemente las nomenclaturas y expresiones del diagrama de fase de la solución de cloruro de sodio y agua, el cual será esencial para la comprensión de este estudio.

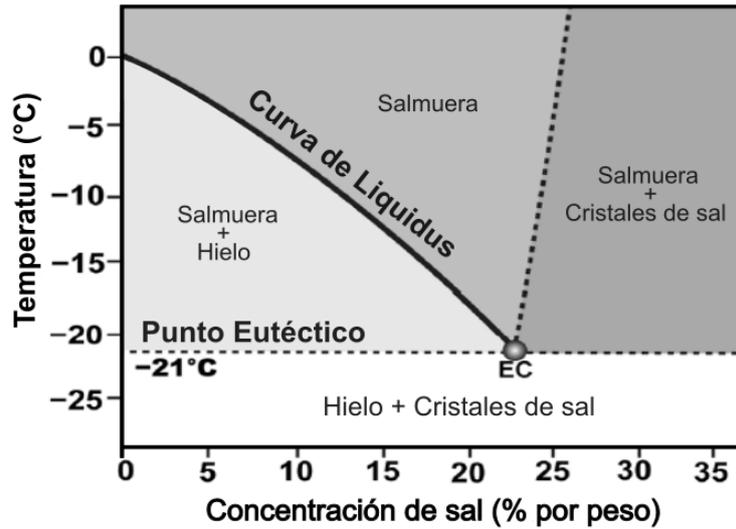


Figura 1.2. Diagrama de fases de  $\text{NaCl} - \text{H}_2\text{O}$ .

Como puede apreciarse en la figura 1.2, el liquidus es la curva de temperatura-versus-salinidad ( $T - S_n$ ) por encima de la cual la solución es completamente líquida. La información más básica que transmite es la correlación negativa entre la salinidad inicial de la solución ( $S_{n0}$ ) y su punto de congelación ( $T_{fp}$ ), es decir, cuanto mayor sea la salinidad menor será el punto de congelamiento. En este sentido, el liquidus representa cuantitativamente el efecto de **depresión del punto de congelación** debido a las sales disueltas. Lo que ocurre es que, las sales transforman la salmuera en una solución más desordenada que el agua pura, y como consecuencia, se requieren temperaturas más bajas para transformar las moléculas desordenadas de la salmuera en cristales de hielo estructuralmente organizados.

Nótese que la disminución del punto de congelación está limitada por una temperatura crítica, conocida como el punto eutéctico ( $T_{eutético}$ ; aproximadamente a los -21  $^{\circ}\text{C}$  para la salmuera). Una vez que la temperatura desciende por debajo de  $T_{eutético}$ , todas las sales disueltas, independientemente de la salinidad inicial de la solución, precipitan rápidamente como cristales sólidos, dando lugar a agua desalinizada que se congela rápidamente a temperaturas subeutéticas [Dou et al., 2017].

Entre el punto de congelación y el punto eutéctico, el hielo y el agua salada coexisten. Cuando se produce un enfriamiento dentro de este rango de temperatura, la solución experimenta una congelación progresiva: es decir, a medida que se produce la congelación en respuesta a una disminución de la temperatura, el hielo recién formado no puede tolerar las impurezas y, por lo tanto, rechaza las sales hacia la solución residual; debido a que ahora posee una mayor concentración de sal, la solución tendrá un punto de congelación más bajo y, por lo tanto, la congelación se detiene rápidamente a menos que la temperatura disminuya aún más [Dou et al., 2016]. Durante este proceso, se dice que la solución residual mantiene una salinidad de equilibrio ( $S_{nEQ}$ ) que es igual a la salinidad mínima necesaria para que la solución permanezca líquida a dicha temperatura. Bajo esta interpretación, en la figura 1.2 podríamos comprender el eje de temperatura como las temperaturas de congelamiento parcial y las salinidades correspondientes en el liquidus como las salinidades de equilibrio.

En resumen, el liquidus tiene una doble utilidad (las expresiones que se muestran a continuación provienen de las regresiones polinómicas de datos experimentales de [Potter et al., 1978]):

- Determinación del punto de congelación  $T_{fp}$  (en °C) para una salinidad inicial dada  $S_{n0}$  (en wt %):

$$T_{fp} = -(0,5818555S_{n0} + 3,48896 \times 10^{-3}S_{n0}^2 + 4,314 \times 10^{-4}S_{n0}^3). \quad (1.1)$$

- Determinación de la salinidad de equilibrio  $S_{nEQ}$  (en wt %) a una temperatura dada en el régimen parcialmente congelado ( $T_{eutéctico} < T < T_{fp}$ ):

$$S_{nEQ} = 1,76958|T| - 4,2384 \times 10^{-2}|T|^2 + 5,2778 \times 10^{-4}|T|^3. \quad (1.2)$$

### 1.3. Propiedades eléctricas de las rocas

La aplicación de la metodología utilizada en este trabajo y la comprensión del mismo, exigen el conocimiento de las propiedades eléctricas de las rocas. Estas propiedades se expresarán fundamentalmente a través de la resistividad eléctrica  $\rho$ .

El comportamiento físico de las rocas dependerá de las propiedades y modo de agregación de sus minerales y de la forma, volumen y relleno (generalmente agua o aire) de sus poros. Además, la presión y temperatura pueden tener efectos muy significativos sobre dichas propiedades [Silva, 1982].

#### 1.3.1. Resistencia

Se denomina resistencia eléctrica a la dificultad u oposición al flujo de corriente eléctrica a través de un conductor. A su vez, la resistencia forma parte de la **Ley de Ohm** desarrollada por el físico alemán Georg Simon Ohm, la cual establece que la diferencia de potencial ( $\Delta V$ ) aplicada entre los extremos de un conductor determinado, se relaciona directamente con la corriente ( $I$ ) que circula a través del mismo mediante la resistencia eléctrica  $R$

$$\Delta V = R.I, \quad (1.3)$$

las unidades de estas tres magnitudes en el sistema internacional son, respectivamente, voltios(V), ohmios ( $\Omega$ ) y amperios (A).

#### 1.3.2. Resistividad

Se define a la resistividad eléctrica como la medida de la dificultad que la corriente eléctrica encuentra a su paso en un material determinado; igualmente podría haberse considerado la facilidad de paso, trabajando en este caso con la conductividad, definida numéricamente como la inversa de la resistividad. La misma se expresa por la letra  $\sigma$  de modo que se tiene

$$\sigma = \frac{1}{\rho}, \quad (1.4)$$

las unidades utilizadas en el Sistema Internacional para hablar de resistividad y conductividad son respectivamente ohmio x metro ( $\Omega.m$ ) y siemens/m (S/m).

Como se podría inferir de sus definiciones, la resistencia y la resistividad están estrechamente vinculadas, esta relación se establece a partir del factor geométrico al cual se le asigna la letra  $K$

$$\rho = K.R, \quad (1.5)$$

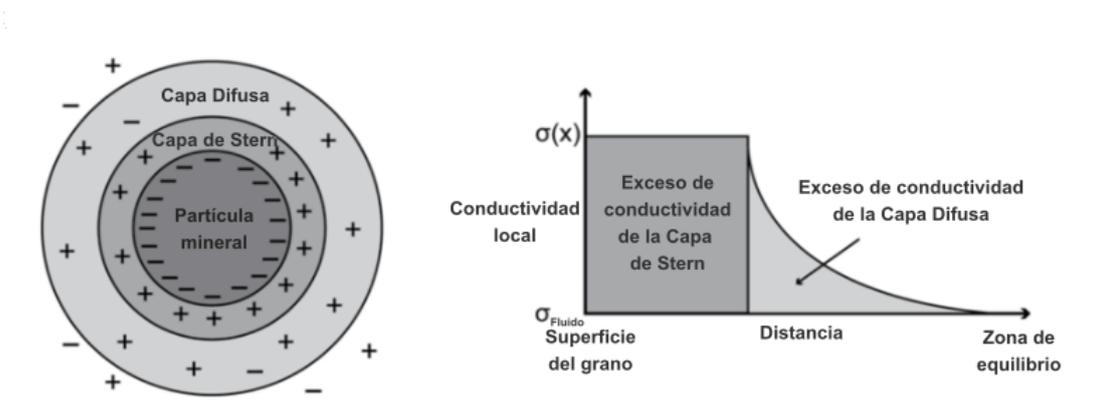
de esta manera es posible aislar el parámetro de la geometría del conductor, consiguiendo la resistividad que será representativa del tipo de material en cuestión. Por consiguiente, se obtiene una mayor aplicabilidad, dado que podría utilizarse el mismo parámetro para distintos tipos de estudios y a diferentes escalas, siempre y cuando se trabaje con el mismo material o en el caso de la geoelectrónica, el mismo suelo.

## 1.4. Doble capa de Helmholtz

En la interfase entre un electrolito y un mineral con carga eléctrica, existe una capa binaria debida al exceso de cargas negativas de la superficie del mineral y la consecuente polarización positiva de la solución contigua, formándose de esta manera, una rígida capa adyacente alrededor de la partícula mineral, conocida como capa de Stern.

Este exceso de cargas negativas en la superficie de la partícula mineral se explica por la entrega, de cationes al electrolito, por influencia de las moléculas de agua fuertemente polarizadas. Fenómeno que desde hace mucho tiempo los fisicoquímicos denominan polarización de electrodos.

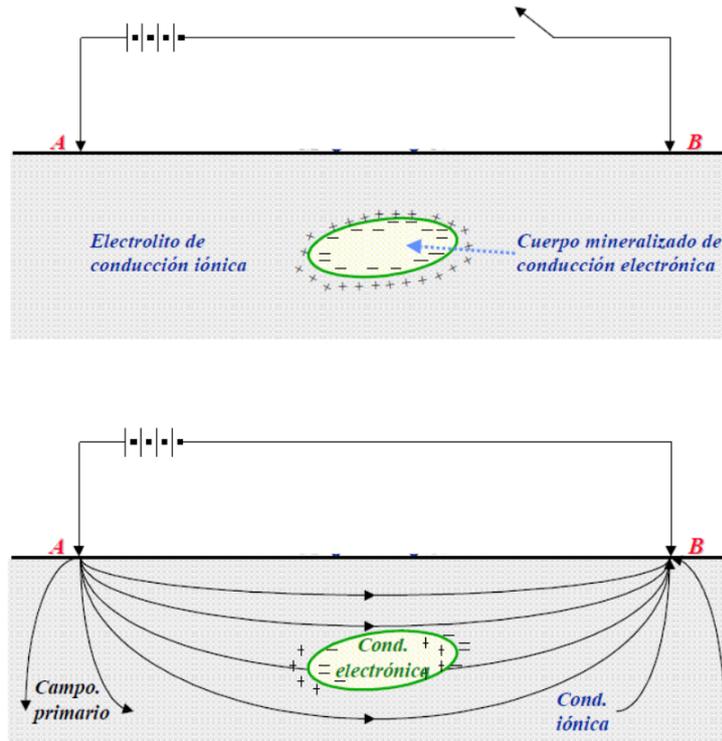
A su vez, iones positivos adicionales también atraídos por la partícula mineral, pero rechazados por la capa de Stern, conforman una capa difusa alrededor de la partícula, lo que implica que la concentración de iones positivos disminuye gradualmente con la distancia hasta la zona de equilibrio con la concentración de cationes en el seno del electrolito. Es decir, en la capa difusa hay un déficit de iones negativos, cuya concentración aumenta gradualmente al alejarse de la partícula mineral, hasta la zona de equilibrio, de modo tal que la capa difusa puede ser considerada como una atmósfera cargada rodeando a la partícula mineral [Silva, 1982].



**Figura 1.3.** Esquema de la doble capa y gráfico de conductividad en función de la distancia a la superficie del grano.

A cualquier distancia de la superficie de la partícula, el exceso de densidad de carga es igual a la diferencia de concentración entre iones positivos y negativos, siendo máxima en la superficie de la partícula y nula en la zona de equilibrio.

Al pasar por este sistema una corriente eléctrica el equilibrio se perturba, la capa límite del electrolito del lado del electrodo de alimentación positiva adquiere un exceso de cargas positivas, mientras que del lado de alimentación negativa un defecto de ellas y hasta un exceso de cargas negativas (ver figura 1.4). La partícula se polariza (adquiere un momento dipolar).



**Figura 1.4.** Efecto del inyectado de corriente en la partícula mineral [Voytek et al., 2019]

La presencia de la doble capa de Helmholtz y este comportamiento ante la inyección de corriente, resultarán en el registro de una conductividad mayor a aquella que se hubiera obtenido sin la presencia de este fenómeno. Además, también se observará la presencia de una polarización inducida al retirar la corriente, pero la misma no será de interés para el desarrollo de este trabajo, dado que el tiempo entre mediciones es suficientemente largo como para despreciar dicho efecto.

Los efectos de la doble capa serán tanto más intensos cuanto mayor sea el grado de división de la substancia semiconductor, es decir, cuanta mayor superficie presente.



# Capítulo 2

## Metodología

*En este capítulo se detallan los pasos seguidos para generar el dato y el procesamiento realizado para la obtención de los resultados.*

### 2.1. Construcción de muestras

En un principio, se construyeron un total de 38 muestras. Para ello se utilizó arena sintética Ottawa hecha de cuarzo con una pureza del 99 % tamizada previamente para conseguir un tamaño de grano específico. Se la incorporó de a porciones en un recipiente cilíndrico intercalando con agregados de salmuera hasta completarlo y se compactó la muestra en cada incorporación.

Para cada muestra, sus características fueron establecidas previamente de manera tal de simular un permafrost salino no consolidado desarrollado en un suelo arenoso. Si se observa la tabla A.1 pueden apreciarse las distintas propiedades que se tuvieron en cuenta a la hora de construir las muestras. Es posible notar que, se buscó replicar aproximadamente algunas de las propiedades con el objetivo de poder comparar posteriormente. Las características similares en cada muestra son:

- **Geometría:** Todas las muestras poseen una forma cilíndrica con una longitud y radio de 8 y 2 cm respectivamente.
- **Saturación:** Todas las muestras poseen una saturación del 85 %. Destacándose 3 muestras secas construidas con el objetivo de contrastar su comportamiento con el de las muestras saturadas.
- **Porosidad:** Para todas las muestras se midió una porosidad del 35 %. Los cálculos de la saturación y porosidad fueron posibles gracias a que antes de la fabricación de cada muestra, se mido el volumen del portamuestras, se pesó la arena y salmuera utilizadas, y se conocía la densidad de la arena utilizada. Bastó con pesar las muestras una vez construidas y realizar los cálculos adecuados para conocer el volumen de espacios vacíos presente, a través del cual fue posible el cálculo de la porosidad y saturación.

Por otro lado, se destacan propiedades que varían ampliamente para cada muestra. Los distintos comportamientos que surgirán durante el ciclo de descongelamiento como resultado de la variación de dichas propiedades, son uno de los principales objetivos de estudio de este trabajo y serán analizados en el capítulo 3. Las dos características que presentan una mayor variabilidad son:

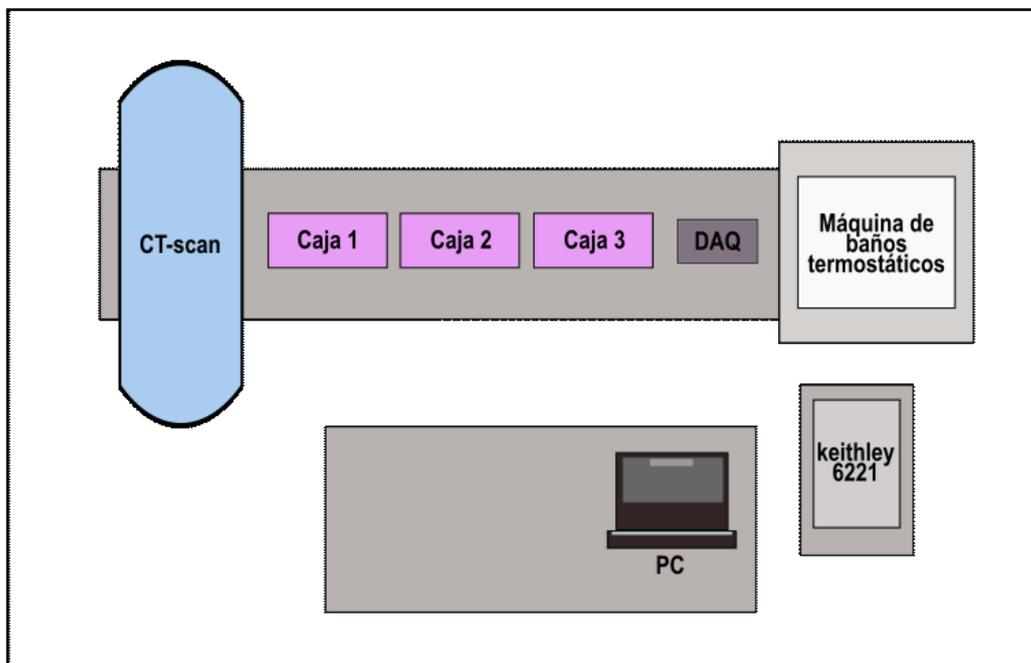
- **Salinidad:** Para la obtención de una salinidad específica en wt %, se utilizó tres tipos diferentes de salmuera para la saturación de las distintas muestras. De esta manera, se obtuvo salinidades de 0.5 wt %, 1.5 wt % y 3 wt %.
- **Tamaño de grano:** Se trabajó con arenas de grano grueso hasta arenas de grano muy fino o incluso limo muy grueso. Para la obtención de los distintos tamaños de grano se realizó un tamizado de la arena mediante el uso de cedazos, como se ilustra en la figura B.6. Además, se utilizó una máquina de molido para obtener el grano más fino, no alcanzable mediante el tamizado. Finalmente, el tamaño de grano alcanzado fue controlado mediante difracción láser. De esta manera se obtuvieron los 3 tamaños de grano buscados con diámetros de 293  $\mu m$ , 148  $\mu m$  y 48  $\mu m$ .

Es importante destacar que las propiedades mencionadas traen asociadas un cierto error, por más pequeño que sea, dado que las mismas son determinadas a partir de medidas experimentales.

## 2.2. Toma de datos

Se realizaron en el laboratorio 13 procedimientos de toma de datos, trabajando con 3 muestras en cada uno de ellos. Los pasos seguidos en dichos procedimientos se detallan a continuación.

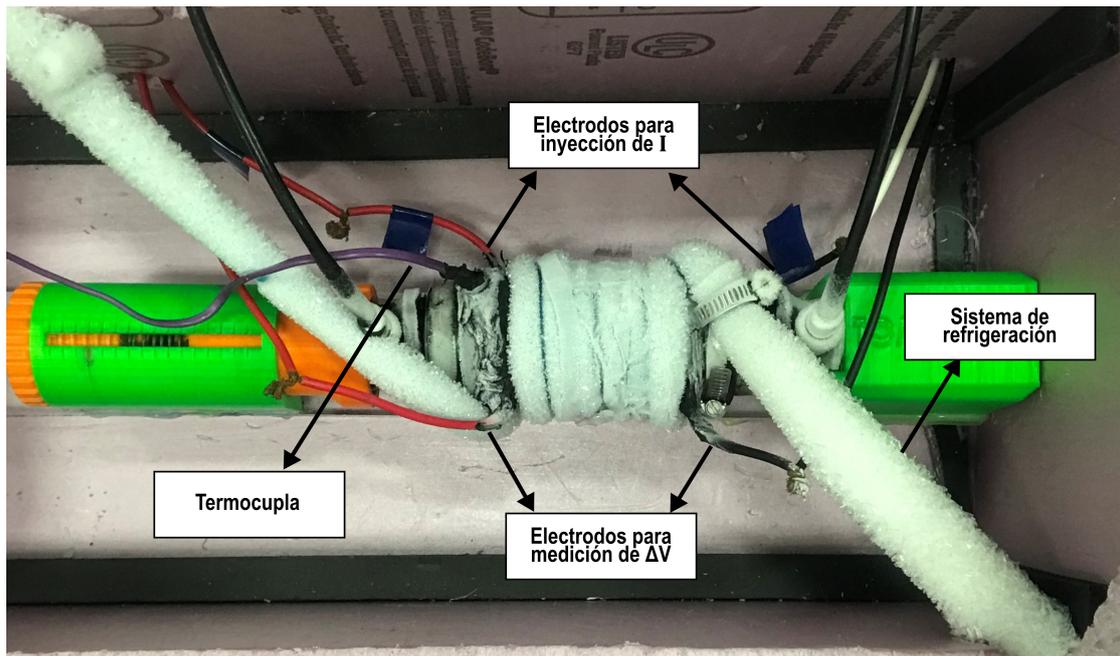
Primero, las 3 muestras son llevadas luego de su construcción a una cámara frigorífica a  $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$ , donde permanecerán por un lapso mínimo de 48hs. Una vez transcurrido este tiempo, se considera que las muestras están a una temperatura adecuada para la toma de datos y son trasladadas al laboratorio donde se las instala en cajas aisladas térmicamente (ver figura 2.1).



**Figura 2.1.** Croquis del laboratorio preparado para la toma de datos.

Como puede observarse en la figura 2.2, dentro de cada caja se encuentra el equipamiento necesario para la adquisición de datos, y también tubos a través de los cuales circula un líquido de refrigeración, estos se colocan alrededor de la muestra para mantenerla a la temperatura deseada.

Una vez instaladas las muestras en el laboratorio se procede a la adquisición de datos, se medirán las propiedades eléctricas y la temperatura durante el ciclo de descongelamiento de las muestras. Estas serán llevadas desde temperaturas por debajo del punto eutéctico ( $-23/-21\text{ }^{\circ}\text{C}$ ), hasta temperaturas por encima del punto de congelamiento del agua ( $5/10\text{ }^{\circ}\text{C}$ ), pretendiendo de esta manera pasar del congelamiento total de las muestras al descongelamiento absoluto de las mismas.



**Figura 2.2.** Muestras instalada en el laboratorio, lista para el proceso de adquisición de datos.

**Medición de la temperatura:** Durante la toma de datos existen dos controles de la temperatura, por un lado, con la máquina de baños termostáticos (figura B.1) se controla la temperatura del líquido de refrigeración, el cual a su vez determina y estabiliza la temperatura de las muestras.

Por otro lado, existe un control más riguroso de la temperatura de las muestras en sí, el mismo se lleva a cabo mediante una termocupla insertada en el medio de cada muestra. Este instrumento tiene como salida un voltaje, el cual es enviado al sistema DAQ (sistema de adquisición de datos, puede verse en figura B.3) que a su vez genera un voltaje de referencia, cuya diferencia con el primero permite el cálculo de la temperatura.

El dato final en todos los casos resultó ser ruidoso, lo cual se adjudicó a la presencia del instrumental para la realización de tomografías computarizadas CT-scan (figura B.5) presente en la sala. El mismo incluye una bomba de refrigeración cuyo funcionamiento tiene asociado un campo eléctrico, que se cree, fue el causante de perturbar las mediciones. Este ruido fue removido fácilmente con la aplicación de un filtro pasa bajos con una frecuencia de corte de 10mHz. Además, en algunos casos se detectó otro error asociado a cambios de temperatura del sistema DAQ, para corregirlo se aplicó una compensación de unión fría a la temperatura, que involucra simplemente la suma de un valor constante, el cual se obtuvo en cada caso midiendo el desfase entre la temperatura registrada y aquella indicada por la máquina de baños termostáticos.

El proceso de adquisición de las temperaturas comienza por la registración de la mínima. Para ello, se controla en la computadora conectada al DAQ la variación de la temperatura registrada por las tres termocuplas, cuando se advierte que una de las muestras se ha estabilizado a la temperatura deseada, se detiene el programa y se procede a la adquisición del dato eléctrico para dicha temperatura. No es posible el control de la temperatura y la adquisición del dato eléctrico en simultáneo, ya que ambos datos son controlados en la computadora por el mismo programa. Luego de adquirir el dato de interés para las tres muestras, se disminuye la temperatura de la máquina de baños termostáticos, pretendiendo de esta manera reducir

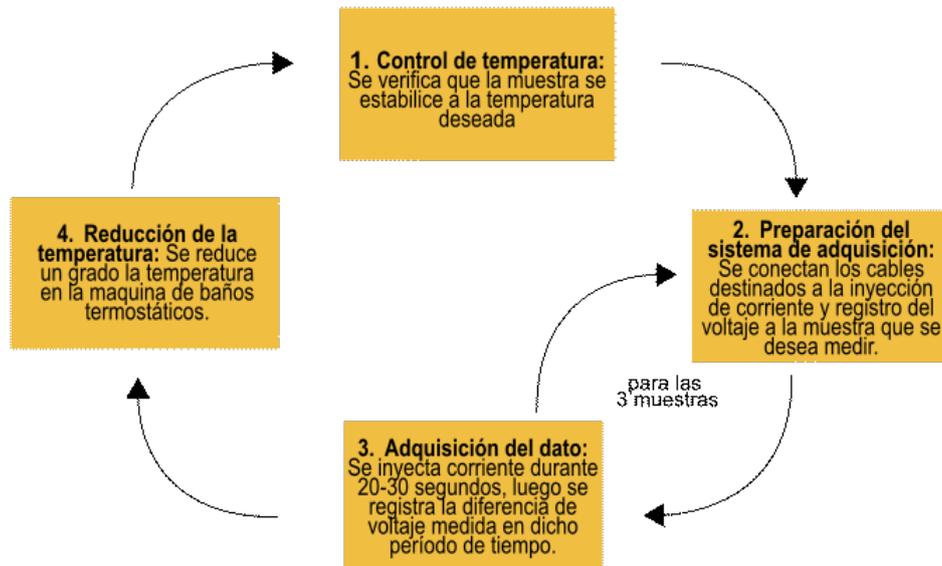
también la temperatura de la muestra en un grado centígrado, en el mejor de los casos. Finalmente, este proceso de control y adquisición del dato térmico se repite hasta abarcar todas las temperaturas de interés.

**Medición de propiedades eléctricas:** Una vez que una de las muestras se considera a una temperatura estable y luego de controlar la ausencia de ruidos, se procede a la adquisición del dato. Se genera mediante la fuente Keithley 6221 (figura B.2) una corriente continua conmutada con una frecuencia de 1Hz, la cual es inyectada a través de dos electrodos localizados en la parte superior de la muestra. A su vez, se observa a través de la computadora la diferencia de voltaje registrada en otros dos electrodos similares localizados en la parte inferior, transcurridos 20-30 segundos, si se considera que la calidad y cantidad de señal adquirida es óptima, se la registra para su posterior procesamiento.

Idealmente, este proceso se repite para cada temperatura, obteniéndose un voltaje asociado a cada grado centígrado. En la práctica, estabilizar la temperatura de las muestras para cada grado centígrado no es una tarea para nada sencilla, como consecuencia, el registro se pierde para algunas temperaturas.

Otro detalle a destacar de este procedimiento es la amplitud de la corriente inyectada, la misma variará a lo largo de la medición en un rango desde 0.002 mA hasta 1 mA o incluso 2 mA para algunas muestras. Esta variación de la amplitud se aplica para poder obtener una diferencia de voltaje apreciable, dado que la resistividad de la muestra se irá reduciendo con la temperatura a medida que el agua se descongela. Este concepto puede comprenderse fácilmente observando la ley de ohm 1.3. De esta manera, se procura obtener una buena relación señal/ruido y forzar la penetración de la corriente a través de la muestra.

Como se mencionó anteriormente, la adquisición de ambos datos de interés se realiza en simultáneo siguiendo el siguiente diagrama de flujo 2.3.

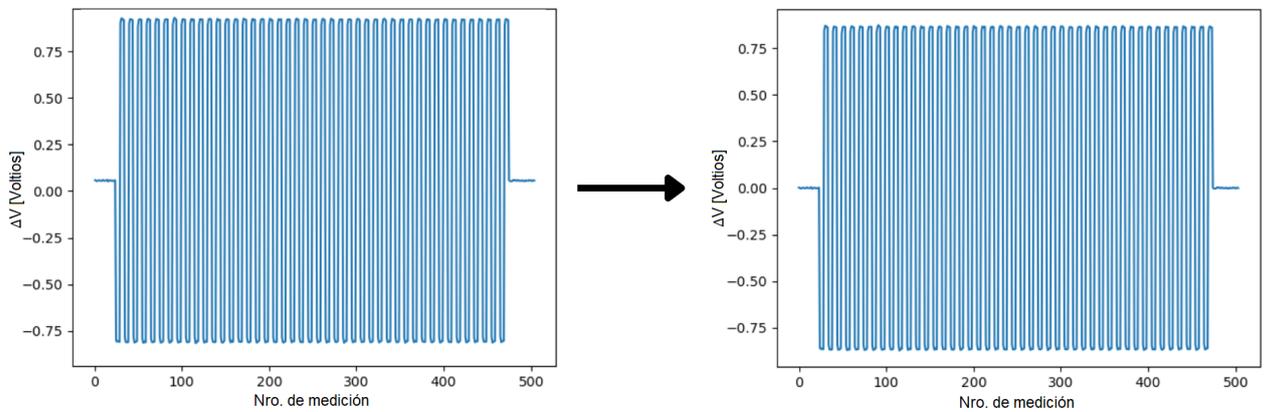


**Figura 2.3.** Diagrama de flujo para la adquisición del dato

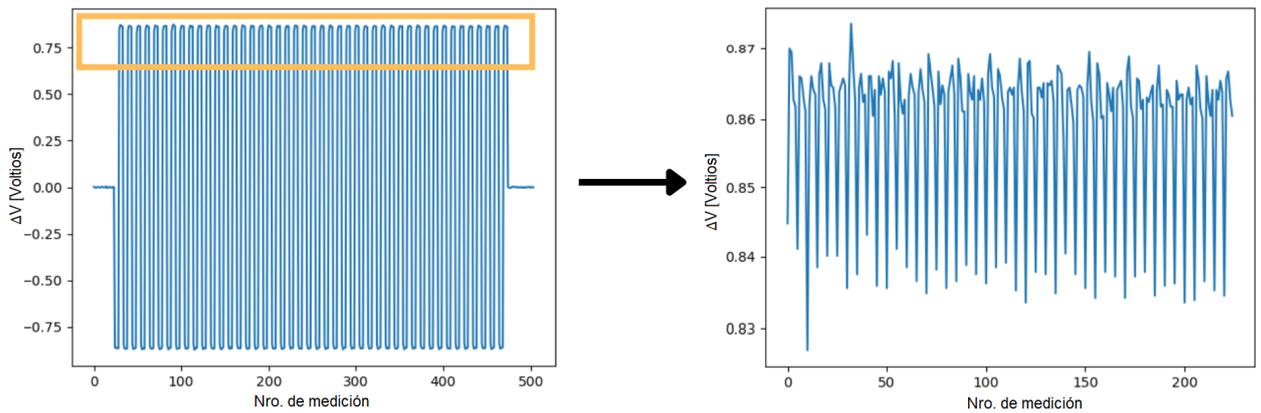
## 2.3. Preprocesamiento

A continuación se detallan los pasos a seguir para la obtención de la resistencia en función de la temperatura asociada a cada muestra. Los gráficos que se observan para lograr una mejor comprensión de cada paso del procesamiento, están asociados a la muestra de salinidad 0.5 wt % y tamaño de grano  $293 \mu m$  (D1):

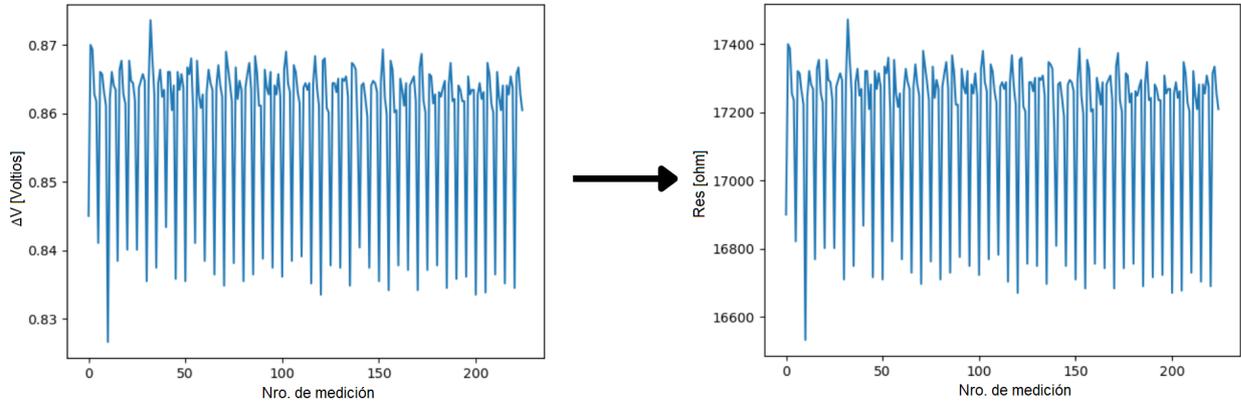
1. Para cada temperatura se obtiene un voltaje como respuesta a la inyección de la corriente mencionada anteriormente. Primero se remueve la media del voltaje que suele ser distinta de cero y podría llevar al cálculo de un valor de resistencia erróneo para dicha temperatura.



2. Luego se toman solo los valores positivos de voltaje.



3. Se utiliza la ley de Ohm 1.3 para el pasaje de voltaje a resistencia, esto es posible gracias a que se tiene conocimiento de la corriente que originó dicho voltaje.



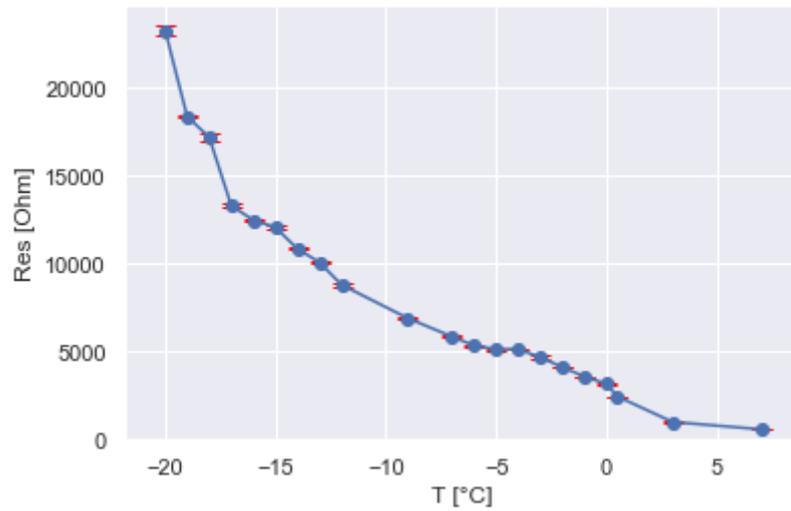
4. Finalmente, se toma el valor medio y se le adjudica dicho valor de resistencia a la temperatura en cuestión. En este punto, también se calcula el desvío estándar a partir de la media obtenida, pretendiendo de esta manera estimar un error de medición para cada temperatura. En el desarrollo detallado anteriormente se obtuvo una resistencia de 17002 Ohm y un desvío estándar Ohm de 224 para la temperatura  $-18\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

$$\mu_R = \sum \frac{R_i}{N}, \quad (2.1)$$

$$S = \sqrt{\frac{\sum (R_i - \mu_R)^2}{N}}, \quad (2.2)$$

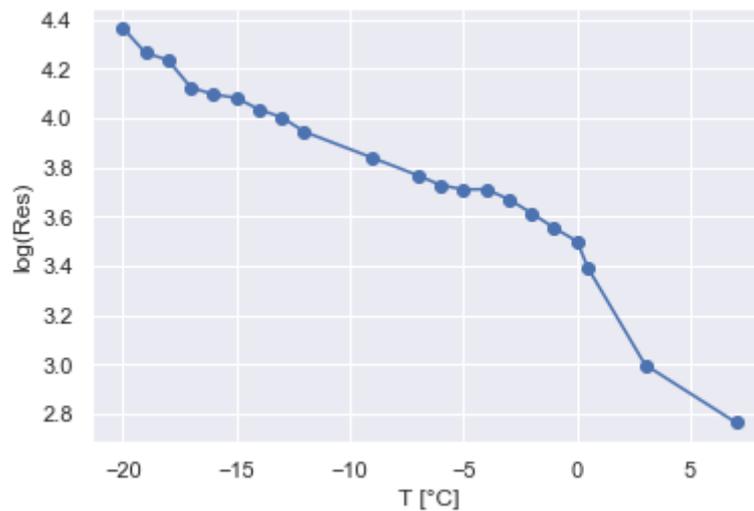
siendo  $\mu_R$  el valor medio,  $S$  el desvío estándar,  $R_i$  los valores de resistencia medidos y  $N$  el número de mediciones.

5. Por último, el procesamiento se repite para cada temperatura registrada, obteniéndose de esta manera la curva de resistividad en función de la temperatura deseada y el desvío estándar asociado a cada medición. En la imagen a continuación pueden apreciarse los resultados finales.



**Figura 2.4.** Resistencia con desvío estándar versus temperatura para la muestra D1

Podría mencionarse como un paso adicional el pasaje de la resistencia a escala logarítmica, durante el desarrollo del siguiente capítulo se trabajará siempre en dicha escala, ya que se consideró que era más representativa para los objetivos perseguidos en este trabajo.

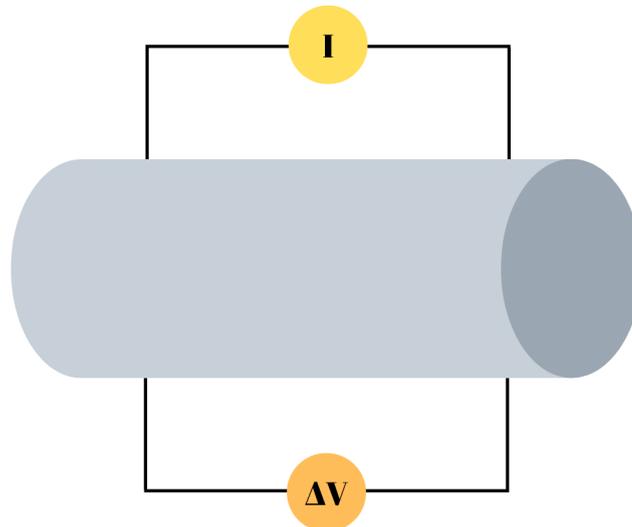


**Figura 2.5.** Resistencia en escala logarítmica

### 2.3.1. Factor geométrico

Dado que el parámetro de interés es la resistividad, será entonces imprescindible calcular el factor geométrico de las muestras, el cual permitirá el pasaje de resistencia a resistividad mediante la ecuación 1.5.

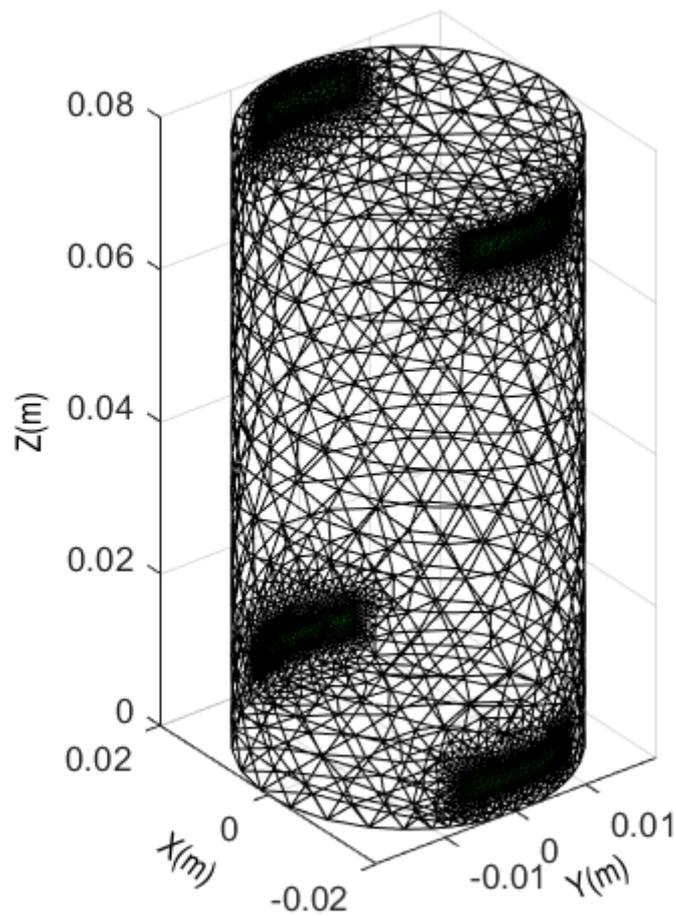
El factor geométrico estará estrechamente vinculado con la geometría de la muestra, como su nombre lo indica. En este punto cabe destacar que aunque se esté trabajando con geometría cilíndrica, no sería correcto utilizar la tradicional definición del factor geométrico como el cociente entre la longitud del cilindro y el área de la sección transversal, dado que la distribución y forma de los electrodos utilizados son diferentes de aquellas para las cuales la utilización de dicha fórmula sería válida. En lugar de utilizar electrodos puntuales, localizados en el centro de ambas secciones transversales para la inyección de corriente, y otros dos en la parte superior de la muestra para el registro de la diferencia de voltaje, se han utilizado electrodos cuadrados localizados en la parte superior e inferior de la muestra para la inyección y registro de la diferencia de voltaje.



**Figura 2.6.** Distribución de electrodos

Para el cálculo del factor geométrico, primero se modeló la muestra cilíndrica con sus respectivos electrodos a través de un mallado de puntos. Para esto se utilizó el software multifísico de elementos finitos Netgen. El resultado puede apreciarse en la fig. 2.7.

Dado que el largo y el radio de todas las muestras eran similares, se decidió utilizar una única geometría que fuera representativa para todas, definiéndose sus medidas de longitud y radio como la media de todas las muestras.



**Figura 2.7.** Malla representativa de todas las muestras

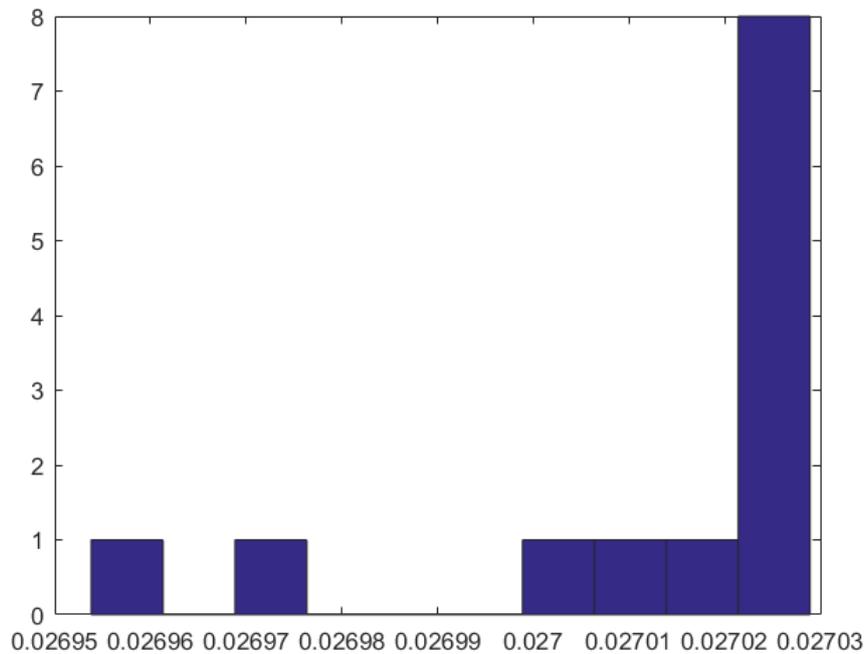
Se observa el mallado para una muestra cilíndrica de longitud = 8.212 cm y radio = 2.026 cm con los cuatro electrodos rectangulares de 0.5 cm de alto y 1.5 cm de ancho.

A continuación, se planteó una resistividad homogénea para toda la muestra y se definió el protocolo de medición similar a aquel llevado a cabo previamente en el laboratorio. Es decir, dos electrodos a un lado de la muestra, utilizados para la inyección de la corriente, y otros dos al otro lado, para la medición de la diferencia de voltaje.

Por último, una vez definida la malla, la resistividad homogénea y el protocolo de medición, se procede a modelar el dato obtenido para este escenario, en otras palabras, se está resolviendo el problema directo. Para esto se utilizó el paquete de herramientas Eiders de Matlab.

Con el resultado obtenido, que no es más que la diferencia de voltaje entre los electrodos de medición, es posible obtener un valor de resistencia, y a partir del cociente entre la resistividad planteada y la resistencia modelada se obtiene un factor geométrico.

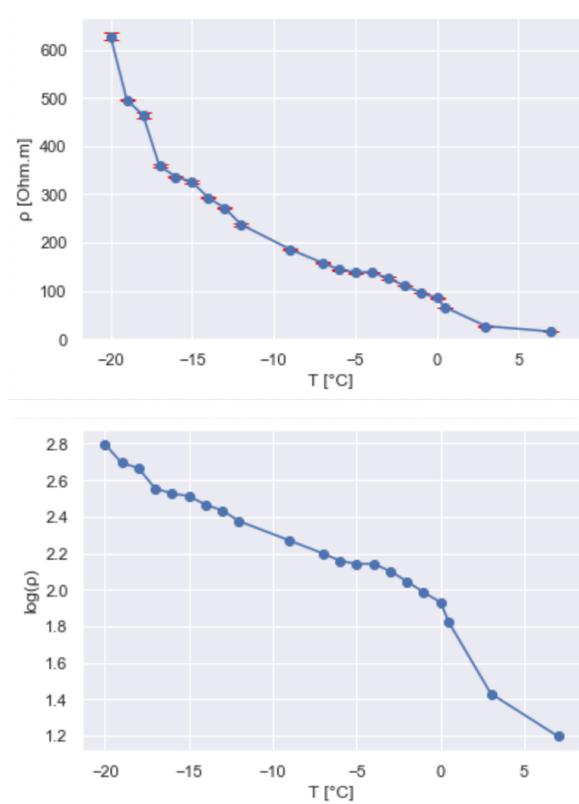
Con el objetivo de asegurar un resultado de calidad, se repitió este procedimiento para distintos modelos de resistividad homogénea ( $res = [1, 10, 50, 100, 200, 500, 800, 1000, 2000, 5000, 8000, 10000 \text{ y } 100000]$ ) y se optó por la elección del factor geométrico como la media de todos los resultados obtenidos. De esta manera se estableció como factor geométrico  **$K=0.0270$**  como surge de la figura 2.8.



**Figura 2.8.** Histograma de los factores geométricos

### 2.3.2. Resistividad final

Como último paso del procesamiento, se empleará el factor geométrico calculado para transformar la resistencia en resistividad. En este paso se busca culminar con la relación de dependencia existente entre resultados obtenidos y las muestras, lo que permitirá proyectar posibles respuestas de los tipos de suelo modelados y comprender las posibilidades de estudio a escala de campo. Finalmente, multiplicando las curvas de resistencias observadas previamente por el factor geométrico, se obtienen los siguientes gráficos de resistividad ilustrados en la figura 2.9.



**Figura 2.9.** Resistencia y desvío estándar finales

Se observan respectivamente la resistividad, la resistividad en escala logarítmica y el desvío estándar para cada temperatura. Notar el cambio de unidades en el eje de las ordenadas y la variación de los valores.

# Capítulo 3

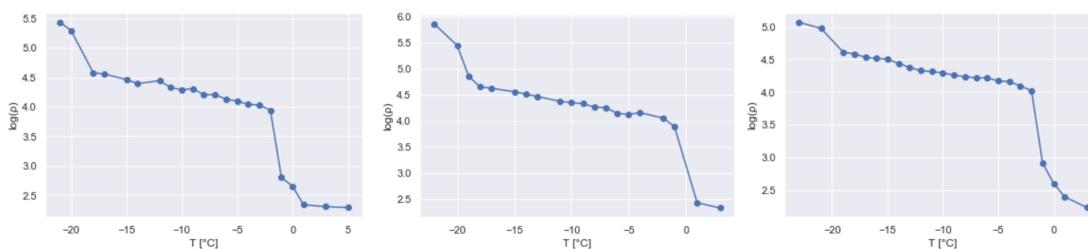
## Resultados

*En este capítulo se presentan los resultados obtenidos para los distintos tipos de suelo, se observarán las variaciones de las propiedades eléctricas durante los ciclos de descongelamiento y se evaluarán tendencias buscando relacionarlas con procesos y propiedades físicas.*

### 3.1. Validación

Puede notarse que existen tres muestras similares asociadas a cada tipo de suelo (ver tabla A.1 en el apéndice). Se buscó replicar las mismas propiedades (salinidad y granulometría) en tres muestras diferentes, procurando repetir el mismo procedimiento de toma de datos para cada una de ellas. De esta manera se obtuvieron tres curvas de resistividad asociadas a cada tipo de suelo.

A modo de ejemplo se observan en la figura 3.1 los tres resultados obtenidos para una salinidad de 1.5 wt % y una granulometría de 148  $\mu\text{m}$ .



**Figura 3.1.** Curvas de resistividad obtenidas para salinidad=1.5 wt % y granulometría=148  $\mu\text{m}$

Nótese que, las curvas de resistividad obtenidas para las tres muestras toman valores similares. Además, se repiten las mismas tendencias, la reducción de resistividad con el aumento de temperatura y dos variaciones abruptas de resistividad para las mismas temperaturas, asociadas al punto de eutéctico y el de congelamiento definidos anteriormente.

Mediante la repetición de la toma los datos se pretende otorgarle mayor robustez a los resultados, además de permitir la detección de dato anómalo, o comportamientos inusuales en los resultados asociados a causas ajenas al objeto de estudio.

Al igual que en el ejemplo anterior, se observó el mismo comportamiento y tendencias en las tres muestras para la mayoría de los modelos de suelo, incluso habiendo sido datadas en diferentes procesos de adquisición, indicando que los resultados son de calidad y que las tendencias observadas en cada uno de ellos hacen alusión a las propiedades del suelo en cuestión. Por otro lado, se advirtió una gran variabilidad en los valores específicos de resistividad obtenidos para cada temperatura. Este amplio rango de variabilidad podría estar asociado a la heterogeneidad presente en cada muestra, ninguna muestra es exactamente igual a ninguna de las otras dos (distribución de granos y poros, pequeñas diferencias en saturación, porosidad o incluso en compactación y demás propiedades). También podría estar asociado a discrepancias durante la adquisición de los datos, como un diferente contacto en los electrodos de cada muestra.

Tras observar que los resultados se condicen entre sí y con el diagrama de fases visto en la introducción, permitiendo estimar las condiciones del permafrost en cuestión, se decidió continuar con los estudios detallados en las secciones subsiguientes. Para la realización de los mismos, se escogió uno de los tres resultados obtenidos para cada tipo de suelo, aquel que se consideró el más representativo. Para esta elección se tuvo en cuenta la calidad del dato, la concordancia del mismo con los otros dos estudios de dicho suelo o al menos con uno de ellos y también la cantidad de información aportada por el dato, es decir, para cuantas temperaturas se había registrado la resistividad.

Luego de la selección, la tabla A.1 se redujo a las siguientes muestras, con las que se trabajara en las secciones a continuación.

Muestra	Long.(cm)	Diám.(cm)	Porosidad	Saturación	Salinidad(wt %)	Grano( $\mu\text{m}$ )
A1	8.082	4.041	33.165	84.400	0.5	148
A2	8.146	4.145	34.936	80.765	0.5	293
C1	8.139	4.091	33.950	86.768	1.5	293
C2	8.067	4.170	34.995	85.634	1.5	148
E1	8.100	4.156	34.503	85.765	3	293
E2	8.070	4.225	36.059	80.927	3	148
F1	8.185	4.056	39.763	83.251	0.5	48
G1	8.065	4.013	39.600	81.730	3	48
G3	8.183	4.058	34.320	81.230	3	148-48-148
H1	8.15	4.073	36.110	82.150	1.5	148-48-148
J2	8.213	3.904	23.430	86,86	1.5	48
L1	8.357	3.991	31.490	82.020	1.5	148-48-148

**Tabla 3.1.** Muestras seleccionadas para la interpretación

## 3.2. Tendencias observadas

### 3.2.1. Observaciones generales

Si se observan todos los resultados obtenidos para los distintos tipos de suelo, pueden destacarse ciertos comportamientos similares en cada uno de ellos.

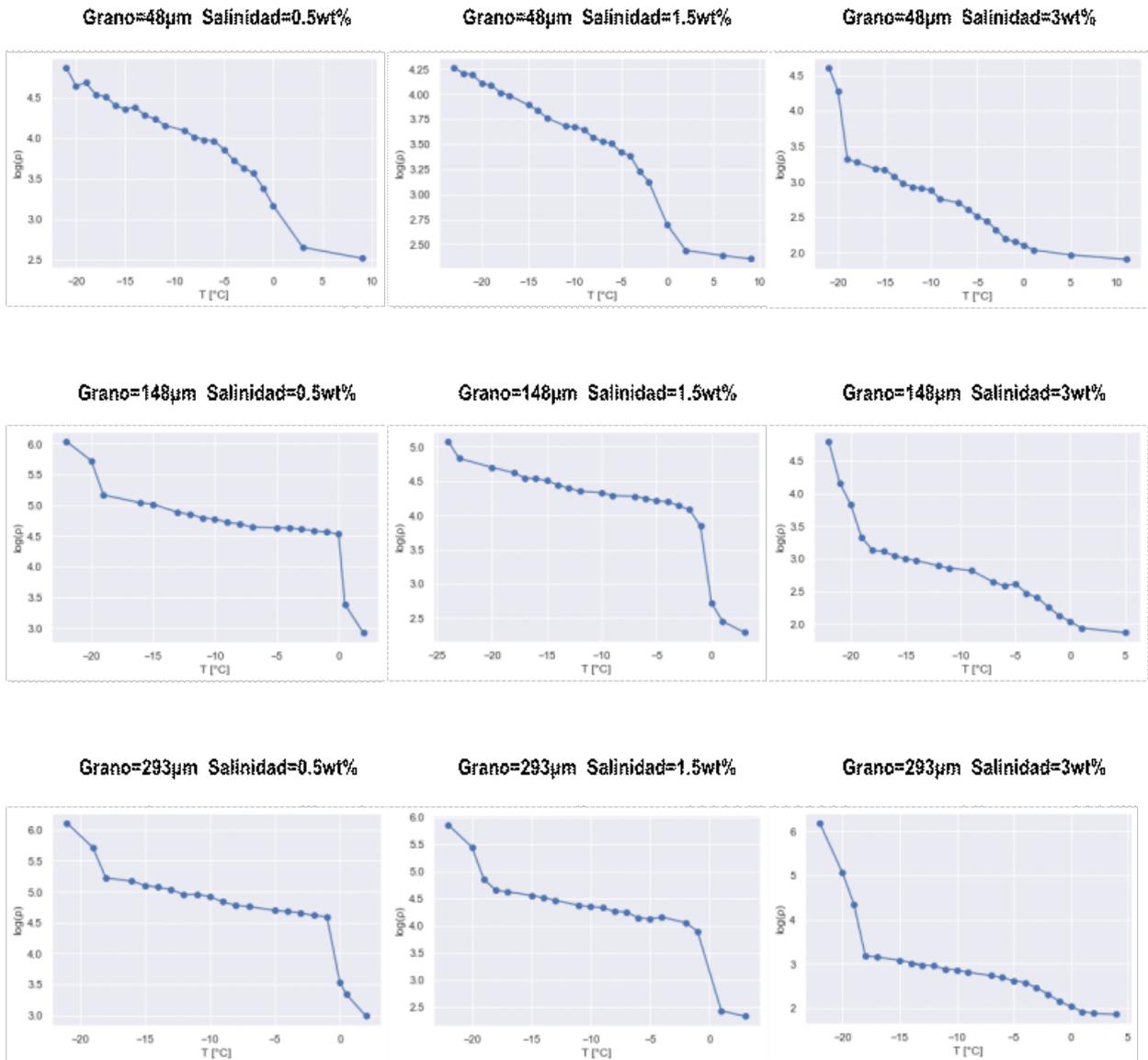


Figura 3.2. Curvas de resistividad para cada suelo

- Se observa una disminución de la resistividad a medida que aumenta la temperatura. Este comportamiento se debe al descongelamiento de la muestra. El ascenso de la temperatura resulta en una mayor presencia de salmuera, la cual posee una mayor conductividad que el hielo.
- En la mayoría de los resultados pueden notarse dos variaciones más destacadas de la resistividad, una a temperaturas próximas a  $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$  y otra para las temperaturas más bajas alrededor de los  $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Ambas pueden relacionarse con procesos desarrollados previamente en el capítulo 1.2.

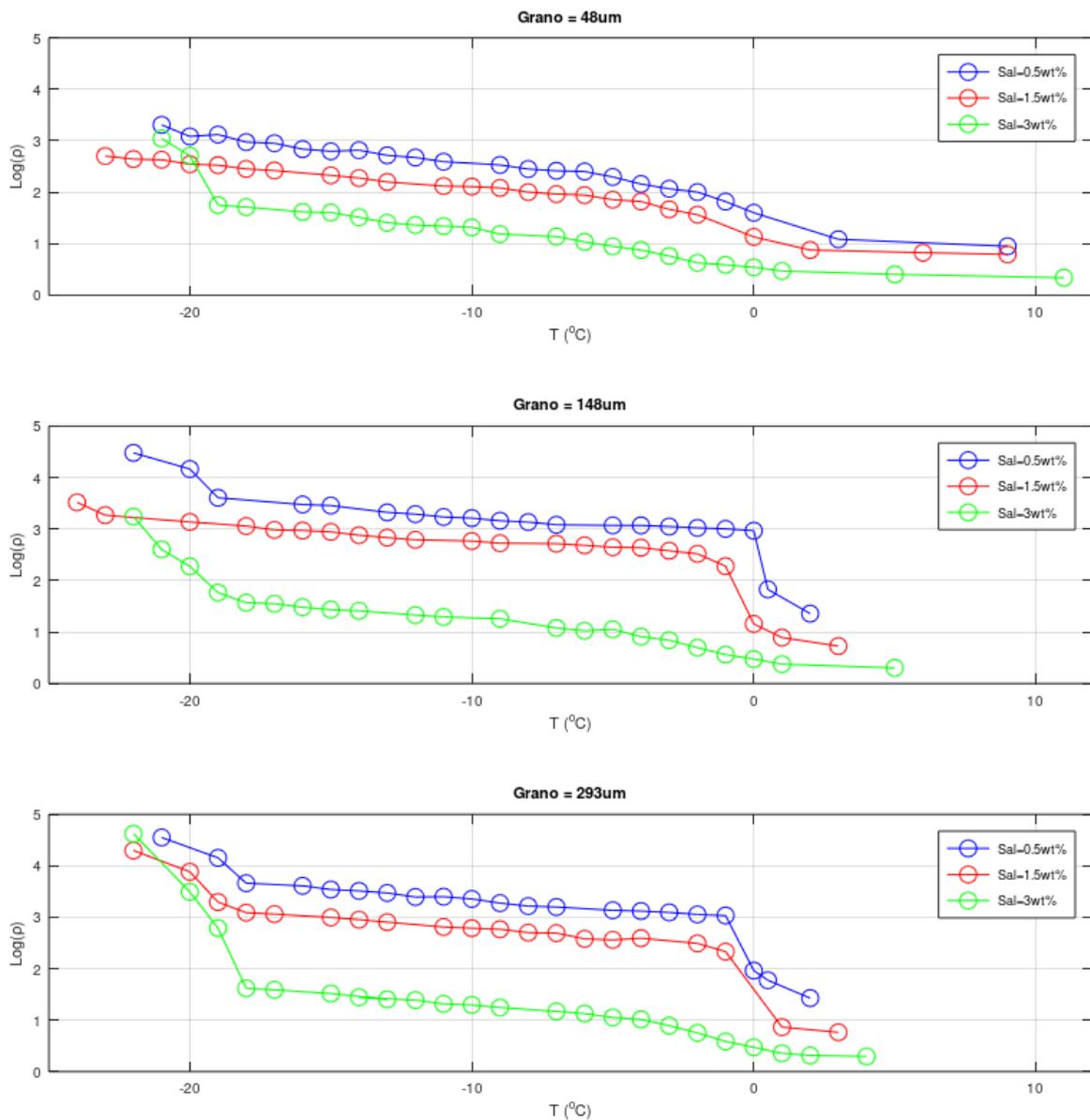
La primera se asocia al punto de congelamiento, al tratarse de salmuera existe una depresión del punto de congelamiento y es por esto que la variación se observa desplazada de los  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  como podría esperarse para el agua dulce.

La segunda variación se debe a que las muestras alcanzan el punto eutéctico. Una vez que las temperaturas caen por debajo del mismo, las sales que se encontraban disueltas precipitan como cristales sólidos, de esta manera se desaliniza el agua en la que se encontraban, y por consiguiente se congela rápidamente al tratarse de agua dulce a temperaturas sumamente bajas. Estos procesos evidentemente resultan en un claro aumento de la resistividad.

- También puede observarse una tendencia en las curvas de desvío estándar calculadas. Para todas las muestras se puede apreciar un claro crecimiento del desvío estándar al mismo tiempo que se reduce la temperatura. Este comportamiento se asocia a la primera tendencia mencionada, al aumentar la resistividad se dificulta el pasaje de la electricidad a través de la muestra, lo que genera a su vez mediciones más ruidosas.
- los procedimientos realizados con muestras secas no obtuvieron buenos resultados, como puede apreciarse en la figura A.13 del apéndice A, y, por lo tanto, no serán utilizados en la interpretación de datos. Evidentemente, las muestras sin contenido de salmuera, no permitieron un óptimo pasaje de la corriente a través de ellas.

### 3.2.2. Variaciones de salinidad

A continuación se analizan los cambios de resistividad asociados a variaciones de salinidad. Para llevar a cabo el estudio, se decidió observar las distintas curvas de resistividad obtenidas para un mismo tamaño de grano y tres contenidos diferentes de salinidad, los resultados pueden apreciarse en la figura 3.3.



**Figura 3.3.** Variaciones de la resistividad ante cambios de salinidad

Si se observa detenidamente la figura 3.3 puede destacarse:

- Para los tres tamaños de grano pudo observarse una reducción de la resistividad, es decir, un aumento de la conductividad para todas las temperaturas al incrementar la salinidad. Este comportamiento era de esperarse, dado que la sal es uno de los electrolitos más comunes, y es sabido que al disolverse en agua favorece el pasaje de la corriente eléctrica en la solución. Si bien este comportamiento era predecible, el mismo le otorga una mayor confiabilidad a los resultados, al mostrar dicha correlación con conceptos ya ampliamente consolidados.
- Si se observa detenidamente las variaciones de resistividad al rededor de los 0°C para los tres tamaños de grano, se pueden advertir reducciones pronunciadas para las curvas de 0.5 wt % y 1.5 wt %, mientras que en todos los casos las curvas de 3 wt % muestran una variación menor y más suave.

El suelo de salinidad más alta pareciera experimentar un mayor derretimiento al caer su temperatura por debajo del punto eutéctico, y una estabilidad algo menor luego del mismo, experimentando un derretimiento progresivo (notar como las dos curvas de menor salinidad permanecen cuasi horizontales hasta el punto de congelamiento). Debido a estas dos diferencias, el suelo con mayor salinidad alcanza la temperatura de congelamiento con un menor contenido de hielo, lo que explicaría la caída de resistividad menos pronunciada luego del mismo.

También puede destacarse que, estas variaciones se encuentran desplazadas hacia temperaturas menores a medida que aumenta la salinidad. Este comportamiento se asocia a la depresión del punto de congelamiento desarrollada en la sección 1.2. Utilizando la fórmula 1.1 se calcularon las siguientes temperaturas de congelamiento para cada muestra.

- $T_{0,5wt\%}^{fp} = -0,2918 \text{ °C}$
- $T_{1,5wt\%}^{fp} = -0,8820 \text{ °C}$
- $T_{3wt\%}^{fp} = -1,7886 \text{ °C}$

Las mismas se condicen con lo observado en los gráficos, validando la capacidad del método eléctrico para la detección de dicho fenómeno.

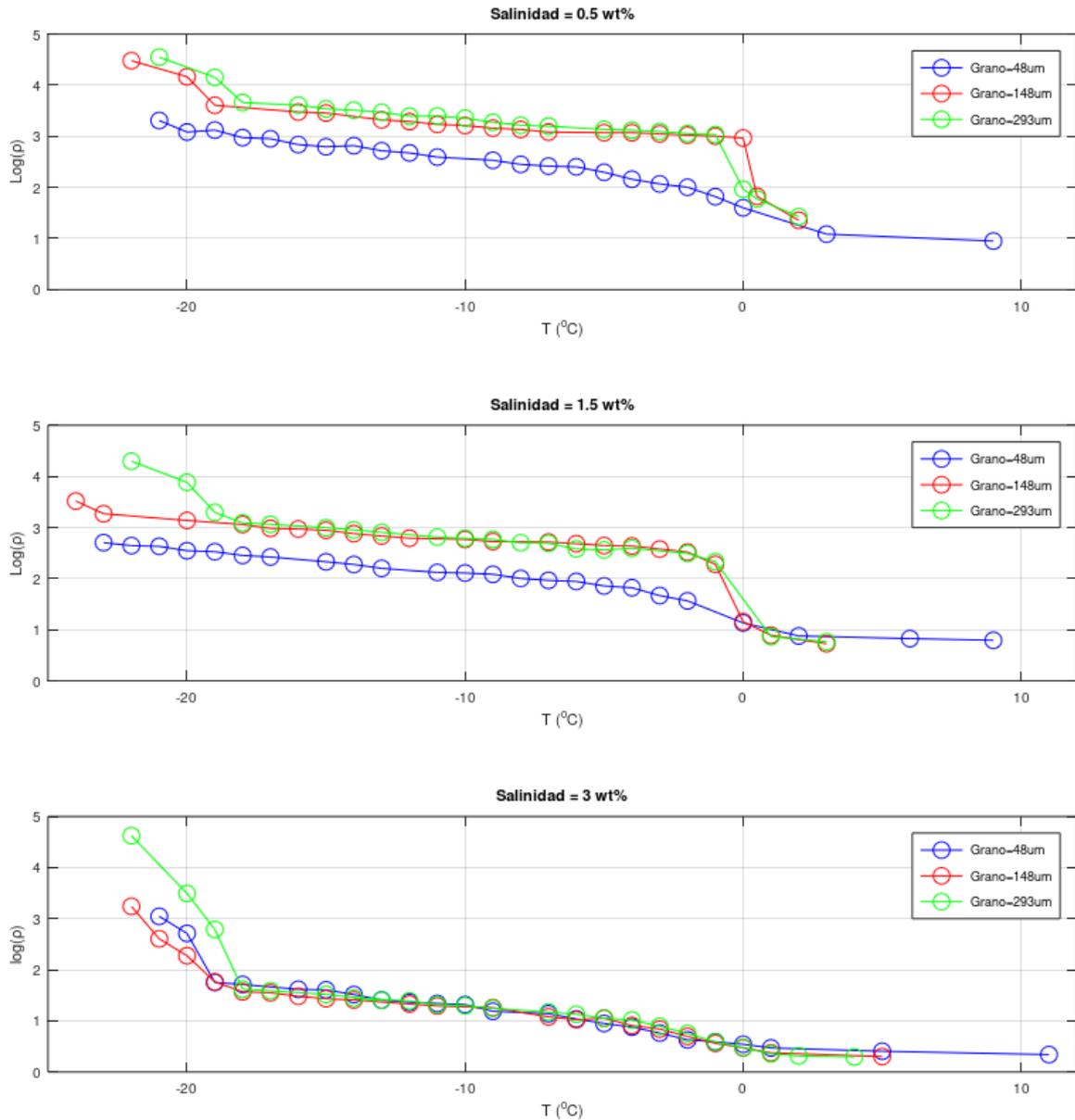
- Para las temperaturas más bajas registradas, se manifiesta otro cambio brusco en la mayoría de las curvas de resistividad, este aumento repentino ya ha sido asociado previamente al punto eutéctico.

El salto se observa al rededor de los -19 °C, a temperaturas un poco más altas de los -21 °C como se esperaba, quizá se deba a que todos los tipos de suelo modelados presentan una salinidad relativamente baja.

Otro detalle interesante es que la variación se produce en simultáneo para los tres contenidos de salinidades diferentes, y posteriormente alcanzan resistividades similares, esto teniendo en cuenta que el desvío estándar para dichas temperaturas es más elevado. Este comportamiento estaría sugiriendo que, efectivamente, se ha alcanzado el punto eutéctico, el cual se ubica a la misma temperatura para toda solución de NaCl-H<sub>2</sub>O, sin importar la concentración de sal presente. Luego del mismo, todos los suelos se encuentran completamente congelados, y, por lo tanto, alcanzan valores similares de resistividad.

### 3.2.3. Variaciones del tamaño de grano

En esta sección se estudian los cambios de resistividad asociados a variaciones en el tamaño de grano. Para llevar a cabo esta tarea, se observó las distintas curvas de resistividad obtenidas para un mismo contenido de sal y tres tamaños de grano diferentes.



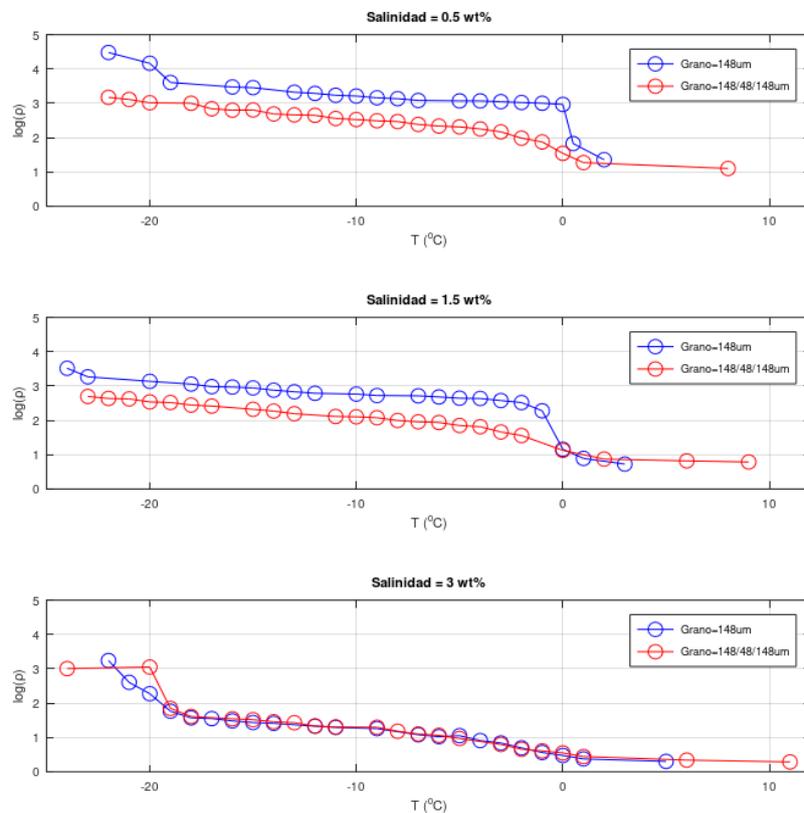
**Figura 3.4.** Variaciones de la resistividad ante cambios del tamaño de grano

En este caso, mediante el estudio de la figura 3.5 pudieron destacarse las siguientes tendencias:

- Se observa una variación más pronunciada para los suelos con tamaños de grano de  $148 \mu\text{m}$  y  $293 \mu\text{m}$  al rededor del punto de congelamiento, mientras que para todos los casos el modelo de suelo con grano de diámetro  $48 \mu\text{m}$ , muestra una variación suave de resistividad. Esta diferencia, podría referirse a un descongelamiento paulatino por parte del suelo con el grano más fino durante todo el proceso, alcanzando finalmente el punto de congelación con un menor contenido de hielo, y derivando en una variación menos resaltada de la resistividad.
- La segunda tendencia que se destaca, sobre todo para los dos primeros gráficos, es una variación conjunta de la resistividad por parte de los suelos con granos de  $148$  y  $293 \mu\text{m}$ , mientras que por su parte el suelo con un tamaño de grano de  $48 \mu\text{m}$ , difiere nuevamente, mostrando una resistividad menor para todas las temperaturas.

Una posible explicación que se propone para este peculiar comportamiento, está relacionada con el fenómeno de la doble capa de Helmholtz, el cual fue desarrollado previamente en la sección 1.4. Se profundizará en este concepto en la siguiente sección.

Tras detectar esta segunda tendencia, se decidió trabajar con las muestras de grano mixto, es decir, con dos tamaños de grano. Nuevamente, se registró una mayor conductividad para las muestras con un tamaño de grano menor en la sección central, los resultados pueden observarse a continuación.



**Figura 3.5.** Variaciones de la resistividad en muestras de grano mixto

### 3.2.4. Superficie específica

Como se mencionó previamente, los efectos de la doble capa están directamente relacionados con la superficie de contacto entre el electrolito y las partículas minerales cargadas. Por lo tanto, resulta interesante trabajar con el concepto de **superficie específica**, la cual se define como el área de la superficie de los poros en una muestra dividida por el volumen total de la muestra. De esta definición, puede deducirse que el efecto de la doble capa será directamente proporcional a la superficie específica.

Considerando que, los granos que conforman las diferentes clases de suelo modeladas en este trabajo son esféricos e idénticos para cada muestra, y los mismos no guardan ningún tipo de simetría entre sí, es decir, son distribuidos aleatoriamente. Podría calcularse la superficie específica para cada caso a través de la siguiente fórmula [Mavko et al., 2009],

$$S = 3(1 - \phi)/R \quad (3.1)$$

donde  $S$  representa la superficie específica,  $\phi$  la porosidad, y  $R$  el radio de los granos que conforman la muestra en cuestión.

Si bien todas las muestras presentan una porosidad similar, como puede apreciarse en la tabla A.1, se decidió trabajar con la porosidad media de aquellas involucradas en el estudio de variaciones del tamaño de grano, obteniéndose un valor de 0.3588. Finalmente, haciendo uso de la fórmula 3.1 se calcularon los siguientes valores de superficie específica para cada tamaño de grano:

- $S_{48\mu m} = 801,50 \text{ cm}^{-1}$
- $S_{148\mu m} = 259,94 \text{ cm}^{-1}$
- $S_{293\mu m} = 131,30 \text{ cm}^{-1}$

Los resultados indican que, existe una superficie específica algo superior para los suelos con granos de  $148 \mu m$  que para aquellos de  $293 \mu m$ , mientras que la misma resulta ampliamente superior a ambos casos para suelos con granos de  $48 \mu m$  de diámetro. Estos resultados se corresponden ampliamente con las tendencias observadas en la imagen 3.5.

Por lo tanto, se podría proponer que, la mayor conductividad observada en cada uno de los gráficos para los suelos con el menor tamaño de grano, se debe a la presencia de una mayor superficie específica en los mismos, y en consecuencia, efectos más intensos de la doble capa de Helmholtz.



## Capítulo 4

# Conclusiones

A partir del desarrollo y los resultados presentados en este trabajo, puede concluirse que los métodos eléctricos basados en el fenómeno físico de la conducción eléctrica, resultan adecuados para el estudio y monitoreo del permafrost, dada su alta sensibilidad a los marcados contrastes entre las propiedades del hielo y el agua. Permitiendo estimar el grado de congelamiento del suelo estudiado. A su vez, las curvas de resistividad obtenidas para suelos con diferentes características, pusieron en evidencia la susceptibilidad del parámetro ante los cambios de salinidad y tamaño de grano, por lo que sería crucial el control de ambas propiedades, si se aplicaran métodos eléctricos al estudio de permafrost salino.

La ya mencionada variabilidad de la resistividad ante los cambios de fase del agua permitió, en la mayoría de los casos, un registro claro del punto de congelamiento y el punto eutéctico, asociado a cada suelo durante el ciclo de descongelamiento. Siendo ambas temperaturas sumamente condicionantes de las características del permafrost y susceptibles a la datación, resultan una herramienta poderosa para aproximar las condiciones en las que se encuentra el permafrost. Ante la capacidad de los métodos eléctricos para el monitoreo del permafrost, revelada a lo largo de este trabajo, surge la posibilidad de proponer un control anual del descongelamiento experimentado por un mismo permafrost como resultado de la variación estacional de la temperatura. De esta manera podrían observarse, mediante métodos no invasivos, los distintos grados de descongelamiento que alcanza el suelo cada año, y obtener indirectamente un control del calentamiento global.

Por otro lado, los estudios de suelos similares con distintas concentraciones de NaCl, indicaron un derretimiento más acelerado por parte de aquellos con una mayor salinidad. No solo por presentar una depresión del punto de congelamiento hacia menores temperaturas, sino en general a lo largo de todo el ciclo de descongelamiento. Resultó destacable la amplia variación en las curvas de resistividad frente a cambios de salinidad tan pequeños, una variación de tan solo 1.5 wt %, redujo aproximadamente un grado centígrado el punto de congelamiento y alrededor de 1 Ohm.m la resistividad registrada más allá del punto eutéctico, indicando una mayor presencia de agua en estado líquido (notar la diferencia entre las curvas para salinidades de 1.5 wt % y 3 wt % en la figura 3.3). Como consecuencia de estos resultados, se recomienda especial precaución ante la elección de permafrost salino como base para la construcción. Volviéndose aún más peligroso cuanto mayor salinidad presente, ya que experimentará un mayor derretimiento a menores temperaturas y será, por lo tanto, más propenso a derrumbes y daños de la infraestructura.

Los resultados obtenidos para suelos con igual salinidad, pero diferente tamaño de grano, también manifestaron tendencias interesantes. Se observó una reducción de la resistividad al disminuir el tamaño de grano. Como explicación a este fenómeno, se planteó que la mayor superficie específica presente en los granos más pequeños, resulta en un efecto acentuado de la doble capa de Helmholtz, el cual permite un mejor pasaje de la corriente a través del suelo y, por lo tanto, reduciría la resistividad del mismo. Esta tendencia debería ser tenida en cuenta, sobre todo a la hora de realizar un futuro relevamiento sobre permafrost, dado que las resistividades registradas podrían variar de acuerdo al tamaño de grano del suelo, y llevar a una errónea interpretación de las características del mismo.

Para finalizar, se pone a disposición la información adquirida en esta tesis, pretendiendo que los conocimientos adquiridos permitan una mayor comprensión de la respuesta de los métodos eléctricos ante la presencia de permafrost salino, para de esta manera, proyectar y comprender las posibilidades de estudios a escala de campo. Además, se pretende motivar mediante este trabajo el desarrollo de estudios vinculados al permafrost en Argentina, donde las posibilidades abundan.

# Apéndice A

## Resultados y tabla de muestras

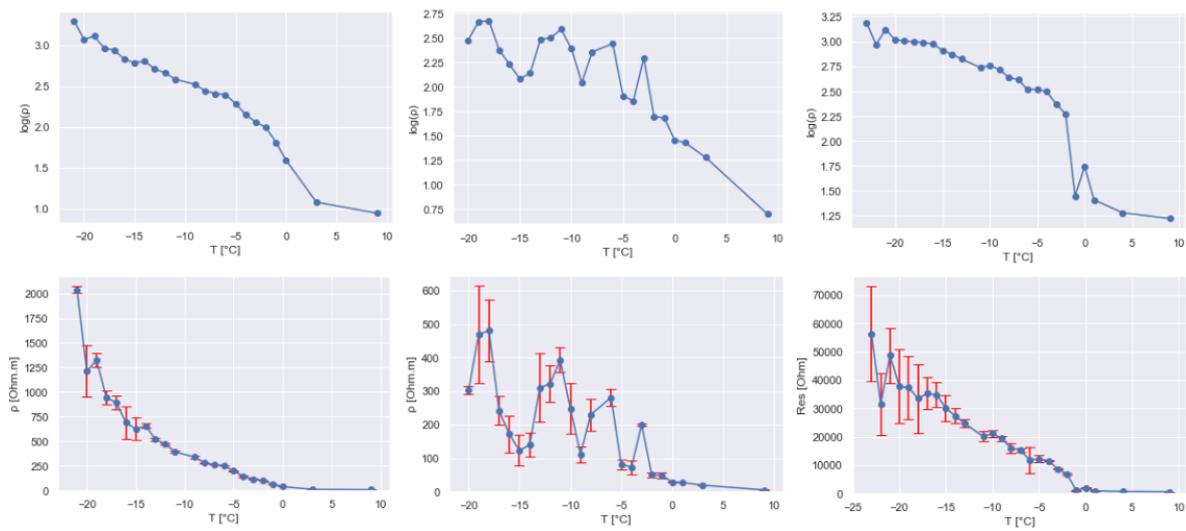


Figura A.1. Sal=0.5 wt % - Grano=48 μm

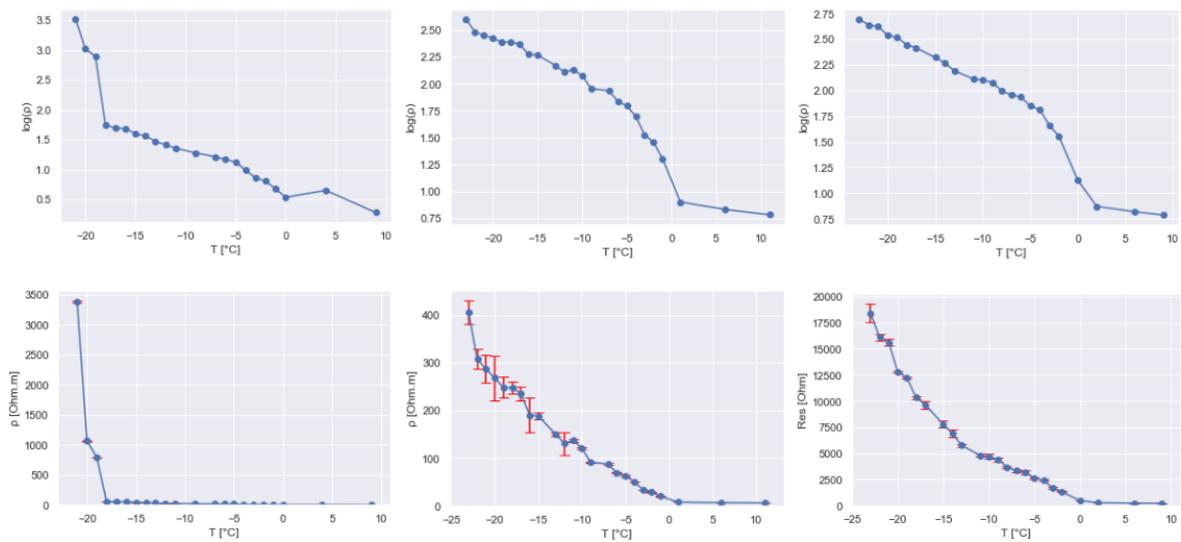


Figura A.2. Sal=1.5 wt % - Grano=48  $\mu\text{m}$

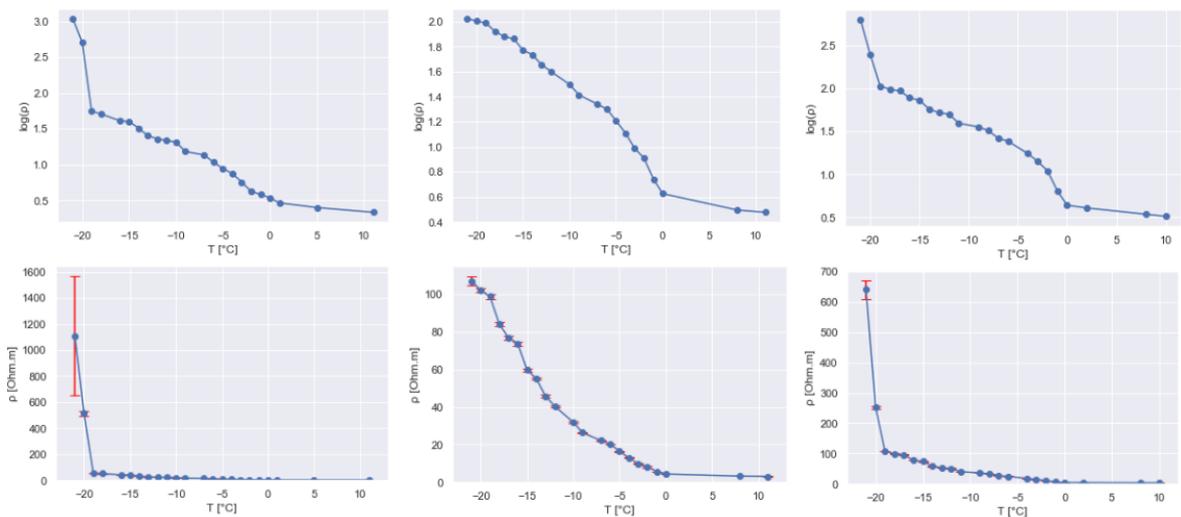


Figura A.3. Sal=3 wt % - Grano=48  $\mu\text{m}$

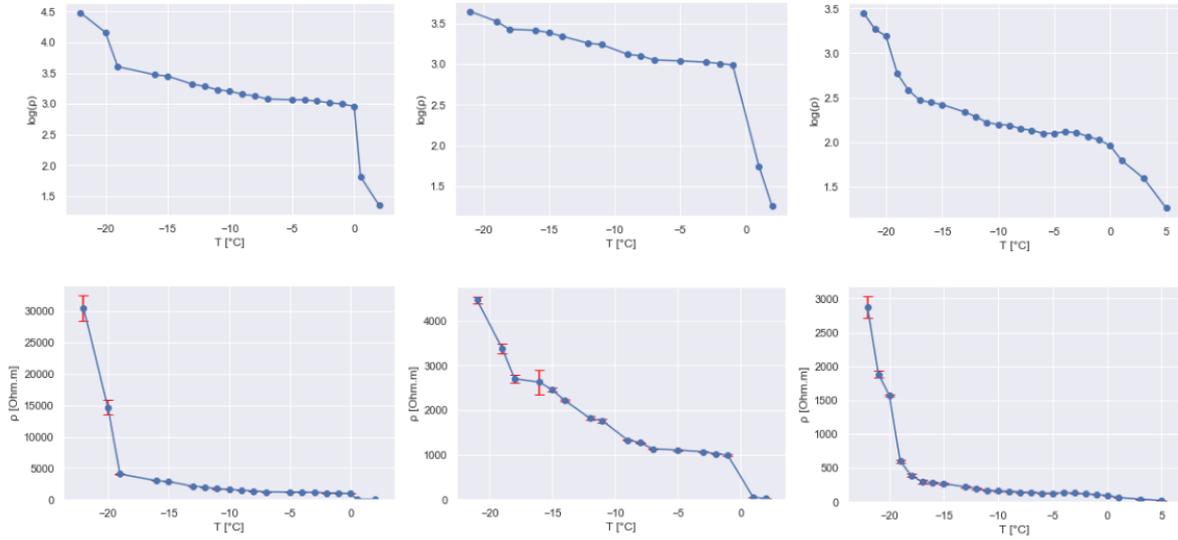


Figura A.4. Sal=0.5 wt % - Grano=148 μm

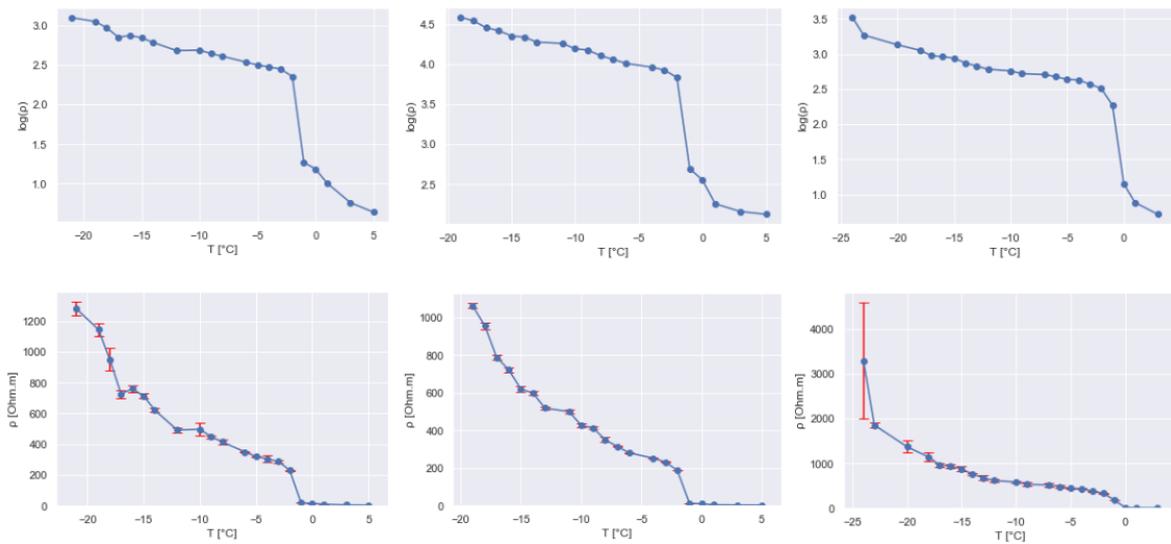


Figura A.5. Sal=1.5 wt % - Grano=148 μm

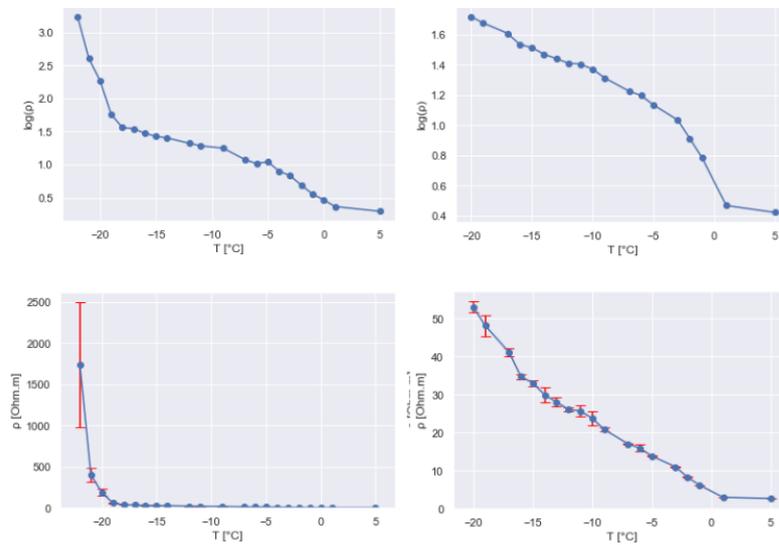


Figura A.6. Sal=3 wt % - Grano=148  $\mu\text{m}$

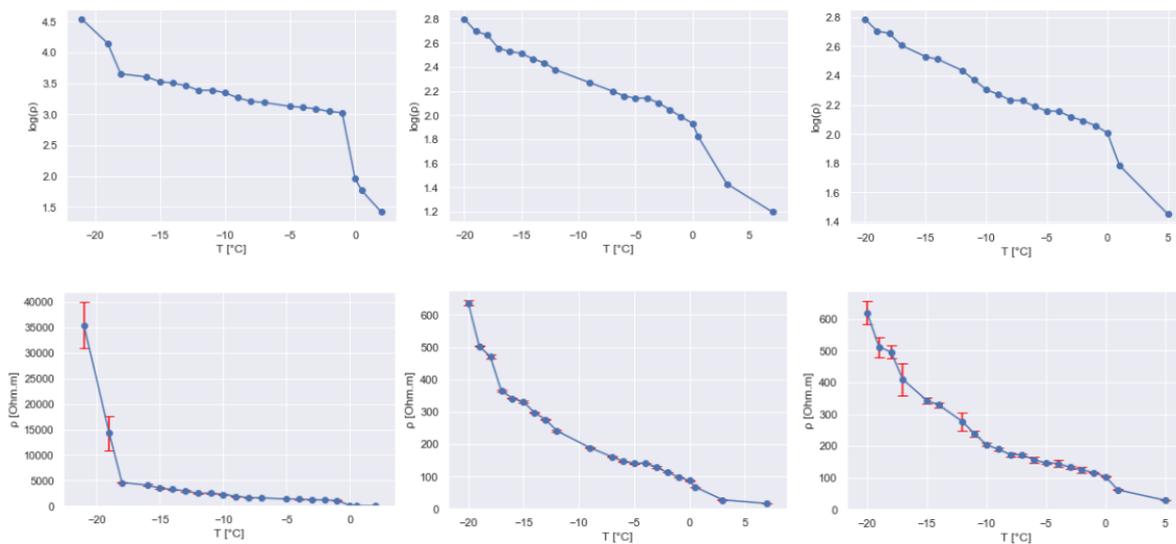


Figura A.7. Sal=0.5 wt % - Grano=293  $\mu\text{m}$

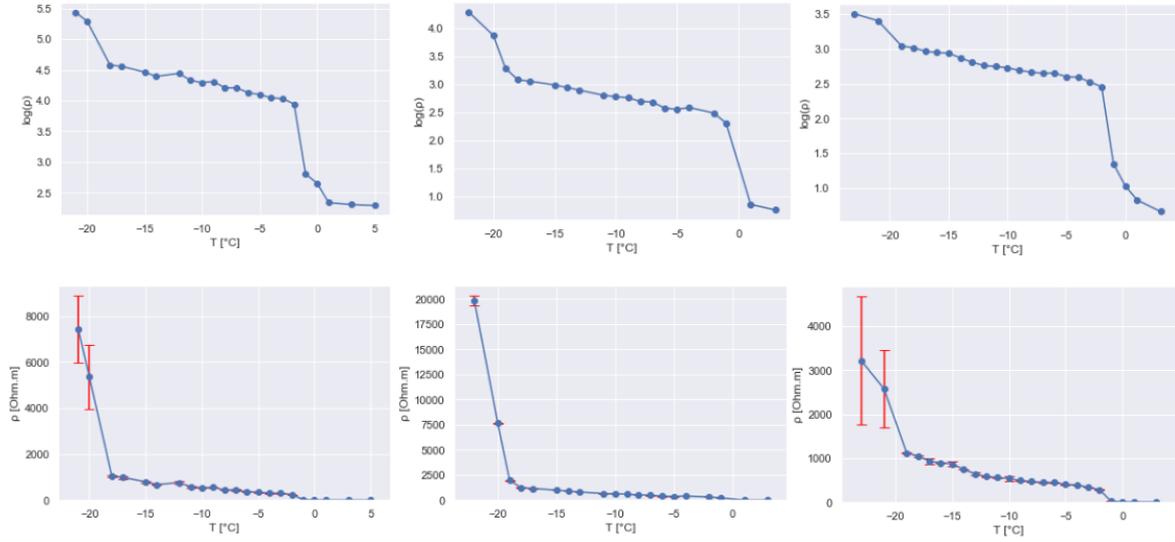


Figura A.8. Sal=1.5 wt % - Grano=293  $\mu\text{m}$

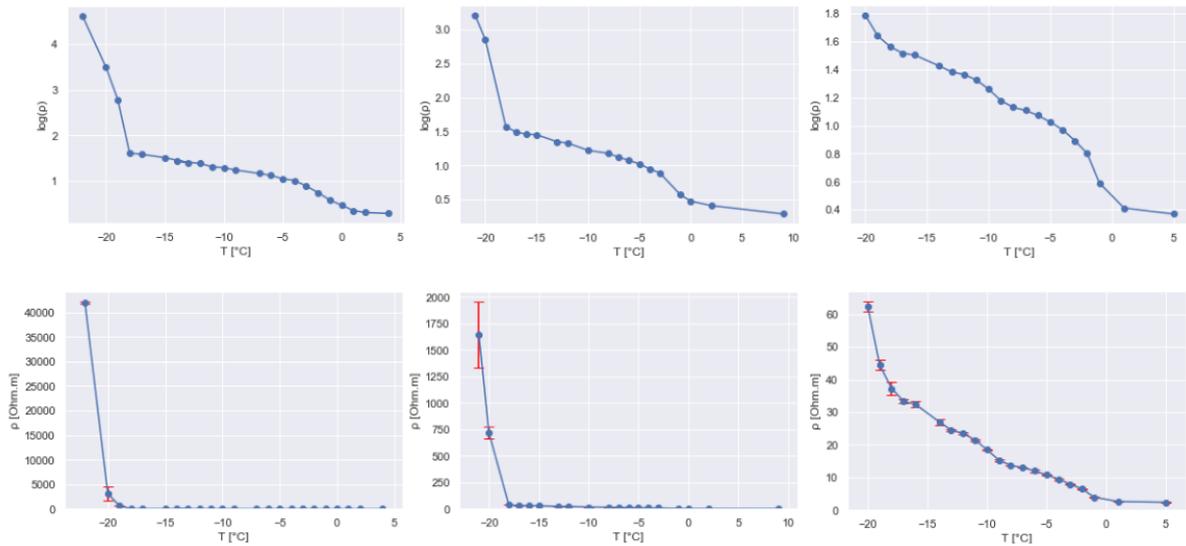
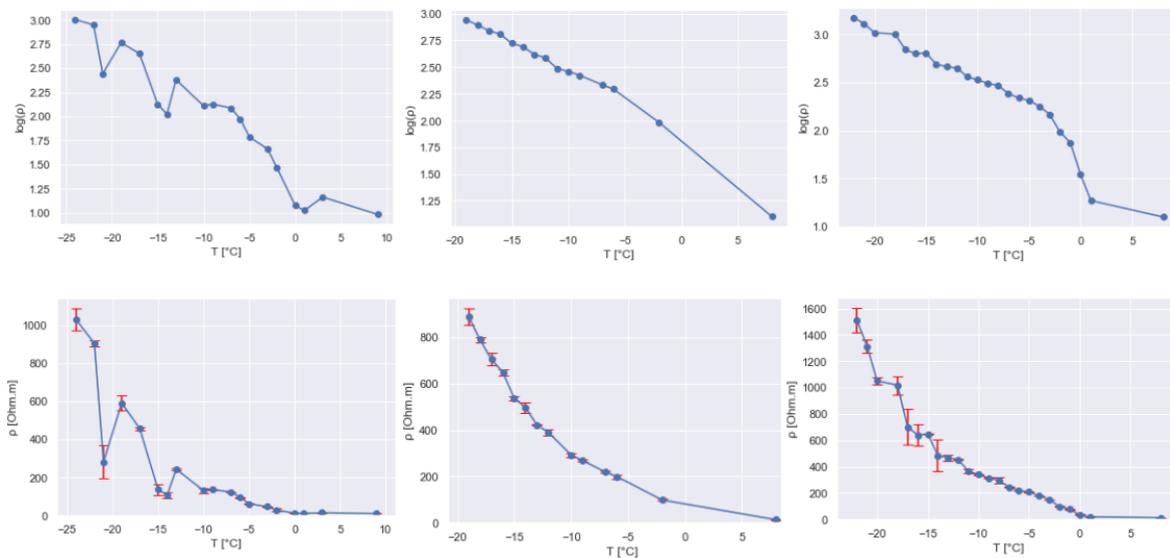
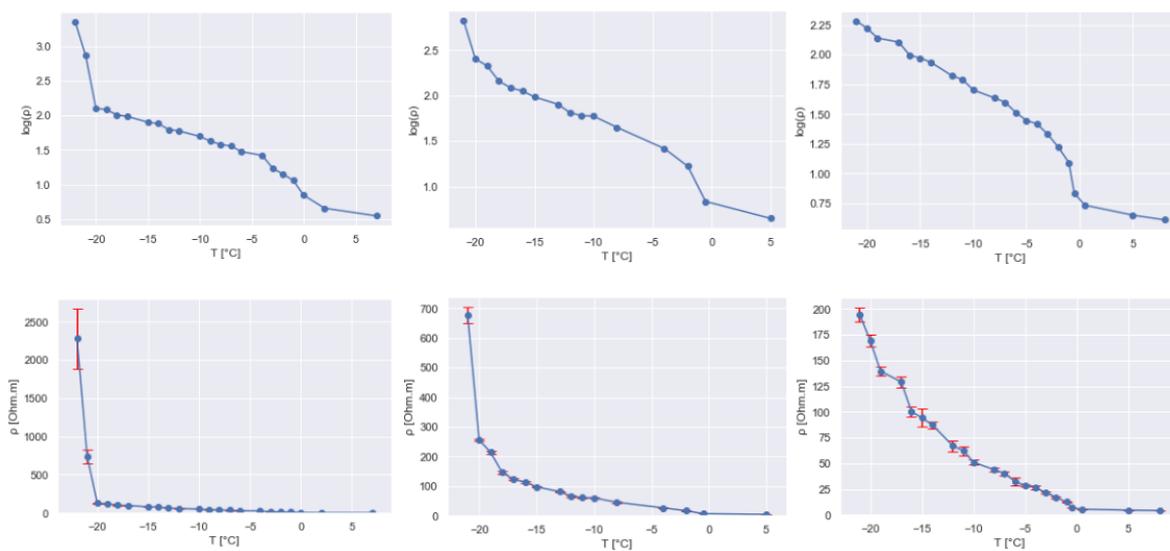


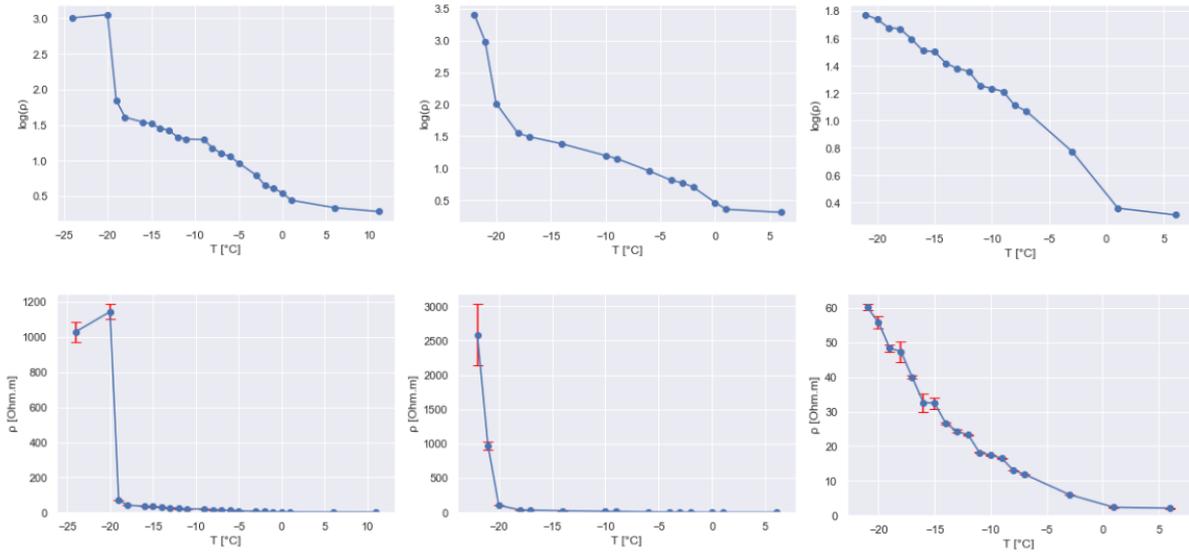
Figura A.9. Sal=3 wt % - Grano=293  $\mu\text{m}$



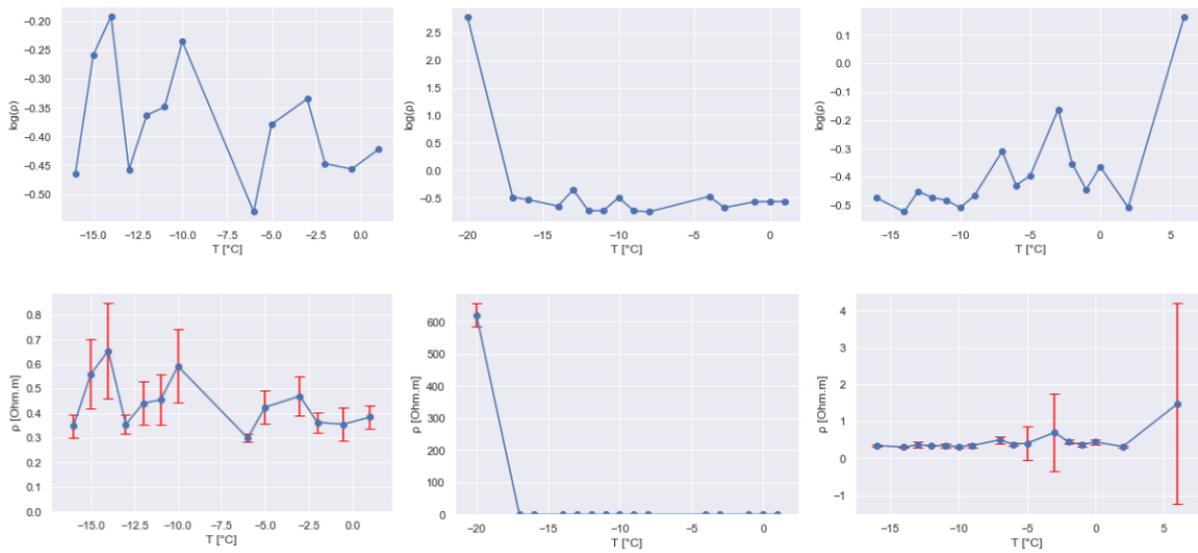
**Figura A.10.** Sal=0.5 wt % - Grano=148/48/148  $\mu\text{m}$



**Figura A.11.** Sal=1.5 wt % - Grano=148/48/148  $\mu\text{m}$



**Figura A.12.** Sal=3 wt% - Grano=148/48/148  $\mu\text{m}$



**Figura A.13.** Sal=seca - Grano=c  $\mu\text{m}$

Muestra	Long.(cm)	Diám.(cm)	Porosidad	Saturación	Salinidad(wt %)	Grano( $\mu\text{m}$ )
A1	8.082	4.041	33.165	84.400	0.5	148
A2	8.146	4.145	34.936	80.765	0.5	293
A3	8.112	4.091	33.146	83.507	0.5	148
B1	8.139	4.076	34.203	85.385	1.5	148
B2	8.110	4.131	34.630	83.723	1.5	293
B3	8.136	4.113	33.866	84.721	1.5	148
C1	8.139	4.091	33.950	86.768	1.5	293
C2	8.067	4.170	34.995	85.634	1.5	148
C3	8.139	4.202	34.403	85.026	1.5	293
D1	8.127	4.103	33.343	85.169	0.5	293
D2	8.026	4.216	35.801	81.060	0.5	148
D3	8.141	4.148	34.575	82.855	0.5	293
E1	8.100	4.156	34.503	85.765	3	293
E2	8.070	4.225	36.059	80.927	3	148
E3	8.462	4.171	36.65	0	0	148
F1	8.185	4.056	39.763	83.251	0.5	48
F2	8.103	4.041	38.457	85.088	1.5	48
F3	8.078	3.890	36.673	0	0	48
G1	8.065	4.013	39.600	81.730	3	48
G2	8.203	4.036	34.250	80.720	0.5	148-48-148
G3	8.183	4.058	34.320	81.230	3	148-48-148
H1	8.15	4.073	36.110	82.150	1.5	148-48-148
H2	8.070	4.069	34.680	82.440	3	148-48-148
H3	8.183	4.058	35.73	0	0	293
I1	8.460	3.911	25.650	84.420	0.5	48
I2	8.466	3.916	24.290	84.810	1.5	48
I3	8.576	3.875	23.740	87.480	3	48
J1	8.339	3.914	24.010	83.060	0.5	48
J2	8.213	3.904	23.430	86,86	1.5	48
J3	8.218	3.920	32.200	86.940	3	48
K1	8.182	3.980	30.480	87.040	0.5	148-48-148
K2	8.359	3.964	31.030	87.490	1.5	148-48-148
K3	8.178	4.028	31.010	85.110	3	148-48-148
L1	8.357	3.991	31.490	82.020	1.5	148-48-148
L2	8.415	4.007	31.460	80.890	1.5	148-48-148
L3	8.385	4.081	34.020	85.790	3	293
M1	8.341	4.047	32.790	85.300	3	293
M2	8,361	4.065	34.510	85.490	3	148

**Tabla A.1.** Muestras y sus propiedades

## Apéndice B

### Imágenes del procedimiento



Figura B.1. Máquina de baños termostáticos



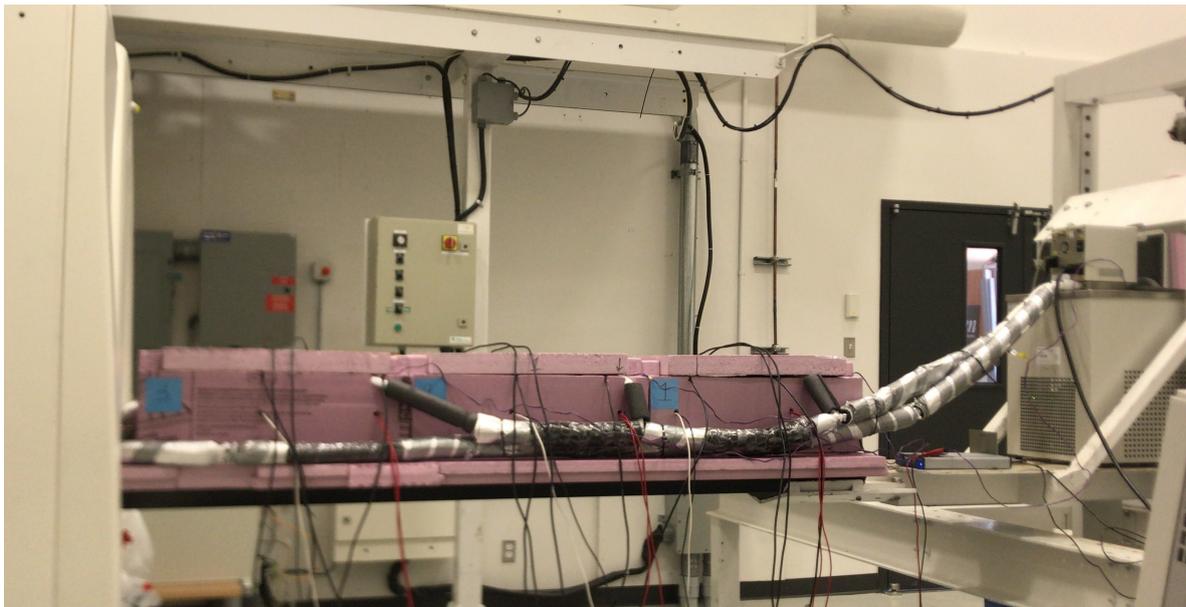
Figura B.2. Fuente Keithley 6221



Figura B.3. Sistema de adquisición DAQ



**Figura B.4.** CT-scan



**Figura B.5.** Laboratorio preparado para la toma de datos



Figura B.6. Cedazos utilizados en el tamizado de granos



Figura B.7. Recipiente de muestras

# Apéndice C

## C.1. Agradecimientos

- A mis directores, Bernard Giroux y Santiago Perdomo, por su humildad y dedicación a la hora de guiarme en este trabajo.
- A la Universidad Nacional de La Plata por permitir mi formación universitaria de forma gratuita e irrestricta, y más específicamente, a la Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas, donde la calidez humana y la excelencia académica forman parte del día a día.
- Al gobierno de Canadá por emitir la beca Emerging Leaders in the Americas Program (ELAP)
- Al destacado Institut National de la Recherche Scientifique (INRS) por recibirme con gran hospitalidad y hacerme sentir cómodo lejos de mi país y mis costumbres.
- Al profesor Mauricio Gende, por su ayuda prestada para presentarme a la beca ELAP.
- A Ehsan Vosoughi por su enseñanza y trabajo en conjunto a lo largo del proyecto.
- A todos mis familiares y amigos, en especial a mis padres Mariel Fernandez Nocera y Rolando Gomez, sin su apoyo y cariño, nada de esto hubiera sido posible.

## C.2. Lenguajes de programación utilizados

- GNU Octave
- Python
- Matlab, se destaca la caja de herramientas EIDOR (Electrical Impedance Tomography and Diffuse Optical Tomography Reconstruction Software) utilizada en el cálculo del factor geométrico.



# Bibliografía

- [Brouchkov, 2002] Brouchkov, A. (2002). Nature and distribution of frozen saline sediments on the Russian Arctic coast: Permafrost and Periglacial Processes.
- [Brouchkov, 2003] Brouchkov, A. (2003). Frozen saline soils of the Arctic coast: Their distribution and engineering properties. pages 95–100.
- [Dou et al., 2016] Dou, S., Nakagawa, S., Dreger, D., and Ajo-Franklin, J. (2016). A rock-physics investigation of unconsolidated saline permafrost: P-wave properties from laboratory ultrasonic measurements. *GEOPHYSICS*, 81(1):WA233–WA245.
- [Dou et al., 2017] Dou, S., Nakagawa, S., Dreger, D., and Ajo-Franklin, J. (2017). An effective-medium model for P-wave velocities of saturated, unconsolidated saline permafrost. *GEOPHYSICS*, 82(3):EN33–EN50.
- [Hauck, 2013] Hauck, C. (2013). New Concepts in Geophysical Surveying and Data Interpretation for Permafrost Terrain. *Permafrost and Periglacial Processes*, 24(2):131–137.
- [Hivon and Segó, 1993] Hivon, E. and Segó, D. (1993). Distribution of saline permafrost in the Northwest Territories, Canada. *Canadian Geotechnical Journal*, 30(3):506–514.
- [Ingeman-Nielsen and Jørgensen, 2008] Ingeman-Nielsen, T., N. N. F. and Jørgensen, A. S. (2008). Geophysical investigation of saline permafrost at Ilulissat, Greenland. *Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost, Institute of Northern Engineering, University of Alaska Fairbanks*, page 773–778.
- [Javier Santos González, 2015] Javier Santos González, Rosa Blanca González Gutiérrez, A. G. V. y. J. M. R. V. (2007-2015). Evidencias de permafrost en el extremo Sur de los Andes (Tierra del Fuego) según el régimen térmico de los glaciares rocosos del Cerro Krund. *Norba. Revista de Geografía*, XII:119–136.
- [King, 1988] King, M S; Zimmerman, R. W. C. R. F. (1988). Seismic and electric properties of unconsolidated permafrost. *Geophysical Prospecting*, 36(4):349–364.
- [Kneisel et al., 2008] Kneisel, C., Hauck, C., Fortier, R., and Moorman, B. (2008). Advances in geophysical methods for permafrost investigations. *Permafrost and Periglacial Processes*, 19(2):157–178.
- [Mavko et al., 2009] Mavko, G., Mukerji, T., and Dvorkin, J. (2009). *The Rock Physics Handbook*. Cambridge University Press, second edition.
- [Ogata et al., 1983] Ogata, N., Yasuda, M., and Kataoka, T. (1983). Effects of salt concentration on strength and creep behavior of artificially frozen soils. *Cold Regions Science and Technology*, 8(2):139–153.

- [Osterkamp, ] Osterkamp, T. E. Occurrence and potential importance of saline permafrost in Alaska. *Workshop on Saline Permafrost, University of Manitoba*.
- [Portnov et al., 2014] Portnov, A., Mienert, J., and Serov, P. (2014). Modeling the evolution of climate-sensitive Arctic subsea permafrost in regions of extensive gas expulsion at the West Yamal shelf. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 119(11):2082–2094.
- [Portnov et al., 2013] Portnov, A., Smith, A. J., Mienert, J., Cherkashov, G., Rekant, P., Semenov, P., Serov, P., and Vanshtein, B. (2013). Offshore permafrost decay and massive seabed methane escape in water depths >20m at the South Kara Sea shelf. *Geophysical Research Letters*, 40(15):3962–3967.
- [Potter et al., 1978] Potter, R. W., Clyne, M. A., and Brown, D. L. (1978). Freezing point depression of aqueous sodium chloride solutions. *Economic Geology*, 73(2):284–285.
- [Ruffell and Graham, 1990] Ruffell, J. P., T. R. M. and Graham, C. A. (1990). Planning and execution of a 500 m corehole through offshore permafrost. page 271–282.
- [Silva, 1982] Silva, E. (1982). *Prospección geoelectrica en corriente continua*. Biblioteca técnica Philips. Paraninfo, 2da edition.
- [Voytek et al., 2019] Voytek, E. B., Barnard, H. R., Jougnot, D., and Singha, K. (2019). Transpiration- and precipitation-induced subsurface water flow observed using the self-potential method. *Hydrological Processes*.