



UNIVERSIDAD  
DE LA REPUBLICA  
URUGUAY

# Forestación en suelos de pradera templada: alteración biogeoquímica de minerales arcillosos

Patricia Gallardo Silveira

Programa de Posgrado en Ciencias Ambientales  
Facultad de Ciencias  
Universidad de la República

Montevideo – Uruguay  
Diciembre de 2023



UNIVERSIDAD  
DE LA REPUBLICA  
URUGUAY

# Forestación en suelos de pradera templada: alteración biogeoquímica de minerales arcillosos

Patricia Gallardo Silveira

Tesis de Maestría presentada al Programa de Posgrado en Ciencias Ambientales, Facultad de Ciencias de la Universidad de la República, como parte de los requisitos necesarios para la obtención del título de Magíster en Ciencias Ambientales.

Directores:

Dr. Carlos Céspedes

Dr. Pedro Oyhançabal

Montevideo – Uruguay

Diciembre de 2023

Gallardo Silveira, Patricia

Forestación en suelos de pradera templada: alteración biogeoquímica de minerales arcillosos / Patricia Gallardo Silveira. - Montevideo: Universidad de la República, Facultad de Ciencias, 2023.

X, 135 p.: il.; 29, 7cm.

Directores:

Carlos Céspedes

Pedro Oyhançabal

Tesis de Maestría – Universidad de la República, Programa en Ciencias Ambientales, 2023.

Referencias bibliográficas: p. 112 – 112.

1. illita, 2. eucalipto, 3. Uruguay, 4. silicio.
- I. Céspedes, Carlos, Oyhançabal, Pedro, .  
II. Universidad de la República, Programa de Posgrado en Ciencias Ambientales. III. Título.

INTEGRANTES DEL TRIBUNAL DE DEFENSA DE TESIS

---

Dra. Amabelia Del Pino

---

Dra. Ofelia Gutiérrez

---

Dr. Prof. Daniel Panario

Montevideo – Uruguay  
Diciembre de 2023

# Agradecimientos

Agradezco a mis dos tutores Carlos y Pedro por esos saberes diametralmente opuestos que obligué a juntar para que saliera esta tesis. A Panario y Ofelia por apoyarme en mis ideas, abrirme las puertas y confiar en mi trabajo en la UNCIEP.

A Luciana y Ricardo de Facultad de Química por los XRD, dado que sin ellos no hubiera sido posible la tesis. A Yoyo Chirkes y Olga por enseñarme la técnica del silicio, y al equipo del laboratorio de suelos de Fagro-UBA.

A quienes me acompañaron en las salidas de campo y me ayudaron con los muestreos.

A la gente linda del piso 11 (y de otros pisos de la facu de ciencias) que me acompañó este tiempo, así como amistades de todos los ámbitos y a mi familia que siempre me acompaña.

A la gente e instituciones que apoyan la investigación en la UdelaR.

Esta tesis tuvo el apoyo de la Comisión Académica de Posgrado a través de una beca de finalización de maestría. También contó con el apoyo del Ministerio de Industria, Energía y Minería a través de la declaración de la misma como de interés ministerial. Van también mis agradecimientos a ambas instituciones.

## RESUMEN

El remplazo de los pastizales naturales por cultivos comerciales de *Eucalyptus sp.* es una actividad que ha venido en aumento en las últimas décadas en Uruguay. Este cambio de uso del suelo ha tenido efectos negativos en varias de sus propiedades fisicoquímicas; aumentos en la acidez, disminución en la CIC, en el contenido en materia orgánica, entre otras. En el presente trabajo se evaluaron los efectos de la forestación comercial de *Eucalyptus sp.* en suelos de pastizal pertenecientes a dos regiones geomorfoestructurales de Uruguay. Un sitio se ubica en la Cuenca Sedimentaria Litoral Oeste –Sitio 1– y otro en la Región Centro Sur –Sitio 2–. Comparativamente estos suelos han tenido un origen y evolución diferente, dada la variedad de materiales geológicos y formas de relieve sobre las que se desarrollaron. A su vez, las forestaciones en cada sitio tienen distintas edades y han tenido distintos manejos (plantaciones multipropósito, para pulpa de celulosa, leña, etc). Los principales objetivos se centraron en comparar los minerales arcillosos presentes en los suelos de pastizal que fueron convertidos a cultivo de eucaliptos y analizar si existían compuestos simples remanentes de esa alteración, específicamente si el silicio disuelto se puede utilizar como indicador. La estrategia metodológica incluyó diferentes técnicas analíticas; unas estándares para intercomparar con los trabajos realizados en el país (pH, cationes intercambiables y textura), y otras técnicas que no eran usualmente utilizadas, como la Difracción de Rayos X, realización de láminas delgadas, el estudio por microscopía electrónica y la cuantificación de silicio disuelto. Los resultados obtenidos permiten concluir que existe un proceso de acidificación causado por los árboles, el cual no alcanzaría niveles significativos en el Sitio 1, pero sí en el Sitio 2. Estos cambios son más evidentes en las plantaciones más antiguas o de varios turnos. Respecto a los minerales arcillosos, se ve un aumento en las fases interestratificadas illita/esmectita (*i/s*) en los suelos bajo eucalipto en el Sitio 1, el cual presenta además una mineralogía diversa. En el Sitio 2, la mineralogía es comparativamente más simple y no se observan cambios significativos en los minerales arcillosos. Los mecanismos que explicarían los cambios observados en el Sitio 1 serían la acidificación y captura de  $K^+$  de la intercapa de minerales arcillosos

como illita, aumentando así los interestratificados *i/s*. En el Sitio 2, al contener una mayor proporción de minerales portadores de  $K^+$ , se contrarrestaría la alteración de los minerales arcillosos. El silicio disuelto mostró tendencias opuestas, siendo mayor su contenido bajo eucalipto en el Sitio 1 –Litoral Oeste– y menor en el Sitio 2 –Centro Sur– en comparación con el pastizal. Los mecanismos de liberación de silicio así como los reservorios involucrados en las reacciones de solubilización serían diferentes en los sitios estudiados.

Palabras claves:

illita, eucalipto, Uruguay, silicio.

# Tabla de contenidos

Lista de figuras	ix
Lista de tablas	x
<b>1 Introducción</b>	<b>1</b>
<b>2 Marco teórico</b>	<b>4</b>
2.1 Objetivo general . . . . .	13
2.2 Objetivos específicos . . . . .	13
2.3 Preguntas a responder . . . . .	13
<b>3 Metodología</b>	<b>14</b>
3.1 Áreas de estudio . . . . .	14
3.2 Diseño de muestreo . . . . .	28
3.3 Parámetros fisicoquímicos: técnicas analíticas . . . . .	29
3.3.1 pH del suelo . . . . .	29
3.3.2 Cationes intercambiables . . . . .	30
3.3.3 Silicio en solución del suelo . . . . .	31
3.4 Textura . . . . .	32
3.5 Láminas delgadas de suelos - Caracterización mineralógica . . . . .	33
3.6 Difracción de Rayos X . . . . .	34
3.6.1 Preparación de los agregados para difracción de rayos X . . . . .	38
3.6.2 Puesta a punto de la técnica para los sitios estudiados . . . . .	40
3.7 Microscopía electrónica de barrido . . . . .	48
3.8 Procesamiento de datos . . . . .	48
<b>4 Resultados</b>	<b>50</b>
4.1 Análisis fisicoquímicos . . . . .	50
4.1.1 pH del suelo . . . . .	50

4.1.2	Cationes intercambiables . . . . .	53
4.2	Textura del suelo . . . . .	57
4.3	Fracción mineral del suelo: análisis petrográfico . . . . .	59
4.4	Minerales arcillosos: estudio por difracción de rayos X . . . . .	65
4.4.1	Sitio 1 . . . . .	65
4.4.2	Sitio 2 . . . . .	78
4.5	Microscopía electrónica de barrido . . . . .	88
4.6	Silicio en solución del suelo . . . . .	93
<b>5</b>	<b>Discusión</b>	<b>97</b>
5.1	pH del suelo . . . . .	97
5.2	Cationes intercambiables . . . . .	99
5.3	Minerales arcillosos . . . . .	100
5.3.1	Consideraciones finales . . . . .	105
5.4	Silicio en solución del suelo: ¿indicador de cambios? . . . . .	106
<b>6</b>	<b>Conclusiones</b>	<b>110</b>
	<b>Glosario</b>	<b>112</b>
	<b>Apéndices</b>	<b>112</b>
	Apéndice 1 Datos procesados . . . . .	113
1.1	Estadística descriptiva . . . . .	113
1.2	Gráficos de correlación SiD <i>vs.</i> variables . . . . .	120
	Apéndice 2 Análisis por <i>EDS</i> . . . . .	123

# Lista de figuras

2.1	Ubicación de los pastizales del Río de la Plata (Soriano, 1991). . . . .	5
2.2	Distribución de los Mollisoles de acuerdo a la cartografía de suelos del Uruguay y a <i>soil taxonomy</i> : Brunosoles, en verde y Argisoles, en magenta. Los otros órdenes de suelo se representan en blanco. Modificado de Altamirano <i>et al.</i> (1976) y Durán <i>et al.</i> (2011). . . . .	5
2.3	Componentes estructurales básicos de las arcillas: el tetraedro compuesto de silicio, rodeado de cuatro átomos de oxígeno, y el octaedro de aluminio (o magnesio), rodeado de seis átomos de oxígeno o grupos hidroxilo. Estos tetraedros y octaedros se conectan y generan planos T:O. En el esquema del medio se muestra la estructura del mineral caolinita, la que consiste en una capa de tetraedros y otra de octaedros unidas, las cuales se repiten en la vertical. Esta capa T:O se mantiene unida fuertemente a otra capa T:O a través de puentes de hidrógeno, lo que no permite mucho espaciado intercapa ni el ingreso de iones o agua. A la derecha se muestra la estructura de la esmectita, una arcilla 2:1. En esta estructura, dos capas de tetraedros tienen en el medio una de octaedros, conformando planos T:O:T. Las capas T:O:T se unen con menor fuerza de atracción, por lo que esta estructura permite el ingreso de agua y cationes en el espaciado interlaminar. Modificado de Weil y Brady (2016). . . . .	8

2.4	Descripción esquemática que ilustra la organización de láminas tetraédricas y octaédricas en una arcilla de tipo 1:1 (caolinita) y cuatro arcillas de tipo 2:1 (esmectita, vermiculita, illita y clorita). Las capas octaédricas en cada uno de los minerales de tipo 2:1 pueden estar dominadas por aluminio (dioctaédricas) o por magnesio (trioctaédricas). La expansión máxima entre capas se encuentra en las esmectitas, con una expansión algo menor en la vermiculita debido al moderado poder de unión de varios iones de Mg. La illita y la clorita no se expanden debido a que los iones K (en el caso de la illita) o una lámina similar a octaédrica compuesta de hidróxidos de Al, Mg, Fe, y otros elementos (en el caso de la clorita) unen fuertemente las capas 2:1 entre sí. Los espaciados interlaminares se muestran en nanómetros (1 nm = 10 Å). Tomado de Weil y Brady (2016).	9
3.1	Paisajes de la Cuenca Sedimentaria Litoral Oeste. Se observan lomadas y valles levemente ondulados, en parte forestados.	15
3.2	Ubicación del sitio 1, tomando como base el mosaico de ortofotos de IDE (2017-2018). El sitio muestreado se indica con flecha y asterisco amarillos. Elipsoide y coordenadas: WGS 84 - UTM Zona 21S.	18
3.3	Unidades Geológicas presentes en el Sitio 1 y sus alrededores. Elipsoide y coordenadas: WGS 84 - UTM Zona 21S. Modificado de Preciozzi <i>et al.</i> (1985).	18
3.4	Unidades de suelo presentes en el Sitio 1 y sus alrededores. Superpuesta al mosaico de ortofotos de IDEuy 2018-2019. Elipsoide y coordenadas: WGS 84 - UTM Zona 21S. Modificado de Altamirano <i>et al.</i> (1976).	19
3.5	Características del sitio 1, en el monte de eucaliptos. <i>Izquierda:</i> Vista del monte de eucaliptos. <i>Derecha:</i> Muestreo en el monte.	19
3.6	Características del sitio 1, pastizal. <i>Izquierda:</i> Foto panorámica en donde se puede observar el alambrado que separa al monte de eucalipto del pastizal. <i>Derecha:</i> Muestreo en el pastizal.	20
3.7	Paisajes de la región Centro-Sur. Se pueden ver los relieves ondulados característicos de la región, con algún afloramiento rocoso, actividad agrícola (cultivos de praderas) y forestación.	21

3.8	Ubicación del sitio 2, tomando como base el mosaico de ortofotos de IDE (2017-2018). El sitio muestreado se indica con flecha y asterisco amarillos. Elipsoide y coordenadas: WGS 84 - UTM Zona 21S. . . . .	24
3.9	Unidades geológicas presentes en el Sitio 2 y sus alrededores. Elipsoide y coordenadas: WGS 84 - UTM Zona 21S. Modificado de Gianotti y Arrighetti (2017). . . . .	24
3.10	Unidades de suelo presentes en el Sitio 2 y sus alrededores. Superpuesta al mosaico de ortofotos de IDEuy 2018-2019. Elipsoide y coordenadas: WGS 84 - UTM Zona 21S. Modificado de Altamirano <i>et al.</i> (1976). . . . .	25
3.11	Características del sitio 2, forestación. <i>Izquierda</i> : Vista del monte de eucaliptos. <i>Derecha</i> : Muestreo realizado en el monte. . . .	25
3.12	Características del sitio 2, pastizal. <i>Izquierda</i> : Vista del monte de eucaliptos hacia el fondo, y del pastizal aledaño muestreado. <i>Derecha</i> : Muestreo realizado en el pastizal. . . . .	26
3.13	Diseño de muestreo realizado. Cada cruz dentro de los círculos significa una muestra (A, B y C). . . . .	28
3.14	Preparación de muestras de suelo. <i>Izquierda</i> : Limpieza de muestra de suelo seca. <i>Derecha</i> : Tamizado de las muestras . . . . .	29
3.15	Procedimiento para la determinación de silicio disponible. <i>Izquierda</i> : Extracto de muestra de suelo filtrándose en recipientes plásticos. <i>Derecha</i> : Curva patrón de silicio (se pueden ver las tonalidades de azul en los recipientes, cuanto más intenso, mayor es el contenido de silicio). . . . .	32
3.16	Probetas y muestras de suelo con dispersante antes del enrasado en el ensayo del hidrómetro Bouyoucos. . . . .	33
3.17	Procedimiento de impregnado con resina epoxi para la confección de láminas delgadas de las muestras de suelos, Laboratorio del Instituto de Ciencias Geológicas. . . . .	34
3.18	Esquema de frentes de onda de rayos X y su difracción al interactuar con una fila de átomos. La difracción se da cuando la interferencia es constructiva. Modificada de <a href="http://opengeology.org">opengeology.org</a> . . .	35

3.19	<b>a.</b> Geometría de la difracción de rayos X: los rayos X inciden sobre la muestra con cierto ángulo, al interactuar con la misma los rayos difractados son captados por un detector. <b>b.</b> Difractómetro de rayos X y sus partes: fuente de rayos X, sistema óptico, goniómetro, portamuestras, colimador y detector. Fuente: open-geology.org . . . . .	36
3.20	Izquierda: Preparado orientado de fracción arcilla de muestra de suelo. Derecha: Inserción del portamuestras con la muestra en el difractómetro Rigaku Miniflex. . . . .	39
3.21	Difractograma de una muestra del sitio 1 - Paysandú (QP1) realizado sin la corrección por fluorescencia, en color verde claro, en comparación con uno corregido, en color verde oscuro. Se pueden ver, por un lado, las reflexiones correspondientes a minerales arcillosos (picos anchos y con bajas intensidades relativas) y la señal alta del <i>background</i> . . . . .	41
3.22	Difractograma de una muestra del Sitio 1 (en negro) en contraste con el del portamuestras (en gris) sin muestras. Se puede ver la contribución en la región $2\theta \approx 15-35^\circ$ . . . . .	42
3.23	Difractogramas realizados para un <i>triplet</i> del Sitio 1 en el pastizal. Se pueden ver patrones similares para las 3 muestras. . . . .	42
3.24	Difractogramas realizados para cinco muestras de los tres <i>triplets</i> del pastizal, Sitio 1 (QP1 -A, B y C-, QP2A y QP3A). Se puede ver que todos los difractogramas se mantienen similares. . . . .	43
3.25	Difractogramas para algunas muestras de los tres <i>triplets</i> de forestación del Sitio 1 (QF1C, QF2A, QF3 -A y B-). Se puede ver que los difractogramas se mantienen similares. . . . .	43
3.26	Difractogramas para algunas muestras de los tres <i>triplets</i> del Sitio 2 situados en el pastizal. Se ven difractogramas muy similares. . . . .	44
3.27	Difractogramas mostrando la diferencia entre una muestra bajo pastizal orientada (negro) y aleatoria (rojo), sitio 1 - Paysandú. Se puede ver una mayor intensidad relativa en los agregados orientados. . . . .	46

3.28	Difractogramas mostrando la diferencia entre una muestra bajo forestación orientada (negro) y aleatoria (rojo), sitio 1 - Paysandú. Se puede ver una mayor intensidad relativa en todo el rango de $2\theta$ en los agregados aleatorios. Debido esto, posiblemente, a una mayor cantidad de muestra. . . . .	46
3.29	Difractograma de muestra de suelo del sitio 2 bajo pastizal, orientada (negro) vs. aleatoria (rojo). Se puede ver una leve mejoría en las reflexiones en los agregados orientados. . . . .	47
3.30	Difractograma de muestra de suelo del sitio 2 bajo forestación, orientada (negro) vs. aleatoria (rojo). Se puede ver aquí también una mejora en las reflexiones en los agregados orientados. . . . .	47
4.1	Gráfico de cajas para los valores de pH en H <sub>2</sub> O y KCl 1N. QP= Pastizal, QF= Forestación, Sitio 1. MP= Pastizal, MF= Forestación, Sitio 2. Cuartiles Q <sub>1</sub> = 25 %, Q <sub>3</sub> =75 %, Q <sub>2</sub> = mediana. Los bigotes se construyen con los valores máximos y mínimos. . . . .	52
4.2	Gráficos de tipo <i>jitter-plot</i> para el pH <sub>H<sub>2</sub>O</sub> medido en cada sitio, comparando los valores en forestación y en pastizal. QP= Pastizal, QF= Forestación, Sitio 1. MP= Pastizal, MF= Forestación, Sitio 2. . . . .	53
4.3	Diagrama de cajas ( <i>boxplot</i> ) para los cationes divalentes calcio (a) y magnesio (b), discriminado por sitios estudiados y por usos de suelo. Referencias: QP= Pastizal, QF= Forestación; Sitio 1. MP = Pastizal, MF= Forestación; Sitio 2. Cuartiles Q <sub>1</sub> = 25 %, Q <sub>3</sub> =75 %, Q <sub>2</sub> = mediana. Los bigotes se construyen con los valores máximos y mínimos. N=9. . . . .	56
4.4	Diagrama de cajas ( <i>boxplot</i> ) para los cationes monovalentes potasio (a) y sodio (b), discriminado por sitios estudiados y por usos de suelo. Referencias: QP= Pastizal, QF= Forestación; Sitio 1. MP = Pastizal, MF= Forestación; Sitio 2. Cuartiles Q <sub>1</sub> = 25 %, Q <sub>3</sub> =75 %, Q <sub>2</sub> = mediana. Los bigotes se construyen con los valores máximos y mínimos. N=9. . . . .	56

- 4.5 Fotomicrografías de láminas delgadas realizadas en muestras de suelo situadas bajo pastizal del Sitio 1. En la columna de la izquierda las figuras son tomadas en luz polarizada plana y en nícoles cruzados. Se reconocen allí restos vegetales (raíces, hojas, tallos), estructuras similares a nódulos de materia orgánica, cristales de cuarzo de tamaño arena, y una matriz de color pardo oscuro atribuible a materia orgánica. En la columna de la derecha las figuras son tomadas en luz polarizada plana. Se reconocen, además de granos de cuarzo, revestimientos de materia orgánica u óxidos de Fe-Mn en una micromasa de color pardo (materia orgánica) y abundantes restos vegetales. El ancho del campo mide 3 mm. . . . . 60
- 4.6 Fotomicrografías de láminas delgadas realizadas en muestras de suelo situadas bajo forestación del Sitio 1. Arriba se pueden ver las imágenes tomadas en luz polarizada plana, mientras que abajo son las mismas imágenes tomadas con nícoles cruzados. Se reconocen granos de cuarzo rodeados de una micromasa de materia orgánica y arcilla. Se observan concreciones posiblemente de Fe-Mn y/o materia orgánica. *Abajo*. Se pueden reconocer algunos granos de cuarzo microcristalino así como el carácter isotrópico de la micromasa de materia orgánica y arcilla. El ancho del campo mide 3 mm. . . . . 61
- 4.7 Fotomicrografías de láminas delgadas realizadas en muestras de suelo situadas bajo pastizal del Sitio 2. En la columna de la izquierda las figuras son tomadas en luz polarizada plana y en nícoles cruzados (abajo). Se observan granos de cuarzo y feldespatos (+plagioclasa), así como restos vegetales y nódulos de Fe-Mn o materia orgánica. Es posible reconocer una población de granos de tamaño grava y otra de granos más finos, tamaño limo y arcilla. El ancho del campo mide 3 mm. . . . . 63

4.8	Fotomicrografías de láminas delgadas realizadas en muestras de suelo situadas bajo forestación del Sitio 2. Arriba se pueden ver las imágenes tomadas en luz polarizada plana, mientras que abajo son las mismas imágenes tomadas con nícoles cruzados. Al igual que en el suelo bajo pastizal se observan granos de cuarzo y feldespato (+plagioclasa), así como restos vegetales y nódulos de Fe-Mn o materia orgánica. Es posible reconocer una población de granos de tamaño grava y otra de granos más finos, tamaño limo y arcilla. El ancho del campo mide 3 mm. . . . .	64
4.9	Difractogramas para muestra de suelo QP1 bajo pastizal del Sitio 1, con todos los tratamientos realizados. Referencias: i/s: illita/esmectita; hem+goeth: hematita + goethita; verm: vermiculita; caol: caolinita. . . . .	68
4.10	Difractogramas para muestra de suelo QP3 bajo pastizal del Sitio 1, con todos los tratamientos realizados. Referencias: i/s: illita/esmectita; hem+goeth: hematita + goethita; verm: vermiculita; caol: caolinita. . . . .	68
4.11	Difractogramas para una muestra de suelo QF1 bajo forestación del Sitio 1, con todos los tratamientos realizados. Referencias: i/s: illita/esmectita; hem+goeth: hematita + goethita; verm: vermiculita; caol: caolinita. . . . .	69
4.12	Difractogramas para muestra de suelo QF3 bajo forestación del Sitio 1, con todos los tratamientos realizados. Referencias: i/s: illita/esmectita; hem+goeth: hematita + goethita; verm: vermiculita; caol: caolinita. . . . .	69
4.13	Difractogramas realizados para los dos pares de muestras del Sitio 1, en la situación al natural (QP1A y QP3A = Pastizal, QF1C y QF3A = Forestación). Se puede observar la mayor asimetría que presenta la reflexión de primer orden de las esmectitas en la situación bajo pastizal, señalada en recuadro rojo. . .	71
4.14	Difractogramas realizados para los dos pares de muestras del Sitio 1, luego del glicolado (QP1A y QP3A = Pastizal, QF1C y QF3A = Forestación). También aquí es posible ver la mayor asimetría en la reflexión de primer orden de las esmectitas en el suelo de pastizal, junto con picos mejor definidos de illita y de caolinita. . . . .	71

4.15	Difractogramas realizados para los dos pares de muestras del Sitio 1, luego del calcinado a 375 °C (QP1A y QP3A = Pastizal, QF1C y QF3A = Forestación). Observar la mayor intensidad relativa en el pico situado a 12,3 Å atribuible a vermiculita dioctaédrica en las muestras de forestación. Además, se ven mayores intensidades relativas en los picos de caolinita de las muestras de pastizal. Los círculos rojos señalan las mayores intensidades relativas. . . . .	72
4.16	Difractogramas realizados para los dos pares de muestras del Sitio 1, luego del calcinado a 550 °C (QP1A y QP3A = Pastizal, QF1C y QF3A = Forestación). Se puede ver aquí una mayor intensidad relativa en el pico de illita de 10 Å en las muestras de forestación. . . . .	73
4.17	Difractogramas para los primeros 2,5 cm de suelo bajo pastizal del Sitio 1. Referencias: i/s: illita/esmectita; hem+goeth: hematita + goethita; verm: vermiculita; caol: caolinita. . . . .	75
4.18	Difractogramas para los primeros 2,5 cm de suelo bajo forestación del Sitio 1. Referencias: i/s: illita/esmectita; hem+goeth: hematita + goethita; verm: vermiculita; caol: caolinita. . . . .	76
4.19	Difractogramas para los primeros 2,5 cm de suelo, muestra de pastizal (QP3) y forestación (QF2), naturales y glicoladas. Se indican con rojo los sectores de mayores intensidades relativas. . . . .	76
4.20	Difractogramas para los primeros 2,5 cm de suelo, pastizal y forestación calcinadas a 375 y 550°C. Se indican con rojo las regiones de mayores intensidades relativas. Referencias: verm: vermiculita; smect: esmectita. . . . .	77
4.21	Difractogramas para muestra de suelo MP2B bajo pastizal del Sitio 2, con todos los tratamientos realizados. Referencias: i/s: illita/esmectita; hem+goeth: hematita + goethita. . . . .	80
4.22	Difractogramas para muestra de suelo MP3B bajo pastizal del Sitio 2, con todos los tratamientos realizados. Se indica con recuadro rojo la zona en donde se pierden las reflexiones de illita y caolinita cuando se efectuó el glicolado. Referencias: i/s: illita/esmectita; hem+goeth: hematita + goethita. . . . .	80

4.23	Difractogramas para muestra de suelo MF2C bajo forestación del Sitio 2, con todos los tratamientos realizados. Referencias: i/s: illita/esmectita; hem+goeth: hematita + goethita. . . . .	81
4.24	Difractogramas para muestra de suelo MF3A bajo forestación del Sitio 2, con todos los tratamientos realizados. Referencias: i/s: illita/esmectita; hem+goeth: hematita + goethita. . . . .	81
4.25	Difractogramas realizados para los dos pares de muestras del Sitio 2, en la situación al natural (MP2B y MP3B = Pastizal, MF3A y MF2C = Forestación). . . . .	83
4.26	Difractogramas realizados para los dos pares de muestras del Sitio 2, luego del glicolado (MP2B y MP3B = Pastizal, MF3A y MF2C = Forestación). Se indica en rojo la mayor simetría e intensidad en el pico de illita. . . . .	83
4.27	Difractogramas realizados para los dos pares de muestras del Sitio 2, luego del calcinado a 375 °C (MP2B y MP3B = Pastizal, MF3A y MF2C = Forestación). . . . .	84
4.28	Difractogramas realizados para los dos pares de muestras del Sitio 2, luego del calcinado a 550 °C (MP2B y MP3B = Pastizal, MF3A y MF2C = Forestación). . . . .	84
4.29	Difractograma realizado para una muestra de suelo bajo pastizal, de los primeros 2,5 cm de profundidad. . . . .	86
4.30	Difractograma realizado para una muestra de suelo bajo forestación, de los primeros 2,5 cm de profundidad. . . . .	86
4.31	Difractogramas para los primeros 2,5 cm de suelo, muestra de pastizal (MP3) y forestación (MF2), naturales y glicoladas. Se indican con rojo los sectores de mayor simetría. . . . .	87
4.32	Difractogramas para los primeros 2,5 cm de suelo, muestra de pastizal (MP3) y forestación (MF2) calcinadas a 375°C y 550°C. . . . .	87
4.33	Detalle del difractograma para las muestras de los primeros 2,5 cm de suelo bajo forestación y bajo pastizal, glicoladas. En esta situación, se indica la mayor simetría en el pico de illita bajo forestación. El recuadro rojo indica abultamientos en el patrón. Ambas observaciones pueden indicar interestratificados i/s. . . . .	88

4.34	Imágenes obtenidas por Microscopía Electrónica de Barrido (MEB) de la fracción arcilla de una muestra de pastizal del Sitio 1. En la imagen de abajo se indican los minerales que resultaron del EDS. Sm = Esmectita, Qz = Cuarzo. . . . .	89
4.35	Imágenes obtenidas por Microscopía Electrónica de Barrido (MEB) de la fracción arcilla de una muestra de forestación del Sitio 1. En la imagen de abajo se indican los minerales que resultaron de la interpretación del EDS. Sm = Esmectita. . . . .	90
4.36	Imágenes obtenidas por Microscopía Electrónica de Barrido (MEB) de la fracción arcilla de una muestra de pastizal del Sitio 2. En la imagen de abajo se indican los minerales que resultaron del EDS. ill = illita. . . . .	91
4.37	Imágenes obtenidas por Microscopía Electrónica de Barrido (MEB) de la fracción arcilla de una muestra de forestación del Sitio 2. En la imagen de abajo se indican los minerales que resultaron del EDS. Fd = Feldespato, Qz = Cuarzo, i/s = Illita/esmectita. . . . .	92
4.38	Diagrama de cajas ( <i>boxplot</i> ) para el silicio disuelto, discriminado por sitios estudiados y por usos de suelo. Referencias: QP= Pastizal, QF= Forestación; Sitio 1. MP = Pastizal, MF= Forestación; Sitio 2. Cuartiles $Q_1=25\%$ , $Q_3=75\%$ , $Q_2$ = mediana. Los bigotes se construyen con los valores máximos y mínimos. . . . .	95
4.39	Gráficos de tipo <i>jitter-plot</i> para el silicio en cada sitio, comparando los valores en forestación y en pastizal. Es posible ver la diferencia en los contenidos de silicio entre uno y otro uso del suelo en cada sitio. . . . .	95
5.1	Difractogramas para muestra de suelo MP3B bajo pastizal del Sitio 2, luego de la remoción de la materia orgánica, con todos los tratamientos realizados. Referencias: i/s: illita/esmectita. Se señala en rojo la presencia del pico 001 de caolinita, el cual sobrevive a la calcinación a $375^{\circ}\text{C}$ . . . . .	104
1.1	Correlación de SiD vs. pH en agua, pH en KCl y contenido de arcilla. Es posible ver que no existen buenas correlaciones en el Sitio 1. . . . .	121
1.2	Correlación de SiD vs. cationes intercambiables (Ca, Mg y K). . . . .	122

2.1	Resultado del <i>EDS</i> realizado para una muestra de pastizal del Sitio 1. . . . .	124
2.2	Continuación <i>EDS</i> 2.1. . . . .	125
2.3	Continuación <i>EDS</i> 2.1. . . . .	126
2.4	Resultado del <i>EDS</i> realizado para una muestra de forestación del Sitio 1. . . . .	127
2.5	Continuación <i>EDS</i> 2.5. . . . .	128
2.6	Continuación <i>EDS</i> 2.6. . . . .	129
2.7	Resultado del <i>EDS</i> realizado para una muestra de pastizal del Sitio 2. . . . .	130
2.8	Continuación <i>EDS</i> 2.7. . . . .	131
2.9	Continuación <i>EDS</i> 2.7. . . . .	132
2.10	Resultado del <i>EDS</i> realizado para una muestra de forestación del Sitio 2. . . . .	133
2.11	Continuación <i>EDS</i> 2.10. . . . .	134
2.12	Continuación <i>EDS</i> 2.10. . . . .	135

# Lista de tablas

3.1	Propiedades de los suelos estudiados constatadas en campo. *Para el horizonte B solo fue descrito el espesor y la textura al tacto. . . . .	27
4.1	Valores de pH para los sitios estudiados. La denominación QP significa pastizal y QF forestación, ambos del Sitio 1. De la misma manera, MP significa pastizal y MF significa forestación, para el Sitio 2. A, B y C corresponden a muestras del mismo <i>triplet</i> . . . . .	51
4.2	Resultados de cationes intercambiables ( $\text{Ca}^{2+}$ , $\text{Mg}^{2+}$ , $\text{Na}^+$ , $\text{K}^+$ ) expresados en meq/100g de suelo. La denominación QP significa pastizal y QF forestación, ambos del Sitio 1. De la misma manera, MP significa pastizal y MF significa forestación, para el Sitio 2. A, B y C corresponden a muestras del mismo <i>triplet</i> . Los valores agregados de las Unidades de Suelos fueron tomados de los apéndices de la Carta de Suelos del Uruguay (Altamirano <i>et al.</i> 1976). . . . .	54
4.3	Resultados de textura en porcentajes de arena, limo y arcilla para los sitios estudiados. FrAr: Franco-Arenosa, FrL: Franco-Limosa, Fr: Franca. La denominación QP significa pastizal y QF forestación, ambos del Sitio 1. De la misma manera, MP significa pastizal y MF significa forestación, para el Sitio 2. A B y C corresponden a muestras del mismo <i>triplet</i> . . . . .	58
4.4	Principales minerales identificados en las muestras del Sitio 1. Los picos/reflexiones se expresan en Å y en $2\theta$ . . . . .	67
4.5	Principales minerales identificados en las muestras del Sitio 2. Los picos/reflexiones se expresan en Å y en $2\theta$ . . . . .	79

4.6	Valores de silicio en solución del suelo (ppm) para los dos sitios estudiados. La denominación QP significa pastizal y QF forestación, ambos del Sitio 1. De la misma manera, MP significa pastizal y MF significa forestación, para el Sitio 2. A, B y C corresponden a muestras del mismo <i>triplet</i> . . . . .	94
1.1	Estadística descriptiva para los datos obtenidos de pH en agua destilada. La denominación QP significa pastizal y QF forestación, ambos del Sitio 1. De la misma manera, MP significa pastizal y MF significa forestación, para el Sitio 2. *1: Los datos no cumplen con el supuesto de homogeneidad de varianza. *2: Los datos presentan diferencias estadísticamente significativas.	114
1.2	Estadística descriptiva para los datos obtenidos de calcio intercambiable. La denominación QP significa pastizal y QF forestación, ambos del Sitio 1. De la misma manera, MP significa pastizal y MF significa forestación, para el Sitio 2. *1: Los datos no cumplen con el supuesto de homogeneidad de varianza. *2: Los datos presentan diferencias estadísticamente significativas.	115
1.3	Estadística descriptiva para los datos obtenidos de magnesio intercambiable. La denominación QP significa pastizal y QF forestación, ambos del Sitio 1. De la misma manera, MP significa pastizal y MF significa forestación, para el Sitio 2. *1: Los datos no cumplen con el supuesto de homogeneidad de varianza. . . .	116
1.4	Estadística descriptiva para los datos obtenidos de potasio intercambiable. La denominación QP significa pastizal y QF forestación, ambos del Sitio 1. De la misma manera, MP significa pastizal y MF significa forestación, para el Sitio 2. *1: Los datos no cumplen con el supuesto de normalidad. *2: Los datos no cumplen con el supuesto de homogeneidad de varianza. . . . .	117
1.5	Estadística descriptiva para los datos obtenidos de sodio intercambiable. La denominación QP significa pastizal y QF forestación, ambos del Sitio 1. De la misma manera, MP significa pastizal y MF significa forestación, para el Sitio 2. *1: Los datos no cumplen con el supuesto de normalidad. *2: Los datos no cumplen con el supuesto de homogeneidad de varianza. . . . .	118

1.6 Estadística descriptiva para los datos obtenidos de silicio disuelto. La denominación QP significa pastizal y QF forestación, ambos del Sitio 1. De la misma manera, MP significa pastizal y MF significa forestación, para el Sitio 2. \*1: Los datos no cumplen con el supuesto de normalidad. \*2: Los datos no cumplen con el supuesto de homogeneidad de varianza. \*3: Los datos presentan diferencias estadísticamente significativas. . . . . 119

# Capítulo 1

## Introducción

Los cambios de uso y cobertura del suelo constituyen un componente importante del cambio global (Dale *et al.* 2000; Foley *et al.* 2005; Sala *et al.* 2000; Vitousek *et al.* 1997). Estos han modificado los ciclos biogeoquímicos y los flujos de energía producto de la disminución en la cubierta vegetal natural de los ecosistemas (Gordon *et al.* 2008; Noretto *et al.* 2005; Pielke y Avissar, 1990; Searchinger *et al.* 2008). En Sudamérica, el cambio de uso y cobertura del suelo que más atención ha recibido por parte de los investigadores y la comunidad internacional es la deforestación de las selvas tropicales y bosques subtropicales para implantar sistemas agrícola-ganaderos (Balmford y Bond, 2005; Lambin *et al.* 2003; Skole y Tucker, 1993). No obstante, en la región templada de Sudamérica, se han dado cambios de uso del suelo que implican el reemplazo de los pastizales naturales por cultivos y forestación. Uruguay no escapa de este proceso, dado que en las últimas décadas el crecimiento económico estuvo asociado al sector agroexportador y dentro de este al sector forestal con el cultivo de eucaliptos y pinos (Carrasco-Letelier *et al.* 2004; Céspedes-Payret *et al.* 2009; Paruelo *et al.* 2006). El sector forestal en Uruguay se vio fuertemente impulsado por la instalación de industrias de fabricación de pulpa de celulosa e incentivos político-económicos (Panario y Gutiérrez, 2007; Panario *et al.* 2006; Paruelo *et al.* 2006; Redo *et al.* 2012). Las principales regiones de Uruguay donde se expandieron estos cultivos son el noreste en los departamentos de Tacuarembó y Rivera, el litoral oeste en los departamentos de Río Negro y Paysandú y la región de las Sierras del Este en Lavalleja, Treinta y Tres y Cerro Largo. Hasta el año 2021 eran 1.005.153 las hectáreas forestadas (MGAP y DGF, 2021).

La expansión de la forestación fue estimulada por la Ley Forestal –Nº 15.939 del año 1988– y sus decretos reglamentarios. Este conjunto de normas establecieron, en materia económica, exoneraciones tributarias a las superficies cubiertas por forestales instaladas en suelos de prioridad forestal, además de otorgar subsidios directos por parte del Estado, la posibilidad de obtener créditos “blandos” para las plantaciones y contar con exoneraciones impositivas a la importación de bienes de capital e insumos (Panario y Gutiérrez, 2007; Panario *et al.* 2006). Con esta ley Uruguay impulsó una política para el desarrollo del sector forestal y promovió la inversión nacional y extranjera en el sector (Achkar *et al.* 2006). Este impulso al sector forestal ha llevado a un cambio en la matriz de uso del suelo, pues productores agropecuarios convirtieron sus tierras a la forestación, generando así pérdidas de fuentes de trabajo en el sector agrícola (*e.g.* Achkar *et al.* 2006; Alvarado, 2009). Esto ha provocado la concentración y extranjerización de la tierra, perjudicando a los pequeños y medianos productores que se vieron obligados a vender sus propiedades. Se ha dado así un proceso de desterritorialización de la población rural. En el ámbito social, esta actividad genera una escasa concentración de trabajadores, estando subordinada a las etapas iniciales de preparación del terreno para las plantaciones, cuidado de los plantíos, y en las etapas finales de tala de los montes (Achkar *et al.* 2006).

La Ley Forestal definió el concepto de prioridad forestal de las tierras “... *en función de la aptitud forestal del suelo o razones de utilidad pública.*” Para la delimitación de dichos terrenos forestales se utilizó principalmente el mapa de los Grupos de Suelos CONEAT (1969). Los grupos CONEAT no son estrictamente unidades cartográficas básicas de suelo, sino que constituyen áreas homogéneas, definidas por su capacidad productiva en términos de carne bovina, ovina y lana en pie, pero se relacionan con las unidades de la Carta de Reconocimiento de Suelos del Uruguay a escala 1:1.000.000.

Las grandes extensiones forestales han fragmentado y cambiado radicalmente el paisaje. En Uruguay la forestación se considera uno de los cambios de uso del suelo que más afecta a la biodiversidad, debido a que conlleva la sustitución completa de la cobertura vegetal original y por ende puede provocar la extinción completa de las especies (Brazeiro *et al.* 2008), en particular de grupos taxonómicos de plantas vasculares y leñosas, anfibios y aves (Soutullo *et al.* 2013). Además del componente biótico, dentro de los impactos más importantes al ambiente están las modificaciones al ciclo hidrológico provocando

una baja del escurrimiento superficial y la acidificación de los suelos en donde se implanta la forestación (*e.g.* Céspedes-Payret *et al.* 2009; Christina *et al.* 2017; Jobbágy *et al.* 2022; Paruelo *et al.* 2006).

Los efectos de la forestación en los suelos han mostrado tendencias diversas. Los estudios son escasos y fragmentados, destacándose aquellos realizados por Carrasco-Letelier *et al.* (2004), Céspedes-Payret *et al.* (2012), Delgado *et al.* (2006), Hernández *et al.* (2016) y Pérez-Bidegain *et al.* (2001) en suelos del litoral y del norte del país. Estas regiones han sido desde los comienzos de la forestación las más representativas de esta actividad y no se conocen estudios realizados en otras áreas menos representativas del país. Además, con el advenimiento de la tercer planta de celulosa al Uruguay, se destinaron a la forestación suelos que no se consideraban de prioridad forestal. Por otro lado, existe la voluntad política y técnica de convertir en suelos de prioridad forestal a otros grupos CONEAT (por ejemplo, el 5.02b) sin contar con estudios de base referidos a los efectos de la forestación sobre los mismos.

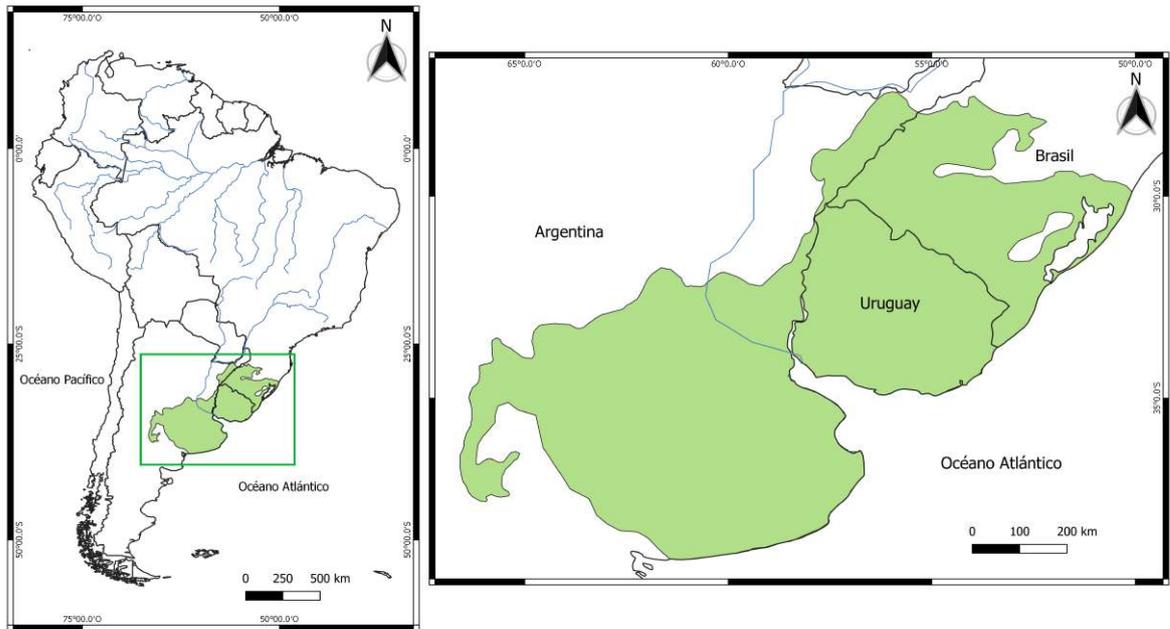
Por todo lo expuesto anteriormente se plantea entonces esta tesis, la que intenta ampliar el conocimiento de los efectos de la forestación sobre suelos no tan representativos de la actividad forestal. Se desarrolla en cinco capítulos, siendo este la introducción a la problemática de estudio. En el siguiente capítulo, el marco teórico, se sientan las bases teóricas que respaldan el desarrollo de la tesis, así como los objetivos propuestos y preguntas a responder. Luego, en el capítulo de metodología se detallan las técnicas y métodos desarrollados para lograr los objetivos. En el capítulo 4, se muestran los resultados obtenidos, para en el capítulo 5 incluir el análisis de los mismos a la luz de la bibliografía existente en la materia. Finalmente en el capítulo 6 se exponen las conclusiones a las que se arribó con la tesis.

# Capítulo 2

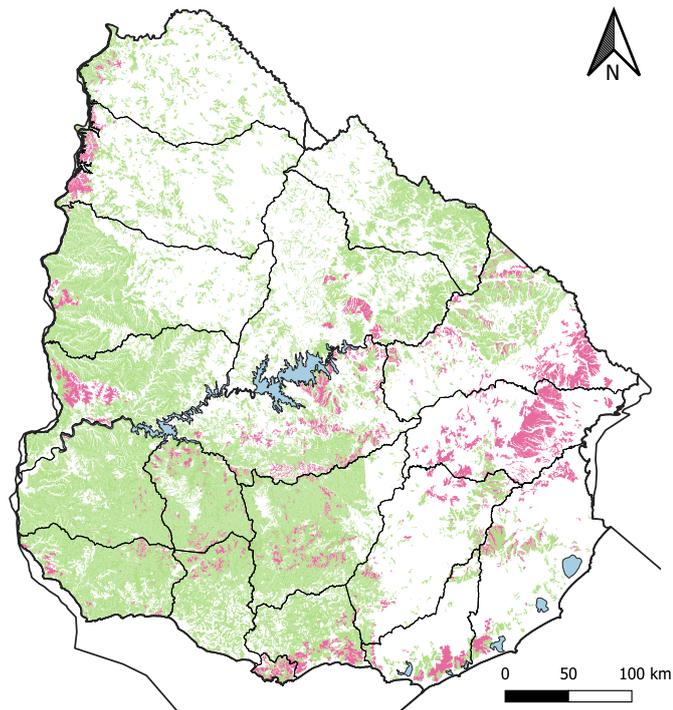
## Marco teórico

Uruguay forma parte del bioma de pastizal, definido por Soriano (1991) como pastizales del Río de la Plata. Estos se extienden, además de Uruguay, por el sur de Brasil y el este de Argentina (Figura 2.1). Desde una perspectiva biogeográfica corresponden a la Provincia Pampeana, recibiendo la influencia de las provincias adyacentes (Chaco, Paranaense, Espinal y la Mata Atlántica) (Cabrera y Willink, 1973; Del Puerto, 1987; Morrone, 2001). Los pastizales del Río de la Plata son una mezcla de gramíneas subtropicales con metabolismo C4 y crecimiento en estación cálida, y gramíneas templadas con metabolismo C3 y crecimiento en estación fría, clasificándose como pastizales mixtos, una particularidad entre los pastizales a nivel mundial (Gibson, 2009; Lezama *et al.* 2019). Los suelos representativos de este tipo de biomas, que se han desarrollado y evolucionado junto con la cubierta de pastizal se conocen como Mollisoles, de acuerdo a la clasificación de grandes órdenes de suelos de la USDA-NRCS. En estos suelos existe un horizonte superficial oscuro (Móllico) rico en materia orgánica, con gran cantidad de arcilla y alta saturación en bases, lo que les proporciona una alta fertilidad natural. Estos suelos son los más representativos de Uruguay, aunque existe también una variedad de suelos de otros órdenes asociados a zonas de afloramientos rocosos (entisoles - suelos superficiales), o suelos con muy baja saturación en bases (alfisoles, inceptisoles y oxisoles) (Durán *et al.* 1999) (Figura 2.2). En la clasificación uruguaya de suelos (Altamirano *et al.* 1976) son los Brunosoles y Argisoles los Grandes Grupos de suelos que se corresponden con los mollisoles (Durán *et al.* 1999; Durán *et al.* 2011).

Si bien la forestación con eucaliptos se ha extendido en varias regiones



**Figura 2.1:** Ubicación de los pastizales del Río de la Plata (Soriano, 1991).



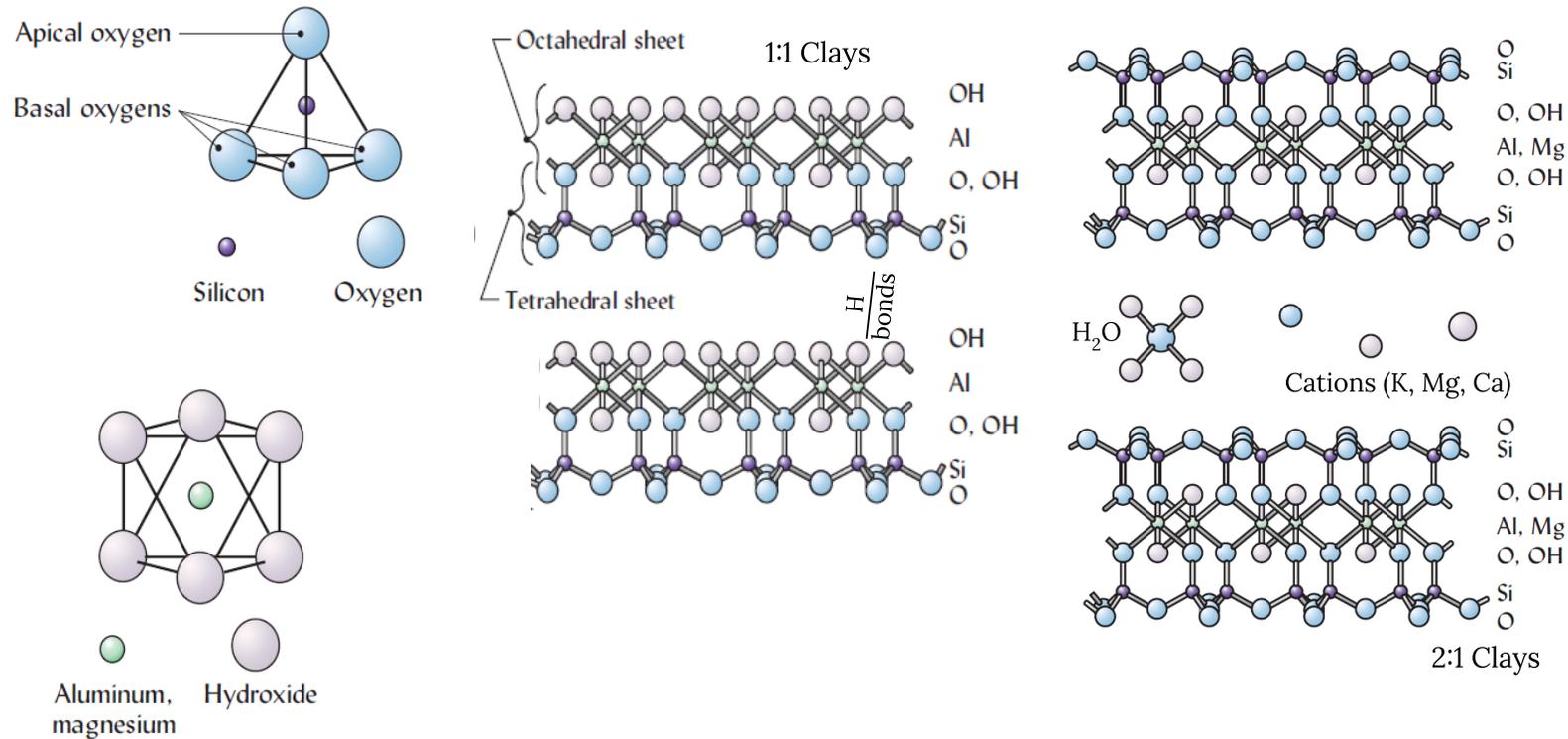
**Figura 2.2:** Distribución de los Mollisoles de acuerdo a la cartografía de suelos del Uruguay y a *soil taxonomy*: Brunosoles, en verde y Argisoles, en magenta. Los otros órdenes de suelo se representan en blanco. Modificado de Altamirano *et al.* (1976) y Durán *et al.* (2011).

del mundo, existe evidencia de que, fuera de su hábitat natural, los eucaliptos tienen efectos negativos en los suelos y en los procesos ecológicos asociados (Mallen-Cooper *et al.* 2022). Estos efectos comprenden una disminución en los cationes intercambiables –Ca, Mg y K– en el nitrógeno y en el fósforo orgánico en comparación con los suelos de la vegetación nativa adyacente (Berthrong *et al.* 2012; Chen *et al.* 2021; Cook *et al.* 2016; Farley *et al.* 2008). También, los suelos han mostrado una mayor salinidad y acidez con la forestación de eucaliptos y pinos (Alfredsson *et al.* 1998; Farley *et al.* 2008; Jobbágy y Jackson, 2004; Lilienfein *et al.* 2000; Mallen-Cooper *et al.* 2022; Noretto *et al.* 2007; Williams *et al.* 1978), así como una disminución en el stock de carbono orgánico, aumentos en su densidad aparente (Céspedes-Payret *et al.* 2017; Hernández *et al.* 2016) y disminuciones en los niveles de agua subterránea por sus altas tasas de captura y evapotranspiración (Christina *et al.* 2017). En otros casos, los resultados han sido contradictorios y parecen depender del tipo de suelo, de las condiciones climáticas, del tiempo que permanece el cultivo y/o del manejo del suelo (Bewket y Stroosnijder, 2003; Cook *et al.* 2016; Guedes *et al.* 2016; Laclau *et al.* 2003a; Laclau *et al.* 2003b; Laclau *et al.* 2005; Lemenih *et al.* 2004). Para el caso de Uruguay, varios estudios constataron efectos negativos al analizar la conversión de los suelos de pastizal a cultivos forestales (Carrasco-Letelier *et al.* 2004; Céspedes-Payret *et al.* 2017; Céspedes-Payret *et al.* 2012; Delgado *et al.* 2006; Hernández *et al.* 2016; Pérez-Bidegain *et al.* 2001). En estos trabajos también se vieron descensos en los contenidos de materia orgánica de los suelos, descensos en el pH (acidificación de los suelos), en la capacidad de intercambio catiónico (CIC), aumentos en la densidad aparente y cambios en algunos minerales arcillosos. Estos efectos también se han reportado para varios lugares de la región pampeana (Jobbágy y Jackson, 2003, 2004; Korchagin *et al.* 2019; Noretto *et al.* 2012; Santos *et al.* 2020; Vega *et al.* 2009).

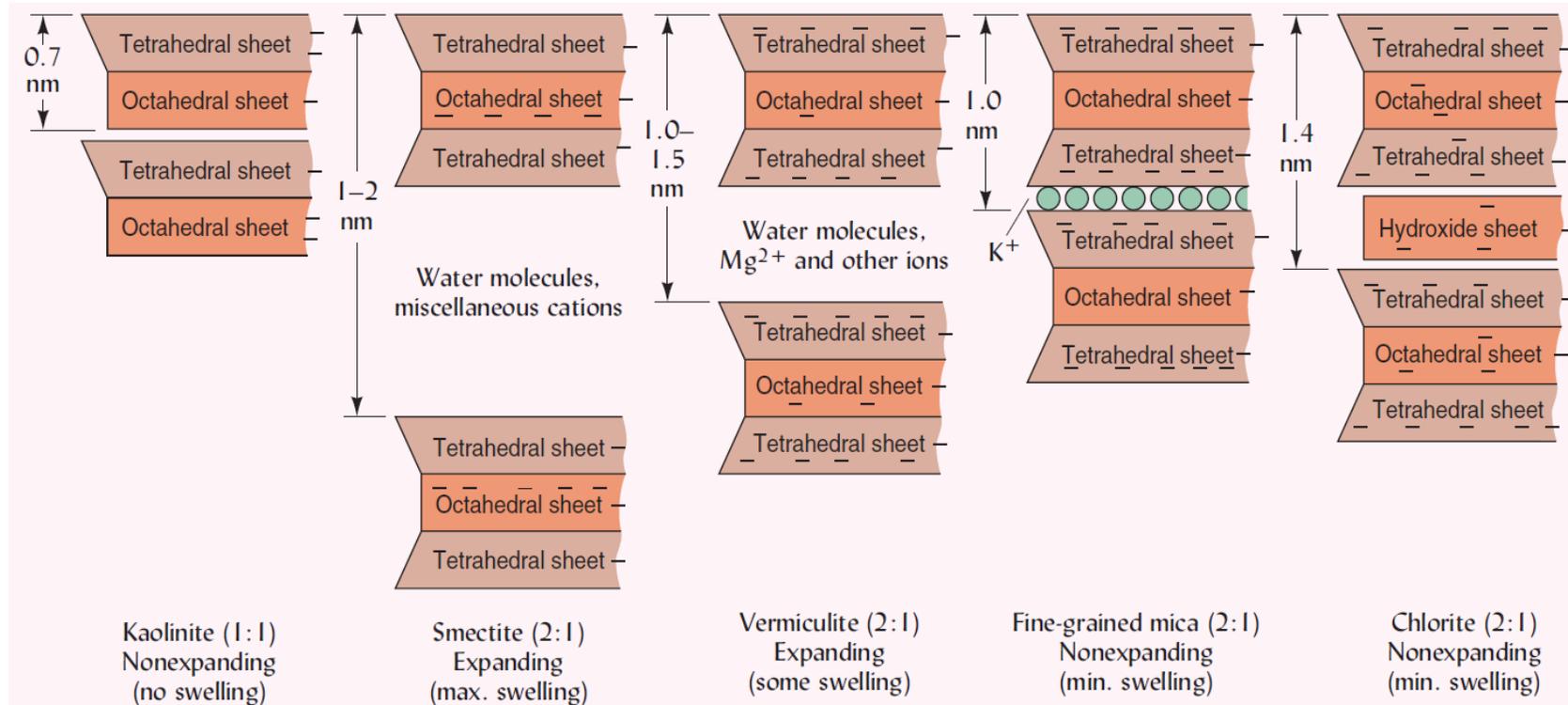
Sin embargo, los estudios sobre otras propiedades fisicoquímicas del suelo como la mineralogía de arcillas en relación a estos cultivos forestales no han sido mayormente desarrollados. Dentro de trabajos precursores, Pate y Verboom (2009) y Verboom *et al.* (2010) han visto que los eucaliptos en su hábitat natural (Australia) son capaces de generar “pavimentos” de arcilla. Relacionada a esta escasa información, existía una idea generalizada de que la fracción mineral era la más estable en los suelos, aunque se conocen varios ejemplos en la literatura en los que se han detectado cambios en los minerales arcillosos en

escalas de tiempo muy cortas, de unos pocos años a varias décadas (Caner *et al.* 2014; Collignon *et al.* 2012; Cornu *et al.* 2012; Mareschal *et al.* 2013; Michalopoulos y Aller, 1995; Velde y Meunier, 2008). Estos cambios se producían por diversos usos del suelo y prácticas agrícolas. Los minerales arcillosos representan un compartimento clave en los suelos, siendo responsables de muchas de sus funciones; desarrollo y mantenimiento de la macro y microestructura del suelo, retención de agua, capacidad de intercambio catiónico, fijación de carbono (Barré *et al.* 2008; Dixon, 1991; Hassink, 1997). Todos los minerales arcillosos contribuyen a estos procesos, pero cada tipo de arcilla contribuye en distinta medida (Barré *et al.* 2007b; Deneff y Six, 2005; Wattel-Koekkoek *et al.* 2001).

Los minerales arcillosos son aluminosilicatos con estructuras cristalinas en capas y ocurren en cristales de muy pequeño tamaño (menor a 2 micras). Su estructura laminar está compuesta por capas de poliedros de coordinación tetraédrica de (Si,Al)O “T” y capas de poliedros de coordinación octaédrica de (Al, Mg, Fe)O “O”. Las capas “T” y “O” pueden unirse en pares, con una relación T:O igual a 1:1, como en el grupo de las caolinitas, o en “sandwiches” T:O:T, con una relación T:O de 2:1, como en las illitas, esmectitas y vermiculitas (Figuras 2.3 y 2.4).



**Figura 2.3:** Componentes estructurales básicos de las arcillas: el tetraedro compuesto de silicio, rodeado de cuatro átomos de oxígeno, y el octaedro de aluminio (o magnesio), rodeado de seis átomos de oxígeno o grupos hidroxilo. Estos tetraedros y octaedros se conectan y generan planos T:O. En el esquema del medio se muestra la estructura del mineral caolinita, la que consiste en una capa de tetraedros y otra de octaedros unidas, las cuales se repiten en la vertical. Esta capa T:O se mantiene unida fuertemente a otra capa T:O a través de puentes de hidrógeno, lo que no permite mucho espaciado intercapa ni el ingreso de iones o agua. A la derecha se muestra la estructura de la esmectita, una arcilla 2:1. En esta estructura, dos capas de tetraedros tienen en el medio una de octaedros, conformando planos T:O:T. Las capas T:O:T se unen con menor fuerza de atracción, por lo que esta estructura permite el ingreso de agua y cationes en el espaciado interlaminar. Modificado de Weil y Brady (2016).



**Figura 2.4:** Descripción esquemática que ilustra la organización de láminas tetraédricas y octaédricas en una arcilla de tipo 1:1 (caolinita) y cuatro arcillas de tipo 2:1 (esmectita, vermiculita, illita y clorita). Las capas octaédricas en cada uno de los minerales de tipo 2:1 pueden estar dominadas por aluminio (dioctaédricas) o por magnesio (trioctaédricas). La expansión máxima entre capas se encuentra en las esmectitas, con una expansión algo menor en la vermiculita debido al moderado poder de unión de varios iones de Mg. La illita y la clorita no se expanden debido a que los iones K (en el caso de la illita) o una lámina similar a octaédrica compuesta de hidróxidos de Al, Mg, Fe, y otros elementos (en el caso de la clorita) unen fuertemente las capas 2:1 entre sí. Los espaciados interlaminares se muestran en nanómetros (1 nm = 10 Å). Tomado de Weil y Brady (2016).

Las superficies internas y externas de las arcillas tienen cargas positivas y/o negativas. Para la mayoría de estas partículas, en los suelos, las cargas negativas predominan, aunque algunas pueden tener cargas positivas. En estas cargas influyen los cambios en las condiciones químicas del suelo como el pH, la salinidad, el contenido de humedad, entre otras (Churchman y Velde, 2019; Weil y Brady, 2016). Las cargas negativas en las arcillas pueden darse por sustitución isomórfica en las capas tetraédricas y/o octaédricas así como también por enlaces no compensados en la superficie del cristal (cargas de borde). Estas dos posibilidades generan que existan en el suelo arcillas llamadas de carga permanente –no dependientes del pH– o de carga variable –dependientes del pH–. Las arcillas llamadas de carga permanente son las esmectitas, vermiculitas, cloritas e illitas (figura 2.4). Es de destacar que de todas maneras estas arcillas siempre tienen una proporción de carga dependiente del pH, principalmente las cargas de borde. En las esmectitas y vermiculitas existen varios cationes en el espacio intercapa ( $K^+$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Na^+$ ), además de que al estar débilmente atraídas entre sí, pueden absorber agua, lo que las hace expansibles. En las illitas, por ejemplo, es el  $K^+$  el catión que se sitúa en la intercapa, que al fijar la estructura imposibilita la entrada de agua. Es por esto que la illita es una arcilla 2:1 no expansible. Dado que estos cationes están ligados con mayor o menor fuerza a las arcillas, esto permite el intercambio catiónico con la solución del suelo y así con las plantas. Las arcillas de carga variable varían en función de los niveles de acidez del suelo; cuando los suelos son ácidos se cargan positivamente. La caolinita es una de estas arcillas, junto con los óxidos y oxihidróxidos de hierro y aluminio.

Ante procesos que involucran la acidificación de los suelos, las arcillas tienden a transformarse para reajustarse a las nuevas condiciones del sistema. En esta transformación, pueden pasar de fases discretas (una sola arcilla) a fases interestratificadas (más de una arcilla en un mismo cristal), o volverse por completo otra arcilla. Las fases interestratificadas se interpretan como un estado intermedio de transformación de un mineral arcilloso a otro cuando se dan cambios en las condiciones geoquímicas (Ferrell *et al.* 2013; Velde y Meunier, 2008). Las arcillas interestratificadas son capas de más de un mineral arcilloso unidas en un mismo cristal. Los interestratificados pueden estar conformados por illita-esmectita, clorita-esmectita, caolinita-esmectita, illita-vermiculita, vermiculita-esmectita así como interestratificados de más de dos especies minerales (Cuadros *et al.* 2013; Ferrell *et al.* 2013). Los interestra-

tificados illita-esmectita son muy comunes en los suelos de pastizal. En estos suelos, la proporción entre una y otra fase puede cambiar cuando se someten a usos intensivos. La illita podría transformarse en esmectita o en un mineral con comportamiento y estructura similar a la esmectita, debido a la acción de captura de  $K^+$  por las plantas (Churchman y Lowe, 2012; Velde y Meunier, 2008).

Los mollisoles de Uruguay presentan una mineralogía rica en arcillas de tipo 2:1 como esmectitas, vermiculitas e illitas. De manera subordinada también presentan arcillas 1:1 (caolinitas), óxidos y oxihidróxidos de hierro y aluminio y han sido reportados, aunque en menor medida, materiales de baja cristalinidad (alofanos o imogolitas) (Bossi *et al.* 2016; Hernández, 1997; Hernández y Meurer, 1997). El principal antecedente que ha estudiado la fracción mineral y en particular los cambios en las arcillas por la implantación de cultivos forestales es el que muestran Céspedes-Payret *et al.* (2012). Al analizar suelos de pastizal forestados con eucaliptos en los alrededores de la localidad de Piedras Coloradas en Paysandú, los autores notan una degradación de la illita luego de 30 años de cultivos forestales. La degradación de este mineral estaría vinculada a un descenso en el pH y a la captura del ión  $K^+$  producidos por el cultivo (Céspedes-Payret *et al.* 2012). Surgen a partir de allí varias interrogantes, en particular, si es el único mineral afectado, dado que no se realizaron otros tratamientos para analizar la presencia de otras fases minerales (arcillas expansivas, óxidos y oxihidróxidos, materiales de baja cristalinidad) y qué implica esa alteración respecto a las funciones en las que participan estos minerales en el suelo. Otra interrogante es qué estaría sucediendo en otros suelos de otras regiones del país que también se encuentran forestados. Asimismo, un aspecto muy importante y que tampoco se conoce es la reversibilidad de estos cambios registrados, es decir, una vez que las especies minerales han cambiado, ¿es posible que vuelvan a su estado original?

Dado que un cambio en la cubierta vegetal implica también un cambio en la biogeoquímica del sistema, los reajustes en los minerales arcillosos podrían liberar elementos presentes en el complejo de intercambio y/o pertenecientes a su estructura. Uno de estos elementos es el silicio. El silicio, si bien es un elemento muy abundante en los suelos y en materiales geológicos (*e.g.* Sommer *et al.* 2006), su importancia en los ciclos biogeoquímicos ha sido reconocida hace décadas (Alexandre *et al.* 1997; Basile-Doelsch *et al.* 2005; Blecker *et al.* 2006; Conley, 2002; Derry *et al.* 2005; Gérard *et al.* 2008). El ciclado bio-

geoquímico del silicio ocurre intensamente en diferentes ecosistemas terrestres, tanto humedales (Emsens *et al.* 2016; Struyf *et al.* 2007), bosques tropicales (Alexandre *et al.* 2011; Alexandre *et al.* 1997; Lucas *et al.* 1993), bosques templados (Bartoli, 1983; Cornelis *et al.* 2010; Cornelis *et al.* 2011; Gérard *et al.* 2008; Sommer *et al.* 2013; Sommer *et al.* 2006; Watteau y Villemin, 2001) como pastizales (Blecker *et al.* 2006; White *et al.* 2012).

El silicio está presente en la fase sólida del suelo en compuestos de varios orígenes: minerales primarios derivados del material parental como cuarzo, feldespatos, filosilicatos (muscovita, biotita), etc; minerales arcillosos resultantes de la alteración del material parental durante la pedogénesis (caolinita, esmectita, illita y otras arcillas), materiales de baja cristalinidad como óxidos de hierro y aluminosilicatos (*short range order*) como alofanos e imogolitas y; partículas de sílice amorfa dadas por el ciclado biológico del silicio, sintetizadas por las plantas (fitolitos), animales (espículas de esponjas) o protistas (caparzones de amebas, frústulas de diatomeas) (Puppe *et al.* 2015; Sommer *et al.* 2006). El silicio pasa a la solución del suelo cuando se alteran los minerales primarios y secundarios, así como por la disolución de las partículas de sílice biogénicas (principalmente los fitolitos). La forma en la que se encuentra en la solución del suelo es mayoritariamente ácido monosilícico  $-\text{Si}(\text{OH})_4^-$ , aunque pueden existir formas poliméricas de este compuesto. La importancia del silicio en suelos se debe en parte porque previene a las plantas de la asimilación y consecuente toxicidad de elementos como Cd, Al, Fe, Cu, Zn, Mn y As (Liang *et al.* 2007; Ma y Takahashi, 2002) además de favorecer la agregación del suelo, la capacidad de retención de agua y de intercambio y aliviar el stress por déficit de agua, por salinidad, y por congelamiento (Liang *et al.* 2007; Matichenkov y Bocharnikova, 2008).

El efecto del cambio de uso del suelo en los contenidos de silicio ha sido estudiado para suelos de pastizales templados en Europa por Vandevenne *et al.* (2015) y Vandevenne *et al.* (2012). Estos estudios involucraban suelos que han estado sujetos a diversas prácticas agrícolas por extensos períodos de tiempo. En ellos se constataron alteraciones en los diferentes reservorios de silicio debido a la agricultura.

En la región pampeana de Argentina, estudios realizados por Borrelli *et al.* (2010) determinaron que el contenido en silicio disuelto en el perfil de suelos de pastizal era menor que en los suelos bajo montes de abrigo de eucaliptos y acacias. Asimismo, Chirkes *et al.* (2018) observaron que suelos con más de 100

años de agricultura tenían hasta 40 % menos de silicio soluble que los mismos suelos sin esa historia agrícola.

En Uruguay tampoco se conocen estudios que hayan analizado el comportamiento del silicio en los suelos de pastizal con o sin historia de uso. De esta manera, este elemento también se seleccionó para analizar qué cambios registra y cual es el alcance de los mismos en la pedogénesis de un suelo de pastizal.

El presente trabajo buscó ampliar el estudio de los minerales arcillosos de los suelos uruguayos, particularmente aquellos que bajo cubierta de pastizal fueron reemplazados por plantaciones forestales de eucaliptos. Asimismo, también se buscó generar una nueva línea de investigación relacionada con la movilidad de elementos disueltos en un suelo sometido a cambios de uso, en particular el silicio. Se desarrollan a continuación los objetivos propuestos y las preguntas planteadas.

## 2.1. Objetivo general

Estimar los efectos del cultivo comercial de *Eucalyptus sp.* en suelos de pradera.

## 2.2. Objetivos específicos

1. Comparar minerales arcillosos de suelos de pradera convertidos a cultivo de eucaliptos.
2. Relacionar los posibles cambios registrados (*en 1*) con productos remanentes de esa alteración para su potencial uso como indicador.

## 2.3. Preguntas a responder

1. La fracción mineral juega un papel fundamental en la fertilidad del suelo, además de ser un factor determinante de su reserva orgánica. *¿Cuál es el grado de afectación de los minerales arcillosos en suelos de pradera, luego de la implantación de un cultivo arbóreo?*
2. Ante la evidencia de posibles cambios mineralógicos en las arcillas, el producto remanente de estos cambios adoptaría la forma de compuestos simples. *¿Es posible identificar un compuesto simple que pueda ser*

*utilizado como indicador de estos cambios mineralógicos?*

# Capítulo 3

## Metodología

La metodología desarrollada durante la investigación estuvo orientada al reconocimiento y selección de áreas forestadas, representativas del sector comercial de eucaliptos. En la selección final de estas áreas, se incluyó el tipo de suelo e historia de uso más representativo según la región geográfica considerada en una escala país. A partir de allí se analizó la presencia de sitios aledaños a la forestación con vegetación de pastizal que actuaran como testigos, para luego hacer las visitas a campo y los muestreos.

### 3.1. Áreas de estudio

Se seleccionaron dos sitios pertenecientes a distintas regiones geomorfoestructurales (Panario, 2016): la Cuenca Sedimentaria del Litoral Oeste y la región Centro Sur. Estas regiones presentan diferencias desde el punto de vista geológico y geomorfológico, y consecuentemente han condicionado los suelos que allí se encuentran.

#### ■ Cuenca Sedimentaria del Litoral Oeste

Esta región, propuesta por Panario (2016) presenta paisajes escarpados o de disección de las principales vías de drenaje. En general las geoformas son de colinas y lomadas tabulares en las cuales el retroceso de las escarpas genera lomadas cóncavas de sedimentos coluvionales (CONEAT, 1979; Panario, 2016). Cuando el retroceso de la escarpa fue suficiente como para formar un nuevo paisaje en niveles más bajos, se dan valles levemente ondulados, con lomadas convexas, generalmente con mucha expresión espacial (CONEAT, 1979;



**Figura 3.1:** Paisajes de la Cuenca Sedimentaria Litoral Oeste. Se observan lomadas y valles levemente ondulados, en parte forestados.

Panario, 2016). En términos generales la geología de esta región es diversa, condicionada por la sedimentación y la tectónica cretácica, las que generaron paquetes potentes de areniscas cretácicas y sedimentos terciarios y una cobertura cuaternaria muy delgada (Panario, 2016).

En esta región se conocen grandes extensiones forestadas, que crecieron a partir del año 1989, luego de la Ley Forestal, aunque empresas como Forestal Caja Bancaria ya estaba instalada en la zona desde 1964. Las forestaciones se localizaban en los alrededores de Piedras Coloradas y hacia ambos lados de la ruta N° 90. En ese entonces, el manejo forestal estaba principalmente orientado a la producción de madera, por lo que eran plantaciones multipropósito, de turnos largos. Posteriormente, con la instalación de las industrias de fabricación

de pulpa de celulosa estas forestales se fueron expandiendo a otras zonas, más hacia el norte y sur, además de tornarse forestales de turnos más cortos, para la producción de pulpa de celulosa.

El sitio seleccionado se ubica a unos 30 km de la localidad de Lorenzo Geyres, al sur de la ruta N°26 en el departamento de Paysandú (Figura 3.2), coordenadas: UTM Zona 21S X: 435389,85 / Y: 6447495,91. Se localiza en la cuenca del Río Queguay Grande. La geología consiste principalmente en areniscas de la Formación Mercedes (*sensu* Preciozzi *et al.* 1985), aunque probablemente existan aportes de otras unidades como la Formación Fray Bentos o la Formación Guichón, principalmente en las fracciones granulométricas más finas (Figura 3.3). La Formación Mercedes comprende areniscas de grano medio a conglomerádicas, arcillosas con estratos silicificados, con intercalaciones de conglomerados, lutitas y calizas. La Formación Guichón comprende areniscas de grano muy fino a medio, con algún nivel conglomerádico. La Formación Fray Bentos está compuesta por areniscas de grano muy fino y loess, a veces muy arcillosas, con niveles lodolíticos, fangolíticos y brechoides. En los alrededores del sitio estudiado existen varios permisos mineros de ANCAP para extraer caliza, yacimientos que están asociados a la calcretización de niveles de la Formación Mercedes (“Calizas del Queguay”), por lo tanto no se descarta tampoco la presencia de estos materiales.

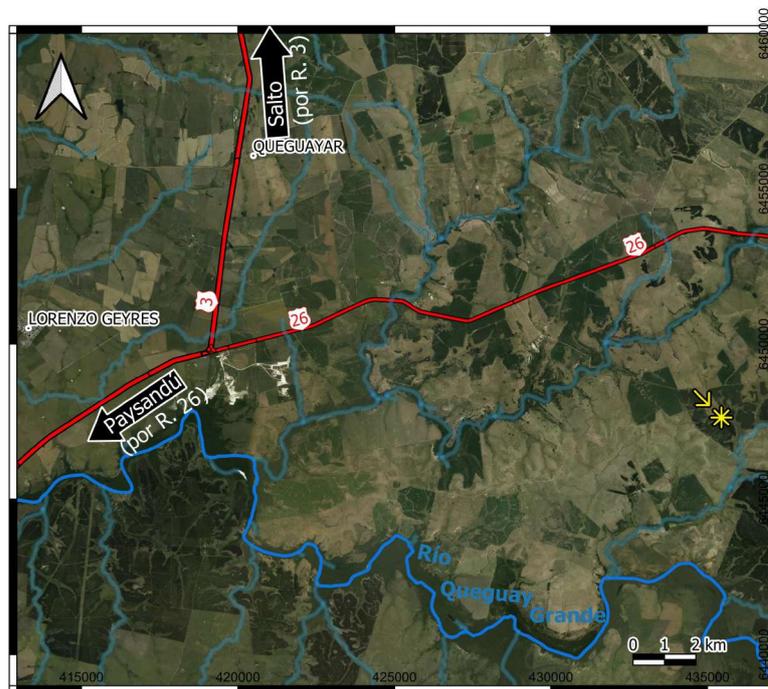
Los suelos presentes pertenecen a los suelos dominantes de la Unidad Bacacué –Brunosoles Subéutricos (Dístricos) Lúvicos– según la Clasificación de Suelos del Uruguay (Altamirano *et al.* 1976) (Figura 3.4). El perfil representativo de los suelos de la Unidad Bacacué fue descrito por D. Panario y J. Liesegang en el marco de la elaboración de la Carta de Suelos del Uruguay (Altamirano *et al.* 1976). La descripción del perfil se realizó en una zona alta, plana a ligeramente convexa con una pendiente de 0,5%. La descripción de los autores es la siguiente: en los primeros 7 cm se desarrolla un horizonte A<sub>1</sub> de color pardo grisáceo muy oscuro, textura franco arenosa y transición clara hacia el horizonte A<sub>3</sub>. Desde los 7 a los 45 cm se desarrolla el horizonte A<sub>3</sub> con color pardo grisáceo oscuro, textura franco arcillo arenosa con gravillas, gravas y guijarros abundantes y transición abrupta al horizonte B<sub>1</sub>. Desde los 45 a 61 cm se desarrolla el horizonte B<sub>1</sub> con color pardo muy oscuro, textura franco arcillo arenosa con gravillas, gravas y guijarros abundantes y transición gradual hacia el horizonte B<sub>2t</sub>. Desde los 61 hasta los 92 cm se desarrolla el Horizonte B<sub>2t</sub> de color gris oscuro, con textura arcillo arenosa y transición

gradual al horizonte B<sub>3</sub>. A partir de los 92 cm se desarrolla el horizonte B<sub>3</sub> con colores pardo oscuros y textura franco arcillo arenosa.

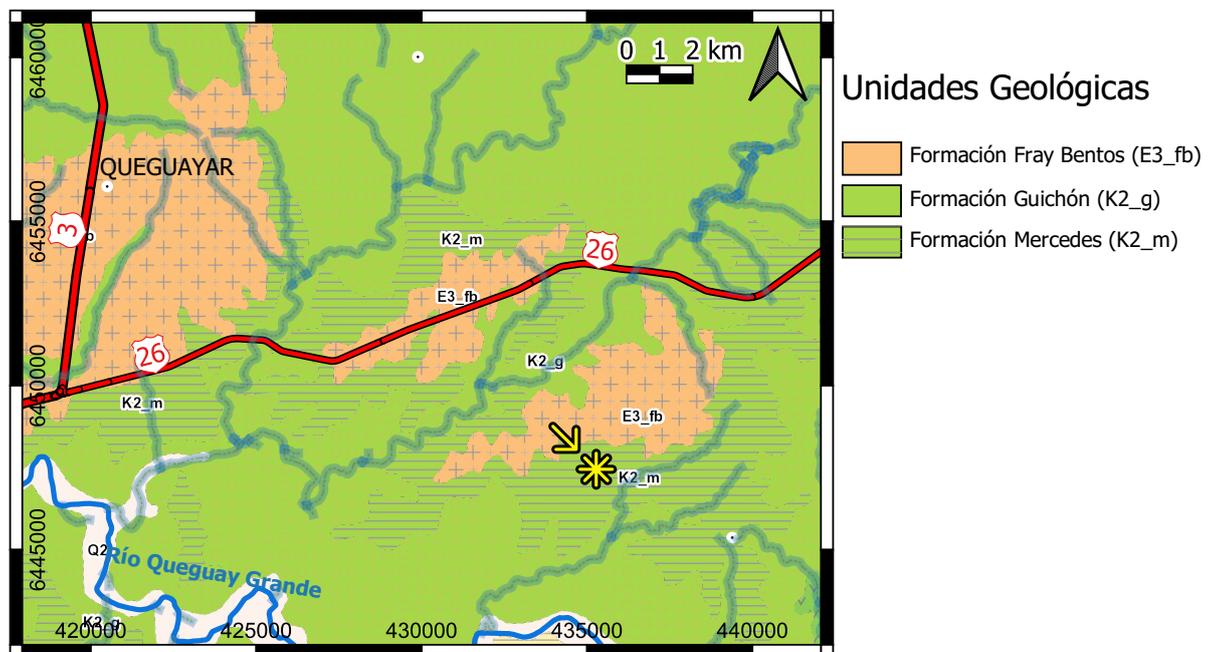
Para CONEAT (1979), el grupo correspondiente a los suelos de este sitio es el 9.2, particularmente los que ocurren en las laderas; Brunosoles Éútricos o Subéútricos Típicos, profundos, con cantos, de color pardo oscuro, textura franco arenosa a franco arcillo arenosa.

Si bien existe una variabilidad espacial natural en los suelos, las características del suelo en el sitio muestreado coinciden mayormente con las de los perfiles representativos existentes en la bibliografía (Altamirano *et al.* 1976; CONEAT, 1979). A diferencia de la Carta de Suelos del Uruguay, no se encontraron elementos que permitieran distinguir entre los horizontes A<sub>1</sub> y A<sub>3</sub>, por lo tanto el horizonte A se extiende desde los 0 hasta los 22 cm. Las características del perfil descrito en el sitio estudiado se resumen en la tabla 3.1 y se pueden ver las características del sitio en las figuras 3.5 y 3.6.

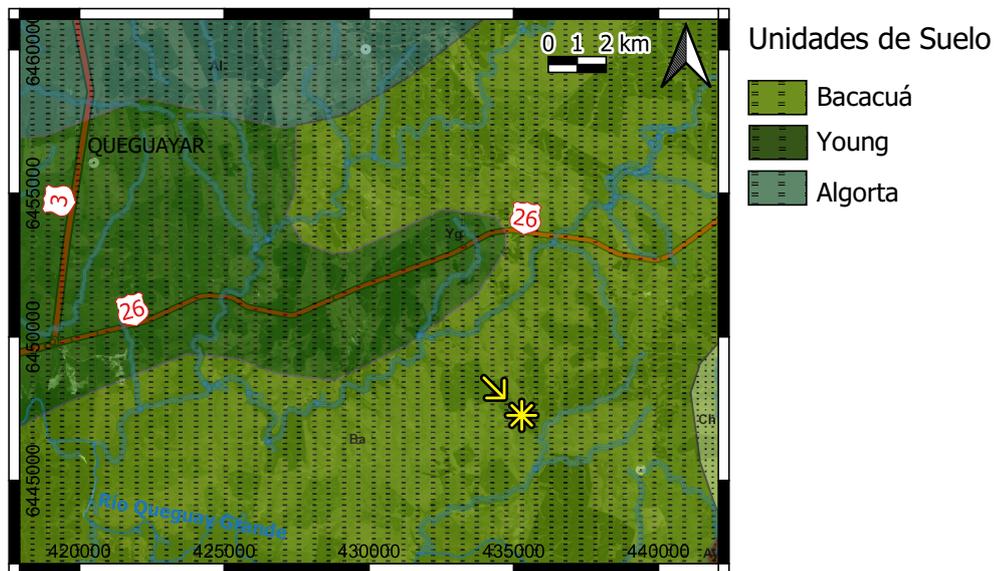
Este sitio fue forestado por primera vez en el año 2006 hasta aproximadamente el año 2011, luego desde el año 2013 hasta la actualidad, totalizando hasta la fecha del muestreo, dos turnos de forestación (aprox. 15 años). El muestreo se realizó en agosto del año 2021. La ubicación de los muestreos se situó en ladera media. Los muestreos de la forestación se ubicaron en la entrefila de las plantaciones. En el suelo bajo pastizal se buscó que no tuviera laboreo durante al menos 10 años y que tuviera un estado de perturbación mínima, aunque esto no pudo lograrse por completo dado que la actividad alemana a la forestación era la ganadería extensiva con carga de ganado variable.



**Figura 3.2:** Ubicación del sitio 1, tomando como base el mosaico de ortofotos de IDE (2017-2018). El sitio muestreado se indica con flecha y asterisco amarillos. Elipsoide y coordenadas: WGS 84 - UTM Zona 21S.



**Figura 3.3:** Unidades Geológicas presentes en el Sitio 1 y sus alrededores. Elipsoide y coordenadas: WGS 84 - UTM Zona 21S. Modificado de Preciozzi *et al.* (1985).



**Figura 3.4:** Unidades de suelo presentes en el Sitio 1 y sus alrededores. Superpuesta al mosaico de ortofotos de IDEuy 2018-2019. Elipsoide y coordenadas: WGS 84 - UTM Zona 21S. Modificado de Altamirano *et al.* (1976).



**Figura 3.5:** Características del sitio 1, en el monte de eucaliptos. *Izquierda:* Vista del monte de eucaliptos. *Derecha:* Muestreo en el monte.



**Figura 3.6:** Características del sitio 1, pastizal. *Izquierda:* Foto panorámica en donde se puede observar el alambrado que separa al monte de eucalipto del pastizal. *Derecha:* Muestreo en el pastizal.

### ■ Región Centro-Sur

En esta región existen rocas pertenecientes al basamento cristalino precámbrico que se han mantenido relativamente estables hasta por lo menos el Cretácico. Los paisajes consisten en planicies diseccionadas y retrabajadas durante períodos áridos y semiáridos del Terciario y Cuaternario que recibieron aportes de sedimentos eólicos cuaternarios. El relieve es ondulado, interrumpido por lomadas suaves en los interfluvios en áreas con espesas acumulaciones de limos del Cuaternario (Panario, 2016).



**Figura 3.7:** Paisajes de la región Centro-Sur. Se pueden ver los relieves ondulados característicos de la región, con algún afloramiento rocoso, actividad agrícola (cultivos de praderas) y forestación.

En la región Centro-Sur los emprendimientos forestales presentan comparativamente una menor concentración que en la región Litoral-Oeste, en parte

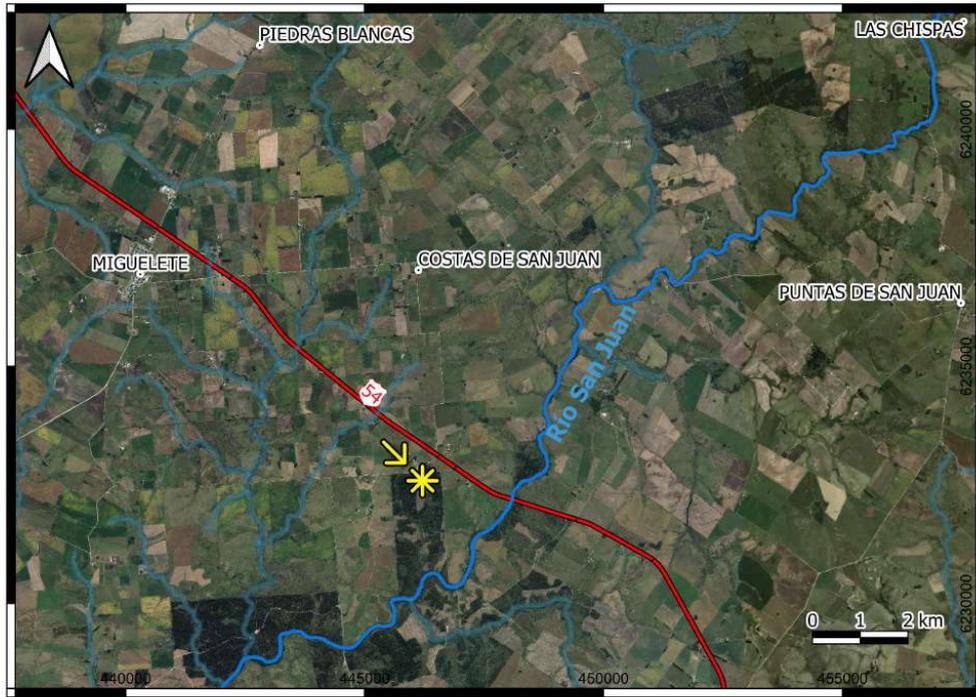
explicado por la coexistencia de otros usos del suelo, como cultivos de cereales, oleaginosas y ganadería. Sin embargo, en los últimos tiempos, esta región presenta una mayor dinámica de expansión del sector forestal, promovida por la instalación de la planta de celulosa de Montes del Plata en el Departamento de Colonia. En este departamento la cantidad de tierras destinadas a la plantación de árboles se ha casi quintuplicado en la última década. Existen más de 11.000 hectáreas forestadas, de poco más de 2000 existentes hace diez años (Abella, 2022). Se destacan aquellas viejas forestaciones (previas a la ley forestal) que fueron destinadas a la industria del papel ubicada en la ciudad de Juan Lacaze, la fábrica FANAPEL S.A. Estas plantaciones se ubican al sur de la ciudad de Colonia Miguelete y alcanzan las 3400 hectáreas. El sitio elegido se ubica en esas zonas forestales, a unos 9 km de Colonia Miguelete, en las coordenadas UTM Zona 21S X: 446147,56 m / Y: 6232695,35 m. Los montes fueron plantados por primera vez en los años 80, con forestaciones de turnos de aproximadamente 10 años de duración, siendo la última tala en el año 2014. En el caso de estas plantaciones, se conoce que a pesar de su uso para la fabricación del papel, también eran multipropósito.

La geología de la zona se corresponde con la unidad Granitos y gneisses Puntas del San Juan (Gianotti y Arrighetti, 2017), los cuales se encuentran además cubiertos por lodolitas de la Formación Libertad, unidad que comprende la cobertura cuaternaria de la zona y se expresa con espesores variables (Gianotti y Arrighetti, 2017) (Figura 3.9). La Formación Libertad sería la unidad capaz de aportar las fracciones granulométricas más finas (limo y arcilla) en los suelos, mientras que el granito aporta los fragmentos de tamaño grava, muy frecuentes, con cuarzo y feldespatos principalmente.

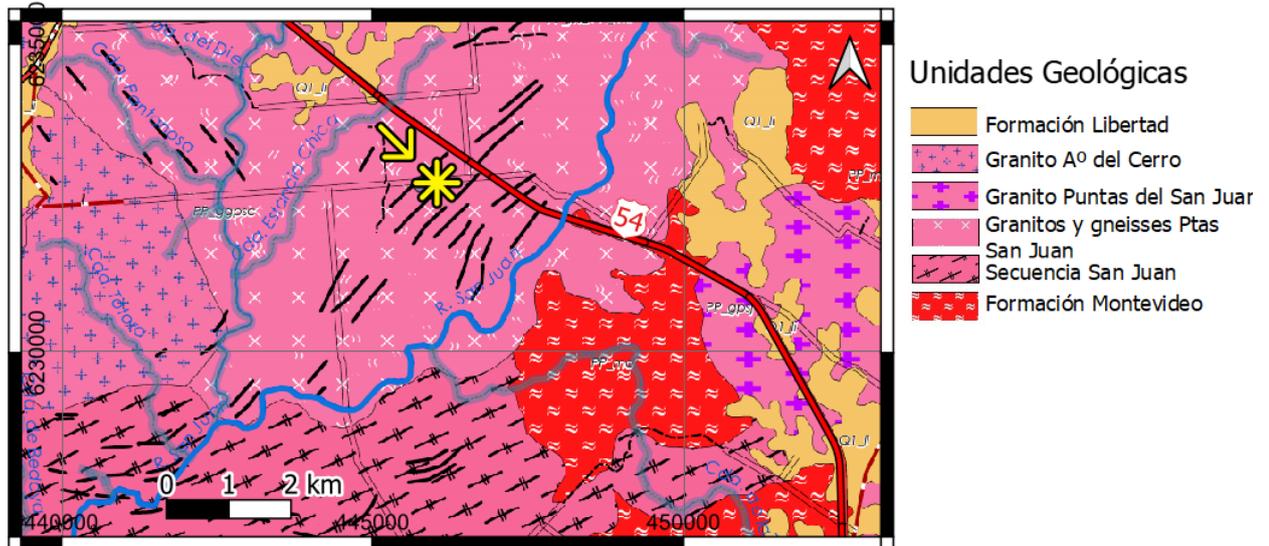
Los suelos presentes pertenecen a los suelos dominantes de la Unidad San Gabriel-Guaycurú –Brunosoles Subéutricos Háplicos– de acuerdo a la Clasificación de Suelos del Uruguay (Altamirano *et al.* 1976) (Figura 3.10). El perfil representativo de estos suelos fue descrito por J. Sganga, R. Brasesco y A. Cook en el marco de la elaboración de la Carta de Suelos del Uruguay (Altamirano *et al.* 1976). Fue descrito en una ladera convexa alta con una pendiente de 2,5 %. En el mismo se reconocen en los primeros 16 cm un horizonte A<sub>1</sub> de color pardo grisáceo muy oscuro a pardo grisáceo oscuro, textura franca con abundantes gravillas y bloques subangulares grandes y transición clara e irregular al horizonte siguiente. Desde los 16 cm en adelante se presenta un horizonte con gran proporción del material parental (filitas), de color par-

do muy claro y pardo grisáceo muy oscuro, gravilloso. Es de destacar que en estos suelos la cobertura cuaternaria (Fm. Libertad) es delgada, por lo tanto se desarrollan suelos menos profundos. Según CONEAT (1979), el grupo al cual pertenecen estos suelos es el 5.02b; los suelos son Brunosoles Subéutricos Háplicos moderadamente profundos y superficiales (Praderas Pardas moderadamente profundas y Regosoles), a los que se asocian Inceptisoles (Litosoles) a veces muy superficiales.

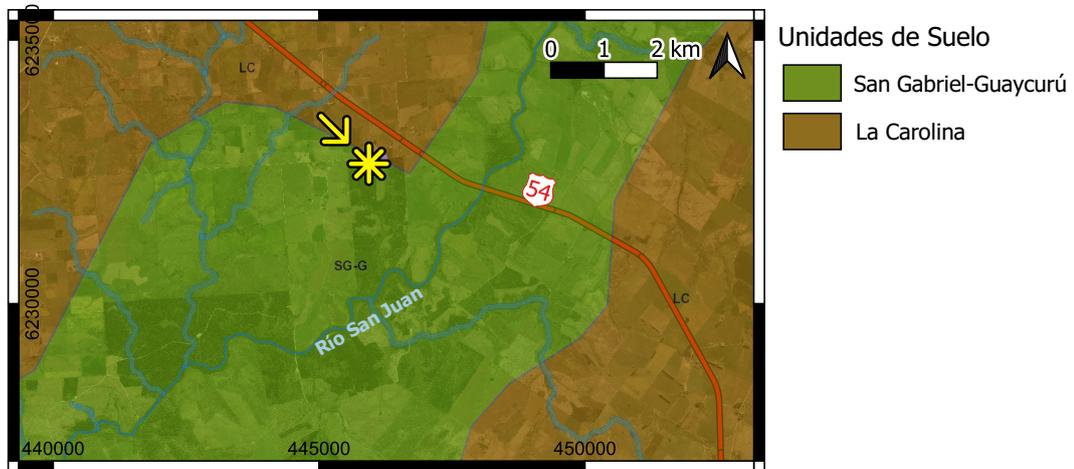
En el caso del sitio estudiado en este trabajo, los suelos presentan diferencias con los descritos por la literatura, dado que el horizonte A se desarrolla hasta los 30 cm y luego se identificó un horizonte B de 23 cm de espesor. Estas diferencias pueden deberse a que en la zona del muestreo los espesores de las unidades cuaternarias son un poco mayores y permitieron así el desarrollo del horizonte B. Los muestreos se ubicaron en ladera alta (Figura 3.10). En la forestación los muestreos se ubicaron en la entrefila de las plantaciones. Para este sitio no fue posible contar con el par de suelo bajo pastizal sin perturbaciones dado el intensivo uso del suelo en los alrededores de las plantaciones. Así se optó por realizar el muestreo en la zona de pastizal inmediata entre la forestación y el alambrado que la separaba del camino. Las características del perfil se resumen en la tabla 3.1 y se pueden ver las características del sitio en las figuras 3.11 y 3.12.



**Figura 3.8:** Ubicación del sitio 2, tomando como base el mosaico de ortofotos de IDE (2017-2018). El sitio muestreado se indica con flecha y asterisco amarillos. Elipsoide y coordenadas: WGS 84 - UTM Zona 21S.



**Figura 3.9:** Unidades geológicas presentes en el Sitio 2 y sus alrededores. Elipsoide y coordenadas: WGS 84 - UTM Zona 21S. Modificado de Gianotti y Arrighetti (2017).



**Figura 3.10:** Unidades de suelo presentes en el Sitio 2 y sus alrededores. Superpuesta al mosaico de ortofotos de IDEuy 2018-2019. Elipsoide y coordenadas: WGS 84 - UTM Zona 21S. Modificado de Altamirano *et al.* (1976).



**Figura 3.11:** Características del sitio 2, forestación. *Izquierda:* Vista del monte de eucaliptos. *Derecha:* Muestreo realizado en el monte.



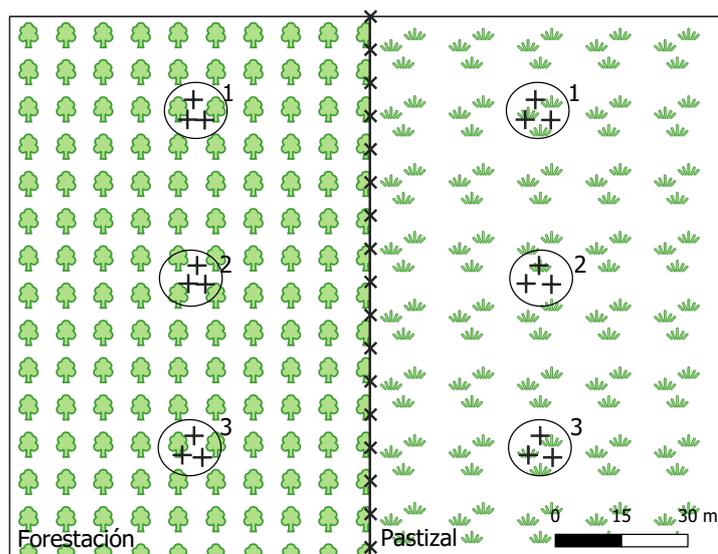
**Figura 3.12:** Características del sitio 2, pastizal. *Izquierda:* Vista del monte de eucaliptos hacia el fondo, y del pastizal aledaño muestreado. *Derecha:* Muestreo realizado en el pastizal.

Sitio	Sitio 1- Paysandú	Sitio 2 - Colonia
<b>Tipo de observación</b>	Perfil	Perfil
<b>Condiciones del tiempo al muestreo</b>	Soleado, Invierno	Soleado, Verano
<b>Geomorfología y posición locales</b>	Ladera media, cóncava	Ladera alta, convexa
<b>Geología local</b>	Fm. Mercedes y Fray Bentos	Granito Miguelete y Fm. Libertad
<b>Pendiente (%), Exposición</b>	4 %, Exposición Este-noreste	3 %, Exposición Sur
<b>Horizonte A</b>		
<b>Espesor</b>	22 cm	30 cm
<b>Textura</b>	Franco arenosa, gravillas	Franca, Franco limosa
<b>Color (notación Munsell)</b>	7.5YR 2,5/1 Negro	10YR 3/2: Pardo muy oscuro grisáceo
<b>Horizonte B*</b>		
<b>Espesor</b>	35 cm	23 cm
<b>Textura</b>	Franco arcillo arenosa	Arcillosa
<b>Uso del suelo</b>	Forestación de segundo turno. Primer turno desde 2006 hasta 2011, segundo turno desde 2011 hasta actualidad (2021).	Uso del suelo: Forestación de cuarto turno. Primer turno desde el año 1980 hasta 1991, segundo turno hasta 2003, tercer turno hasta 2014, cuarto turno hasta actualidad (2021).
<b>Grupo CONEAT</b>	9.2	5.02b
<b>Perfil representativo</b>	N15-08	M25-06
<b>Clasificación DSA-MGAP</b>	Brunosol Dístico Lúvico ArGv	Brunosol Subéutrico Háplico
<b>Clasificación USDA</b>	Argjudol	Argjudol

**Tabla 3.1:** Propiedades de los suelos estudiados constatadas en campo. \*Para el horizonte B solo fue descrito el espesor y la textura al tacto.

## 3.2. Diseño de muestreo

En cada sitio se siguió el mismo procedimiento para el muestreo. Se ubicó la forestación y un sector aledaño de pastizal. En la forestación y en el pastizal se seleccionaron tres puntos (1, 2 y 3) alejados unos 30 metros entre sí (figura 3.13). Se siguió por la misma curva de nivel para trabajar al mismo nivel topográfico y así disminuir la acción de otro factor no contemplado en la metodología, que eventualmente pudiera interferir en los resultados analíticos. En cada punto de cada sitio se tomaron a su vez tres muestras de suelo –A, B y C, *triplets*– de los primeros 15 cm de profundidad, mediante taladro holandés. Los *triplets* corresponden a muestras adyacentes situadas a una distancia de entre 20 y 30 cm. El total de muestras obtenidas en cada sitio fue 18, 9 bajo eucalipto y 9 bajo pastizal. Todas las muestras se trabajaron de manera independiente. El esquema se muestra en la figura 3.13.



**Figura 3.13:** Diseño de muestreo realizado. Cada cruz dentro de los círculos significa una muestra (A, B y C).

Se extrajeron también muestras imperturbadas de los primeros 5 a 7 cm de suelo, con un calador de 2 cm de diámetro, para su posterior uso como respaldo, para realizar láminas delgadas y para obtener una muestra de los primeros 2 cm de profundidad de suelo para analizar por difracción de rayos X. Luego, en el laboratorio, las muestras colectadas fueron secadas al aire a temperatura estable ( $\approx 25^{\circ}\text{C}$ ). A las muestras perturbadas se las desagregó manualmente, se le extrajeron las raíces y otros materiales vegetales, los fragmentos de roca y se



**Figura 3.14:** Preparación de muestras de suelo. *Izquierda:* Limpieza de muestra de suelo seca. *Derecha:* Tamizado de las muestras

pasaron las muestras por un tamiz de malla 2 mm (figura 3.14). Aquellos agregados de suelo que no pasaban por el tamiz fueron desagregados manualmente o en mortero de porcelana.

### 3.3. Parámetros fisicoquímicos: técnicas analíticas

#### 3.3.1. pH del suelo

La elección de esta técnica se debe a que el pH del suelo es considerado una *variable maestra* (e.g. Weil y Brady, 2016) que indica un amplio rango de propiedades químicas y biológicas del suelo. El pH provee información de significancia en los procesos *redox* del suelo, influyendo en reacciones de precipitación, disolución y formación de complejos (e.g. FAO, 2021). La determinación del pH es también indispensable para caracterizar el suelo desde el punto de vista de la disponibilidad de nutrientes así como de sus condiciones físicas; estructura, permeabilidad, etc. De acuerdo a la revisión de antecedentes realizada previamente (Capítulo 2), se ha visto un incremento en los niveles de acidez de los suelos de pastizal situados bajo plantaciones forestales, por lo que el pH se utiliza como un indicador de estos cambios. Además, la disminución en los valores de pH pueden indicar alteración en los minerales arcillosos del

suelo, por lo tanto es otro de los motivos para utilizar esta técnica (resulta clave para el desarrollo de este trabajo).

Se determinó el pH de las muestras de suelo por la metodología en agua destilada y en cloruro de potasio (ISO10390, 1994; USDA, 1996) con la relación suelo/agua (o KCl) 1:2,5. El pH medido en agua destilada corresponde a la acidez activa, dada por la presencia de iones  $H^+$  en la solución del suelo. Este pH es sensible a la relación suelo:agua y a las variaciones en el contenido de sales solubles en los suelos (*e.g.* FAO, 2021; McLean, 1982; Weil y Brady, 2016). Por este motivo, complementariamente a los valores de pH en agua se realizaron mediciones de pH en KCl (1 M). El pH medido en KCl corresponde a la acidez intercambiable, la que se da por intercambios con el  $Al^{3+}$  que se encuentra en los sitios de intercambio, y no se ve afectado por variaciones en la salinidad del suelo. Además, puede indicarnos sobre las reservas de acidez activa e intercambiable. En general, los valores de pH medidos en KCl se sitúan una unidad por debajo de los valores medidos en agua, aunque el efecto del KCl depende de las propiedades del suelo como la capacidad de intercambio catiónico (*CIC*), el tipo de coloides presentes y el contenido inicial de sales solubles (*e.g.* FAO, 2021; McLean, 1982; Weil y Brady, 2016). El pHmetro utilizado fue un dispositivo HANNA HI 9813-5. La calibración del equipo se realizó con soluciones *buffer* de pH 7 y 4, acorde a lo indicado por el fabricante. En el procedimiento de determinación del pH se agregaron 25 ml de agua a una muestra de 10 gramos de suelo, se agitó por 5 minutos a 120 rpm, se dejó reposar durante 30 minutos y posteriormente se leyó directamente en la solución.

### 3.3.2. Cationes intercambiables

Los cationes intercambiables como el Calcio, Magnesio, Potasio y Sodio fueron elegidos dentro de los cationes a determinar en los suelos estudiados, dado su difundido uso agronómico así como en la ciencia del suelo. Estos cationes son nutrientes esenciales para el crecimiento de las plantas. De acuerdo a la revisión de antecedentes (Capítulo 2), se han visto cambios en los contenidos de estos cationes en suelos de pastizal que han sido convertidos a cultivos de eucaliptos, por lo tanto se consideró conveniente realizar estos análisis para la presente tesis.

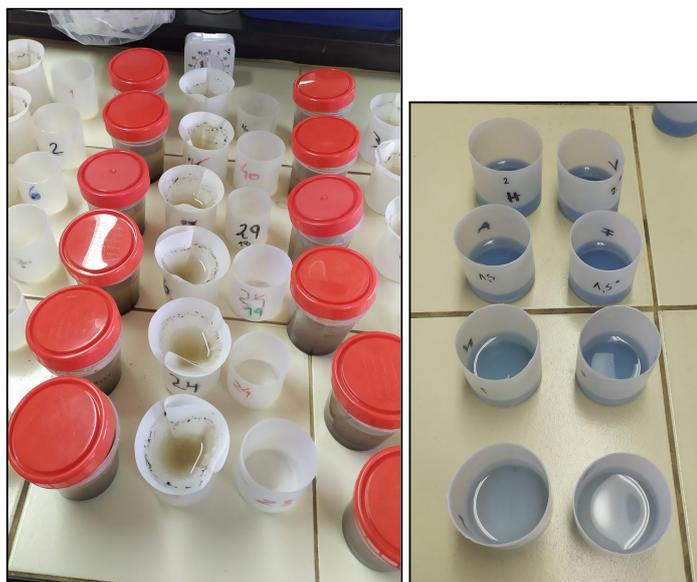
Se determinaron los cationes intercambiables  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $K^+$  y  $Na^+$  en el

laboratorio ECOTECH de acuerdo al procedimiento de la *Soil Science Society of America* (Sparks *et al.* 1996). Esto es, por extracción con acetato de amonio 1 M, y posterior determinación por Espectrofotometría de Absorción Atómica para los cationes Ca y Mg, y Espectrofotometría de Emisión para los cationes Na y K. La incertidumbre expandida que reporta el laboratorio para cada método analítico es de 10,2 % para Calcio, 10,8 % para Magnesio, 10,3 % para Potasio y 8,9 % para Sodio.

### 3.3.3. Silicio en solución del suelo

Existen varias técnicas para estimar el silicio en solución del suelo, las cuales involucran distintos extractantes, tiempos de agitado, suspensiones, procesamientos de la muestra, así como tiempos de medida (*e.g.* Berthelsen y Korndörfer, 2005). La elección de las técnicas ha estado relacionada con conocer qué reservorio de silicio está involucrado en las reacciones de solubilización en los suelos. Para este trabajo se eligió la técnica de determinación de silicio a través del extractante cloruro de calcio; de acuerdo a Cornu *et al.* (2022), esta técnica permite cuantificar la fracción de silicio soluble y biodisponible que proviene de las fases más reactivas del suelo como las arcillas y los materiales de baja cristalinidad (alofanos). Precisamente se cuantifica el ácido monosilícico, que es la especie en solución más abundante en los sistemas naturales (Schaller *et al.* 2021). Si bien en la literatura se han considerado otras fases sólidas del suelo que contienen silicio en formas reactivas, como los fitolitos (*e.g.* Cornelis y Delvaux, 2016), se ha visto que estos no tendrían tasas de disolución tan altas como otras fases más reactivas de los suelos (arcillas y materiales de baja cristalinidad) (Cornu *et al.* 2022; Keller *et al.* 2021). Por este motivo, mediante esta técnica el silicio podría actuar como un indicador de la reactividad de estas fases ante cambios de uso del suelo. Es decir, este análisis se realizó para conocer si el silicio disuelto guarda alguna relación con los minerales arcillosos, particularmente, si puede indicar en conjunto con la DRX, alguna alteración en respuesta al cambio de uso del suelo.

La determinación de silicio en solución del suelo se realizó de acuerdo al procedimiento de Korndörfer *et al.* (2004). En esta técnica colorimétrica se extrajo el silicio disponible de la muestra de suelo (que se encuentra bajo la forma de ácido monosilícico,  $(\text{H}_4\text{SiO}_4)$ ) con el extractante cloruro de calcio 0,01 M, se agitó por unos minutos y luego se dejó en reposo por 15 minutos.



**Figura 3.15:** Procedimiento para la determinación de silicio disponible. *Izquierda:* Extracto de muestra de suelo filtrándose en recipientes plásticos. *Derecha:* Curva patrón de silicio (se pueden ver las tonalidades de azul en los recipientes, cuanto más intenso, mayor es el contenido de silicio).

Posteriormente se filtró el contenido y se dejó reposar hasta el día siguiente (12 horas) (figura 3.15). Luego se tomaron alícuotas del líquido filtrado y se añadió solución sulfomolibdica, ácido tartárico y ácido ascórbico. Se desarrolla el color azul en diferentes tonos, lo que luego se midió en el espectrofotómetro Spectronic Modelo 401 a una longitud de onda de 650 nm. Se realizó una curva de calibración con una solución patrón de silicio de 0,5, 1, 1,5 y 2 ppm de  $\text{SiO}_2$  (figura 3.15). Finalmente se calcularon, de acuerdo a las absorbancias obtenidas, los valores de Silicio en ppm. El cálculo se realizó de la siguiente manera:

$$(Absorbancia/pendiente) \times \text{factor de dilucion} = \text{ppm Si en la muestra}$$

Para aquellas determinaciones que se alejaban de la linealidad de la curva de calibración se realizaron diluciones en agua (1/2, 1/4, 1/10).

### 3.4. Textura

Para contar con una aproximación de la composición textural de los suelos analizados se determinó la textura de las muestras de suelo por el método de



**Figura 3.16:** Probetas y muestras de suelo con dispersante antes del enrasado en el ensayo del hidrómetro Bouyoucos.

ensayo del hidrómetro propuesto por Bouyoucos (1928). Para esta técnica se tomaron 40 g de suelo, se le agregó una solución dispersante de hexametáfosfato de sodio ajustada a  $\text{pH} = 8$  con carbonato de sodio, se la agitó mecánicamente para una completa dispersión de la muestra y luego se trasvasó el contenido cuantitativamente a una probeta de 1 L (figura 3.16). Se agitó el contenido de la probeta con un émbolo de agitación. Se efectuaron lecturas con hidrómetro 152H a los 40 segundos y a las 2 horas del comienzo de la decantación de las partículas.

### 3.5. Láminas delgadas de suelos - Caracterización mineralógica

El propósito de la confección de láminas de suelo fue el reconocimiento de sus minerales y de algún rasgo pedológico, a los efectos de establecer posibles diferencias en la impronta de cada muestra de suelo; particularmente, entre suelos de una y otra región relevada, debido a procesos de pedogénesis que, paleoclimáticamente, han condicionado en cada región, no sólo el origen sino la evolución del material parental de los suelos. Además, el estudio petrográfico de las muestras de suelo es útil para identificar minerales que pueden estar presentes en la fracción arcilla, dado que puede aparecer un patrón de difracción específico diferente al de los minerales arcillosos. Es decir, complementa la identificación de minerales, principalmente de aquellos que no son minerales

arcillosos.

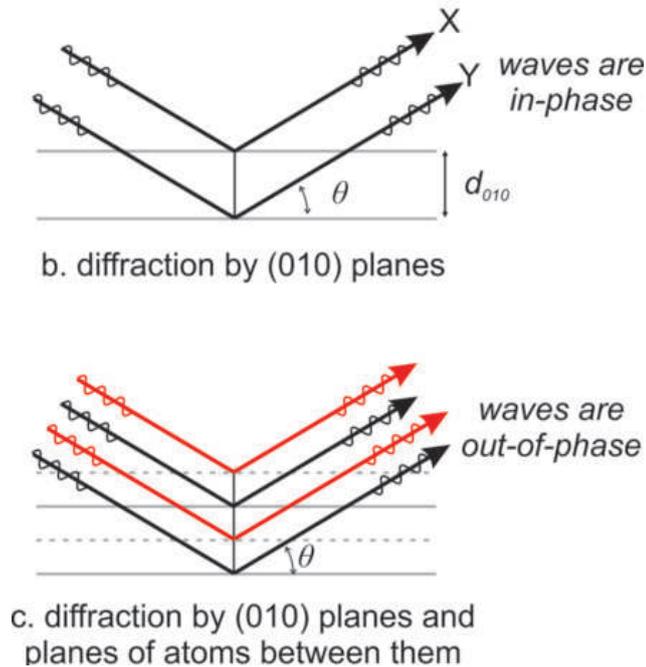
Se realizaron ocho láminas delgadas de suelos en el Laboratorio de Corte y Molienda del Instituto de Ciencias Geológicas de la Facultad de Ciencias. El procedimiento para confeccionarlas se basó en Loaiza *et al.* (2014). Se impregnaron las muestras con resina epoxi en campana de vacío, se esperó a su adecuada polimerización (1 a 2 semanas) y luego se siguió el procedimiento común de confección de cortes petrográficos (corte, pegado, desbastado y pulido a 30  $\mu\text{m}$ ) (figura 3.17). Las láminas de suelos se observaron con un microscopio petrográfico NIKON Eclipse E200 POL disponible en el referido instituto. Se utilizó la literatura referente a micromorfología de suelos de Loaiza *et al.* (2014) y Stoops *et al.* (2010).



**Figura 3.17:** Procedimiento de impregnado con resina epoxi para la confección de láminas delgadas de las muestras de suelos, Laboratorio del Instituto de Ciencias Geológicas.

### 3.6. Difracción de Rayos X

La información sobre la estructura de los minerales arcillosos ha sido obtenida principalmente gracias a los estudios por difracción de rayos X, dado que los minerales arcillosos son menores a 2  $\mu\text{m}$ , muy pequeños para ser estudiados por los métodos ópticos convencionales en mineralogía (*e.g.* Moore y Reynolds, 1997). Debido a que fue la técnica elegida para esta tesis, se desarrollan brevemente los principios teóricos y algunos aspectos prácticos asociados a ella.

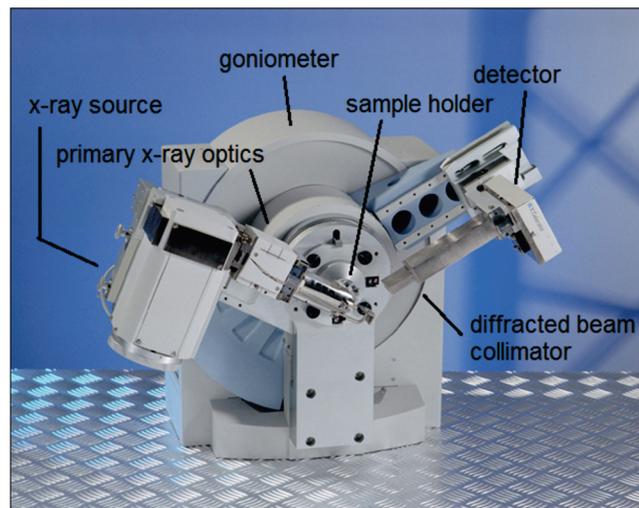
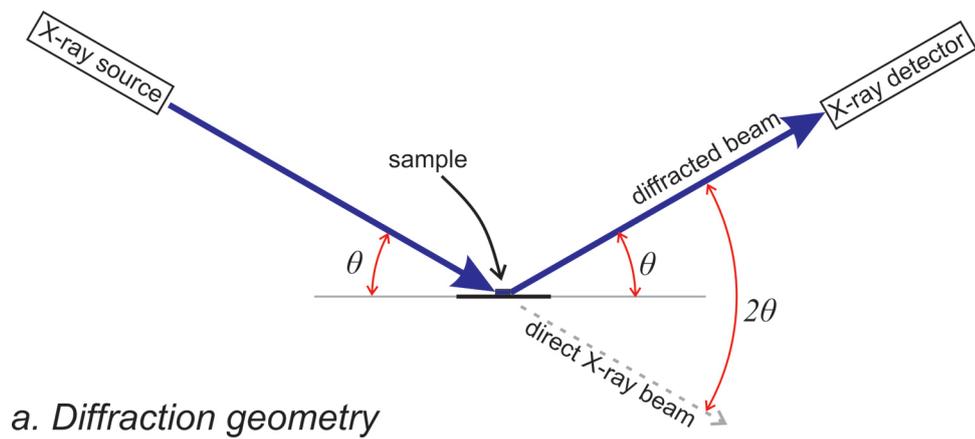


**Figura 3.18:** Esquema de frentes de onda de rayos X y su difracción al interactuar con una fila de átomos. La difracción se da cuando la interferencia es constructiva. Modificada de [opengeology.org](http://opengeology.org)

La estructura cristalina de los minerales se define por planos de átomos repetidos regularmente que forman una red. Cuando un rayo X interactúa con estos planos de átomos, parte del rayo es transmitido, parte es absorbido por la muestra, parte se refracta y parte se dispersa. Aunque la mayor parte de la dispersión interfiere consigo misma y se elimina (interferencia destructiva), cuando la dispersión en una determinada dirección está en fase con los rayos dispersos de otros planos atómicos, se produce la difracción. Bajo esta condición, los reflejos se combinan para formar nuevos frentes de onda aumentados que se refuerzan mutuamente (interferencia constructiva) (figura 3.18). Los rayos X son difractados de manera distinta por cada mineral, dependiendo de cuáles átomos componen la red cristalina y cómo se organizan estos átomos (*e.g.* Flohr, 1997).

Los equipos de difracción de rayos X consisten, básicamente en una fuente que genera los rayos X, un colimador que los dirige a la muestra y un detector.

Cuando un haz de rayos X impacta con una muestra y se difractan, es posible medir las distancias entre los planos de los átomos que constituyen las muestras aplicando la ley de Bragg. La ley de Bragg establece lo siguiente:



**Figura 3.19:** **a.** Geometría de la difracción de rayos X: los rayos X inciden sobre la muestra con cierto ángulo, al interactuar con la misma los rayos difractados son captados por un detector. **b.** Difractómetro de rayos X y sus partes: fuente de rayos X, sistema óptico, goniómetro, portamuestras, colimador y detector. Fuente: open-geology.org

$$n\lambda = 2d\sin\theta$$

en donde  $n$  es el orden del reflejo (primer, segundo, tercer orden, etc.),  $\lambda$  es la longitud de onda del rayo X incidente,  $d$  es la distancia entre los planos atómicos adyacentes (espaciados) y  $\theta$  es el ángulo de incidencia del rayo X.

Una vez que se procesan los datos recibidos por el detector, la difracción de rayos X resulta en un gráfico que plotea la intensidad de la señal para varios ángulos de difracción a cierta posición  $2\theta$ : el difractograma. La posición  $2\theta$  corresponde a cierto espaciado entre los planos reticulares de la muestra, determinada por el ángulo de difracción del rayo X incidente enviado a la muestra. En el difractograma se pueden ver picos –reflexiones– los que corresponden a los planos atómicos con los cuales chocaron los rayos X. La intensidad de los picos se relaciona con la cantidad de planos reticulares que tienen ese espaciado. A mayor intensidad, mayor la proporción de la fase mineral con ese espaciado específico. A su vez, el ancho de los picos es inversamente proporcional al tamaño del cristal; un pico muy fino corresponde a un cristal mayor, un pico ancho significa que hay cristales pequeños, defectos en la red cristalina, que la muestra puede tener naturaleza amorfa o ser un sólido con poca cristalinidad (*e.g.* Moore y Reynolds, 1997; Wilson, 1987; Zussman, 1977).

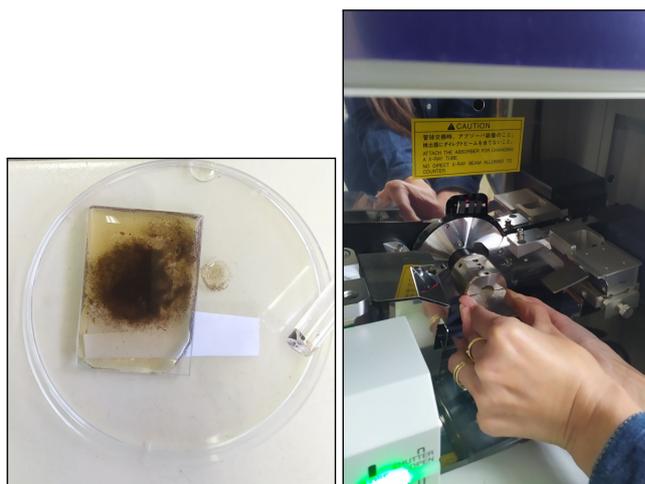
La difracción de rayos X puede ser de polvo o de cristal simple (monocristalina). En sus primeras etapas, la difracción de rayos X se limitó (a excepción de las estructuras más simples) al análisis monocristalino, ya que los métodos de detección no habían avanzado hasta el punto en el que se pudieran realizar procedimientos más complicados. La difracción de rayos X de polvo trabaja con polvos de muestras. En esta técnica el polvo de muestra se carga en una placa o portamuestras para su montaje en el difractómetro, donde los brazos giratorios que contienen la fuente de rayos X y el detector escanean la muestra en diferentes ángulos de incidencia (*e.g.* Pavan y Barron, 2023).

Para esta tesis se utilizó la técnica de difracción de rayos X de polvo. La fracción arcilla (menor o igual a  $2 \mu\text{m}$ ) de las muestras de suelo constituye el polvo que se somete al análisis. Los minerales arcillosos presentan varios desafíos cuando utilizamos la difracción de rayos X; en particular, las arcillas tienden a orientarse por ser cristales laminares, lo que torna difícil obtener agregados aleatorios para determinar las dimensiones de sus celdas unitarias (*e.g.* Moore y Reynolds, 1997; Wilson, 1987; Zussman, 1977). Al tener la ca-

pacidad de absorber y liberar agua en el espacio interlamilar, esto cambia el espaciado de las capas y afecta los patrones de difracción. A esto se suma que diferentes cationes pueden ocupar ese espacio interlamilar y así también afectar el espaciado de las capas. Otro aspecto no menor, es que es muy común encontrar minerales arcillosos interestratificados en un mismo cristal, es decir, interestratificados illita/esmectita, caolinita/esmectita, clorita/esmectita, etc., por lo que se torna aún más complejo el análisis (*e.g.* Moore y Reynolds, 1997). Cuando se trabaja con muestras de suelo se agrega otro nivel de complejidad, porque en ellas la cristalinidad de los minerales arcillosos es menor y además es inevitable la presencia de materia orgánica y oxihidróxidos de hierro y aluminio; compuestos de carácter amorfo y que suelen emitir fluorescencia, generando ruido en la señal (*e.g.* Flohr, 1997). De todas formas, dada la amplia literatura que ha profundizado en el estudio de minerales arcillosos, es posible, mediante ciertos tratamientos que son aplicados en las muestras y con los nuevos equipos de DRX que pueden filtrar las señales de fluorescencia, identificar con suficiente certeza los minerales presentes.

### **3.6.1. Preparación de los agregados para difracción de rayos X**

Se separó la fracción menor a  $2\ \mu\text{m}$  de las muestras de suelo seleccionadas para la identificación de minerales arcillosos. Dicha separación se realizó por dispersión y luego decantación: se tomó una alícuota de unos 10 gramos de muestra, se agregó agua destilada y se sometió a baño de ultrasonido por 5 minutos. Luego se dejó decantar por unos minutos el contenido, de acuerdo a la ley de Stokes, se extrajo el material en suspensión, se dejó secar y se reservó en un recipiente. El montaje de las muestras se realizó de dos maneras: agregados aleatorios y agregados orientados. Para las muestras orientadas, se extrajo una alícuota de la suspensión de arcilla, se volcó en el portamuestras y se dejó secar al aire. Para las muestras aleatorias se tomó el material seco, se molió cuidadosamente en un mortero para obtener el polvo y luego se montó en el portamuestras. Teniendo las muestras en los portamuestras se pasaron a medir en el equipo (figura 3.20). El instrumento es un difractómetro de Rayos X de polvo Rigaku Miniflex, operando con radiación  $\text{CuK}\alpha$ , filtro de níquel, con un rango de barrido de  $3,00$  a  $90,00^\circ\ 2\theta$ , paso de  $0,02^\circ$ , con una velocidad de barrido de  $5^\circ/\text{min}$ , voltaje de la fuente  $40\ \text{kV}$ , corriente  $15\ \text{mA}$ , y geometría



**Figura 3.20:** Izquierda: Preparado orientado de fracción arcilla de muestra de suelo. Derecha: Inserción del portamuestras con la muestra en el difractómetro Rigaku Miniflex.

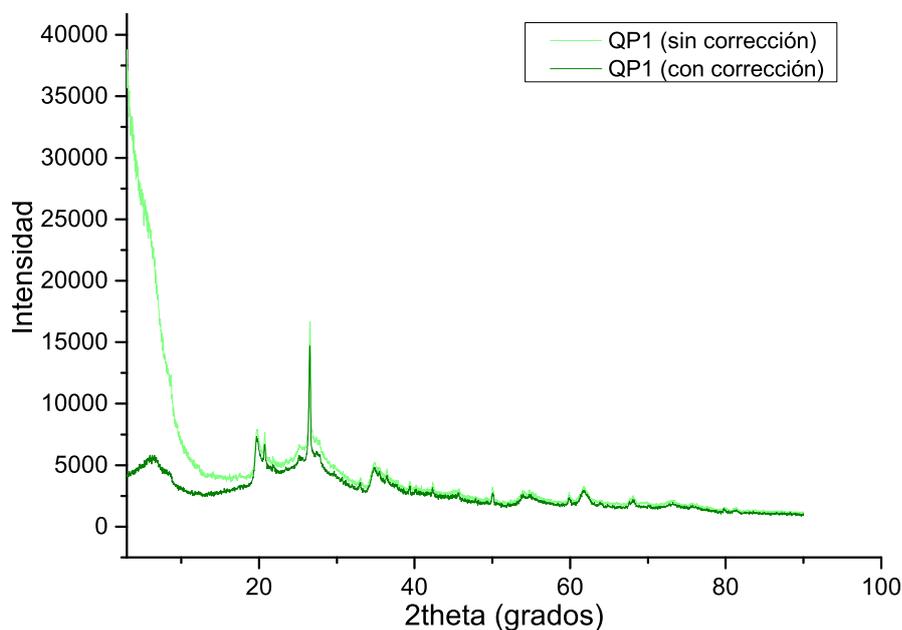
Bragg-Brentano. En algunas muestras se aplicó una corrección por fluorescencia debido a la presencia de materia orgánica y/o óxidos de hierro que aportan ruido a la señal. El difractómetro utilizado se encuentra en el laboratorio de Cristalografía y Química del Estado Sólido de la Facultad de Química (Udelar). Luego de la medición de las muestras orientadas se agregaron al preparado unas gotas de etilenglicol y se esperó a que difundiera por la muestra, manteniéndose en atmósfera con ese vapor en un recipiente hermético. Se dejaron las muestras por 96 horas y luego se midieron en el equipo. Este procedimiento (glicolado) se realiza para identificar las fases minerales expansivas. Los siguientes tratamientos consistieron en calcinar las muestras a  $375^{\circ}\text{C}$  por una hora para luego ser medidas en el equipo y luego calcinar a  $550^{\circ}\text{C}$  por una hora y nuevamente medir en el equipo. En estos casos (muestras calcinadas) se barrió con un rango de  $2\theta$   $3,00^{\circ}$  a  $30,00^{\circ}$ . Estos procedimientos se realizan para distinguir las fases arcillosas que colapsan y/o se desnaturalizan a diferentes temperaturas.

El procedimiento de identificación de las fases minerales presentes se basó en Moore y Reynolds (1997), Barré *et al.* (2008), Cornu *et al.* (2012), Robert y Tessier (1974) y Ferrell *et al.* (2013). Esto es, las reflexiones situadas a espaciados de 14-15,5 Å corresponden a las reflexiones de primer orden de las esmectitas, pasando a  $\approx 17$  Å con el glicolado y colapsando a 10 Å con el calcinado a partir de los  $300^{\circ}\text{C}$  (durante una hora). Las reflexiones situadas a espaciados de 10, 5 y 3,3 Å corresponden a las reflexiones de primer, segundo

y tercer orden de la illita, sin efectos sobre su glicolado o calcinado. Los picos situados a espaciados de 7 y 3,6 Å corresponden a reflexiones de primer y segundo orden de la caolinita, sin efectos sobre su glicolado, desnaturalizándose al calcinar a los 550°C con desaparición de los picos. Las reflexiones situadas a espaciados de 13,8-14,5 Å corresponden a los picos de primer orden de las vermiculitas, sin efectos al agregar etilenglicol, colapsando a 10 Å cuando se calcinan a más de 300°C. Las reflexiones situadas a espaciados de 14 Å y 7 Å corresponden a las de primer y segundo orden de la clorita respectivamente, sin efectos al agregar etilenglicol, desnaturalizada cuando se calcina a 550°C. Por otro lado, las fases interestratificadas illita-esmectita o illita-vermiculita se analizaron a través de la presencia de picos en la región de  $2\theta = 16-17,7^\circ$ , por la no-racionalidad en la posición de los reflejos, por la asimetría de los mismos y por abultamientos de la señal en las regiones cercanas a los picos de illita, que se vuelven más notorios al efectuar el glicolado. El software utilizado para el análisis de los difractogramas fue *QualX* de Altomare *et al.* (2008), de distribución libre, así como el *Origin Pro 9.1* en su versión de prueba.

### 3.6.2. Puesta a punto de la técnica para los sitios estudiados

Cuando las muestras se sometieron al análisis por DRX se observaron algunas características que debieron tenerse en cuenta para la posterior comparación de los patrones de difracción. Un aspecto que fue visto para los dos sitios estudiados es que el patrón que dan los minerales arcillosos es bajo con respecto al ruido, esto se traduce en picos anchos que presentan bajas intensidades relativas en los difractogramas (figuras 3.21, 3.22). Así, se observa una baja cristalinidad en las muestras y también que los minerales están asociados a compuestos amorfos, característica común en las arcillas que ocurren en los suelos. También se puede observar en los difractogramas una línea de base difusa debido a la presencia de fases amorfas (probablemente orgánicas) y fluorescencia causada por la presencia óxidos y oxihidróxidos de hierro. Este ruido pudo corregirse en gran medida con un factor de corrección por fluorescencia que utiliza el equipo y eso permitió reconocer, sin tener que realizar tratamientos químicos a las muestras, las fases minerales presentes. En la figura 3.21 se puede ver un difractograma realizado sin la corrección por fluorescencia en comparación con aquel en el que se aplicó la corrección. En el primero se ve

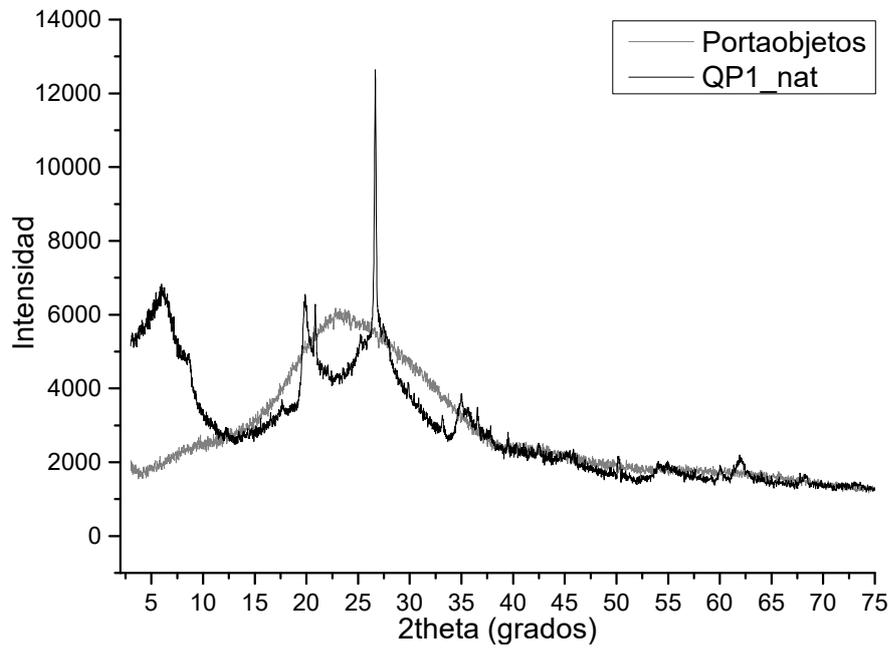


**Figura 3.21:** Diffractograma de una muestra del sitio 1 - Paysandú (QP1) realizado sin la corrección por fluorescencia, en color verde claro, en comparación con uno corregido, en color verde oscuro. Se pueden ver, por un lado, las reflexiones correspondientes a minerales arcillosos (picos anchos y con bajas intensidades relativas) y la señal alta del *background*.

una caída pronunciada de la intensidad en la región de ángulos bajos (menores a  $10^\circ$ ), lo que no permite visualizar con claridad las reflexiones de esa región. Al aplicar la corrección se ve cómo mejoran los picos, permitiendo así identificar las reflexiones de las arcillas, que se dan en las regiones de ángulos bajos (menores a  $10^\circ$ ). Esta corrección se aplicó para todas las muestras analizadas.

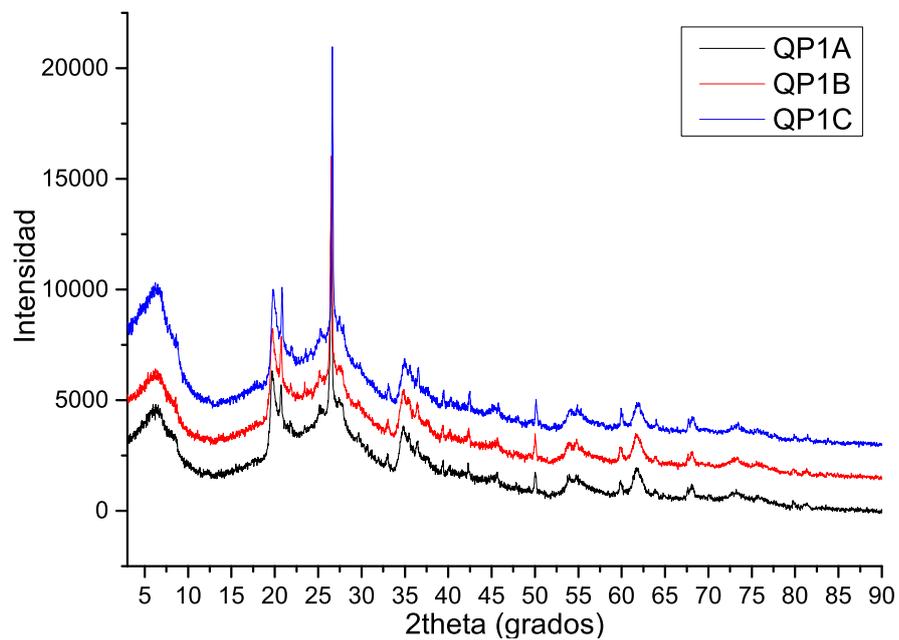
También se analizó la señal del portamuestras para ver si existen contribuciones del mismo en alguna región del difractograma que puedan interferir con las observaciones en las muestras (figura 3.22). En el difractograma se puede ver que el portamuestras genera una contribución en la región  $2\theta \approx 15$  a  $35^\circ$  que se puede ver como una banda amorfa, correspondiente al vidrio (componente amorfo de sílice).

Se realizaron difractogramas de cinco muestras situadas bajo pastizal del Sitio 1 para analizar si existían variaciones dentro del mismo uso (figuras 3.23, 3.24). Lo mismo se hizo para cuatro muestras bajo forestación, dos de un *triplet* y dos de *triplets* distintos (figura 3.25). Se puede observar que la variación espacial en la mineralogía de la fracción arcilla dentro de cada sitio y dentro de cada *triplet* es muy poca, por lo tanto, se decidió continuar trabajando

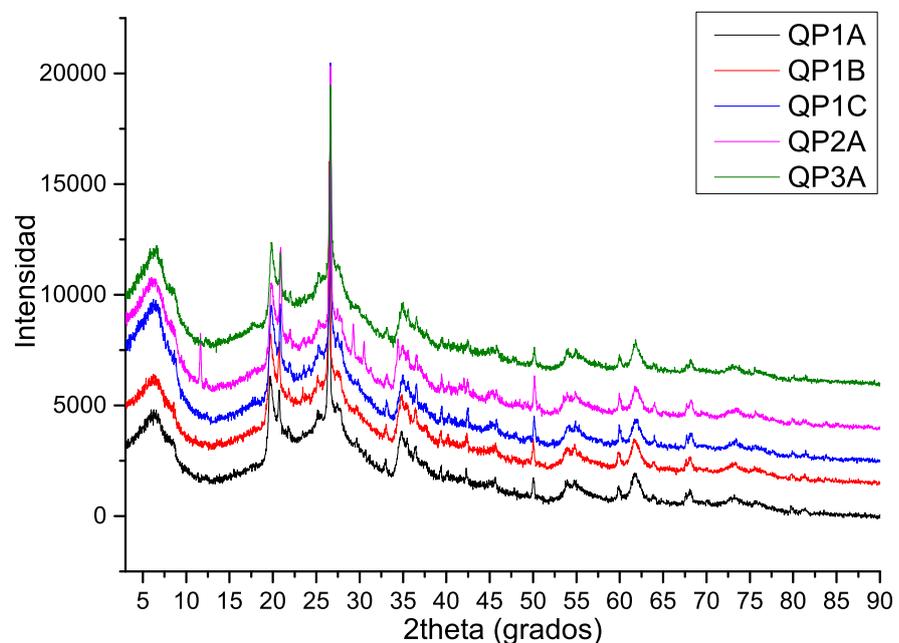


**Figura 3.22:** Difractograma de una muestra del Sitio 1 (en negro) en contraste con el del portamuestras (en gris) sin muestras. Se puede ver la contribución en la región  $2\theta \approx 15-35^\circ$ .

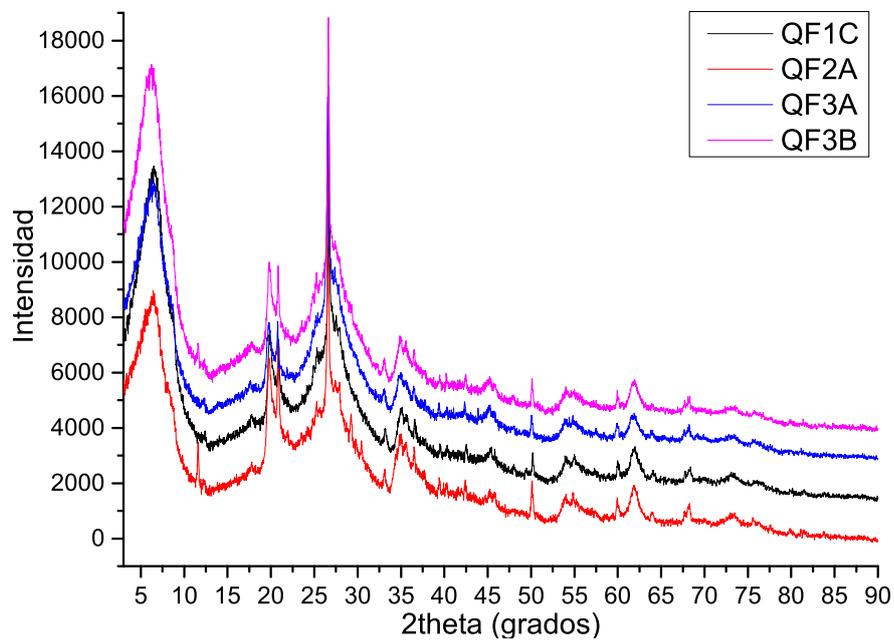
con cuatro muestras por sitio, dos bajo eucalipto y dos bajo pastizal. Esto es razonable dado que los muestreos se realizaron intentando mantener la misma posición en la pendiente, mismo suelo y misma profundidad de muestreo.



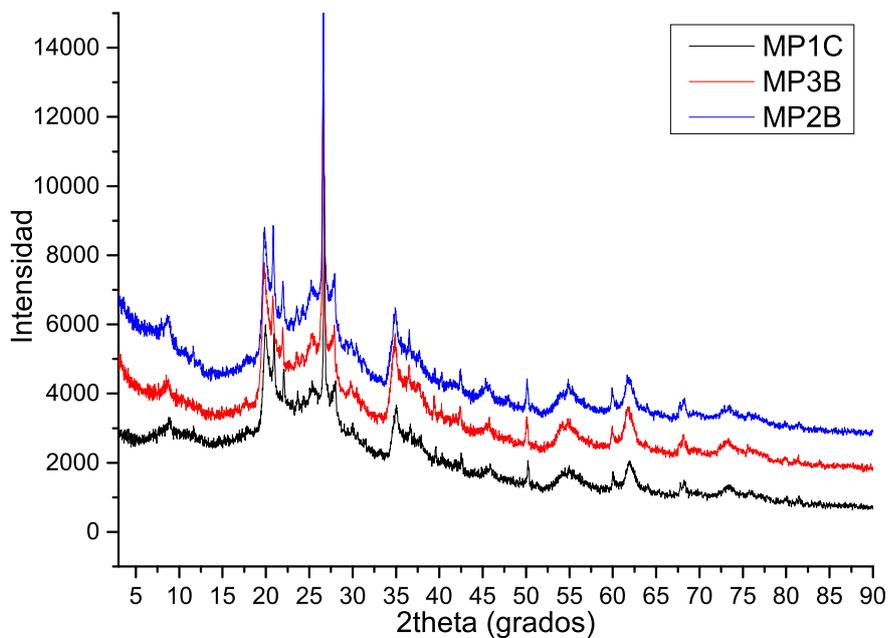
**Figura 3.23:** Difractogramas realizados para un *triplet* del Sitio 1 en el pastizal. Se pueden ver patrones similares para las 3 muestras.



**Figura 3.24:** Difractogramas realizados para cinco muestras de los tres *triplets* del pastizal, Sitio 1 (QP1 -A, B y C-, QP2A y QP3A). Se puede ver que todos los difractogramas se mantienen similares.



**Figura 3.25:** Difractogramas para algunas muestras de los tres  *triplets*  de forestación del Sitio 1 (QF1C, QF2A, QF3 –A y B–). Se puede ver que los difractogramas se mantienen similares.



**Figura 3.26:** Difractogramas para algunas muestras de los tres  *triplets*  del Sitio 2 situados en el pastizal. Se ven difractogramas muy similares.

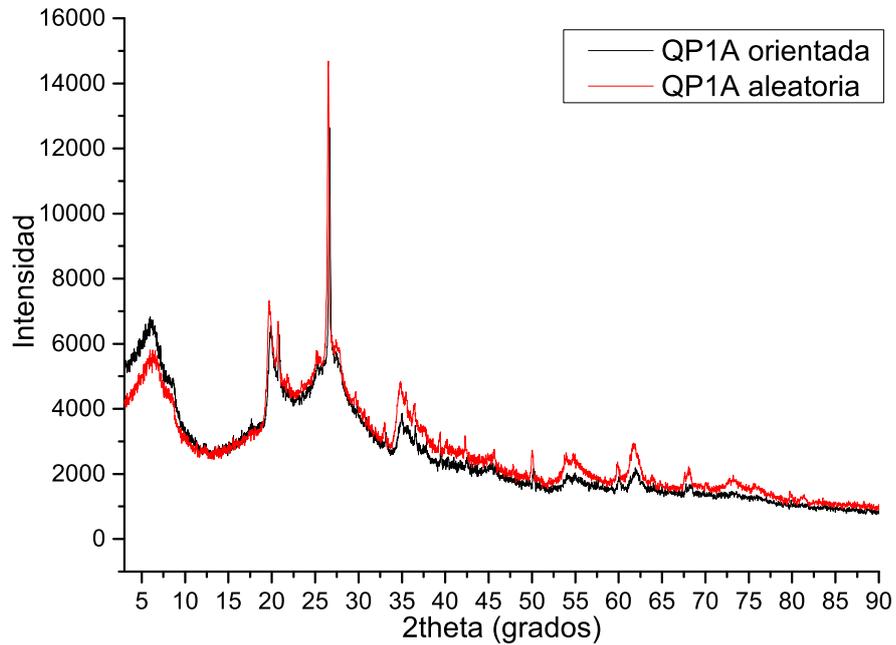
## Preparados aleatorios y orientados

Los preparados aleatorios aseguran que los rayos X incidentes tengan igual probabilidad de difractar en cualquier plano reticular de la muestra, por lo tanto en estos se ven reflexiones correspondientes a todas las direcciones cristalográficas. En el caso de las arcillas, es posible identificar la posición de las reflexiones 060. Las reflexiones 060 son útiles para distinguir entre arcillas dioctaédricas y trioctaédricas. Los preparados orientados permiten que los cristales de arcilla permanezcan horizontales y así los rayos X incidentes registran las difracciones de los planos basales. Las muestras orientadas permiten distinguir las arcillas en base a sus espaciados basales.

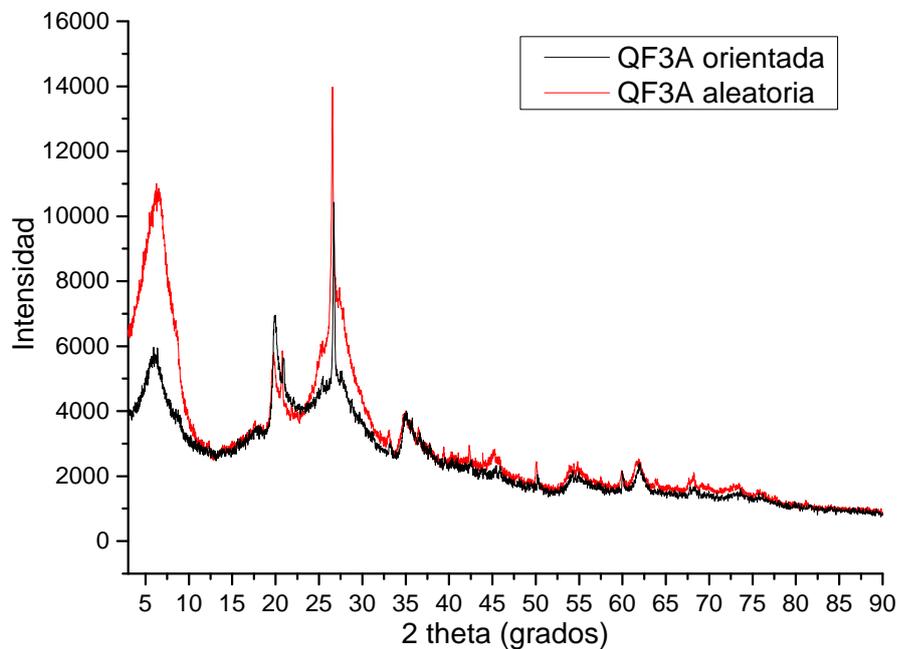
En el Sitio 1 los preparados de muestras aleatorias presentaron leves diferencias con las muestras orientadas. Como puede verse en la figura 3.27, en los preparados de agregados orientados bajo pastizal se realzan las reflexiones basales de las arcillas, particularmente las de primer orden (situados en  $2\theta$  menores a  $10^\circ$ ), mostrando una mayor intensidad relativa en el difractograma. En cambio, al analizar las muestras de forestación, se ve una mayor intensidad relativa en esas reflexiones en los preparados aleatorios, como se muestra en la figura 3.28. La explicación a esta mayor intensidad relativa en los agregados aleatorios bajo forestación puede deberse a una mayor cantidad de muestra en los agregados aleatorios. En este caso, la menor cantidad de muestra de los agregados orientados se ve reflejada en una disminución de la intensidad que afecta a todo el difractograma. De todas formas, se ve que la intensidad no disminuye por igual para todas las señales, por lo tanto hay otro factor que puede estar explicando esta diferencia, más allá de la cantidad de muestra.

En el Sitio 2 los preparados de agregados orientados presentaron leves diferencias respecto de los aleatorios. En los agregados orientados las reflexiones en la región  $2\theta$  menor a  $15^\circ$  mejoraron, también mejoró su nivel de ruido inicial (Figuras 3.29 y 3.30). Esta mejora en las reflexiones se vio tanto para las muestras de suelo bajo pastizal como para el par forestado. Se ve entonces que los agregados orientados realzan mejor las reflexiones basales de las arcillas.

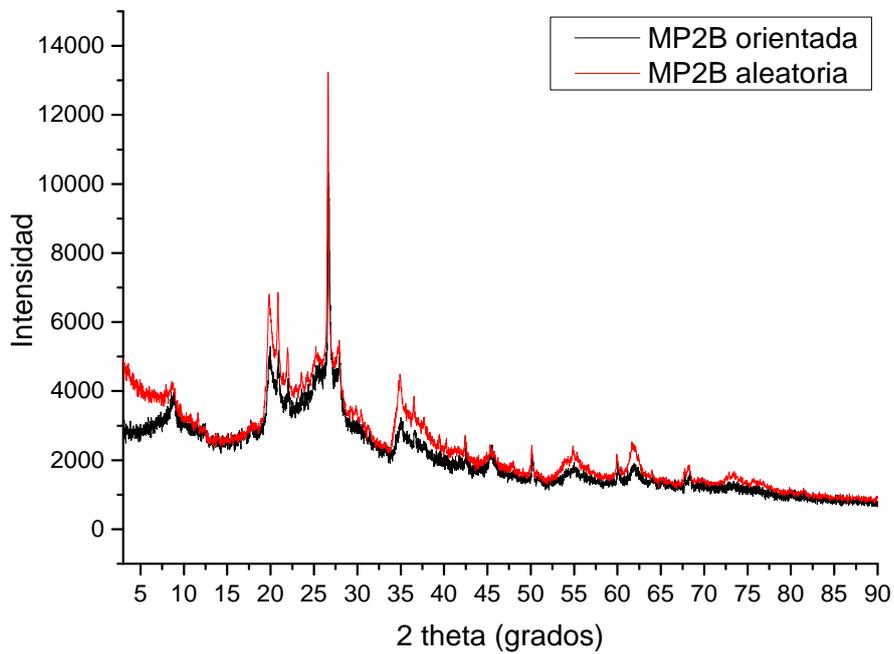
Finalmente fue posible, a partir de estas observaciones y teniendo en cuenta la respuesta instrumental del equipo utilizado, identificar las fases minerales y comparar los difractogramas en iguales condiciones. Las muestras se compararon en base a los preparados orientados.



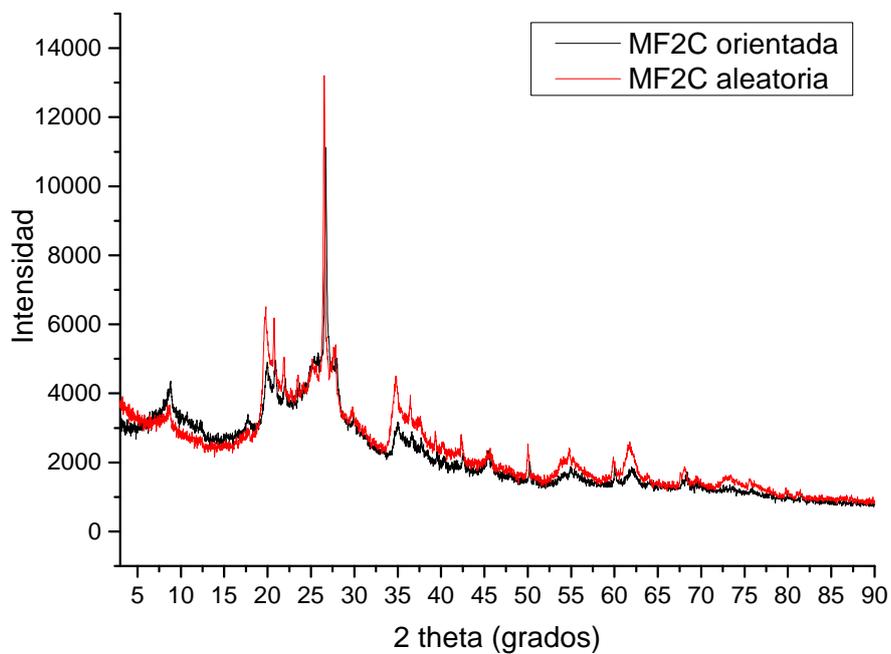
**Figura 3.27:** Diffractogramas mostrando la diferencia entre una muestra bajo pastizal orientada (negro) y aleatoria (rojo), sitio 1 - Paysandú. Se puede ver una mayor intensidad relativa en los agregados orientados.



**Figura 3.28:** Diffractogramas mostrando la diferencia entre una muestra bajo forestación orientada (negro) y aleatoria (rojo), sitio 1 - Paysandú. Se puede ver una mayor intensidad relativa en todo el rango de  $2\theta$  en los agregados aleatorios. Debido a esto, posiblemente, a una mayor cantidad de muestra.



**Figura 3.29:** Diffractograma de muestra de suelo del sitio 2 bajo pastizal, orientada (negro) vs. aleatoria (rojo). Se puede ver una leve mejoría en las reflexiones en los agregados orientados.



**Figura 3.30:** Diffractograma de muestra de suelo del sitio 2 bajo forestación, orientada (negro) vs. aleatoria (rojo). Se puede ver aquí también una mejora en las reflexiones en los agregados orientados.

### 3.7. Microscopía electrónica de barrido

Además del análisis por difracción de rayos X de las muestras se optó por tener una visualización de la fracción arcilla a través de microscopía electrónica de barrido (MEB). La aplicación conjunta de los métodos de MEB y DRX puede potencialmente contribuir a una clasificación e identificación más precisa de los posibles cambios mineralógicos entre ambos usos del suelo. Los preparados de la fracción arcilla fueron observados en el microscopio electrónico JEOL JSM 5900-LV presente en la Unidad de Microscopía Electrónica de la Facultad de Ciencias. De esta forma se obtuvieron imágenes de electrones secundarios para un par de muestras de los sitios estudiados (una de pastizal y una de forestación por cada sitio). La preparación de las muestras consistió en utilizar una alícuota de la suspensión de arcilla y dejarla decantar en el portamuestras que utiliza el equipo. Otra de las preparaciones consistió en utilizar un poco de la suspensión ya seca, molerla finamente en mortero de porcelana y colocarla en el portamuestras, generando un polvo de orientación aleatoria. Se realizó un baño en oro para asegurar que las muestras fueran conductoras. Complementariamente con el análisis por electrones secundarios se realizó también un análisis con electrones dispersados (EDS - *Energy Dispersive Spectroscopy*) en algunos puntos de las muestras para conocer la composición elemental de los granos que se visualizaban. Para la identificación de los minerales en las imágenes se utilizó la colección web de la “*Mineralogical Society of the UK and Ireland*” (Minersoc.org, 2023) la cual cuenta con diversos ejemplos de arcillas visualizadas al microscopio electrónico.

### 3.8. Procesamiento de datos

Los datos obtenidos referentes a variables cuantitativas fueron analizados estadísticamente con el programa PAST (Hammer *et al.* 2001). Se realizó la estadística descriptiva a modo de resumir las principales características de los datos obtenidos, así como para analizar la representatividad de las muestras. Se efectuaron pruebas de normalidad y homogeneidad de varianza para luego optar por las pruebas de estadística paramétrica o no paramétrica. Para verificar los supuestos de normalidad se realizó el test de Shapiro-Wilk, que explica una distribución normal si el nivel de significancia  $p > 0,05$ . En caso afirmativo de normalidad se pasó a realizar los tests de homogeneidad de va-

rianza F-Snedecor y Levene. Ante resultados afirmativos en homogeneidad de varianza, se realizó el test  $t$ -pareado. Las diferencias significativas se daban con un valor  $p < 0,05$ . Ante la no-homogeneidad de varianza, se pasó a realizar el test F-Welch que contempla la heterocedasticidad. Así, para valores  $p < 0,05$  las diferencias son estadísticamente significativas de acuerdo al test F-Welch. Las hipótesis estadísticas planteadas fueron:

1. Existen diferencias significativas entre los valores promedio de las variables registradas en el suelo bajo forestación y bajo pastizal.
2. Existen diferencias significativas entre los valores promedio de las variables registradas en el suelo bajo forestación y bajo pastizal, pero atribuidas a propiedades intrínsecas al sitio de muestreo.

Con respecto a la mineralogía de suelos, tanto las láminas delgadas como los difractogramas se analizaron de manera de relacionar diferencias encontradas entre los suelos y las fases cristalinas identificadas. Se compararon los minerales presentes en ambas regiones estudiadas y a su vez se propusieron hipótesis sobre los patrones registrados. En referencia a los difractogramas, las diferencias no tienen una expresión cuantitativa, por lo tanto se hicieron aproximaciones cualitativas. Se compararon los patrones registrados con la literatura existente para el país y otras regiones similares referida a esta temática, para discutir coincidencias y posibles explicaciones.

Finalmente se relacionaron los datos registrados de pH, cationes intercambiables y silicio en solución del suelo con las observaciones de los minerales arcillosos.

# Capítulo 4

## Resultados

En este capítulo se incluyen los resultados obtenidos del trabajo y su análisis. Estos se dividen en los resultados de los ensayos fisicoquímicos correspondientes a pH, cationes intercambiables y textura. Luego se presentan los resultados del estudio de la fracción mineral del suelo, con un apartado sobre el estudio en microscopio de la misma, y otro sobre los minerales arcillosos estudiados por difracción de rayos X y microscopía electrónica de barrido. Posteriormente se presentan los resultados de la determinación de silicio en solución, analizando las tendencias encontradas.

### 4.1. Análisis fisicoquímicos

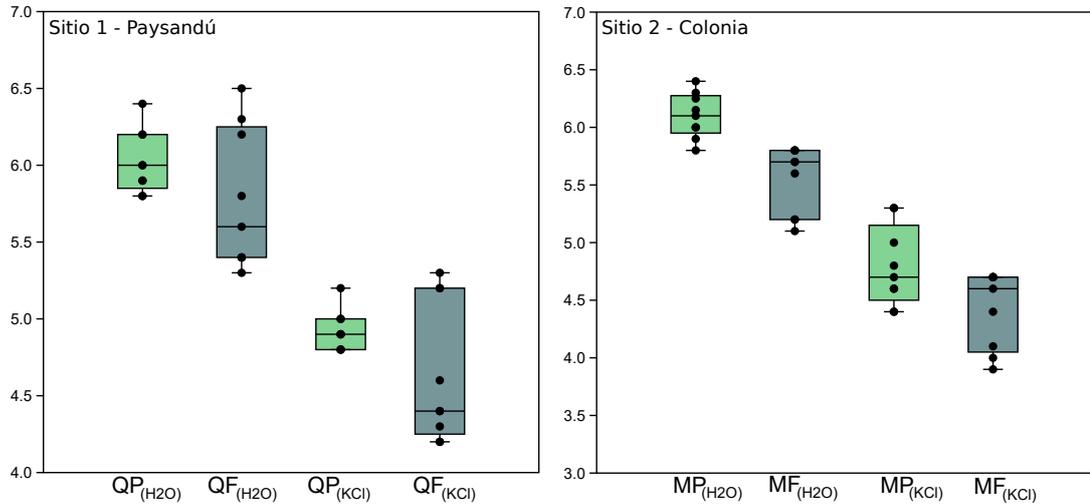
#### 4.1.1. pH del suelo

Los resultados de pH obtenidos para los primeros 15 cm del perfil de los suelos estudiados se pueden ver en la Tabla 4.1. Los datos de  $\text{pH}_{H_2O}$  para el Sitio 1 poseen una media de 6,02 en el pastizal y 5,77 en la forestación, mientras que los valores medios de  $\text{pH}_{KCl}$  son de 4,92 y 4,64 respectivamente. Si bien se observan valores más bajos para la forestación, estos no representan una diferencia estadísticamente significativa ( $p > 0,05$ , test de Welch). En el Sitio 2 se obtuvieron valores medios de  $\text{pH}_{H_2O}$  de 6,10 para el pastizal y 5,54 para la forestación, y de  $\text{pH}_{KCl}$  de 4,79 y 4,42 respectivamente. A diferencia del Sitio 1, estos valores sí presentan diferencias estadísticamente significativas ( $p < 0,05$ , test de Welch).

Los datos agrupados tienen dispersiones bajas, con coeficientes de variación de 6,2% en el Sitio 1 y 6,4% en el Sitio 2.

Sitio 1	pH H <sub>2</sub> O	pH KCl (1N)	Sitio 2	pH H <sub>2</sub> O	pH KCl (1N)
QP1A	6,2	4,8	MP1A	5,8	4,7
QP1B	5,9	4,8	MP1B	6,1	4,8
QP1C	6,2	5	MP1C	5,9	4,6
QP2A	6	5	MP2A	6,4	5,3
QP2B	5,9	4,9	MP2B	6,3	5,3
QP2C	5,8	4,8	MP2C	6,15	5
QP3A	6,4	5,2	MP3A	6	4,4
QP3B	5,8	4,9	MP3B	6,25	4,6
QP3C	6	4,9	MP3C	6	4,4
QF1A	5,3	4,2	MF1A	5,7	4,7
QF1B	5,4	4,4	MF1B	5,8	4,7
QF1C	5,4	4,2	MF1C	5,8	4,7
QF2A	6,5	5,3	MF2A	5,2	4
QF2B	6,3	5,2	MF2B	5,1	3,9
QF2C	6,2	5,2	MF2C	5,2	4,1
QF3A	5,8	4,4	MF3A	5,8	4,6
QF3B	5,4	4,3	MF3B	5,6	4,4
QF3C	5,6	4,6	MF3C	5,7	4,7

**Tabla 4.1:** Valores de pH para los sitios estudiados. La denominación QP significa pastizal y QF forestación, ambos del Sitio 1. De la misma manera, MP significa pastizal y MF significa forestación, para el Sitio 2. A, B y C corresponden a muestras del mismo *triplet*.

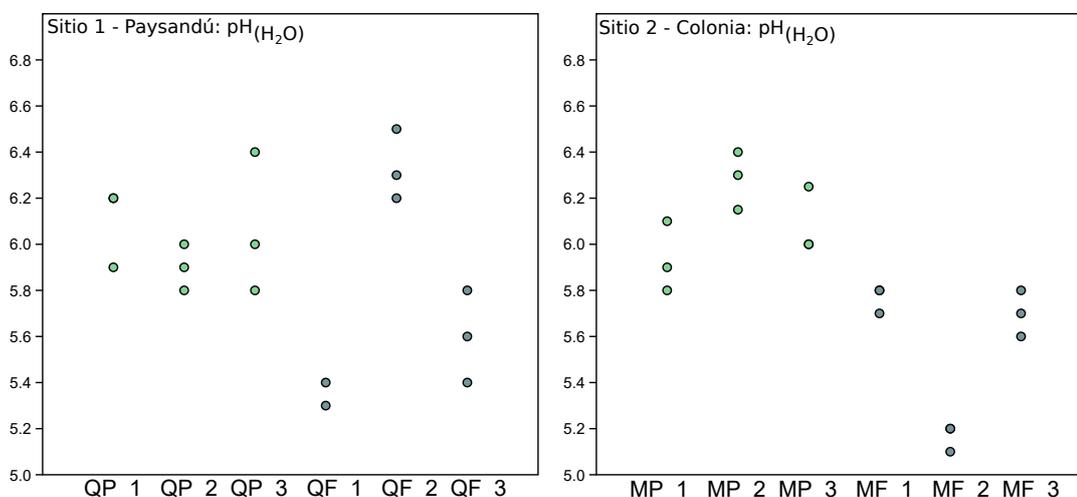


**Figura 4.1:** Gráfico de cajas para los valores de pH en  $H_2O$  y  $KCl$  1N. QP= Pastizal, QF= Forestación, Sitio 1. MP= Pastizal, MF= Forestación, Sitio 2. Cuartiles  $Q_1=25\%$ ,  $Q_3=75\%$ ,  $Q_2$ = mediana. Los bigotes se construyen con los valores máximos y mínimos.

A los efectos de visualizar gráficamente los datos de pH obtenidos se presentan los gráficos de cajas (*boxplot*) (figura 4.1). En el Sitio 1 los datos de pastizal y forestación son similares, dado el solapamiento de las cajas y bigotes (figura 4.1, izquierda). También es posible ver una mayor dispersión en los datos de forestación. Esta mayor dispersión podría deberse a efectos del manejo en surco/entresurco o del enraizamiento. En el Sitio 2 los datos no son similares, pues no se solapan los *boxplots*, confirmando las diferencias estadísticas entre los valores de pH para pastizal y forestación (figura 4.1, derecha).

Cuando los datos se expresan como gráficos de dispersión de puntos “*jitterplot*” se ve que en el Sitio 1 los valores de pH para las muestras de pastizal tienen una distribución bastante homogénea si se los compara con la situación bajo forestación, aunque un *triplet* sobresale en valores superiores (QF2: A, B y C). En los datos de la forestación se ve nuevamente una mayor dispersión (figura 4.2). Los valores de QF2 podrían estar interfiriendo en los test estadísticos y por ello las diferencias analizadas entre forestación y pastizal no son significativas al considerar la totalidad de los datos en este sitio.

En el Sitio 2 se puede observar que los valores de pH para el pastizal tienen una distribución homogénea mientras que bajo forestación hay una mayor dispersión (figura 4.2). Se confirman también las diferencias registradas entre pastizal y forestación, con valores de pH menores bajo eucalipto.



**Figura 4.2:** Gráficos de tipo *jitter-plot* para el  $pH_{H_2O}$  medido en cada sitio, comparando los valores en forestación y en pastizal. QP= Pastizal, QF= Forestación, Sitio 1. MP= Pastizal, MF= Forestación, Sitio 2.

#### 4.1.2. Cationes intercambiables

Los cationes intercambiables cuantificados fueron calcio, magnesio, sodio y potasio ( $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Na^+$  y  $K^+$ ). Los resultados obtenidos se presentan en la Tabla 4.2. En el caso del sodio, no todas las muestras presentaron este catión en concentraciones por encima del límite de detección de la técnica (0,1 meq/100g), por lo tanto hay vacíos de información para este catión.

En términos generales, los sitios estudiados presentan contenidos dispares de cationes intercambiables, siendo notoria la diferencia en los cationes calcio y magnesio. El rango de valores de calcio para el Sitio 1 se da entre los 13,0 y los 24,1 meq/100g mientras que en el Sitio 2 se da entre los 6,7 y 12,7 meq/100g. En el caso del magnesio sucede lo opuesto, siendo los contenidos más bajos en el Sitio 1. Allí los valores van desde los 1,1 a 1,7 meq/100g mientras que en el Sitio 2 van desde los 2,2 a 3,7 meq/100g de magnesio. Respecto al potasio, el Sitio 2 superaría, en promedio, al Sitio 1, aunque no parecen haber diferencias muy pronunciadas entre sitios. En el caso del sodio, al parecer el Sitio 2 contiene mayores concentraciones de este catión por haber sido detectado en todas las muestras estudiadas. Por lo expuesto anteriormente, lo más adecuado es trabajar con los datos discriminados por sitio. Se presentan en las figuras 4.3 y 4.4 los *boxplots* en donde se grafican los valores de calcio, magnesio, potasio y sodio obtenidos bajo forestación y bajo pastizal para cada sitio.

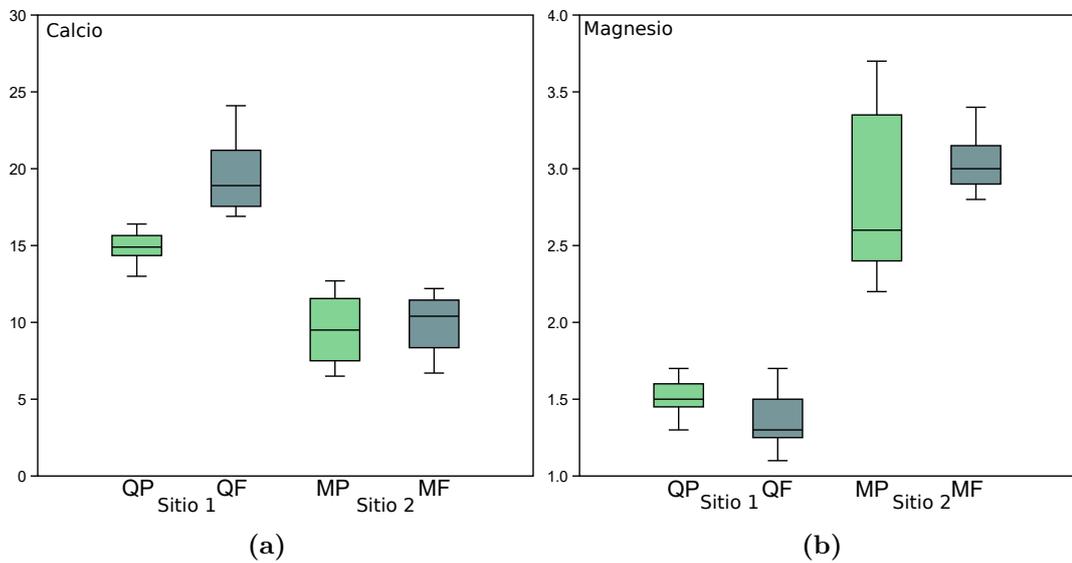
Sitio 1	Na	Mg	K	Ca	Sitio 2	Na	Mg	K	Ca
QP1A	<0,1	1,5	0,2	15,2	MP1A	0,2	2,6	0,2	9,2
QP1B	0,6	1,5	0,2	14,5	MP1B	0,2	2,5	0,3	9,8
QP1C	0,1	1,5	0,2	14,2	MP1C	0,3	2,4	0,3	9,5
QP2A	<0,1	1,3	0,2	13	MP2A	0,5	3,7	0,3	12,5
QP2B	0,1	1,6	0,2	15,8	MP2B	0,3	3,6	0,3	12,7
QP2C	0,1	1,6	0,3	14,5	MP2C	0,3	3,1	0,3	10,6
QP3A	<0,1	1,5	0,6	15,5	MP3A	0,9	2,4	0,3	6,8
QP3B	<0,1	1,7	0,6	16,4	MP3B	1,2	2,8	0,4	8,2
QP3C	<0,1	1,4	0,2	14,9	MP3C	0,9	2,2	0,3	6,5
QF1A	<0,1	1,1	0,2	16,9	MF1A	0,2	3,2	0,3	11,2
QF1B	<0,1	1,3	0,2	17,6	MF1B	0,2	3,1	0,3	10,4
QF1C	<0,1	1,3	0,3	17,5	MF1C	0,2	3,4	0,3	10,5
QF2A	0,1	1,7	0,2	24,1	MF2A	0,3	2,8	0,2	8
QF2B	0,1	1,6	0,2	21,5	MF2B	0,2	2,9	0,4	6,7
QF2C	0,1	1,4	0,2	20,9	MF2C	0,2	3	0,3	8,7
QF3A	0,1	1,4	0,3	20,7	MF3A	0,2	2,9	0,3	11,7
QF3B	0,1	1,3	0,2	18,9	MF3B	0,2	3	0,3	9,5
QF3C	<0,1	1,2	0,2	18,6	MF3C	0,2	2,9	0,4	12,2
<b>Unidad Bacacúa</b>	0,2 (A1 y A3)	1,7 (A1) 1,8 (A3)	0,6 (A1) 0,3 (A3)	4,3 (A1) 8,2 (A3)	<b>Unidad San Gabriel-Guaycurú</b>	0,4	4,1	0,4	9,5

**Tabla 4.2:** Resultados de cationes intercambiables ( $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ) expresados en meq/100g de suelo. La denominación QP significa pastizal y QF forestación, ambos del Sitio 1. De la misma manera, MP significa pastizal y MF significa forestación, para el Sitio 2. A, B y C corresponden a muestras del mismo *triplet*. Los valores agregados de las Unidades de Suelos fueron tomados de los apéndices de la Carta de Suelos del Uruguay (Altamirano *et al.* 1976).

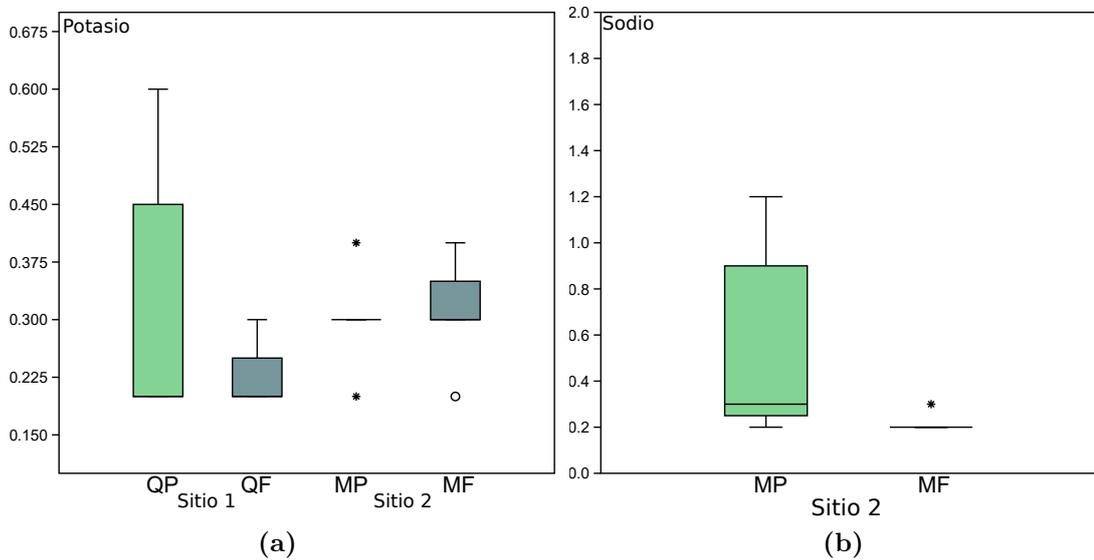
En el caso del calcio, para el Sitio 1 en el *boxplot* se puede ver que los datos entre pastizal y forestación no se solapan, con una mayor dispersión en los datos bajo forestación (figura 4.3). La media de los valores de calcio es de 14,9 meq/100g en el pastizal y 19,6 meq/100g en la forestación (Tabla 4.2). En este caso, las diferencias entre forestación y pastizal son estadísticamente significativas, situándose el calcio intercambiable en mayores contenidos en el sitio forestado que en el pastizal ( $p < 0,05$ , test de Welch). Si se comparan estos valores con los que se obtuvieron en el perfil representativo de la Unidad Bacacué, el horizonte  $A_1$  registra un valor de 4,3 meq/100g y el horizonte  $A_3$  registra un valor de 8,2 meq/100g. Los valores presentan diferencias con los obtenidos en este trabajo, los suelos muestreados aquí contienen mayores contenidos de calcio intercambiable que los representativos de la Unidad Bacacué. Para el Sitio 2 los valores medios son 9,5 meq/100g bajo pastizal y 9,9 meq/100g bajo forestación, valores que no presentan diferencias significativas ( $p > 0,05$ , test estadístico  $t$ ) (figura 4.3). Si se comparan estos valores con los obtenidos en el perfil representativo de la Unidad San Gabriel-Guaycurú; 9,5 meq/100g, los resultados son comparables.

En el caso del magnesio, los valores medios resultan en 1,51 meq/100g para el suelo bajo pastizal y 1,37 meq/100g para el suelo bajo forestación en el Sitio 1. Estas diferencias no son estadísticamente significativas ( $p > 0,05$ , test estadístico  $t$ ). Los suelos de la Unidad Bacacué registran contenidos de magnesio de 1,7 y 1,8 meq/100g para los horizontes  $A_1$  y  $A_3$  respectivamente. En promedio, los valores son un poco superiores a los registrados en este trabajo. Para el Sitio 2 los valores medios de magnesio se sitúan en 2,81 meq/100g para el pastizal y 3,02 meq/100g para la forestación. Las diferencias encontradas entre los valores de magnesio para el Sitio 2 tampoco son estadísticamente significativas ( $p > 0,05$ , test de Welch). Los suelos de la Unidad San Gabriel-Guaycurú presentan contenidos de magnesio de 4,1 meq/100g, valores superiores a los registrados en este trabajo.

El potasio mostró una gran dispersión en el Sitio 1, con un coeficiente de variación de 49,3% y poca homogeneidad en los datos. Los valores promedio para el pastizal se situaron en 0,3 meq/100g mientras que en la forestación corresponden a 0,2 meq/100g. La media de estos valores no es representativa del conjunto de datos. Si se comparan los diferentes valores obtenidos con los de la Unidad Bacacué; 0,6 en el horizonte  $A_1$  y 0,3 en el horizonte  $A_3$ , los valores son comparativamente similares. En el Sitio 2 la dispersión es menor,



**Figura 4.3:** Diagrama de cajas (*boxplot*) para los cationes divalentes calcio (a) y magnesio (b), discriminado por sitios estudiados y por usos de suelo. Referencias: QP= Pastizal, QF= Forestación; Sitio 1. MP = Pastizal, MF= Forestación; Sitio 2. Cuartiles  $Q_1= 25\%$ ,  $Q_3=75\%$ ,  $Q_2=$  mediana. Los bigotes se construyen con los valores máximos y mínimos.  $N=9$ .



**Figura 4.4:** Diagrama de cajas (*boxplot*) para los cationes monovalentes potasio (a) y sodio (b), discriminado por sitios estudiados y por usos de suelo. Referencias: QP= Pastizal, QF= Forestación; Sitio 1. MP = Pastizal, MF= Forestación; Sitio 2. Cuartiles  $Q_1= 25\%$ ,  $Q_3=75\%$ ,  $Q_2=$  mediana. Los bigotes se construyen con los valores máximos y mínimos.  $N=9$ .

de 17,6% y aparecen datos atípicos en el pastizal (0,4 y 0,2 meq/100g). Los valores promedio para el pastizal son de 0,3 meq/100g, para la forestación 0,2 meq/100g. Al igual que para el Sitio 1, la media de estos valores no es representativa del conjunto de datos. Si se comparan los diferentes valores obtenidos con los de la Unidad San Gabriel-Guaycurú; 0,4 meq/100g, los valores son comparativamente similares. A través de pruebas de estadística no paramétrica (Mann-Whitney) no se observan diferencias significativas en los contenidos de potasio intercambiable entre las muestras de pastizal y forestación para cada sitio.

En el caso del sodio, esta variable no superó el límite de detección de la técnica en 9 casos del Sitio 1, habiendo solo 4 datos bajo pastizal y 5 bajo forestación. En este sitio existen limitaciones en el análisis estadístico. Para el Sitio 2 se presenta en la figura 4.4 el *boxplot* de pastizal y forestación. Allí puede observarse que hay una gran dispersión en los datos del suelo bajo pastizal, con asimetría y comportamiento alejado de la normalidad. Precisamente por esto hay que tener precaución al hacer afirmaciones utilizando la media de los valores pues no sería representativa. En la forestación aparece además un dato atípico, ubicado en 0,3 meq/100g. La media de sodio en cada uso es de 0,53 meq/100g para el pastizal y 0,21 meq/100g para la forestación. De las pruebas de normalidad para el Sitio 2 resultan datos sin distribución normal y sin homogeneidad de varianza, por lo tanto se realizó la prueba no-paramétrica de Mann-Whitney, la cual arrojó que las diferencias entre las muestras son estadísticamente significativas, es decir, los valores de sodio para los suelos bajo pastizal son mayores que en la forestación. Los suelos de la Unidad San Gabriel-Guaycurú muestran valores de sodio de 0,4 meq/100g.

## 4.2. Textura del suelo

Se reportaron los porcentajes de las fracciones granulométricas arena, limo y arcilla para los suelos estudiados. Los mismos se exponen en la Tabla 4.3.

Los valores obtenidos para el Sitio 1 se agrupan dentro de la textura franco arenosa. Tanto los suelos bajo pastizal como de forestación no mostraron diferencias significativas. De acuerdo a los datos existentes en la literatura para estos suelos, las texturas coinciden con las descritas en Altamirano *et al.* (1976) y CONEAT (1979).

En el Sitio 2 los datos están dentro del rango de textura franco a franco

Sitio 1	Arena	Limo	Arcilla	Textura	Sitio 2	Arena	Limo	Arcilla	Textura
QP1A	58,8	27,4	13,8	FrAr	MP1A	27,3	48,3	24,4	Fr
QP1B	61,2	27,5	11,3	FrAr	MP1B	26,5	49,1	24,4	Fr
QP1C	62,5	26,3	11,3	FrAr	MP1C	29,4	51,2	19,4	FrL
QP2A	60	27,5	12,5	FrAr	MP2A	29,8	53,3	16,9	FrL
QP2B	65,8	24,2	10	FrAr	MP2B	30,2	44,2	25,6	Fr
QP2C	68,3	20,4	11,3	FrAr	MP2C	27,3	47,1	25,6	Fr
QP3A	60,8	24,2	15	FrAr	MP3A	30,6	47,5	21,9	Fr
QP3B	60	25	15	FrAr	MP3B	30,6	47,5	21,9	Fr
QP3C	62,5	27,5	10	FrAr	MP3C	35,6	43,8	20,6	Fr
QF1A	60,5	27,5	12	FrAr	MF1A	26,9	51,2	21,9	FrL
QF1B	63,3	26,3	10,4	FrAr	MF1B	32,3	53,3	14,4	FrL
QF1C	60	27,5	12,5	FrAr	MF1C	31,5	51,7	16,8	FrL
QF2A	64,2	20,8	15	FrAr	MF2A	25,6	52,5	21,9	FrL
QF2B	60,8	24,9	14,3	FrAr	MF2B	33,1	50	16,9	FrL
QF2C	56,8	26,8	16,4	FrAr	MF2C	27,6	53	19,4	FrL
QF3A	68,5	21	10,5	FrAr	MF3A	26,9	52,5	20,6	FrL
QF3B	60	27,5	12,5	FrAr	MF3B	18,1	58,8	23,1	FrL
QF3C	62,5	27,5	10	FrAr	MF3C	27,4	57	15,6	FrL

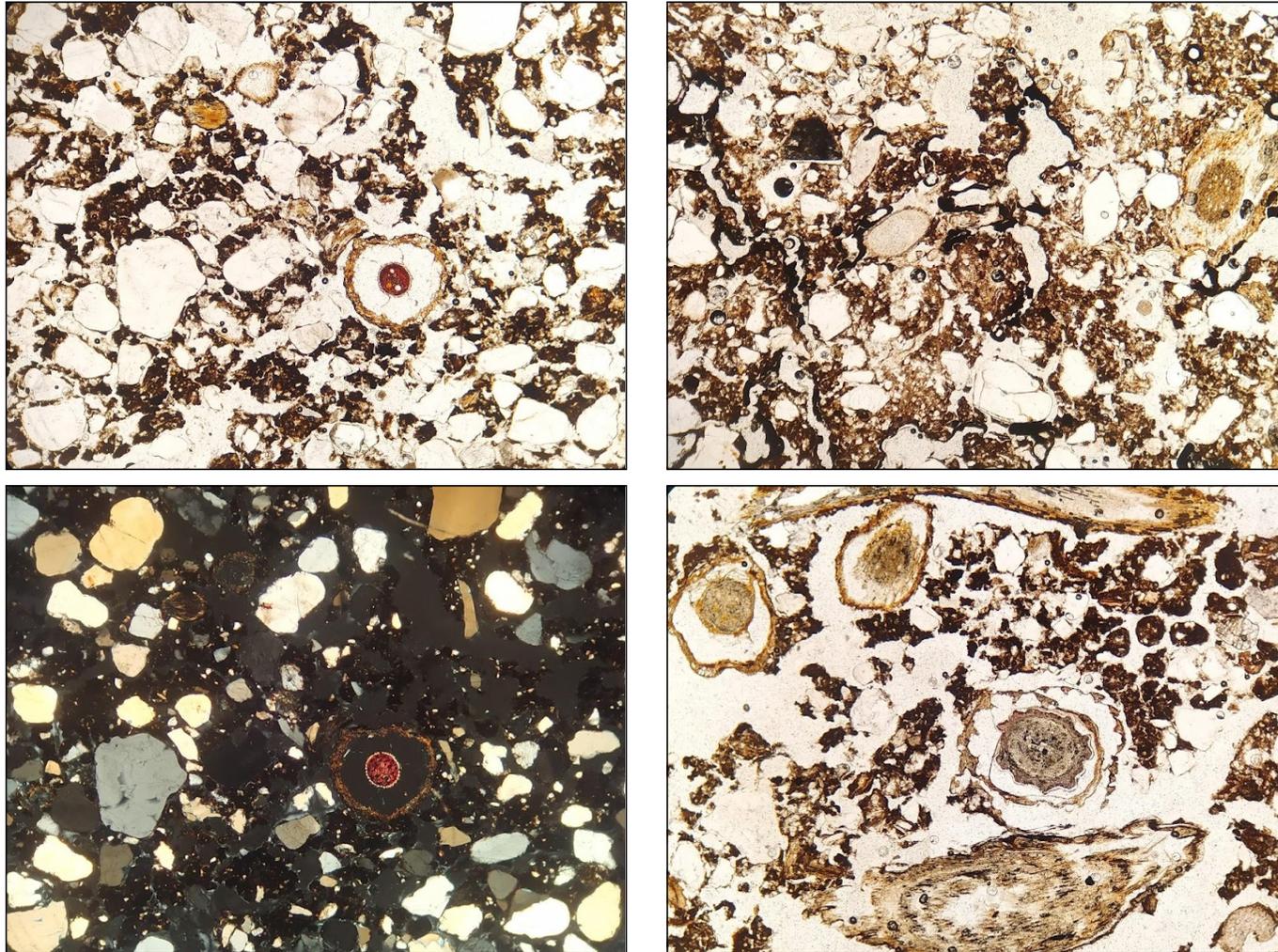
**Tabla 4.3:** Resultados de textura en porcentajes de arena, limo y arcilla para los sitios estudiados. FrAr: Franco-Arenosa, FrL: Franco-Limosa, Fr: Franca. La denominación QP significa pastizal y QF forestación, ambos del Sitio 1. De la misma manera, MP significa pastizal y MF significa forestación, para el Sitio 2. A B y C corresponden a muestras del mismo *triplet*.

limosa. Aquí, si bien los porcentajes de arena son similares, no se comportan así en los porcentajes de arcilla, siendo mayores en el pastizal. Las texturas reportadas coinciden con las descritas en Altamirano *et al.* (1976) y CONEAT (1979).

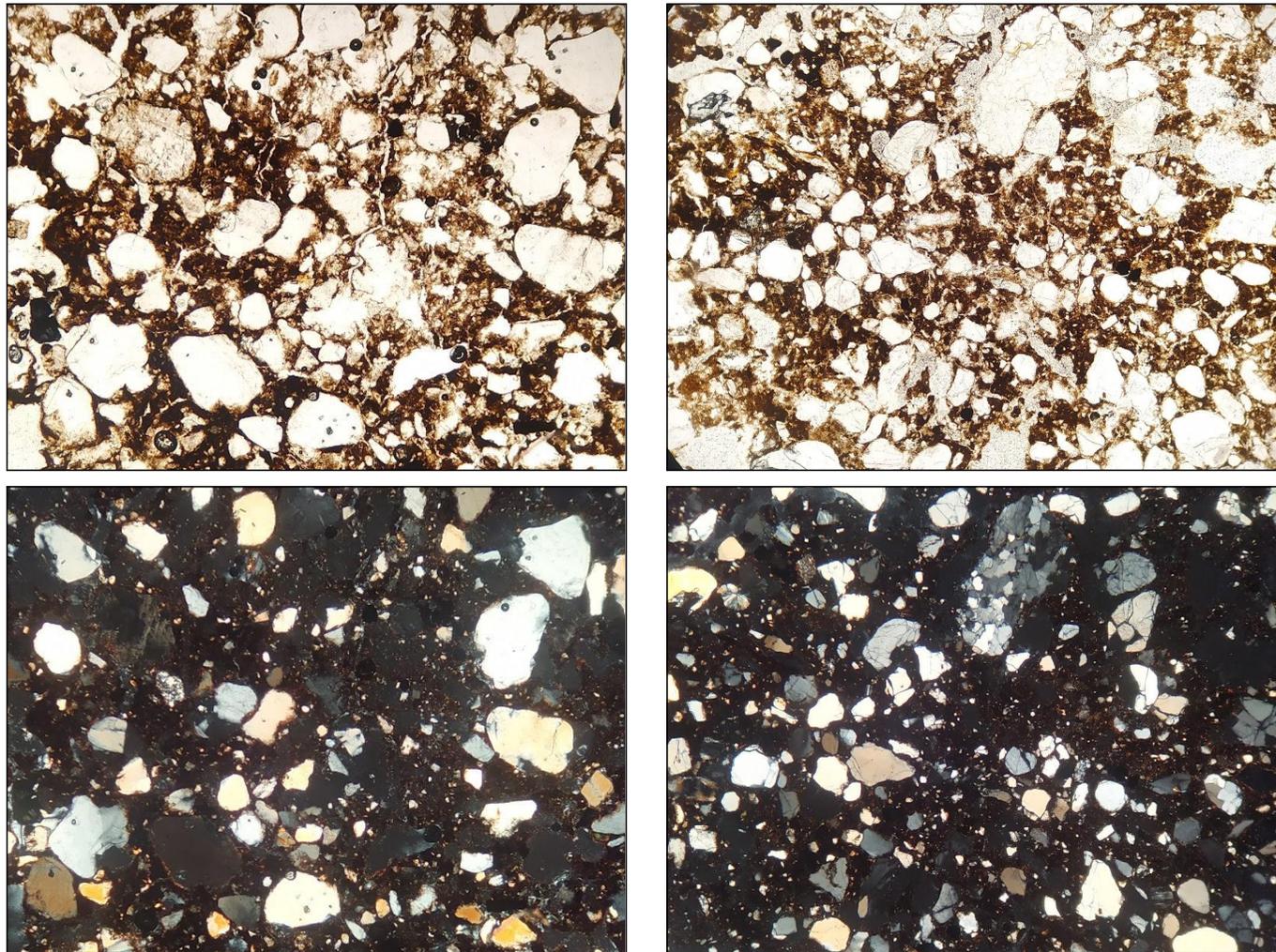
### 4.3. Fracción mineral del suelo: análisis petrográfico

El estudio de los suelos al microscopio se realizó a modo de complementar las observaciones realizadas a campo y a su vez para identificar los minerales presentes en las muestras estudiadas. Además, como una aproximación a la micromorfología de suelos.

La observación al microscopio de los suelos del Sitio 1 permitió reconocer granos de cuarzo monocristalino, calcedonia y cuarzo microcristalino. También se reconocieron feldespatos alcalinos (var. microclina) y plagioclasa. Subordinadamente, y en muy pequeñas proporciones se reconocieron granos de clorita y epidoto. La microestructura del suelo es de microagregados intergranulares, esto es, hay presencia de microagregados de material fino entre los granos de cuarzo y feldespatos. Este material fino es predominantemente de color pardo oscuro y comportamiento isótropo en nícoles cruzados (micromasa indiferenciada), atribuible a materia orgánica. Se pueden reconocer raíces y restos vegetales, los que presentan colores pardos-anaranjados y morfologías particulares atribuibles a gramíneas (xilema, floema, restos de córtex). Como rasgo pedológico principal (Stoops *et al.* 2010) se observan revestimientos de materia orgánica y se reconocen estructuras similares a nódulos de materia orgánica y/o de Fe-Mn (figuras 4.5, 4.6). También se ven, alrededor de los poros, acumulación de materiales de color oscuro, probablemente Fe y Mn. La principal diferencia observable entre los suelos situados bajo pastizal de aquellos situados bajo forestación es la presencia de raíces y restos vegetales. Estos componentes están ausentes en las muestras de forestación. Otra diferencia es que en las muestras bajo forestación se observa una menor porosidad en comparación con las de pastizal.

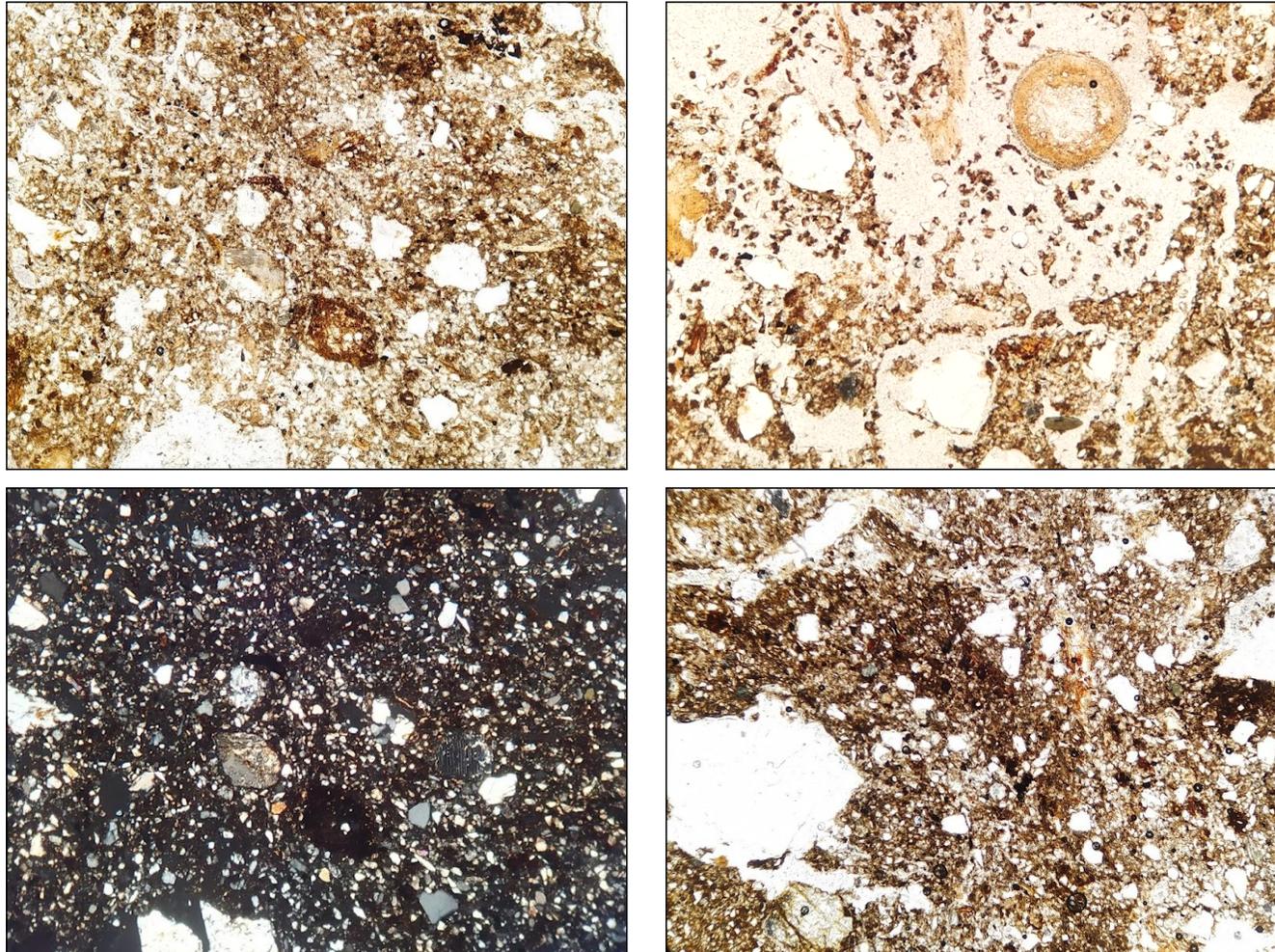


**Figura 4.5:** Fotomicrografías de láminas delgadas realizadas en muestras de suelo situadas bajo pastizal del Sitio 1. En la columna de la izquierda las figuras son tomadas en luz polarizada plana y en nícoles cruzados. Se reconocen allí restos vegetales (raíces, hojas, tallos), estructuras similares a nódulos de materia orgánica, cristales de cuarzo de tamaño arena, y una matriz de color pardo oscuro atribuible a materia orgánica. En la columna de la derecha las figuras son tomadas en luz polarizada plana. Se reconocen, además de granos de cuarzo, revestimientos de materia orgánica u óxidos de Fe-Mn en una micromasa de color pardo (materia orgánica) y abundantes restos vegetales. El ancho del campo mide 3 mm.

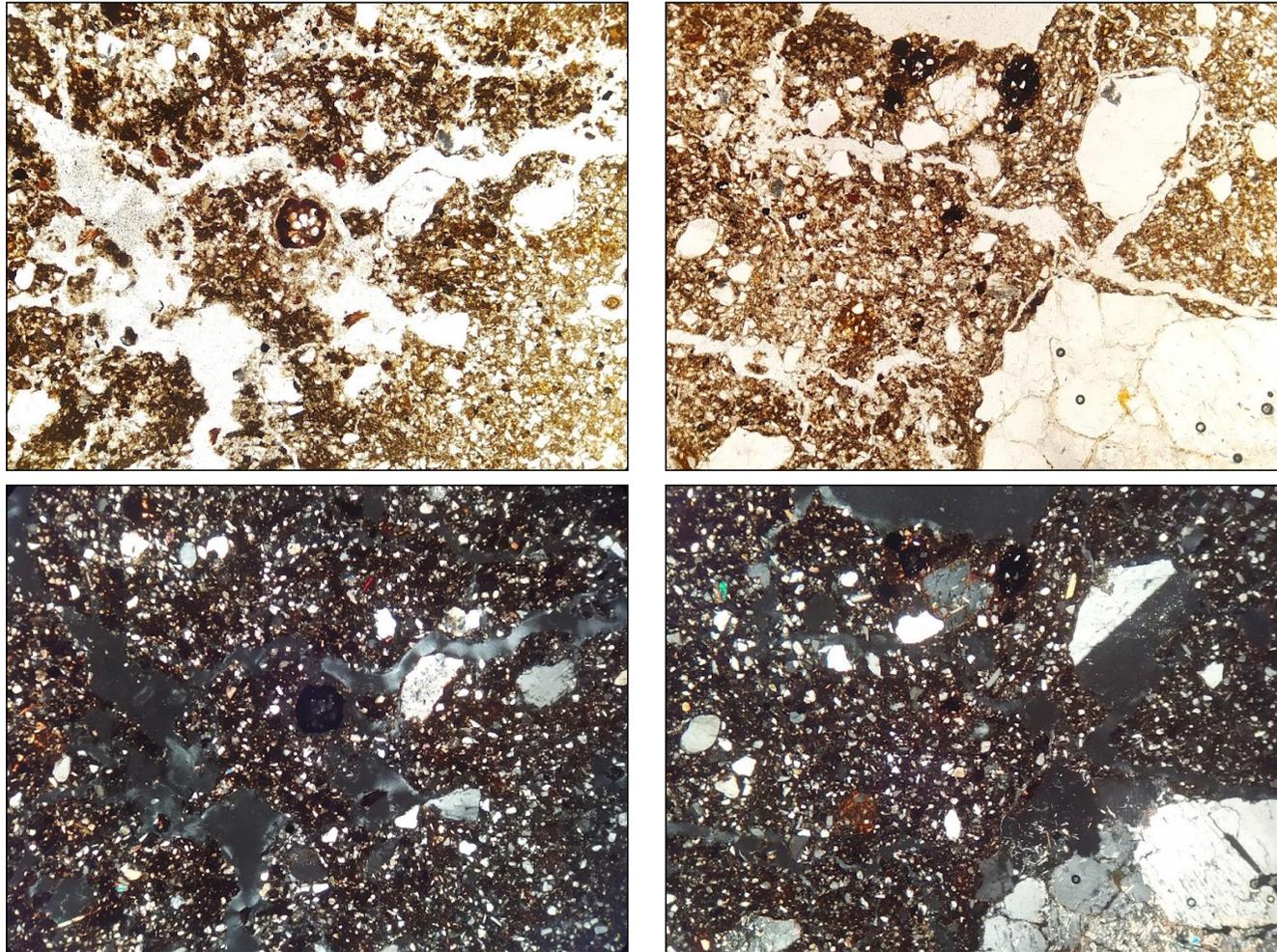


**Figura 4.6:** Fotomicrografías de láminas delgadas realizadas en muestras de suelo situadas bajo forestación del Sitio 1. Arriba se pueden ver las imágenes tomadas en luz polarizada plana, mientras que abajo son las mismas imágenes tomadas con nícoles cruzados. Se reconocen granos de cuarzo rodeados de una micromasa de materia orgánica y arcilla. Se observan concreciones posiblemente de Fe-Mn y/o materia orgánica. *Abajo.* Se pueden reconocer algunos granos de cuarzo microcristalino así como el carácter isótropo de la micromasa de materia orgánica y arcilla. El ancho del campo mide 3 mm.

La observación al microscopio de los suelos del Sitio 2 permitió reconocer granos provenientes de rocas graníticas en una matriz más fina, limo-arcillosa. Fue posible reconocer dos poblaciones de grano en base a su tamaño. Una de ellas se compone de granos de cuarzo, plagioclasa y feldespato alcalino de tamaños de aproximadamente 1 a 2 mm. El cuarzo se presenta deformado con extinción ondulante y subgranos, con cuarzo microcristalino. Los feldespatos (alcalinos y plagioclasas) se encuentran alterados a sericita y epidoto. Se reconocen cristales de anfíbol alterado a clorita en tamaños menores a 0,3 mm. La población de granos más fina está representada también por granos de cuarzo, plagioclasa y feldespato alcalino en tamaños de 0,1 mm y menores. Existe además una masa de agregados de tamaño fino ocupando los espacios intersticiales entre los granos. Este material fino es de color pardo y comportamiento isótropo en nícoles cruzados, atribuible a materia orgánica, aunque se logran visualizar también pequeños destellos luminosos, que pueden ser moteados de arcilla. Como rasgo pedológico principal se reconocen nódulos de color negro que pueden ser de compuestos de Fe-Mn o materia orgánica, y acumulación alrededor de los poros de materiales con estas mismas características. Se reconocen también restos vegetales y raíces. Dentro de las diferencias encontradas entre pastizal y forestación está la presencia de restos vegetales en las muestras de pastizal. También se ven acumulaciones diferenciales de materia orgánica u óxidos de Fe y Mn en poros o en secciones circulares.



**Figura 4.7:** Fotomicrografías de láminas delgadas realizadas en muestras de suelo situadas bajo pastizal del Sitio 2. En la columna de la izquierda las figuras son tomadas en luz polarizada plana y en nícoles cruzados (abajo). Se observan granos de cuarzo y feldespato (+plagioclasa), así como restos vegetales y nódulos de Fe-Mn o materia orgánica. Es posible reconocer una población de granos de tamaño grava y otra de granos más finos, tamaño limo y arcilla. El ancho del campo mide 3 mm.



**Figura 4.8:** Fotomicrografías de láminas delgadas realizadas en muestras de suelo situadas bajo forestación del Sitio 2. Arriba se pueden ver las imágenes tomadas en luz polarizada plana, mientras que abajo son las mismas imágenes tomadas con nícoles cruzados. Al igual que en el suelo bajo pastizal se observan granos de cuarzo y feldespato (+plagioclasa), así como restos vegetales y nódulos de Fe-Mn o materia orgánica. Es posible reconocer una población de granos de tamaño grava y otra de granos más finos, tamaño limo y arcilla. El ancho del campo mide 3 mm.

Del estudio al microscopio petrográfico se destaca que los suelos estudiados son claramente diferentes. Esto es notorio tanto en las texturas observadas como en la mineralogía presente. El Sitio 1 presenta mayoritariamente cuarzo componiendo el tamaño arena, mientras que el Sitio 2 tiene una composición más cuarzo-feldespática y micácea, además de tener más de una población de granos (arena y limo). Esta variabilidad en los tamaños de grano observados guardan una correlación con la textura de este suelo, el cual arrojó texturas franco limosas. Si bien al analizar las secciones petrográficas no se observan grandes contrastes entre los usos del suelo, fue posible con ellas reconocer minerales primarios (p.ej. cuarzo, feldespatos) y secundarios (p.ej. clorita, sericita) que pueden encontrarse también en la fracción arcilla. Los minerales arcillosos, así como otros minerales presentes en la fracción arcilla son el tema a abordar en la siguiente sección.

## 4.4. Minerales arcillosos: estudio por difracción de rayos X

Se presentan los difractogramas realizados para la fracción menor a 2 micras de las muestras analizadas, comenzando por el Sitio 1 y luego pasando al Sitio 2.

### 4.4.1. Sitio 1

#### Fases minerales identificadas

En los difractogramas realizados se pueden identificar reflexiones en las regiones de 14 a 15,5 Å (pico ancho en  $2\theta \approx 5$  a  $7^\circ$ ); otras en los 10, 5 y 3,3 Å ( $2\theta \approx 8,7^\circ$ ;  $17,7^\circ$ ;  $26,5^\circ$ ); otros en los 7 y 3,5 Å ( $2\theta \approx 12$  y  $25^\circ$ ); y finalmente una a los 3,35 Å ( $2\theta \approx 26,5^\circ$ ). Estas reflexiones se asocian a esmectitas, illita, caolinita y cuarzo respectivamente (Tabla 4.4, figuras 4.9, 4.10, 4.11, 4.12). Algunas muestras de pastizal y de forestación muestran reflexiones intensas y agudas a los 7,58, 4,25 y 3,06 Å ( $2\theta \approx 11,6$ ;  $20,8$  y  $29,2^\circ$ ) correspondientes a yeso (muestras QP2A, QF2A, QF3B, figuras 3.23 y 3.25). Dado que esta fase no fue registrada en todas las muestras, se trabajó con las que, ocasionalmente, no presentaban esta fase. Otras fases minerales reconocidas en todas las muestras fueron los óxidos y óxihidróxidos de hierro goethita y hematita, dadas sus

reflexiones ubicadas en los 2,7 y 3,6 Å. Al igual que las arcillas, estos minerales presentan una baja cristalinidad, pero se encontrarían en menores proporciones en las muestras.

El glicolado de las muestras permitió ver el corrimiento del pico de las esmectitas, que se desplazó desde los 14,7 Å hasta los 17 Å (de  $2\theta \approx 6^\circ$  a  $5^\circ$ ), mientras que los demás picos se mantuvieron sin desplazamientos. Respecto a los cationes intercapa en las esmectitas, dado que su pico de máxima intensidad se ubica cercano a los 15 Å esto puede establecer la presencia de calcio y/o magnesio (Hillier, 2009; Raigemborn, 2008). La illita se encuentra como fase discreta, así como en interestratificados illita/esmectita (*i/s*). Los interestratificados *i/s* se reconocen por un abultamiento en la señal en espaciados menores a 10 Å (a la derecha del pico 001 de illita) cuando se efectúa el glicolado (Raigemborn, 2008), así como por la asimetría en el pico de 10 Å (hacia mayores o menores espaciados) en las muestras naturales (*e.g.* Barré *et al.* 2007a). Una particularidad que se vio para todas las muestras del sitio con el glicolado es que en la región entre  $2\theta \approx 20^\circ$  a  $30^\circ$  del difractograma aumenta el nivel de base, como si este tratamiento hubiese afectado alguna fase mineral presente, aumentando el carácter amorfo de las muestras. Podría tratarse de compuestos de sílice amorfa o materiales de baja cristalinidad (alofanos, imogolitas). Si bien compuestos como el ópalo no fueron descritos en las láminas delgadas, no se descarta su presencia. Este aumento asociado a una banda amorfa puede ser inducido por el portamuestras. Dado que el portamuestras es de vidrio, este puede contribuir con la señal asociada a compuestos de sílice amorfa, como se mostró en la figura 3.22.

Con la calcinación de las muestras a  $375^\circ\text{C}$  se reconoció un pico ancho ubicado a 12,3 Å el cual solo se pudo atribuir a vermiculita dioctaédrica (Ferrell *et al.* 2013; Forsman, 2005; Poppe *et al.* 2001). En esta situación se pierde la reflexión de primer orden de las esmectitas, indicando su colapso.

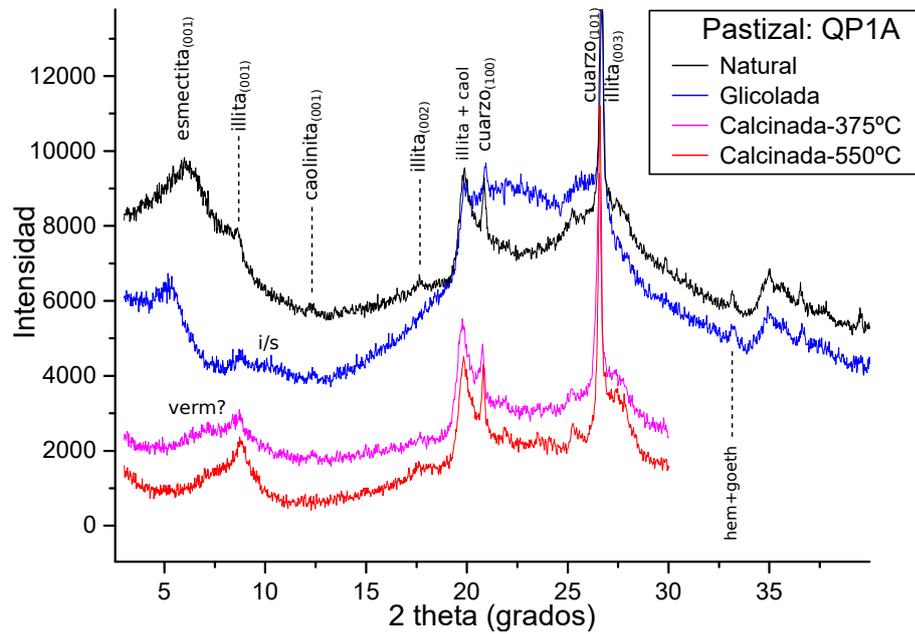
Al calcinar a  $550^\circ\text{C}$  se ve la desnaturalización de la caolinita, desapareciendo su reflejo de los 7 Å, así como el colapso de esmectitas y vermiculita a 10 Å, quedando solo las reflexiones correspondientes a illita y cuarzo (a 10 y 3,35 Å). Al respecto de la presencia de clorita, la posible existencia de esta fase se vería enmascarada por las reflexiones de las esmectitas y de la caolinita, dado que sus picos de primer y segundo orden se ubican en los 14 y 7 Å. Si bien en la literatura se expresa que la misma suele mantenerse incambiada ante los tratamientos de calcinación y glicolado (Poppe *et al.* 2001), para algunos auto-

Naturales		Glicoladas		Calcinadas 375 °C		Calcinadas 550 °C		Mineral
2 $\theta$	d (Å)	2 $\theta$	d (Å)	2 $\theta$	d (Å)	2 $\theta$	d (Å)	
5-7	14-15,5	5	17	Colapso a 10 Å		Colapso a 10 Å		Esmectita
8,7/17,7/26,5	10/5/3,3	Sin efectos		Más intenso		Más intenso en 10 Å		Illita
≈8,7	≈10	Más ancho y asimétrico		Más intenso en 10 Å		Más intenso en 10 Å		Interestratificados i/s
12/25	7/3,5	Sin efectos		Sin efectos		Desnaturalizada		Caolinita, Clorita ferrosa
6,3	14,3	Sin efectos		7,2	12,3	Colapso a 10 Å		Vermiculita
26,5	3,35	Sin efectos		Sin efectos		Sin efectos		Cuarzo

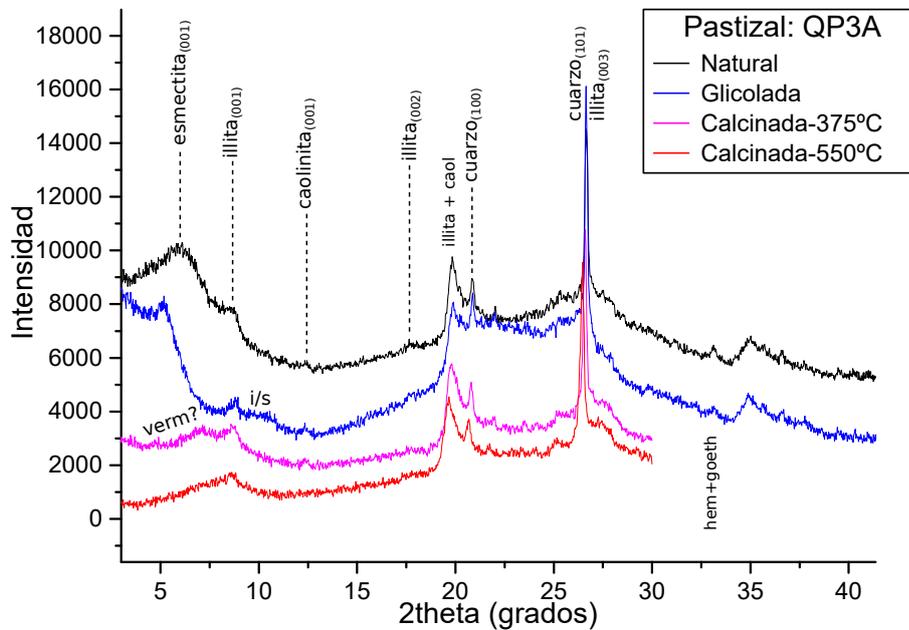
**Tabla 4.4:** Principales minerales identificados en las muestras del Sitio 1. Los picos/reflexiones se expresan en Å y en  $2\theta$ .

res la clorita ferrosa puede tener un comportamiento similar al de la caolinita ante la calcinación y desnaturalizarse, por lo cual no se descarta totalmente la presencia de este mineral en la fracción arcilla (Torrence, 1954). Es de destacar que este mineral también se reconoció, en muy bajas proporciones, en las láminas delgadas (fracciones más gruesas).

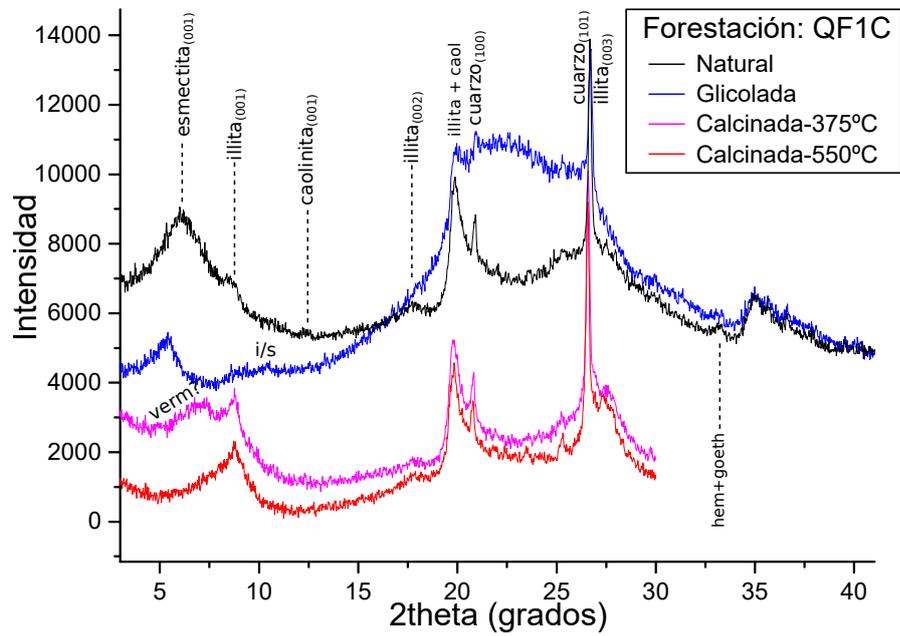
Las fases minerales identificadas se resumen en la Tabla 4.4. En las siguientes imágenes se muestran los difractogramas para cada muestra con sus tratamientos y las fases minerales identificadas (figuras 4.9, 4.10, 4.11, 4.12).



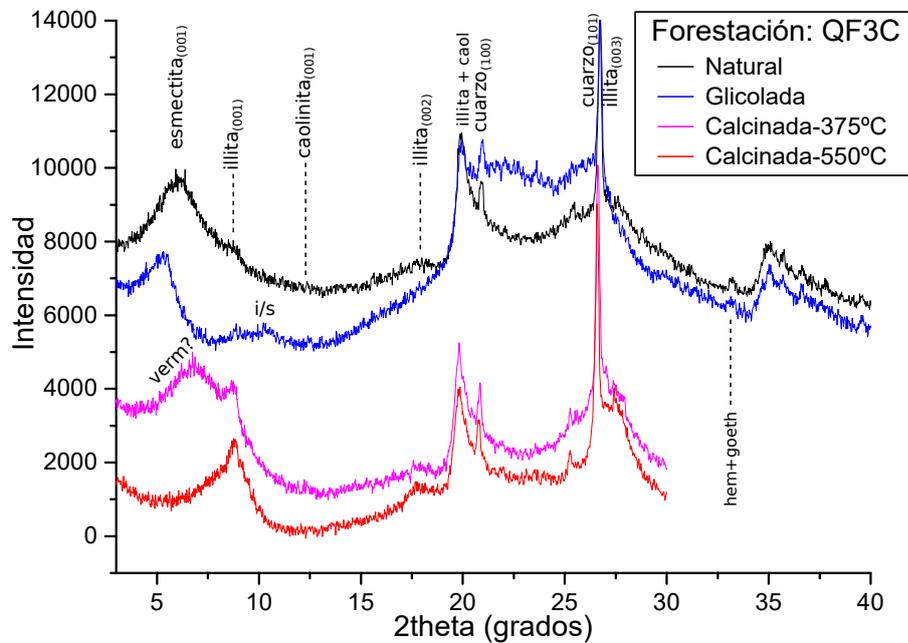
**Figura 4.9:** Difractogramas para muestra de suelo QP1 bajo pastizal del Sitio 1, con todos los tratamientos realizados. Referencias: i/s: illita/esmectita; hem+goeth: hematita + goethita; verm: vermiculita; caol: caolinita.



**Figura 4.10:** Difractogramas para muestra de suelo QP3 bajo pastizal del Sitio 1, con todos los tratamientos realizados. Referencias: i/s: illita/esmectita; hem+goeth: hematita + goethita; verm: vermiculita; caol: caolinita.



**Figura 4.11:** Difractogramas para una muestra de suelo QF1 bajo forestación del Sitio 1, con todos los tratamientos realizados. Referencias: i/s: illita/esmectita; hem+goeth: hematita + goethita; verm: vermiculita; caol: caolinita.



**Figura 4.12:** Difractogramas para muestra de suelo QF3 bajo forestación del Sitio 1, con todos los tratamientos realizados. Referencias: i/s: illita/esmectita; hem+goeth: hematita + goethita; verm: vermiculita; caol: caolinita.

## **Incidencia del uso del suelo en los minerales arcillosos**

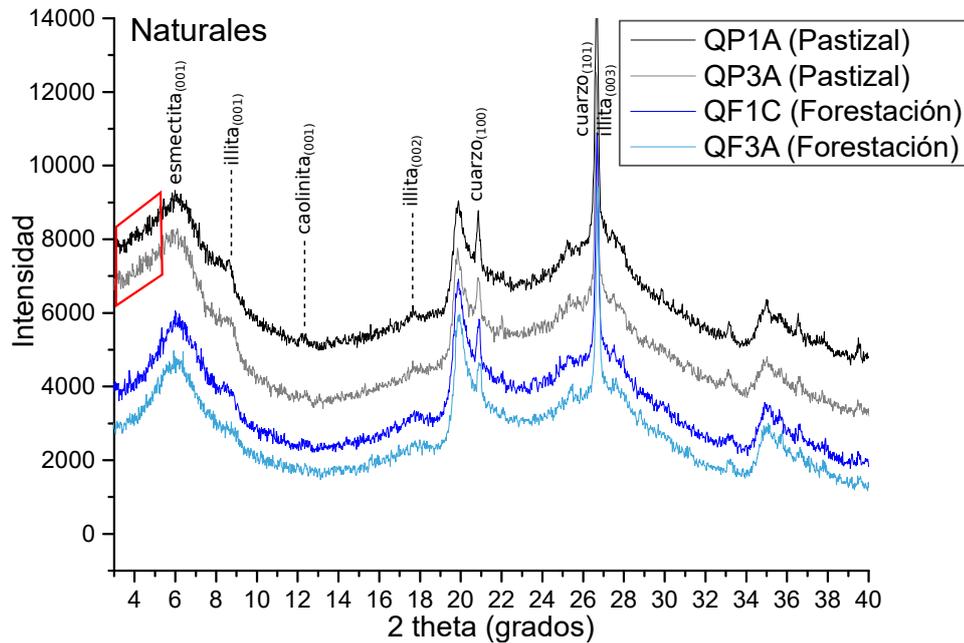
Respecto a las diferencias entre las muestras situadas bajo pastizal de aquellas bajo forestación, se graficaron en conjunto los dos pares de muestras – pastizal *vs.* forestación– en condiciones naturales, glicoladas, calcinadas a 375 °C y calcinadas a 550 °C (figuras 4.13, 4.14, 4.15 y 4.16).

En las muestras al natural no se observan mayores diferencias, solamente se puede ver que los picos de las esmectitas en la forestación se encuentran mejor definidos, en tanto en el pastizal presentan cierta asimetría o cola hacia las regiones de ángulos más bajos (figura 4.13). Esto podría indicar otras fases minerales interestratificadas para el caso del pastizal. Podría tratarse de interestratificados clorita-esmectita (Poppe *et al.* 2001), aunque no se ven picos claros.

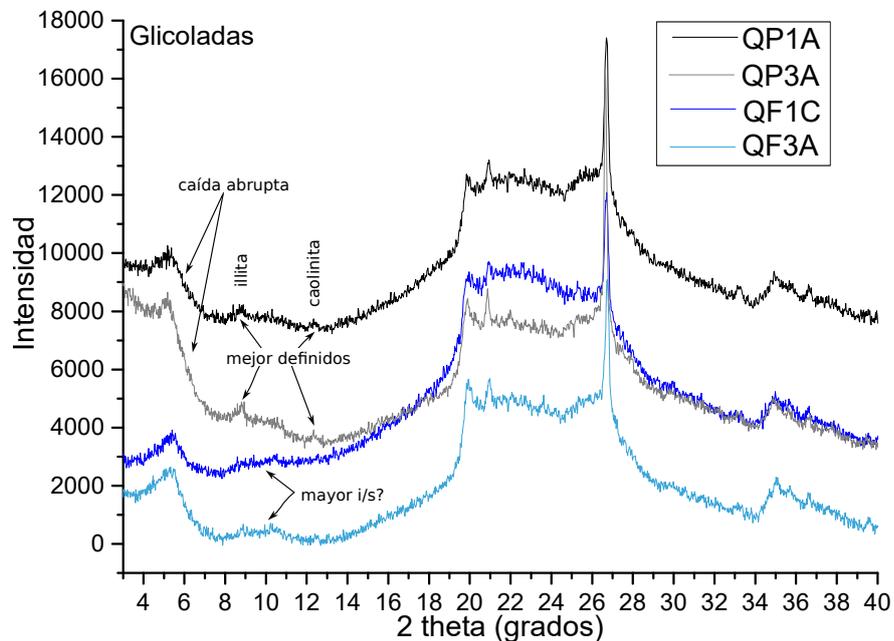
Al analizar los patrones con glicolado (figura 4.14), se ven ciertas diferencias entre las muestras. En el caso del pastizal, el pico de esmectita presenta cierta asimetría y una caída abrupta al respecto del mismo pico en la forestación. A su vez, la reflexión de illita se encuentra mejor definida en la situación bajo pastizal (figura 4.14). Otro aspecto reconocido es que parece aumentar el abultamiento en las fases interestratificadas *i/s* en la situación bajo forestación (figura 4.14). Los picos de la caolinita se ven mejor desarrollados en la situación bajo pastizal, mientras que en la forestación no se desarrollan muy bien (figura 4.14).

Con la calcinación a 375 °C es posible observar que la reflexión ancha situada a 12,3 Å atribuida a vermiculita dioctaédrica tiene una mejor definición en la forestación. Además, en la forestación, el pico de caolinita tiene una menor intensidad relativa o apenas es observable en comparación con el pastizal. Este comportamiento podría indicar la presencia de interestratificados caolinita/esmectita en la situación bajo forestación (Cuadros *et al.* 2013).

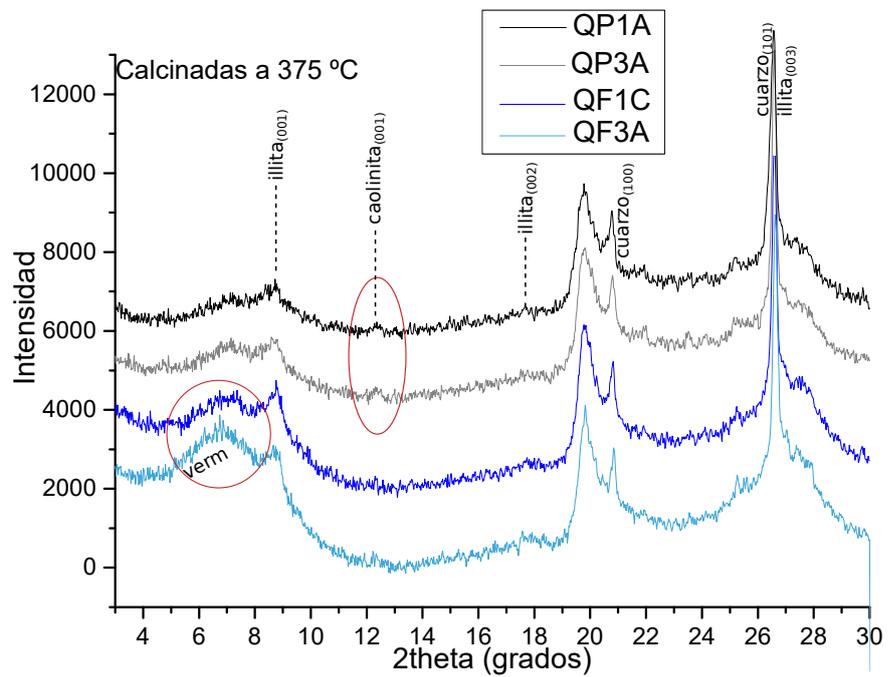
Luego de la calcinación a 550 °C se observa que las intensidades relativas de los picos de illita a 10 Å son mayores en las muestras bajo forestación (figura 4.16). Tanto en las muestras de pastizal como de forestación no quedan registros de caolinita, esmectita o vermiculita.



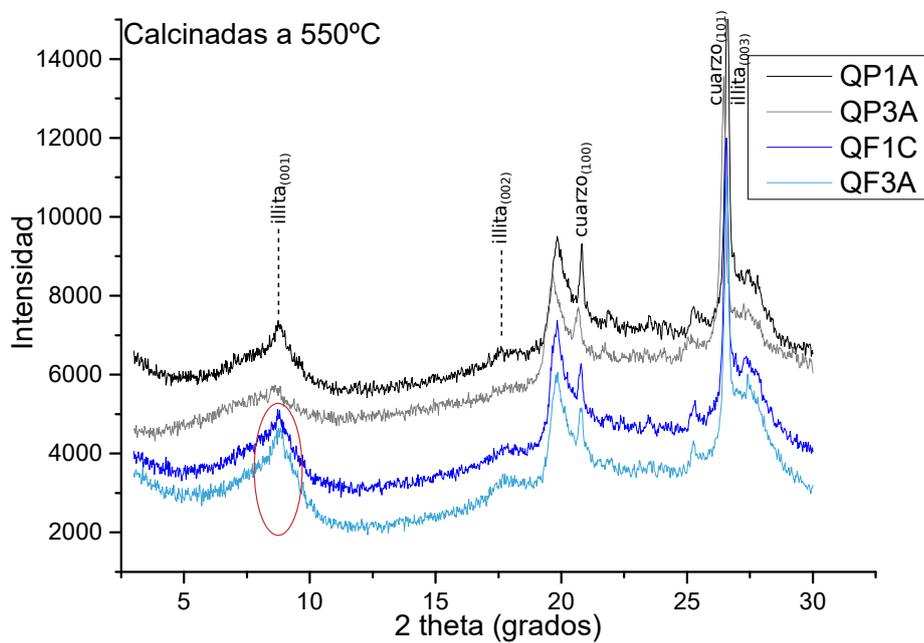
**Figura 4.13:** Difractogramas realizados para los dos pares de muestras del Sitio 1, en la situación al natural (QP1A y QP3A = Pastizal, QF1C y QF3A = Forestación). Se puede observar la mayor asimetría que presenta la reflexión de primer orden de las esmectitas en la situación bajo pastizal, señalada en recuadro rojo.



**Figura 4.14:** Difractogramas realizados para los dos pares de muestras del Sitio 1, luego del glicolado (QP1A y QP3A = Pastizal, QF1C y QF3A = Forestación). También aquí es posible ver la mayor asimetría en la reflexión de primer orden de las esmectitas en el suelo de pastizal, junto con picos mejor definidos de illita y de caolinita.



**Figura 4.15:** Difractogramas realizados para los dos pares de muestras del Sitio 1, luego del calcinado a 375 °C (QP1A y QP3A = Pastizal, QF1C y QF3A = Forestación). Observar la mayor intensidad relativa en el pico situado a 12,3 Å atribuible a vermiculita dioctaédrica en las muestras de forestación. Además, se ven mayores intensidades relativas en los picos de caolinita de las muestras de pastizal. Los círculos rojos señalan las mayores intensidades relativas.



**Figura 4.16:** Difractogramas realizados para los dos pares de muestras del Sitio 1, luego del calcinado a 550 °C (QP1A y QP3A = Pastizal, QF1C y QF3A = Forestación). Se puede ver aquí una mayor intensidad relativa en el pico de illita de 10 Å en las muestras de forestación.

## Muestras de 0-2,5 cm de suelo

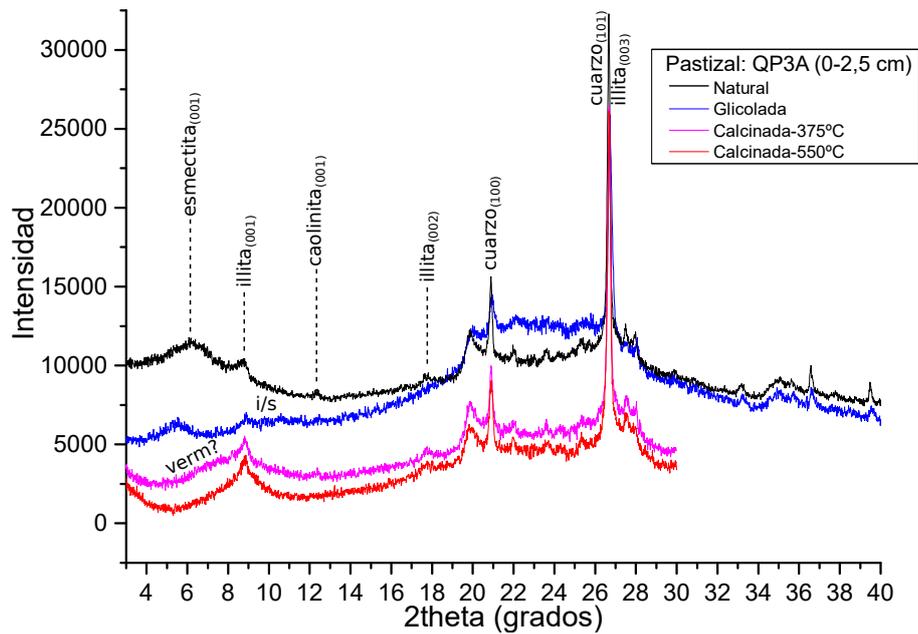
Por tratarse de la porción del perfil de suelo adyacente al mantillo acumulado por la deposición de residuos orgánicos del dosel de los eucaliptos, se buscó establecer la influencia de esta deposición en el proceso de neoformación de minerales arcillosos en los primeros centímetros de profundidad del suelo.

Los agregados orientados en la situación al natural muestran nuevamente las fases minerales esmectita, illita, caolinita, cuarzo, óxidos y oxihidróxidos de hierro (figuras 4.17 y 4.18). Se ven diferencias entre las muestras de suelo bajo forestación y pastizal, ligadas a la intensidad de las reflexiones de las esmectitas. Estas registran mayor intensidad relativa en los suelos forestados. Asimismo, también es posible observar una menor intensidad relativa en los picos de illita en ese suelo (figura 4.19).

Al analizar las muestras glicoladas se ve nuevamente el corrimiento de las reflexiones de esmectitas hacia espaciados mayores (16,7 Å). Estos picos registran una mayor intensidad relativa en los suelos bajo forestación (figura 4.19). A su vez, se observan las reflexiones de illita de primer orden (10 Å) junto con otra reflexión situada a 8,6 Å la cual corresponde a interestratificados *i/s* (figuras 4.17 y 4.18). El pico de caolinita no parece mostrar diferencias entre los usos, por lo cual estaría presente en ambos suelos, quizás como interestratificados caolinita/esmectita (*k/s*).

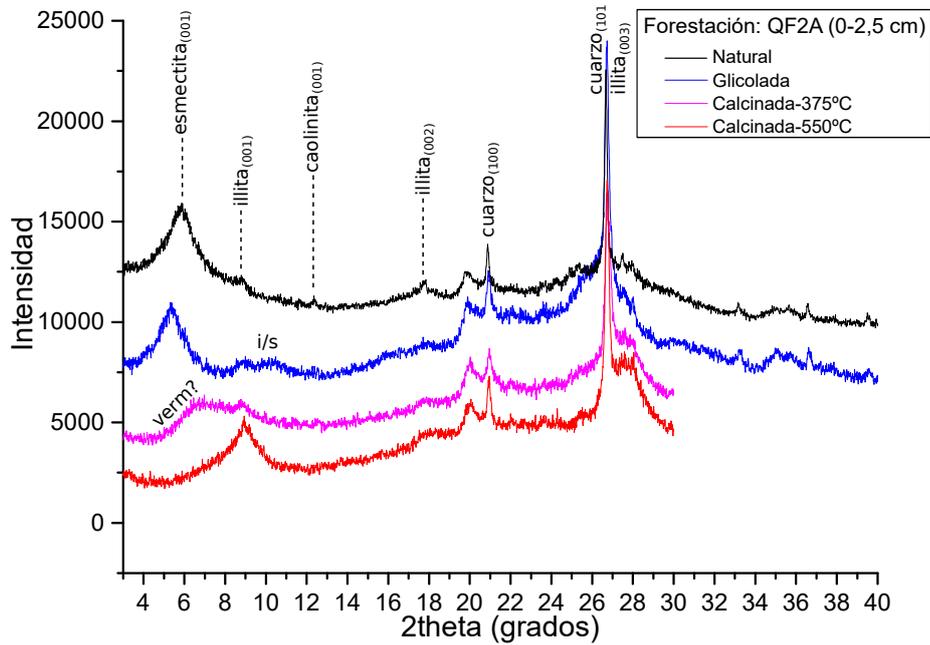
Con el calcinado a 375 °C se ve un patrón similar al que mostraron las muestras compuestas de los primeros 15 cm de suelo; un pico ancho ubicado a los 12,3 Å atribuible a vermiculita dioctaédrica, además de mantenerse en 10 Å y 7 Å las reflexiones de primer orden de illita y caolinita (figura 4.20). Con este tratamiento, en la forestación no desaparece el pico de caolinita, a pesar de que disminuye bastante su intensidad relativa. Con el calcinado a 550 °C solo permanece el pico de 10 Å de illita pues la esmectita y vermiculita colapsan a 10 Å y la caolinita se desnaturaliza (figura 4.20).

Las diferencias encontradas para los primeros 2,5 cm de suelo apoyan lo observado en las muestras de los primeros 15 cm; es decir, posiblemente se trate de un proceso de esmectitización y/o vermiculitización en las muestras de suelo ubicadas bajo forestación. Cabe destacar que estas diferencias fueron analizadas en base a las intensidades relativas que mostraban los patrones en los difractogramas. No obstante, debe señalarse que las intensidades relativas, no necesariamente deben ser el único indicador de diferencias en patrones de

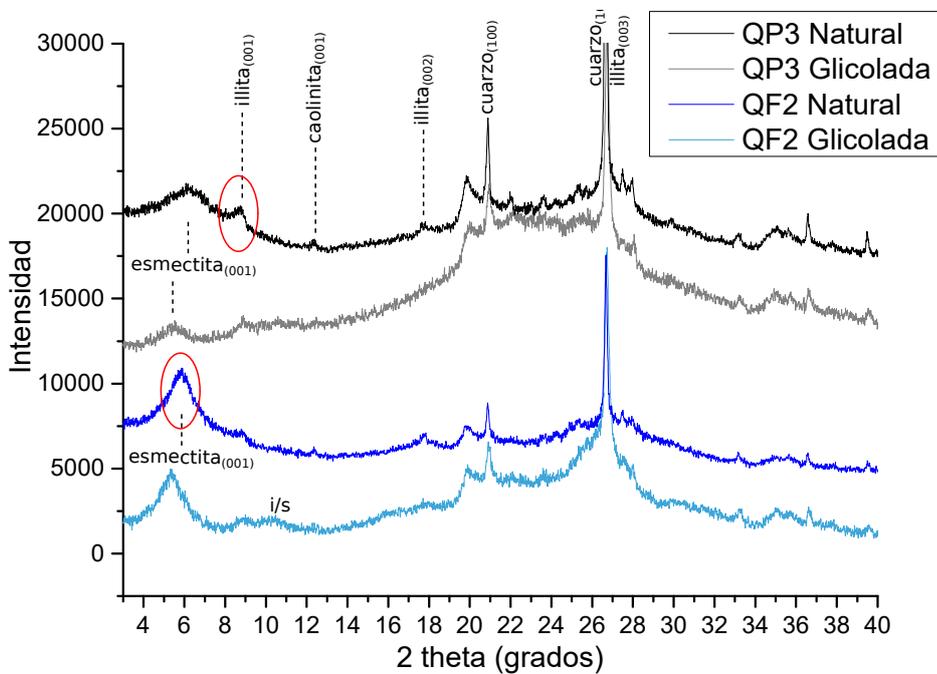


**Figura 4.17:** Difractogramas para los primeros 2,5 cm de suelo bajo pastizal del Sitio 1. Referencias: i/s: illita/esmectita; hem+goeth: hematita + goethita; verm: vermiculita; caol: caolinita.

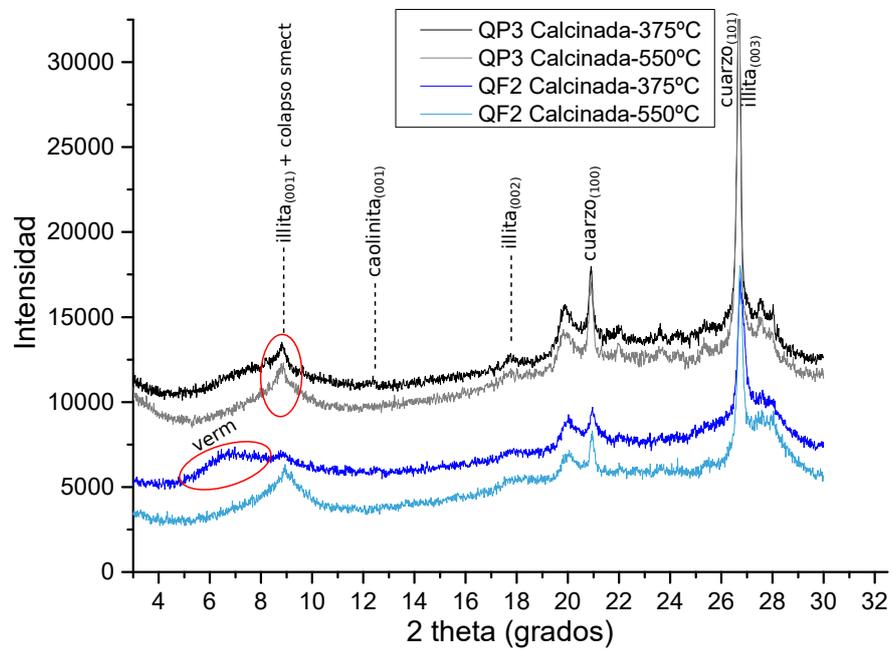
difracción. Sin embargo, lo que apoyaría estas observaciones es que en todas las muestras situadas bajo forestación se vio una mayor intensidad relativa en las reflexiones basales de las esmectitas cuando se las comparaba con las de pastizal.



**Figura 4.18:** Difractogramas para los primeros 2,5 cm de suelo bajo forestación del Sitio 1. Referencias: i/s: illita/esmectita; hem+goeth: hematita + goethita; verm: vermiculita; caol: caolinita.



**Figura 4.19:** Difractogramas para los primeros 2,5 cm de suelo, muestra de pastizal (QP3) y forestación (QF2), naturales y glicoladas. Se indican con rojo los sectores de mayores intensidades relativas.



**Figura 4.20:** Difractogramas para los primeros 2,5 cm de suelo, pastizal y forestación calcinadas a 375 y 550°C. Se indican con rojo las regiones de mayores intensidades relativas. Referencias: verm: vermiculita; smect: esmectita.

## 4.4.2. Sitio 2

### Fases minerales identificadas

La mineralogía de este sitio es menos diversa y aparentemente, menos compleja. Se identifican reflexiones en las regiones de 10, 5 y 3,3 Å ( $2\theta \approx 8,7^\circ$ ;  $17,7^\circ$ ;  $26,5^\circ$ ); otras en los 7 y 3,5 Å ( $2\theta \approx 12$  y  $25^\circ$ ); otras a los 4,2 y 3,35 Å ( $2\theta \approx 20,9^\circ$  y  $26,5^\circ$ ) y finalmente otras a los 4 y 3,2 Å ( $2\theta \approx 22$  y  $27,9^\circ$ ). Estas reflexiones corresponden a illita, caolinita, cuarzo y albita ( $\pm$  feldespato alcalino) respectivamente (Tabla 4.5, figuras 4.21, 4.22, 4.23 y 4.24). Otras de las fases minerales identificadas fueron los óxidos y oxihidróxidos de hierro hematita y goethita, dadas las reflexiones ubicadas en los 2,7 y 3,6 Å.

Las muestras de agregados orientados al natural permiten ver que la reflexión 001 de illita (10 Å) tiene una forma asimétrica con una cola hacia la izquierda (hacia ángulos más bajos). Esta forma en el pico es indicadora de la presencia de interestratificados *i/s*. Esto también fue confirmado en el tratamiento con etilenglicol, en el cual se ve en los difractogramas un ligero abultamiento en el difractograma, ubicado hacia la derecha del reflejo 001 de illita (figura 4.21).

Para una de las muestras bajo pastizal (MP3) el glicolado afectó las reflexiones ubicadas a  $2\theta$  menores a  $20^\circ$ , perdiéndose las reflexiones de illita (10 y 5 Å) y de caolinita (7 Å) (figura 4.22). En este caso, si se analizan las intensidades relativas de los picos de caolinita e illita se ve que en la situación al natural ya eran muy poco intensos. En esta muestra, compuestos orgánicos u óxidos de hierro podrían estar interfiriendo con el patrón que dan los minerales arcillosos.

El calcinado a  $375^\circ\text{C}$  no causó mayores cambios en las muestras, solo se ve que aumentan las intensidades relativas de los picos de primer orden de illita (10 Å). Lo que sí se observó, para una de las muestras de forestación (MF3A), es que la reflexión de primer orden de la caolinita (7 Å) se pierde (figura 4.24). Una posible explicación a este comportamiento es que existan fases interestratificadas caolinita/esmectita (*k/s*), las cuales con el calcinado a  $375^\circ\text{C}$  colapsan. Este mismo comportamiento se vio en la muestra de pastizal MP3B (figura 4.22), aunque dada su línea de base, ya bastante difusa, queda la interrogante de si se trata de la misma situación.

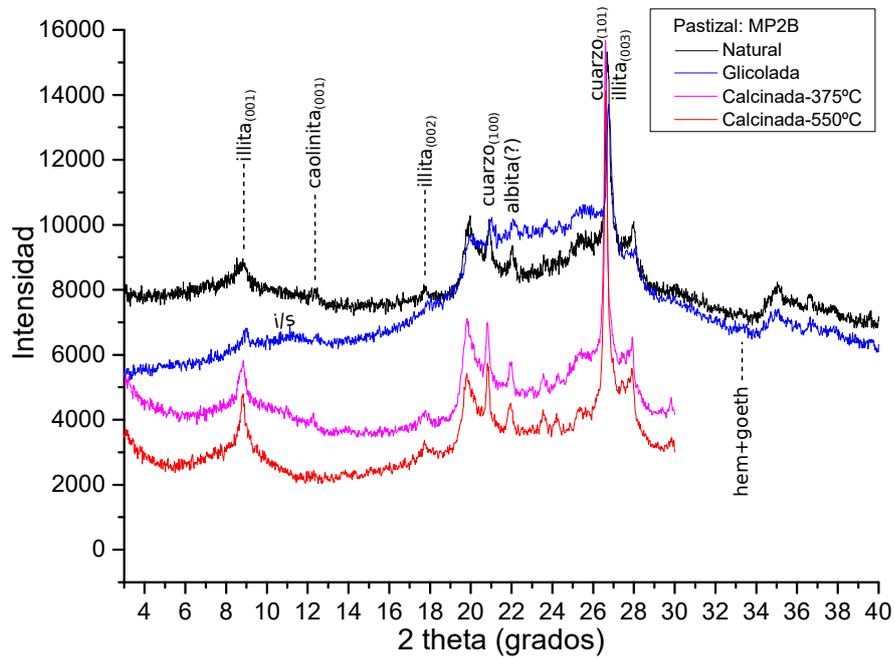
Con el calcinado a  $550^\circ\text{C}$  se evidencia la desnaturalización de la caolinita (o de las fases *k/s*), marcada por la desaparición del pico de 7 Å en todas las

Naturales		Glicoladas		Calcinadas 375 °C		Calcinadas 550 °C		Mineral
2θ	d (Å)	2θ	d (Å)	2θ	d (Å)	2θ	d (Å)	
8,7	10	Sin efectos		Sin efectos		Más intenso en 10 Å		Illita
≈8,7	≈10	Más ancho y asimétrico		Más intenso en 10 Å		Más intenso en 10 Å		Interestratificados i/s
12	7	Sin efectos		Sin efectos		Desnaturalizada		Caolinita
26,5	3,35	Sin efectos		Sin efectos		Sin efectos		Cuarzo
22/27,9	4/3,2	Sin efectos		Sin efectos		Sin efectos		Feldespatos

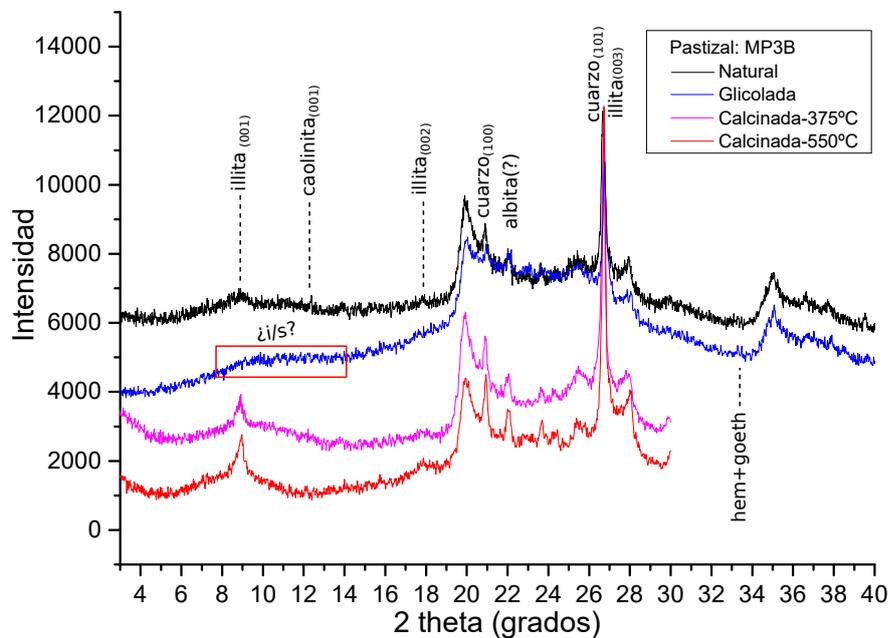
**Tabla 4.5:** Principales minerales identificados en las muestras del Sitio 2. Los picos/reflexiones se expresan en Å y en  $2\theta$ .

muestras (figuras 4.21, 4.22, 4.23 y 4.24). Las reflexiones de illita y cuarzo se mantienen iguales, con un aumento en la intensidad de la reflexión de primer orden de la illita.

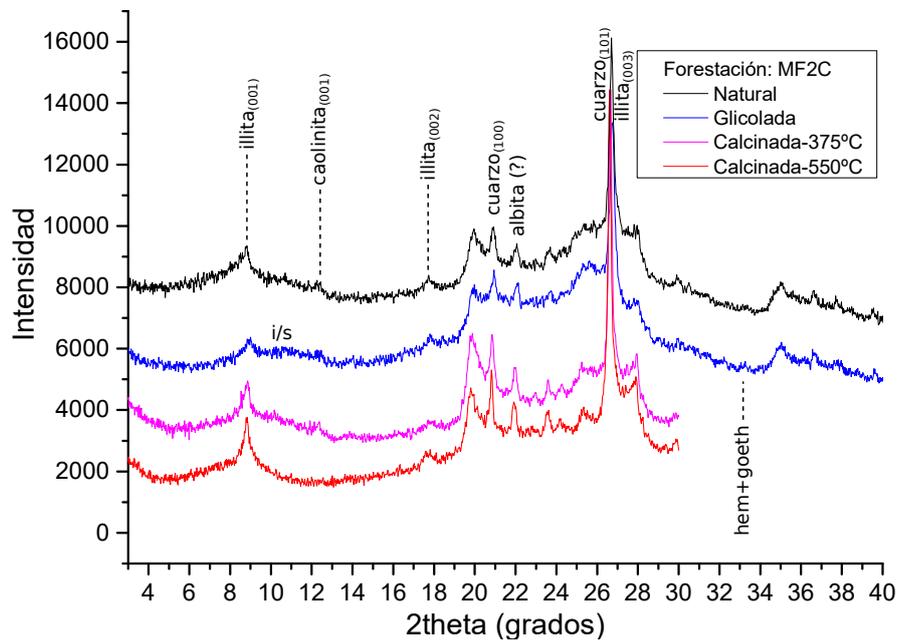
Respecto a la presencia de fases como clorita y vermiculita, ambas deberían presentar picos en la región  $2\theta \approx 5$  a  $7^\circ$ . No se ven reflexiones claras en esa región. En el caso de que hubiera vermiculita, debería verse como un pico ancho entre los 12,8 y 11,6 Å ( $2\theta \approx 7$  a  $7,5^\circ$ ) en las muestras calcinadas a 375 °C, sin embargo, esto no ocurre.



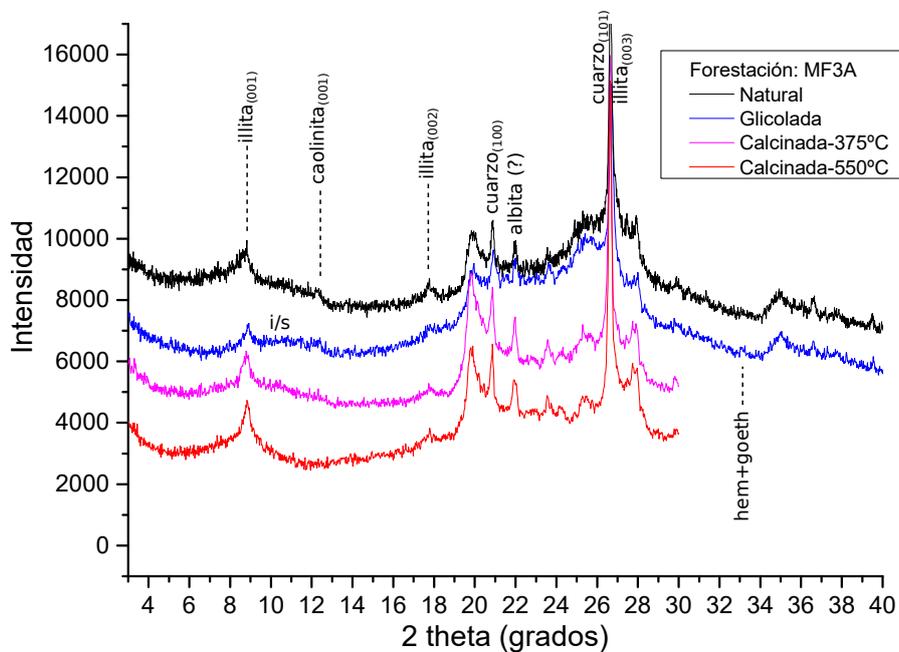
**Figura 4.21:** Difractogramas para muestra de suelo MP2B bajo pastizal del Sitio 2, con todos los tratamientos realizados. Referencias: i/s: illita/esmectita; hem+goeth: hematita + goethita.



**Figura 4.22:** Difractogramas para muestra de suelo MP3B bajo pastizal del Sitio 2, con todos los tratamientos realizados. Se indica con recuadro rojo la zona en donde se pierden las reflexiones de illita y caolinita cuando se efectuó el glicolado. Referencias: i/s: illita/esmectita; hem+goeth: hematita + goethita.



**Figura 4.23:** Difractogramas para muestra de suelo MF2C bajo forestación del Sitio 2, con todos los tratamientos realizados. Referencias: i/s: illita/esmectita; hem+goeth: hematita + goethita.



**Figura 4.24:** Difractogramas para muestra de suelo MF3A bajo forestación del Sitio 2, con todos los tratamientos realizados. Referencias: i/s: illita/esmectita; hem+goeth: hematita + goethita.

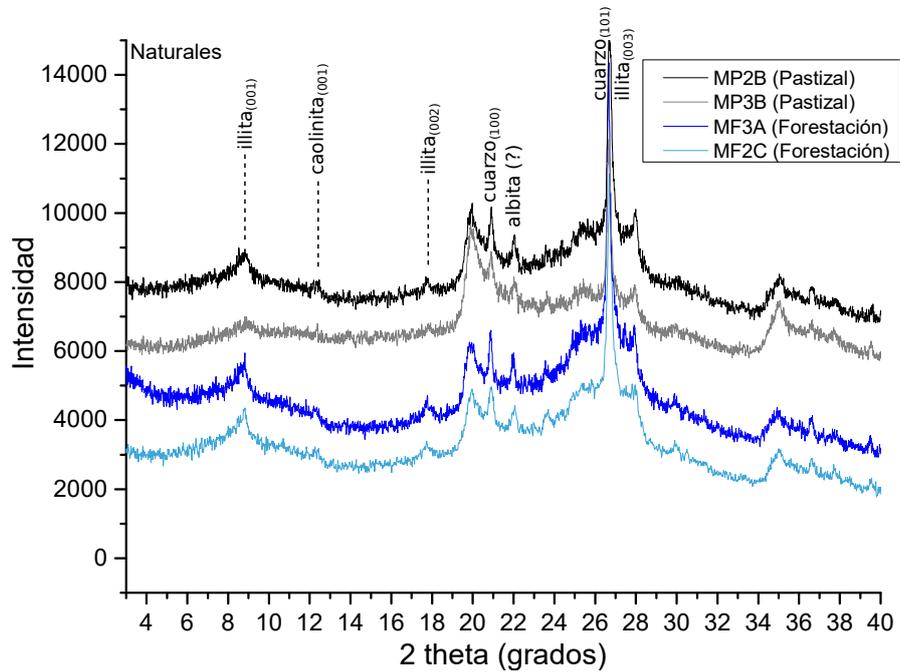
## **Incidencia del uso del suelo en los minerales arcillosos**

Respecto a las diferencias entre las muestras de pastizal y de forestación para este sitio, no se observan grandes contrastes. Se optó, al igual que para el Sitio 1, por contrastar los difractogramas entre los dos pares de muestras analizadas en cada tratamiento (figuras 4.25, 4.26, 4.27 y 4.28).

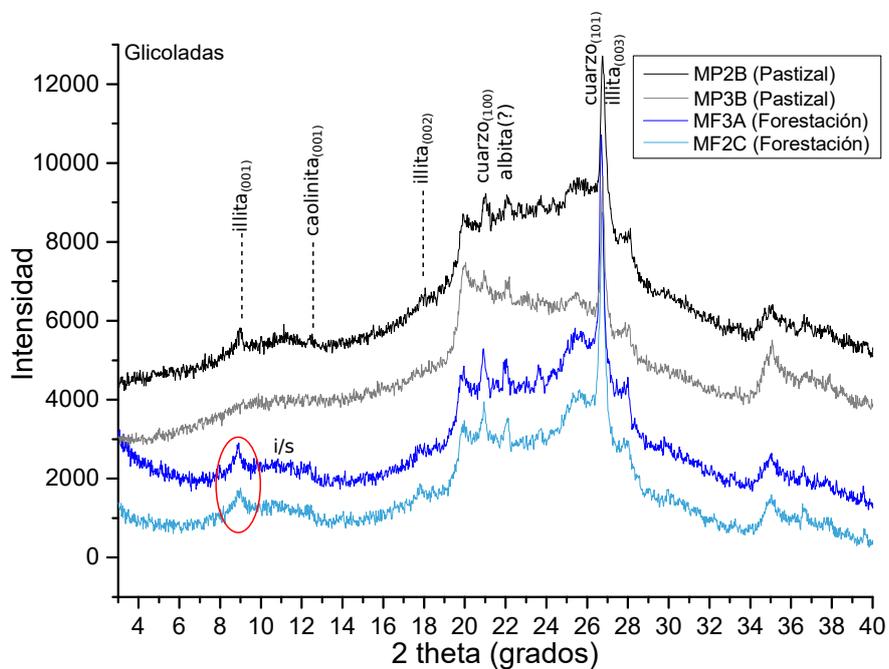
De estas comparaciones, en la situación al natural parece haber una mayor intensidad relativa o un mejor desarrollo de las reflexiones de illita cuando se trata de suelos bajo forestación (figura 4.25). Sin embargo se trata de diferencias muy sutiles.

Al comparar los difractogramas de las muestras glicoladas se ve que las muestras que se encuentran bajo forestación desarrollan mejor sus reflejos de illita, mientras que en una de las muestras de pastizal el pico directamente desaparece, como en el caso de la muestra MP3B (figura 4.26). Lo que también se observa con el glicolado es una mayor simetría en el pico de illita en la situación bajo forestación, aunque se trata de una sutil diferencia. Esta mayor simetría en la reflexión estaría indicando un aumento en las fases  $i/s$ . A su vez, la reflexión de caolinita es menos intensa y acompaña al ruido que se genera debido a los interestratificados  $i/s$ , lo que también podría indicar posibles interestratificados illita-caolinita ( $i/k$ ).

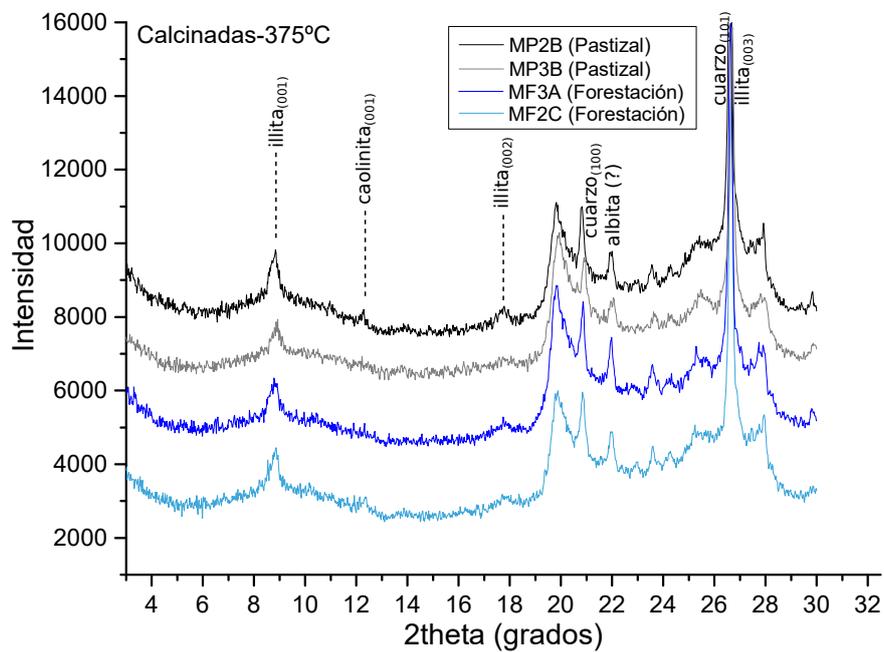
Al analizar las muestras en términos de abundancia, se puede decir que en orden de abundancia en el suelo del Sitio 2 se tendría illita como mineral arcilloso más abundante en la fracción menor a  $2\ \mu\text{m}$ , con interestratificados  $i/s$ , luego caolinita y oxihidróxidos de hierro. También se encuentran como minerales primarios cuarzo y feldespatos.



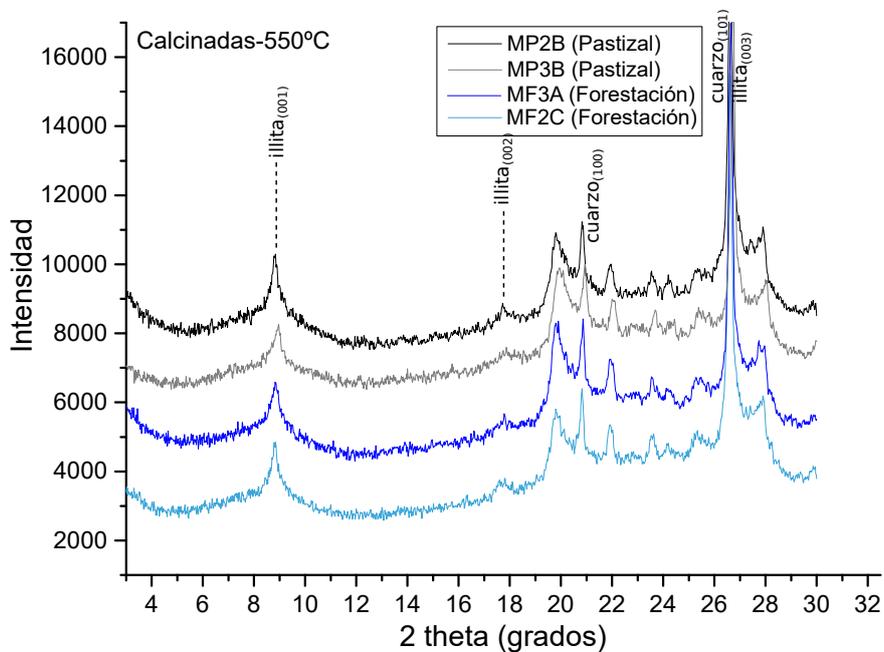
**Figura 4.25:** Difractogramas realizados para los dos pares de muestras del Sitio 2, en la situación al natural (MP2B y MP3B = Pastizal, MF3A y MF2C = Forestación).



**Figura 4.26:** Difractogramas realizados para los dos pares de muestras del Sitio 2, luego del glicolado (MP2B y MP3B = Pastizal, MF3A y MF2C = Forestación). Se indica en rojo la mayor simetría e intensidad en el pico de illita.



**Figura 4.27:** Difractogramas realizados para los dos pares de muestras del Sitio 2, luego del calcinado a 375 °C (MP2B y MP3B = Pastizal, MF3A y MF2C = Forestación).

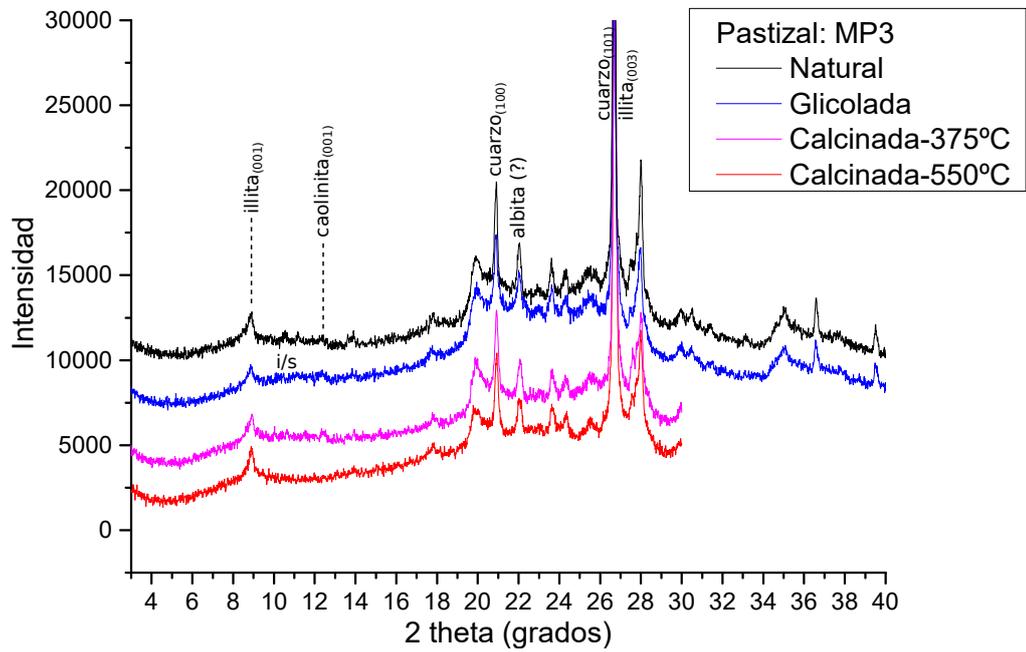


**Figura 4.28:** Difractogramas realizados para los dos pares de muestras del Sitio 2, luego del calcinado a 550 °C (MP2B y MP3B = Pastizal, MF3A y MF2C = Forestación).

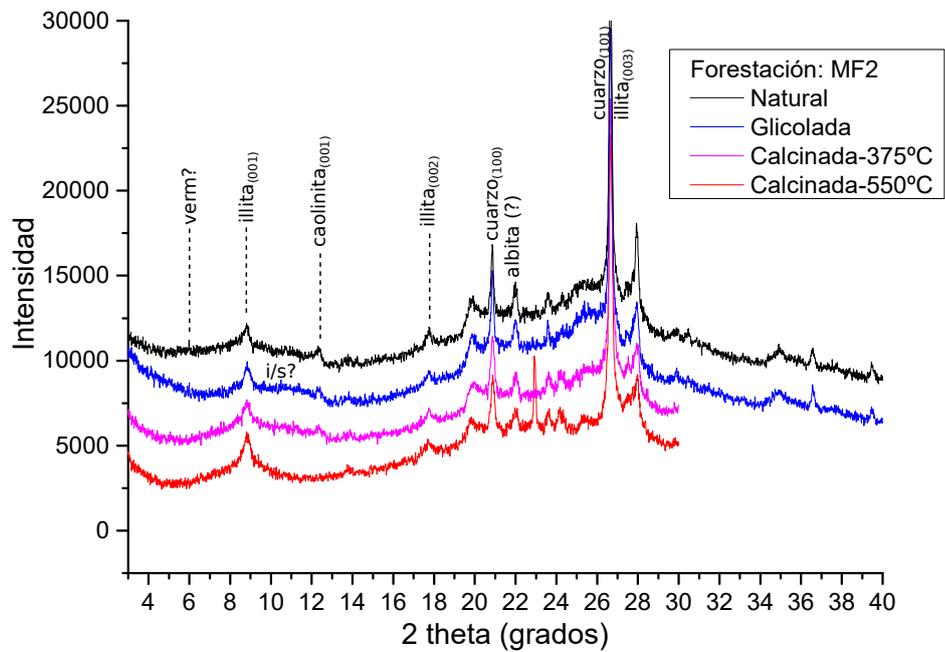
## Muestras de 0-2,5 cm de suelo

Al igual que en el Sitio 1, en este sitio también se tomaron muestras de los primeros 2,5 cm de suelo y se sometieron a difracción. Los resultados de los difractogramas se muestran en las figuras 4.29 y 4.30. Aquí las fases minerales no se diferencian de las identificadas en los primeros 15 cm de suelo. Se reconocen nuevamente reflexiones de illita, caolinita, cuarzo, feldespatos, óxidos y oxihidróxidos de hierro. También se reconoció una reflexión, muy débil, en la zona de los 14,7 Å ( $2\theta \approx 5,9^\circ$ ) en la muestra bajo forestación (figura 4.30). Esta reflexión no se desplaza hacia otros espaciados al efectuar el glicolado y desaparece con el calcinado a los 375 y 550 °C. Por lo tanto, podría tratarse de vermiculita. De todas formas, la vermiculita sobreviviría a la calcinación a 375 °C por lo que queda la interrogante de si se trata de esta fase mineral. Se reconocieron también fases interestratificadas *i/s*, debido a la asimetría en el pico de illita, así como por la existencia de abultamientos y pequeñas reflexiones en los 8,3 Å ( $2\theta$  10,5 a 11°), a la derecha del pico 001 de illita.

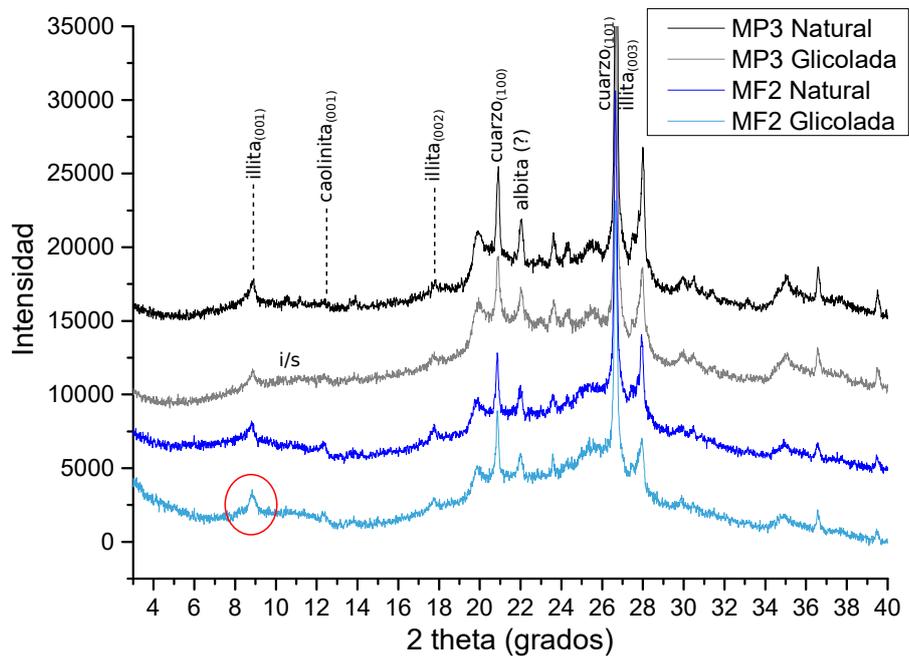
Finalmente, no se encuentran diferencias en los primeros 2,5 cm de suelo que puedan asociarse al cambio de uso. Una diferencia que sí se encontró en la situación de glicolado de las muestras de forestación, fue que la reflexión 001 de illita se torna más simétrica y se ve un ligero abultamiento hacia ambos lados de la misma. Esta situación se muestra con detalle en la figura 4.33. En la situación bajo pastizal solo se observa este abultamiento hacia la derecha del pico. Si esto pudiera corroborarse con algún refinamiento o re-muestreos, indicaría un posible aumento en los interestratificados *i/s* o *i/v* en comparación con el pastizal. Pero al ser diferencias muy sutiles, con los difractogramas realizados no es suficiente para confirmarlas. A diferencia de las muestras de los 0-15cm de suelo en las que esto no fue observado.



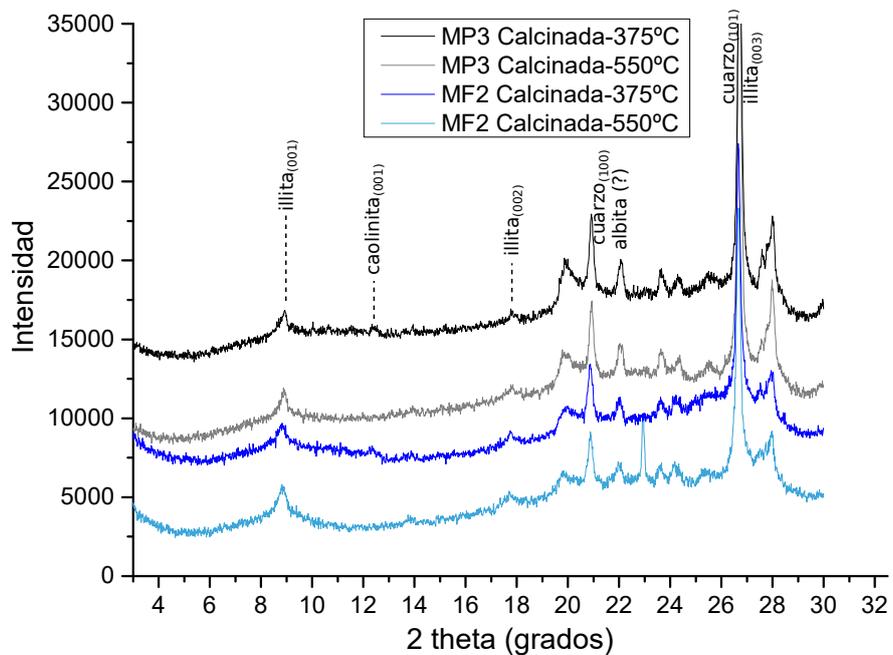
**Figura 4.29:** Difractograma realizado para una muestra de suelo bajo pastizal, de los primeros 2,5 cm de profundidad.



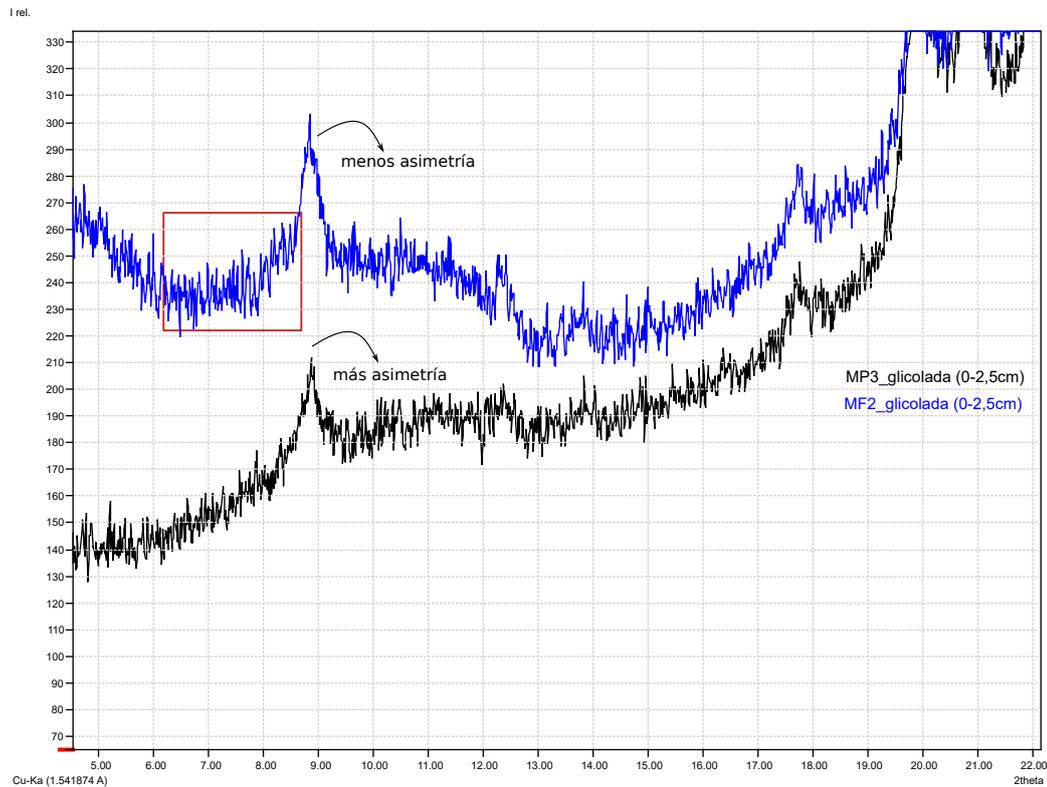
**Figura 4.30:** Difractograma realizado para una muestra de suelo bajo forestación, de los primeros 2,5 cm de profundidad.



**Figura 4.31:** Difractogramas para los primeros 2,5 cm de suelo, muestra de pastizal (MP3) y forestación (MF2), naturales y glicoladas. Se indican con rojo los sectores de mayor simetría.



**Figura 4.32:** Difractogramas para los primeros 2,5 cm de suelo, muestra de pastizal (MP3) y forestación (MF2) calcinadas a 375°C y 550°C.

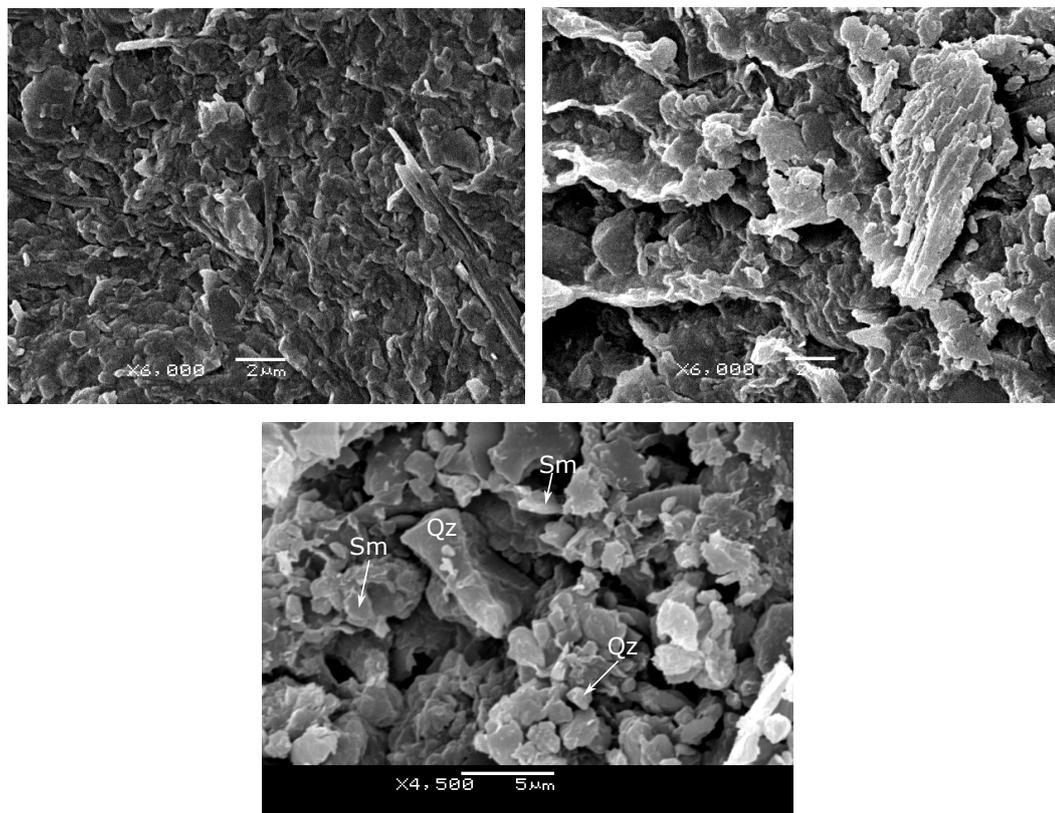


**Figura 4.33:** Detalle del difractograma para las muestras de los primeros 2,5 cm de suelo bajo forestación y bajo pastizal, glicoladas. En esta situación, se indica la mayor simetría en el pico de illita bajo forestación. El recuadro rojo indica abultamientos en el patrón. Ambas observaciones pueden indicar interestratificados *i/s*.

## 4.5. Microscopía electrónica de barrido

La morfología de las arcillas se observó mediante microscopio electrónico. Se analizaron dos muestras por sitio, una de suelo bajo pastizal y otra bajo forestación. En el Sitio 1 la comparación de muestras pareadas no arroja diferencias morfológicas significativas. En general, se observa un dominio de estructuras semejantes a hojuelas; posiblemente relacionadas a la presencia de esmectita e illita (figuras 4.34 y 4.35). Asimismo, se observan estructuras en forma de fibras; posiblemente, illita fibrosa (figura 4.34). Particularmente, en la muestra bajo forestación no se reconocieron morfologías fibrosas, sino más similares a láminas.

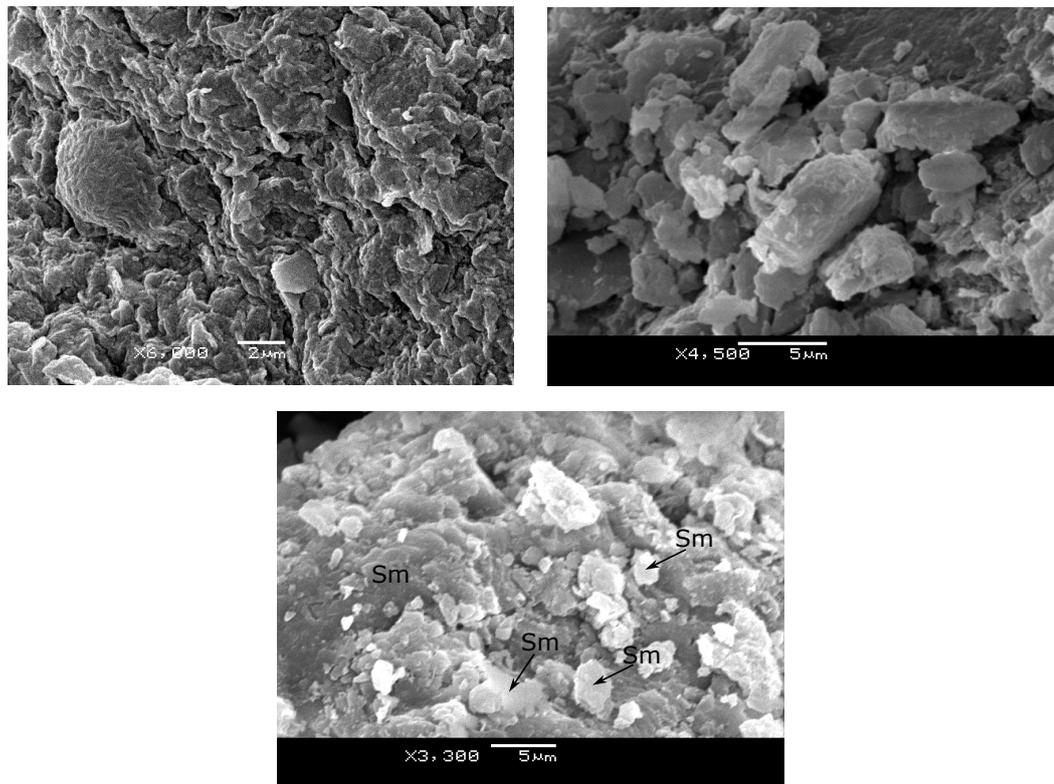
A modo de complementar el estudio morfológico, se realizaron algunos microanálisis por *EDS* (*point and shoot*) en las muestras para conocer la composición química de los granos observados. Los microanálisis por *EDS* resultaron



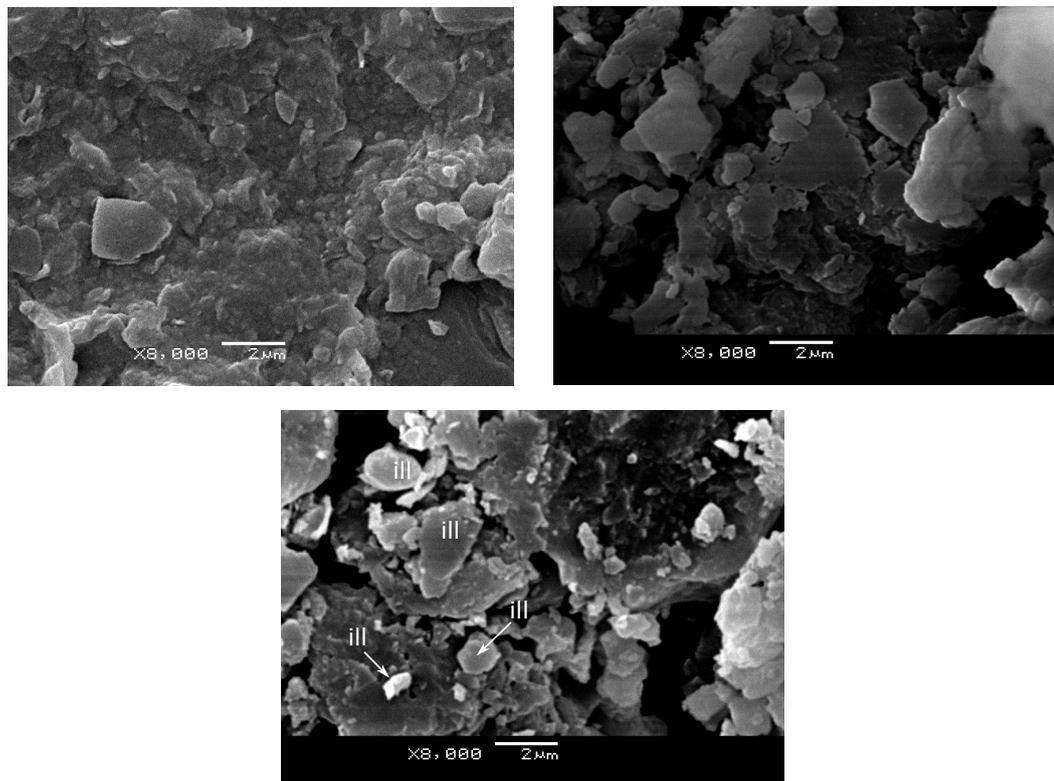
**Figura 4.34:** Imágenes obtenidas por Microscopía Electrónica de Barrido (MEB) de la fracción arcilla de una muestra de pastizal del Sitio 1. En la imagen de abajo se indican los minerales que resultaron del EDS. Sm = Esmectita, Qz = Cuarzo.

en fases minerales que contienen silicio, oxígeno, aluminio, calcio, magnesio, potasio, hierro y titanio. Los resultados del *EDS* de cada punto se adjuntan en los apéndices (Apéndice 2). Cabe destacar que todos estos elementos, a excepción del titanio son atribuibles a minerales arcillosos del suelo, así como a óxidos y oxihidróxidos de hierro y a cuarzo.

En el Sitio 2 también se ven minerales con morfologías similares a hojuelas, aunque en este caso parecen tener geometrías más regulares, con secciones pseudo-hexagonales truncas (figuras 4.36 y 4.37). Estas morfologías pueden asociarse a micas o illita. También parecen predominar morfologías prismáticas, más asociables a cuarzo y feldespato. Se ven zonas en donde aparecen agregados en los cuales no se puede individualizar un cristal, interpretados como agregados microcristalinos de arcilla. En la muestra de forestación parecen predominar formas prismáticas y se observan formas fibrosas en los límites o en las superficies de granos minerales. Los análisis por *EDS* arrojaron elementos



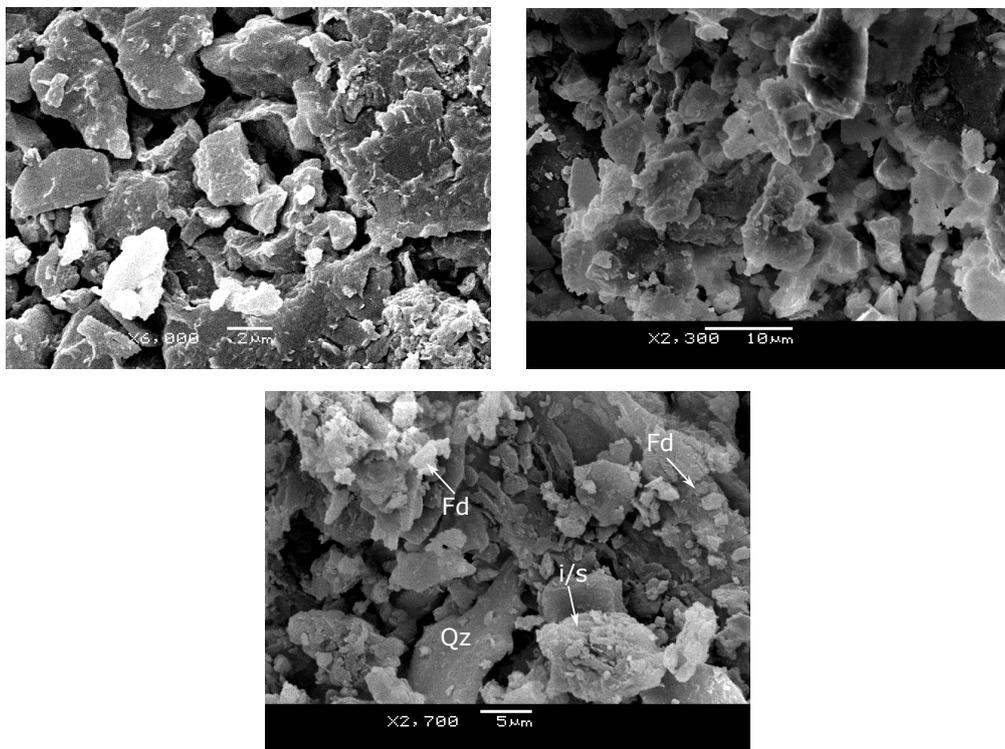
**Figura 4.35:** Imágenes obtenidas por Microscopía Electrónica de Barrido (MEB) de la fracción arcilla de una muestra de forestación del Sitio 1. En la imagen de abajo se indican los minerales que resultaron de la interpretación del EDS. Sm = Esmectita.



**Figura 4.36:** Imágenes obtenidas por Microscopía Electrónica de Barrido (MEB) de la fracción arcilla de una muestra de pastizal del Sitio 2. En la imagen de abajo se indican los minerales que resultaron del EDS. ill = illita.

como silicio, oxígeno, aluminio, calcio, magnesio, potasio, sodio, hierro, titanio y bismuto. Nuevamente, todos estos elementos a excepción del titanio y bismuto son atribuibles a minerales arcillosos del suelo. Llama la atención la aparición del bismuto en las muestras, quizás las señales detectadas automáticamente en el EDS se confundan con las de otro elemento de similar energía y número atómico, o se deban al material del cual está compuesto el portamuestras. En apéndices se adjunta el resultado del análisis por *EDS* de las muestras (Apéndice 2).

Ante la inexistencia de antecedentes en el país de la aplicación de MEB en minerales arcillosos, mediante la técnica aplicada a las muestras, se intentó visualizar y conocer la composición elemental de los minerales identificados a través de los difractogramas. Esta técnica complementó al estudio por DRX dado que fue posible conocer la morfología de los cristales de arcilla y ver las diferencias entre los sitios estudiados. Si bien no se observaron grandes dife-



**Figura 4.37:** Imágenes obtenidas por Microscopía Electrónica de Barrido (MEB) de la fracción arcilla de una muestra de forestación del Sitio 2. En la imagen de abajo se indican los minerales que resultaron del EDS. Fd = Feldespato, Qz = Cuarzo, i/s = Illita/esmectita.

rencias entre los usos de suelo (pastizal *vs.* forestación), no se debe descartar como técnica complementaria a la DRX para el abordaje de minerales arcillosos. Cabe observar que en el tratamiento de las muestras no se extrajo la materia orgánica del suelo, con el propósito de minimizar la alteración de las estructuras cristalinas y de su composición elemental. Consecuentemente, este procedimiento a su vez pudo haber incidido en la resolución de las imágenes obtenidas.

## 4.6. Silicio en solución del suelo

Los resultados obtenidos de la determinación de silicio disuelto (SiD) en este trabajo se muestran en la Tabla 4.2. Para el Sitio 1 los valores medios de silicio se situaron en 22,1 ppm en los suelos bajo pastizal y 33,9 ppm en los suelos bajo forestación. Asimismo, bajo este uso del suelo, la dispersión de los datos muestra ser mayor. Pero a su vez esta dispersión es lo suficientemente baja como para avalar el número total de muestras colectadas y analizadas (C.V. = 15 % para el pastizal y 18 % para forestación). Los datos cumplen con los supuestos de normalidad y homogeneidad de varianza, por lo tanto se aplicó el test  $t$  pareado para comparar los datos. Su aplicación mostró diferencias significativas ( $p < 0,05$ ) en el contenido de SiD entre uno y otro uso del suelo; el mayor contenido de SiD, lo registró el suelo forestado. Se generaron *boxplots* y *jitter-plots* para visualizar gráficamente la distribución de los valores de SiD (figuras 4.38 4.39). Nuevamente se puede ver que los gráficos no se solapan, lo que confirma las diferencias entre los valores obtenidos.

En el Sitio 2 los valores medios de silicio se situaron en 36,4 ppm para el suelo bajo pastizal y 25,4 ppm para el suelo bajo eucalipto. La dispersión de los datos es mayor en el pastizal (con coeficientes de variación de 25,6 % en el pastizal y 11,8 % en la forestación). Los datos no cumplieron con los supuestos de normalidad y homogeneidad de varianza, por lo tanto se utilizó estadística no-paramétrica, el test de Kolmogorov-Smirnov que arrojó un valor  $p < 0,05$ , lo que indica que existen diferencias significativas entre los contenidos de silicio en las muestras bajo pastizal en comparación con la forestación. En este sitio, el contenido en silicio en solución del suelo es mayor bajo el pastizal. Dada la mayor variabilidad en las muestras de pastizal, el esfuerzo de muestreo no fue suficiente para estos suelos. Al igual que para el Sitio 1, se realizaron *boxplots* y *jitter-plots* para visualizar la distribución de los datos de SiD (figuras 4.38

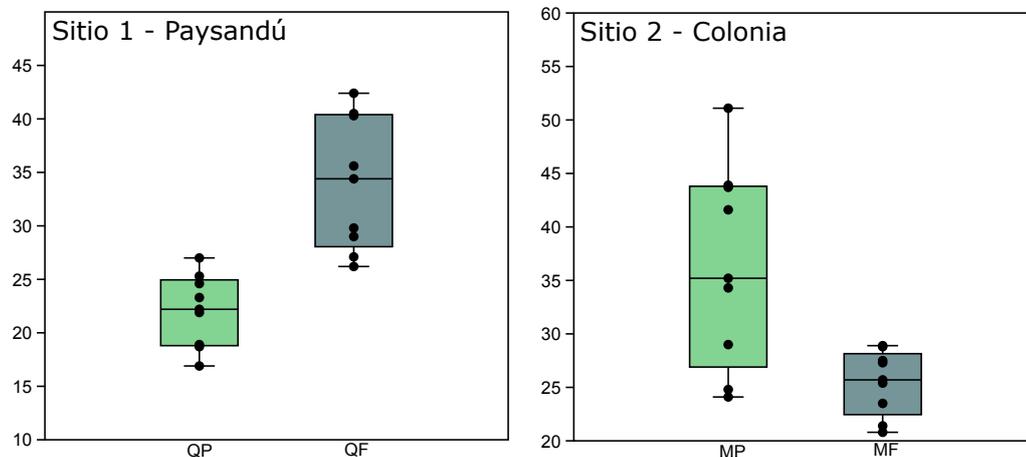
Sitio 1	Si (ppm)	Sitio 2	Si (ppm)
QP1A	16,9	MP1A	35,2
QP1B	18,7	MP1B	43,7
QP1C	18,9	MP1C	34,3
QP2A	27,0	MP2A	43,9
QP2B	23,3	MP2B	51,1
QP2C	21,9	MP2C	41,6
QP3A	25,3	MP3A	24,1
QP3B	24,6	MP3B	29,0
QP3C	22,2	MP3C	24,8
QF1A	26,2	MF1A	27,5
QF1B	27,1	MF1B	25,4
QF1C	29,0	MF1C	25,7
QF2A	40,3	MF2A	21,4
QF2B	42,4	MF2B	20,8
QF2C	40,5	MF2C	23,5
QF3A	29,8	MF3A	28,8
QF3B	34,4	MF3B	27,3
QF3C	35,6	MF3C	28,9

**Tabla 4.6:** Valores de silicio en solución del suelo (ppm) para los dos sitios estudiados. La denominación QP significa pastizal y QF forestación, ambos del Sitio 1. De la misma manera, MP significa pastizal y MF significa forestación, para el Sitio 2. A, B y C corresponden a muestras del mismo *triplet*.

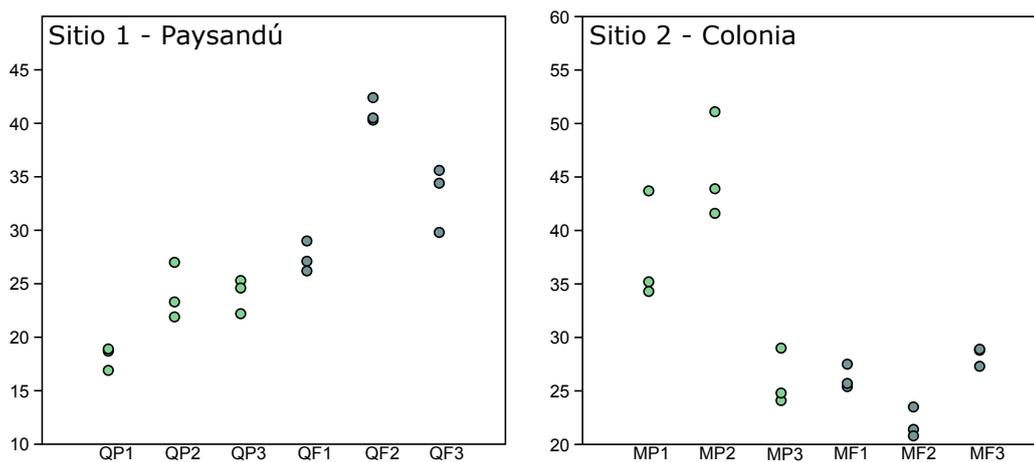
y 4.39). Se observa en la figura que los gráficos no se solapan, mostrando las diferencias entre las distribuciones de los valores de SiD.

Tanto de las pruebas estadísticas como de los *boxplots* de ambos sitios se vieron comportamientos dispares. En el Sitio 1, el SiD se encontraba en valores superiores bajo eucalipto, mientras que en el Sitio 2 se da una situación opuesta.

Los resultados obtenidos de silicio fueron comparados con los valores de pH, textura y cationes intercambiables en cada sitio. De las correlaciones realizadas se observa que en el Sitio 1 solamente el calcio intercambiable presenta una correlación positiva, mientras que los demás cationes intercambiables, el pH y



**Figura 4.38:** Diagrama de cajas (*boxplot*) para el silicio disuelto, discriminado por sitios estudiados y por usos de suelo. Referencias: QP= Pastizal, QF= Forestación; Sitio 1. MP = Pastizal, MF= Forestación; Sitio 2. Cuartiles  $Q_1= 25\%$ ,  $Q_3=75\%$ ,  $Q_2=$  mediana. Los bigotes se construyen con los valores máximos y mínimos.



**Figura 4.39:** Gráficos de tipo *jitter-plot* para el silicio en cada sitio, comparando los valores en forestación y en pastizal. Es posible ver la diferencia en los contenidos de silicio entre uno y otro uso del suelo en cada sitio.

el contenido en arcilla no muestran una correlación clara. Se pueden consultar en apéndices los gráficos X-Y que dan cuenta de estas correlaciones. En el Sitio 2 el silicio se correlaciona positivamente con el calcio, con el pH medido en KCl y con el contenido en arcilla. Sin embargo, dado el comportamiento alejado de la normalidad para el silicio en este sitio, estas correlaciones no serían estadísticamente confiables. En los apéndices se adjuntan los gráficos X-Y de correlación de las variables para este sitio (Apéndice 1).

# Capítulo 5

## Discusión

### 5.1. pH del suelo

En los sitios estudiados se reportaron valores de pH, en promedio, menores bajo eucalipto. Esto evidencia un proceso de acidificación, el cual no alcanza niveles de significancia estadística en el Sitio 1, y sí en el Sitio 2. Si bien la acidificación es un proceso natural que se da durante la evolución de los suelos y alcanza su máxima expresión en las regiones húmedas en donde las precipitaciones son suficientes para alcanzar a lixiviar los cationes base y el silicio del perfil de suelo, en este caso no se trataría de un proceso asociado a la evolución natural de un suelo, sino al reemplazo de la cubierta vegetal. De cualquier modo, cabe observar que los datos obtenidos en muchos estudios no siempre muestran una tendencia clara. Esto, en parte, responde al manejo comercial y a la edad de la plantación en consideración, así como también al tipo de suelo, dado que son factores que pueden incidir en el comportamiento de los datos de pH registrados luego de implantados los árboles.

La disminución en los valores de pH de los horizontes superficiales del suelo con la forestación ha sido reportada en la literatura de la región (Carrasco-Letelier *et al.* 2004; Céspedes-Payret *et al.* 2017; Céspedes-Payret *et al.* 2012; Jobbágy y Jackson, 2003; Korchagin *et al.* 2019). En dichos estudios se analizaron plantaciones de diversas edades (25-30 años), en su gran mayoría multipropósito sobre diferentes tipos de suelo de pastizal templado. Por ejemplo, Jobbágy y Jackson (2003) en mollisoles de la región pampeana de Argentina registraron descensos de hasta una unidad de pH con plantaciones de 90 años de antigüedad (el pH pasaba de 5,6 a 4,6). En Uruguay, Céspedes-Payret *et*

*al.* (2012) y Carrasco-Letelier *et al.* (2004) registraron descensos de 0,2 a 0,7 unidades de pH en mollisoles del noroeste (departamento de Paysandú) con plantaciones de 20 a 25 años de antigüedad (pH de 5,62 a 4,92). En tanto, para suelos del norte de Uruguay (departamentos de Rivera y Tacuarembó), correspondientes a los órdenes alfisoles y ultisoles también se han registrado descensos en los valores de pH (medidos en KCl 1 M), con plantaciones de turnos cortos (6-10 años de antigüedad) (Delgado *et al.* 2006; Pérez-Bidegain *et al.* 2001). Los descensos en pH estaban acompañados de aumentos en la acidez intercambiable y descensos en los cationes intercambiables, principalmente Ca, Mg y K.

Un aspecto importante que se desprende de estos trabajos es que los cambios registrados dependen, por un lado, del tipo de suelo, y por otro, de la antigüedad de la plantación. Como es esperable, cuanto más antigua la plantación, más acentuados son los cambios en el pH. Además, cuanto más arenoso o superficial el suelo, más susceptible es al cambio en el pH ocasionado por la nueva cubierta vegetal de eucalipto. Los suelos arenosos, con bajos contenidos en materia orgánica y arcillas y asociados a una baja CIC, como los que existen en el norte y en algunas zonas del noroeste del país parecen responder de una manera más rápida al cambio en la cubierta vegetal. De ahí que en los antecedentes se hayan observado cambios significativos en el pH incluso con plantaciones de menos de 15 años de antigüedad para ese tipo de suelos. Sin embargo, los suelos con texturas medias a finas con contenidos más elevados de materia orgánica y CIC más alta tenderían a amortiguar más los cambios producidos por la nueva especie plantada. Esto está vinculado a que los principales componentes que actúan como *buffers* frente a las variaciones de pH del suelo son la materia orgánica y los minerales arcillosos.

Con los datos obtenidos en el Sitio 1, que corresponde a un suelo arenoso, con bajos contenidos aparentes de arcilla, materia orgánica y consecuentemente baja CIC, con dos turnos de plantaciones de 7 años de antigüedad cada una, si bien hay un descenso en el pH, este descenso no representa una diferencia significativa. Sin embargo, en el Sitio 2, a pesar de ser un suelo de textura más fina, el cual tendría mayores contenidos de arcilla, materia orgánica y mayor CIC, al estar afectado por varios turnos de forestaciones de 10 años de duración que totalizan 40 años de cultivo, sí se ven diferencias significativas. A pesar de que el diseño muestral fue similar al Sitio 1, todo indicaría que el tiempo transcurrido, así como las propiedades fisicoquímicas de estos suelos fueron

más susceptibles y espacialmente más homogéneas al cambio de la cubierta vegetal. Es decir, el tiempo en el cual permanece el cultivo se vuelve el factor más incidente en las diferencias encontradas.

Las propuestas para explicar el fenómeno de acidificación de los suelos de pastizal bajo cubierta de eucaliptos fueron planteadas por Jobbágy y Jackson (2003), las cuales involucran tres mecanismos: aumento en las tasas de respiración del suelo, aporte de ácidos orgánicos, y translocación de nutrientes por las plantas, en particular del calcio. Los autores explican que si bien estos procesos actuarían en conjunto, optan por la translocación de nutrientes como proceso predominante. La máxima acidificación ocurriría en donde la toma de nutrientes es lo suficientemente alta y las entradas por hojarasca y senescencia bajas como para contrarrestar la entrada de hidrogeniones al sistema, esto es, en los primeros 10 cm del suelo. Si bien en el trabajo de Jobbágy y Jackson (2003) los valores de pH fueron monitoreados a profundidades de 0-5, 5-10, 10-20, 20-35 cm, y de esa forma hasta 1 metro de profundidad, en esta tesis se puede ver un efecto similar para los primeros 15 centímetros, aunque no se cuenta con mayor detalle para llegar a una conclusión como la de los investigadores.

## 5.2. Cationes intercambiables

Los resultados obtenidos para los cationes intercambiables no permiten ver un patrón claro y asociable al cambio de uso de suelo. En el Sitio 1 se puede observar que el calcio es significativamente mayor en los suelos bajo forestación, mientras que el magnesio y potasio son menores, aunque sin significancia estadística. En el Sitio 2, el calcio y magnesio son mayores en los suelos bajo forestación, el potasio es menor, todos sin significancia estadística. El potasio y sodio mostraron mayor variabilidad limitando las inferencias que pueden hacerse sobre su comportamiento. Cabe observar que el margen de error del laboratorio puede estar dentro de los valores registrados. Asimismo, el esfuerzo de muestreo indicaría que no fue el adecuado para aquellos datos con CV superiores al 20 %.

Diversos autores (Aparicio, 2003; M. Cabrera y Cal, 2007; Carrasco-Letelier *et al.* 2004; Céspedes-Payret *et al.* 2012; Delgado *et al.* 2006; Díaz, 2006; Jobbágy y Jackson, 2003; Pérez-Bidegain *et al.* 2001; Varela, 2007) reportaron también valores algo disímiles en función del manejo y edad de la plantación, así como del tipo de suelo. Por ejemplo, el sodio aumentaba bajo forestación,

el calcio disminuía, el magnesio no mostraba tendencias claras y el potasio era variable o disminuía. La explicación a este fenómeno es que los árboles, por un lado, acumulan los nutrientes calcio y potasio en su biomasa, empobreciendo al suelo de los mismos. A diferencia del pastizal, en donde estos elementos son ciclados continuamente y retornan al suelo. Es decir, la velocidad de ciclado de estos cationes es mayor en los pastizales en comparación con la forestación. A su vez, las raíces de los árboles exploran niveles más profundos del perfil de suelo en busca de agua, traslocando elementos que los pastizales rechazan, como el sodio, por eso se ha constatado salinización en suelos de pastizal forestados con eucaliptos (*e.g.* Jobbágy y Jackson, 2004). El hecho de no encontrar resultados similares a los que se han visto en la literatura puede deberse a alguna diferencia en las muestras de suelo. En particular, para el Sitio 1, en las muestras de suelo bajo forestación era frecuente encontrar fragmentos de madera, los cuales estaban ausentes en las muestras de pastizal. Estos fragmentos de madera pueden haber incidido en los resultados registrados para cationes intercambiables, principalmente el calcio. De acuerdo a la literatura, el calcio suele acumularse en los árboles (*e.g.* de los Santos, 2016; Vegunta *et al.* 2022) por lo que es posible que estos residuos hayan aportado calcio a los suelos forestados. Los demás cationes, al mostrar tanta variabilidad, deberían analizarse con un mayor esfuerzo de muestreo.

### 5.3. Minerales arcillosos

#### Explicación de patrones observados

##### Sitio 1

Del análisis de los patrones registrados en las muestras del Sitio 1 se ven aumentos en los interestratificados  $i/s$  e  $i/v$  en los suelos bajo cultivo forestal. La tendencia natural de evolución de los minerales arcillosos en un suelo de zona templada sería: las micas se alterarían a illita, mientras que la illita se degradaría para conformar interestratificados illita/vermiculita, los cuales se degradarían más adelante a vermiculita. También, la vermiculita de los interestratificados illita/vermiculita podría transformarse en esmectita hasta que finalmente todas las capas se tornen esmectita. Si prosiguiera la alteración, la esmectita se convertiría en alofano. Es decir, la illita se alteraría primero a vermiculita y luego a esmectita y por último a fases de baja cristalinidad

(alofanos) (*e.g.* Ferrell *et al.* 2013; Velde y Meunier, 2008). Sin embargo, en el caso estudiado, no se trata de condiciones de evolución natural de un suelo de zona templada, dado que estos procesos se darían a escalas temporales mayores y en contextos de estabilidad climática, lo que permitiría que se den los procesos sucesionales. La nueva cubierta vegetal, exótica, al provocar acidificación, estaría acelerando este proceso. Esto es, se estaría en una situación en donde la illita del suelo bajo pastizal pasa a conformar interestratificados illita/vermiculita y vermiculita/esmectita con la plantación forestal. Por ese motivo se observan reflexiones mejor desarrolladas para estas fases minerales en la forestación y un mejor desarrollo en las de illita para el pastizal. De todas formas, si se considerara solamente el aumento de la acidez en el suelo forestado, este cambio no sería suficiente, dado que en el sitio estudiado el descenso del pH fue de 0,2 unidades en promedio y sin significancia estadística. Por lo tanto, hay otro factor que estaría generando los cambios registrados. Este factor sería, posiblemente, la demanda de  $K^+$  por el eucalipto. En este sentido, varios estudios que han analizado la respuesta de los minerales arcillosos ante el cambio de uso del suelo en regiones templadas notaron que, en contextos de plantas con alta demanda de  $K^+$ , se daban aumentos en las capas expansivas –interestratificados esmectíticos– y disminución de las no expansivas –illita– (Bain y Griffen, 2002; Barré *et al.* 2008; Hinsinger *et al.* 1992; Kodama *et al.* 1994; Surapaneni *et al.* 2002; Tributh *et al.* 1987; Velde y Peck, 2002). Durante los períodos de crecimiento de las plantas, estas removerían el  $K^+$  situado en el espacio interlaminar de illita, transformándola en interestratificados illita-esmectita. En condiciones naturales, al morir las plantas este  $K^+$  retornaría al suelo, lo que aumentaría nuevamente las fases illíticas en comparación con las interestratificadas (Barré *et al.* 2007a; Hinsinger *et al.* 1992; Tributh *et al.* 1987; Velde y Peck, 2002). En el caso particular del cultivo de eucaliptos, el ciclado del  $K^+$  tendría una tasa de *turnover* más baja, por ser un nutriente necesario para el crecimiento de su biomasa, por lo cual no retornaría al suelo a igual velocidad que bajo la cubierta vegetal nativa, el pastizal. Los cambios en el pH y la captura de  $K^+$  por el cultivo serían suficientes como para conformar minerales arcillosos en estados intergradados, como los interestratificados de illita/esmectita e illita/vermiculita observados en los registros de DRX, luego del cambio de uso. De ahí que en el suelo de pastizal, la illita es claramente identificable, a diferencia del suelo bajo cultivo de eucalipto.

En Uruguay, estudios realizados en la región de Algorta-Piedras Colora-

das (Departamento de Paysandú) en plantaciones de *E. grandis* en suelos de pastizal, observaron una disminución de la intensidad relativa de la reflexión de illita (Céspedes-Payret *et al.* 2012). Esta alteración mineralógica estuvo fuertemente relacionada a un descenso de los valores de pH,  $K^+$  y otros cationes base, así como un aumento del  $Al^{+3}$  intercambiable. Según los autores, la captura y retención de potasio por los árboles, sumado a los niveles de acidez alcanzados por el suelo, explicarían la alteración mineral que registró illita (Céspedes-Payret *et al.* 2012). Sin embargo, como se mencionó, las muestras para la DRX no fueron tratadas, fueron observadas al natural, con el propósito de evitar posibles alteraciones inherentes a las técnicas de tratamiento. Esto limita un poco la interpretación de los autores, dado que los procedimientos que permiten observar las fases interestratificadas podrían haber mostrado algo similar a lo observado en esta tesis. De todas maneras, lo propuesto por los autores estaría en concordancia con los patrones registrados en este sitio.

Comparando con antecedentes de la región, autores como Korchagin *et al.* (2019) reportaron para suelos del estado de Río Grande del Sur en Brasil un aumento del aluminio intercapa en las vermiculitas luego de 50 años de cultivos de eucaliptos. Este aumento fue relacionado con un descenso del pH en la rizósfera del eucalipto, lo que disponibilizaba el aluminio en solución y este era luego incluido en la intercapa de las vermiculitas. Asimismo, observaron que con este proceso se daba una reducción en la CIC de la fracción arcilla. En ese trabajo los suelos estudiados no se contrastaron con suelos bajo cubierta de pastizal nativo, sino que el foco estaba en comprender qué ocurría a nivel rizosférico. Si bien lo reportado por los autores no fue evidenciado en las muestras estudiadas del Sitio 1, abre las interrogantes para analizar qué sucede a escala de la rizósfera, de manera de direccionar los muestreos y ampliar las técnicas de análisis.

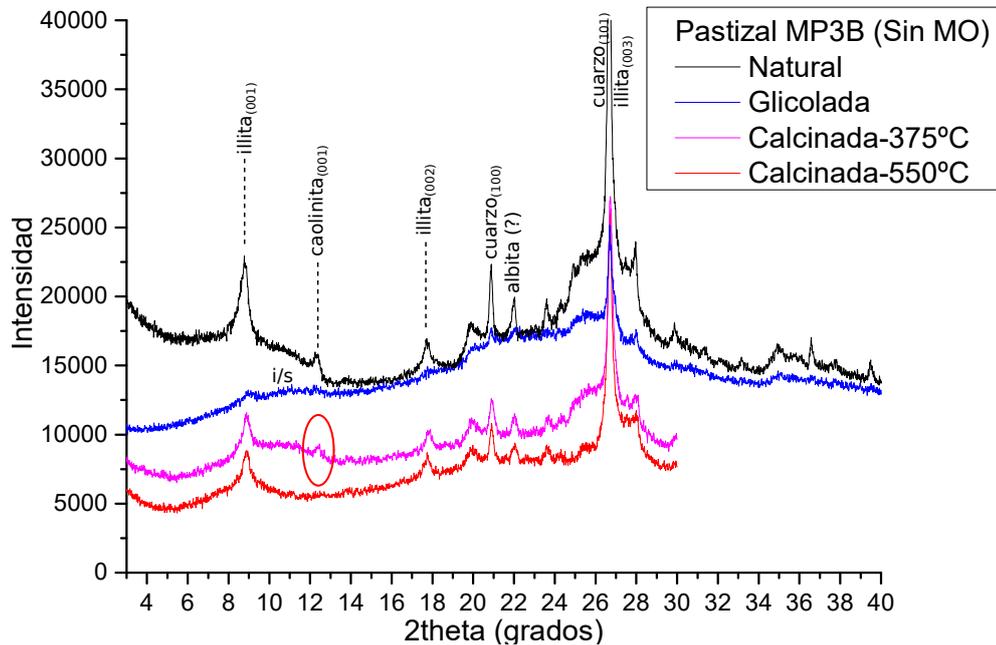
En síntesis, la mineralogía que exhibe el suelo del Sitio 1 es compleja, dado que las fases que se encuentran son tanto discretas como interestratificadas, lo que hace que las reflexiones asociadas a las fases minerales se superpongan. Los patrones registrados permiten ver un predominio de procesos de esmectitización y/o vermiculitización de illita bajo cultivo forestal. Sin embargo, a la hora de cuantificar o establecer la contribución de cada fase en los interestratificados, la variedad mineralógica reportada torna compleja la tarea. Por lo tanto, se necesitaría aislar algunas fases, así como complementar los estudios por difracción de rayos X con otras técnicas. Así, se tendrían resultados que

podrían respaldar las tendencias encontradas.

## Sitio 2

En este sitio, a pesar de que el registro no muestra una diferencia marcada entre ambos usos (pastizal *vs.* forestal), existen diferencias que son observables. En el caso del pastizal, se observa una mayor proporción de compuestos amorfos, tales como materia orgánica y/o oxihidróxidos de hierro. Estos compuestos contribuirían a enmascarar las reflexiones minerales en el DRX; por ejemplo, en el caso de la muestra MP3B (figura 4.22). Para analizar la contribución de la materia orgánica, se optó por tratar la muestra con agua oxigenada. De este tratamiento se observa que la materia orgánica contribuía en generar esa línea de base difusa del difractograma, además de enmascarar las reflexiones de illita y caolinita, las cuales se reconocen claramente luego del tratamiento (figura 5.1). Esto mostraría, por un lado, que ambas fases minerales están presentes en la muestra, y por otro, que al calcinar a 375<sup>o</sup>C no se pierde la reflexión de caolinita, lo que descartaría la existencia de interestratificados caolinita/esmectita en el pastizal. La otra diferencia encontrada es que en la forestación el eucalipto tiende a registrar una mayor intensidad relativa y simetría en el pico asignado a illita (figuras 4.25, 4.26 y 4.33). Sin embargo, esta mayor intensidad relativa no se observa en las muestras de 0-2,5 cm, mientras que sí se mantiene la mayor simetría.

El conjunto de datos revisados, indicarían que bajo forestación habría un aumento comparativo de minerales interestratificados, tales como illita/esmectita o bien, caolinita/esmectita. En el caso del aumento comparativo de fases *i/s*, como se explicó para el Sitio 1, esto puede estar explicado por el aumento en la acidez del suelo y por la captura del K<sup>+</sup> por los eucaliptos (Bain y Griffen, 2002; Barré *et al.* 2008; Hinsinger *et al.* 1992; Kodama *et al.* 1994; Surapaneni *et al.* 2002; Tributh *et al.* 1987; Velde y Peck, 2002). En tanto, la aparente presencia de interestratificados *k/s*, se interpretan como estadios intermedios de alteración de las esmectitas a caolinita (Churchman y Velde, 2019). Esta alteración se daría por procesos de sustracción y adición. La sustracción sería la pérdida de cationes en las capas octaédricas (Mg, Fe) y tetraédricas (Al, Si), mientras que la adición sería por la inclusión de capas de hidróxidos de Al de tipo 1:1 (Ryan y Huertas, 2009). Los interestratificados *k/s* se consideran raros en ambientes pedológicos (Velde y Meunier, 2008),



**Figura 5.1:** Difractogramas para muestra de suelo MP3B bajo pastizal del Sitio 2, luego de la remoción de la materia orgánica, con todos los tratamientos realizados. Referencias: i/s: illita/esmectita. Se señala en rojo la presencia del pico 001 de caolinita, el cual sobrevive a la calcinación a 375°C.

sin embargo, varios autores han constatado la presencia de estas fases interestratificadas en los suelos (Mohindra y Parkash, 1990; Quantin *et al.* 1988; Ryan y Huertas, 2009; Takahashi *et al.* 1993; Vingiani *et al.* 2004; Wada *et al.* 1990; Yerima *et al.* 1985). Los autores mencionados los relacionan, a posiciones del paisaje, estados de humedad del suelo, entre otras situaciones y procesos. Muchas veces los *k/s* han pasado desapercibidos dado que los picos encontrados en los DRX se vuelven más anchos y débiles (Norrish y Pickering, 1983), además de que es difícil cuantificar la proporción de cada fase involucrada. Sin embargo, si bien los difractogramas estudiados parecen presentar este tipo de interestratificados, sería necesario profundizar su vínculo con el cambio de uso del suelo, dado que la literatura que vincula esto es escasa.

A pesar de los resultados obtenidos en estudios comparables encontrados en los antecedentes (*e.g.* Barré *et al.* 2007a; Céspedes-Payret *et al.* 2012; Cornu *et al.* 2012; Korchagin *et al.* 2019), de los difractogramas de la presente investigación, no emergen evidencias claras de la acción de la nueva cubierta arbórea en la mineralogía de las arcillas nativas. Cabe observar que, más allá de las ciertas limitaciones técnicas que se plantearon, por tratarse de un

estudio comparativo (pastizal *vs.* forestación), puede asumirse que estas limitaciones, permiten igual establecer el comportamiento y tendencia de los minerales arcillosos acorde al uso del suelo. En escenarios en el que intervienen una multiplicidad de factores y procesos, los resultados obtenidos del DRX sugieren, una vez más, que las diferencias detectadas en el tipo o cualidad de los minerales arcillosos encontrados, pueden ser fundamentalmente explicadas por el manejo y edad de las plantaciones forestales. De hecho, el entrecruzamiento de datos registrados mediante DRX al interior de cada parcela de muestreo, no muestran cambios de relevancia, como sí ocurre cuando se los entrecruza entre parcelas.

### 5.3.1. Consideraciones finales

El estudio comparativo de minerales arcillosos entre parcelas pareadas de pastizal y plantaciones de eucalipto, no mostró diferencias suficientemente claras como para establecer una tendencia definida, luego de implantados los árboles. De cualquier manera, estos resultados no implican la inexistencia de cambios en la mineralogía de las arcillas. Por el contrario, advierten de la importancia de direccionar los muestreos, con base a datos más precisos del manejo, rotación y edad de las plantaciones; particularmente, del manejo de residuos de poda y tala. También, es necesario tener datos más precisos de la historia de uso de los suelos de pastizal tomados como referencia. Una ventana temporal mayor y un esfuerzo de muestreo más amplio, contribuirían a esclarecer los resultados obtenidos mediante DRX.

A continuación se resumen los resultados obtenidos en el presente estudio: El Sitio 1, ubicado en el NO del país (Dpto. de Paysandú) de suelos dominantes de la Unidad Bacacué –Brunosoles Dúcticos Lúvicos– muestra suelos con un registro mineralógico variado y complejo, con arcillas como esmectitas, vermiculita, illita, caolinita, clorita y oxihidróxidos de hierro. En su conjunto, expresados como fases discretas y fases interestratificadas (*i/s* y *i/v*). Sin embargo, bajo plantaciones de eucalipto existe un cierto aumento en la proporción de fases de minerales interestratificados, comparado a los pastizales. Este aumento podría estar correlacionado con un aumento de la acidificación del suelo forestado así como a la captura del  $K^+$  ubicado en la intercapa de illita.

Por el contrario, en el Sitio 2, en el SO (Dpto. de Colonia), en suelos domi-

nantes de la Unidad San Gabriel-Guaycurú –Brunosoles Subéutricos Háplicos– las muestras analizadas presentan un registro comparativamente menos variado y complejo que en el Sitio 1. Aquí, hay un dominio de illita, de interestratificados *i/s* y de caolinita; sin mayores diferencias en los difractogramas entre ambos usos del suelo (pastizal *vs.* plantación de eucalipto). Los suelos de este sitio han tenido un importante aporte de *loess* pampeanos (Panario y Gutiérrez, 1999). Consecuentemente, su composición fuertemente limo-arcillosa provee un reservorio mineral muy activo. A diferencia del suelo del litoral norte, constituido de minerales primarios más antiguos, con predominio de cuarzo en la fracción arena.

Para poder confirmar las tendencias encontradas los futuros análisis deberían enfocarse en: refinamientos de los difractogramas, con computación de patrones tipo para analizar mejor los interestratificados; acompañarse de determinaciones de capacidad de intercambio catiónico de arcillas y de área de superficie específica; muestreos, al igual que los de Korchagin *et al.* (2019) de la rizósfera de suelos bajo pastizal y bajo forestación; separación, dentro de la fracción arcilla, por fracciones más finas (2-0,2 micras, 0,2-0,1 micras, menor a 0,1 micras), para un mejor detalle de las diferencias; abarcar otros rangos de edades en las plantaciones dentro del mismo suelo; saturación con cationes como Calcio, Magnesio y Potasio, para analizar luego las muestras por DRX; remoción de materia orgánica para analizar los cambios que producen los compuestos orgánicos en los picos y/o si la oxidación de la misma afecta las fases minerales, entre otros tratamientos y procedimientos.

## 5.4. Silicio en solución del suelo: ¿indicador de cambios?

Como se expresó en los resultados, los valores de silicio disuelto (SiD) mostraron comportamientos contrastantes en los sitios. En el Sitio 1, se obtuvieron valores de SiD mayores bajo eucalipto en comparación con pastizal. En el Sitio 2, la tendencia es opuesta, los mayores valores se sitúan bajo pastizal.

A fin de poder comparar los datos obtenidos con valores de referencia para suelos de la región, se encontró el estudio que llevaron a cabo Chirkes *et al.* (2018) en varios suelos pampeanos de Argentina. En dicho estudio, el silicio disuelto se situó entre las 15 y 40 ppm para los primeros 20 cm de suelo. Si

se comparan esos valores con los obtenidos en este trabajo, se estaría dentro de ese rango (salvo por las muestras MP2 A B y C de pastizal del Sitio 2, con valores superiores, entre 41 y 51 ppm). Se destaca también la gran variabilidad en los contenidos de silicio disuelto para los suelos. De modo aclaratorio, las investigadoras utilizaron otro extractante (agua destilada) en lugar del  $\text{CaCl}_2$  y una técnica de extracción ligeramente diferente a la utilizada en este trabajo, por lo cual los contenidos comparados serían orientativos.

De acuerdo a la literatura evaluada, el contenido de silicio disuelto medido a través de la técnica de  $\text{CaCl}_2$  en los suelos guardaría una relación con el pH, el contenido de arcilla y el tipo de mineral arcilloso involucrado (*e.g.* Caubet *et al.* 2020; Cornu *et al.* 2022; Schaller *et al.* 2021). Específicamente, aquellos suelos que registran mayores valores de pH, también registran mayores valores de SiD (extraídos mediante el método con  $\text{CaCl}_2$ ). Del mismo modo, el aumento en el contenido de arcilla en los suelos también conduce a reportar mayores contenidos de SiD. Esto último se explicaría por la mayor presencia de fases reactivas en el suelo, dado que los minerales arcillosos tienen mayor reactividad que otros componentes sólidos del suelo que también contienen silicio. Respecto al tipo de mineral arcilloso involucrado, Cornu *et al.* (2022) vieron una fuerte correlación entre los alofanos provenientes de la alteración de arcillas esmectíticas e interestratificadas *i/s*, con los contenidos de silicio en solución (también medidos con el extractante  $\text{CaCl}_2$ ). Es decir, aquellos suelos con arcillas 2:1 e interestratificadas serían los que tendrían mayor capacidad de liberar silicio en formas solubles y biodisponibles.

Por otro lado, se ha visto que el contenido en silicofitolitos u otros compuestos amorfos que también contienen silicio en formas adsorbidas (p.ej.: óxidos de hierro, materia orgánica) contribuyen al SiD en los suelos (*e.g.* Lim *et al.* 2023). Sin embargo, el SiD proveniente de estos compuestos no suele detectarse con la técnica utilizada en esta tesis, sino que son utilizados otros procedimientos de extracción así como otras soluciones extractantes para cuantificarlo (*e.g.* Georgiadis *et al.* 2013). Schaller *et al.* (2021) en su revisión postulan que los suelos con baja biodisponibilidad de silicio generalmente se caracterizan por estar muy meteorizados y lixiviados, ser ácidos y presentar una baja saturación en bases. Un ejemplo serían los suelos ubicados en zonas tropicales. Sin embargo, en otros suelos, el silicio puede redistribuirse o acumularse en diferentes horizontes dentro del perfil (*e.g.* Lim *et al.* 2023).

Por lo anteriormente expuesto, el comportamiento esperable para los sitios

estudiados en esta tesis era registrar bajo forestación un menor contenido de SiD. Esto se daría por la acidificación que se genera bajo eucalipto, alterando los minerales arcillosos y conduciendo al suelo a un estado más lixiviado, en el cual se perdería silicio. En parte, porque los eucaliptos no suelen bioacumular silicofitolitos (Borrelli *et al.* 2010), a diferencia del pastizal, que sí los incluye en su biomasa. Sin embargo, los mayores contenidos de SiD bajo pastizal solo se encontraron en el Sitio 2.

En el Sitio 1, podría existir otro factor que contribuya con las diferencias encontradas. Estas tendencias se aproximan más al estudio que realizaron Borrelli *et al.* (2010) en suelos pampeanos. En dicho trabajo se cuantificó el silicio disuelto en suelos con cubierta de pastizal y en montes de abrigo de eucaliptos y acacias y se registró un aumento en la cantidad de silicio disuelto bajo las cubiertas arbóreas. La explicación que dan las autoras a esta tendencia es que al ser los pastizales bioacumuladores de silicio, capturan más silicio de los horizontes superficiales del suelo, mientras que las especies arbóreas no lo bioacumulan, por lo tanto este silicio se solubiliza. A su vez, los árboles tienen una gran capacidad de captura de nutrientes y agua de niveles más profundos, dado su diseño de raíces. Por este motivo podrían estar trasladando silicio en solución desde niveles más profundos hacia el horizonte A (Borrelli *et al.* 2010). Lo que se observa en el Sitio 1, puede estar vinculado a este proceso, aunque podría también tener que ver con diferencias en los suelos debidas al manejo de los residuos de poda y tala de los montes o a la variabilidad espacial natural del SiD.

Al respecto de la vinculación del contenido de SiD con cambios en los minerales arcillosos de los sitios estudiados, al no haber notado cambios muy contrastantes en los difractogramas, no es posible vincular directamente este elemento con la alteración mineral. Sin embargo, en el Sitio 1, como se ha expuesto en las secciones anteriores, se evidencia un proceso de transformación de las arcillas de fases illíticas a fases interestratificadas *i/s*. En este proceso de alteración, parte de esos minerales arcillosos se disolverían, lo que resultaría en mayores contenidos de silicio en solución (Cornu *et al.* 2022). Este silicio que entra en solución se reorganizaría para formar estas fases minerales interestratificadas *i/s*, *i/v* o fases de baja cristalinidad como los alofanos. Sin embargo, no es posible concluir sobre este proceso. En el Sitio 2, si bien pareciera haber una tendencia al aumento en los interestratificados *i/s*, los minerales arcillosos no serían las únicas fases reactivas capaces de proveer silicio en estos suelos.

En síntesis, parecen existir diferentes reservorios y mecanismos responsables por la liberación de silicio en los suelos estudiados.

Finalmente, analizando la posibilidad de utilizar al silicio en solución del suelo como indicador de cambios mineralógicos, es necesario conocer primero qué reservorio de silicio está involucrado en las reacciones de solubilización. Por este motivo, sería recomendable realizar procedimientos de extracción selectivos, como establecen Georgiadis *et al.* (2013), en los cuales se cuantifiquen todos los reservorios capaces de proveer SiD. Luego, conociendo cuál reservorio es el que más activamente participa en los suelos estudiados, pasar a la determinación del mismo. En el caso de ser los minerales arcillosos, analizar la mineralogía de la fracción arcilla, sus cambios y contrastar estos cambios con otras propiedades fisicoquímicas del suelo. Además de esto, se debería analizar la dinámica del silicio a escala de paisaje y de cuencas hidrográficas, determinándolo en la solución del suelo y en los cursos de agua. Así se tendría un mayor conocimiento del ciclo biogeoquímico del silicio en suelos de pastizal templado. Esto posibilitaría luego comparar su dinámica en escenarios de cambio de uso del suelo.

# Capítulo 6

## Conclusiones

En base a los datos obtenidos, la revisión y contrastación de información aportada por los antecedentes seleccionados, se desprenden las siguientes conclusiones. Los suelos estudiados en este trabajo pertenecen a diferentes unidades geomorfoestructurales en las cuales los factores pedogénéticos han incidido en sus procesos de formación, diferenciándolos claramente. El análisis de los efectos de la forestación en estos suelos mostró las siguientes tendencias:

Se constata la acidificación del suelo de pastizal por el cultivo de árboles. No obstante, mostró un comportamiento algo dispar entre las regiones estudiadas en relación con las edades del manejo forestal. En los suelos del Sitio 1, pertenecientes a la Unidad Bacacúa –Cuenca Sedimentaria Litoral Oeste– la acidificación no mostró comportamientos de significancia estadística. La tendencia clara se vio en aquellas plantaciones de mayor edad, como en el Sitio 2, los suelos de la Unidad San Gabriel-Guaycurú. Los comportamientos no significativos, como en el Sitio 1 estuvieron fuertemente asociados a una combinación de factores, incluidos el manejo del suelo, la edad de los árboles y el manejo de las rotaciones.

Los valores obtenidos por técnicas de rutina de cationes intercambiables (Ca, Mg, K y Na) de uso agronómico, no fueron adecuadas para el diseño de muestreo aplicado. Consecuentemente, tampoco fue posible establecer correlación alguna con los casos detectados de alteraciones en la mineralogía de arcillas, o con los datos de silicio disuelto.

Los difractogramas realizados a los minerales arcillosos han mostrado diferencias entre las parcelas pareadas y las regiones estudiadas. En los suelos de la Unidad Bacacúa –al interior del Sitio 1– la mineralogía es compleja, presentan-

do esmectitas, illita, vermiculita, caolinita, clorita, óxidos y oxihidróxidos de hierro y fases interestratificadas illita/esmectita, illita/vermiculita y vermiculita/esmectita. Los cambios observados principalmente refieren a una posible esmectitización/vermiculitización en los suelos bajo eucalipto. Este proceso de cambio puede estar asociado con la acidificación producida por el cultivo, y a su vez, por la captura del ión  $K^+$  de la intercapa de illita, haciendo aumentar las fases interestratificadas expansibles. En los suelos de la Unidad San Gabriel-Guaycurú –en el Sitio 2–, la mineralogía de arcillas es menos diversa, con illita, interestratificados illita/esmectita y caolinita. En este sitio no se observaron grandes diferencias entre ambos usos del suelo. Esto podría estar asociado a la mayor capacidad *buffer* de estos suelos por su mayor contenido de limo y arcilla y por contener más proporción de minerales portadores de potasio en esas fracciones granulométricas.

El silicio disuelto mostró comportamientos antagónicos. En el Sitio 1 el contenido fue mayor en los suelos bajo eucalipto, mientras que en el Sitio 2 fue mayor bajo pastizal. En el Sitio 1 los valores registrados podrían vincularse con la traslocación de silicio por los eucaliptos, ascendiendo por capilaridad desde niveles freáticos profundos, generando que aumente el contenido de SiD bajo forestación. Esto no exime la presencia de algunas áreas donde el proceso de alteración/neoformación sea más activo y aporte este sílice disuelto: proceso no directamente asociado a un aumento de la acidez. En el Sitio 2, las diferencias se vincularían con la acidificación registrada bajo eucalipto. De esta manera, el silicio disuelto se lixiviaría del sistema. Consecuentemente, es posible afirmar que los reservorios de silicio presentes en el suelo y los mecanismos responsables de la liberación de silicio son diferentes en cada uno de los sitios estudiados. El conjunto de observaciones realizadas precedentemente ameritan continuar y profundizar la línea de investigación desarrollada en el presente estudio.

## Referencias bibliográficas

- Abella, F. (2022). *En diez años se quintuplicó el área forestada en Colonia mediante la aprobación de excepciones que otorga la Junta Departamental*. <https://ladiaria.com.uy/colonia/articulo/2022/2/en-diez-anos-se-quintuplico-el-area-forestada-en-colonia-mediante-la-aprobacion-de-excepciones-que-otorga-la-junta-departamental/> (acceso: 20/01/2022)
- Achkar, M., Domínguez, A. y Pesce, F. (2006). Principales Transformaciones Territoriales en el Uruguay Rural Contemporáneo. *Pampa: Revista Interuniversitaria de Estudios Territoriales*, ISSN 1669-3299, N<sup>o</sup>. 2, 2006, pags. 219-242, 1. <https://doi.org/10.14409/pampa.v1i2.3137>
- Alexandre, A., Bouvet, M. y Abbadie, L. (2011). The role of savannas in the terrestrial Si cycle: a case-study from Lamto, Ivory Coast. *Global and Planetary Change*, 78(3-4), 162-169.
- Alexandre, A., Meunier, J.-D., Colin, F. y Koud, J.-M. (1997). Plant impact on the biogeochemical cycle of silicon and related weathering processes. *Geochimica et cosmochimica acta*, 61(3), 677-682.
- Alfredsson, H., Condron, L. M., Clarholm, M. y Davis, M. R. (1998). Changes in soil acidity and organic matter following the establishment of conifers on former grassland in New Zealand. *Forest Ecology and Management*, 112(3), 245-252. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0378112798003466>
- Altamirano, A., Da Silva, H., Durán, A., Echevarría, A., Panario, D. y Puentes, R. (1976). Carta de reconocimiento de suelos del Uruguay a escala 1:1.000.000.
- Altomare, A., Cuocci, C., Giacobazzo, C., Moliterni, A. y Rizzi, R. (2008). QUALX: A computer program for qualitative analysis using powder diffraction data. *Journal of Applied Crystallography - J APPL CRYST*, 41, 815-817. <https://doi.org/10.1107/S0021889808016956>

- Alvarado, R. (2009). La expansión forestal en el Cono Sur. Políticas públicas, intereses transnacionales y transformaciones territoriales. *Nueva Sociedad*, 223, 76-93.
- Aparicio, J. (2003). Efecto de *Eucalyptus grandis* en las condiciones químicas del suelo de 26 sitios del Sudeste de la provincia de Corrientes. *17as Jornadas Forestales de Entre Ríos. Trabajos presentados. Concordia*.
- Bain, D. y Griffen, D. (2002). Possible effects of land use on the clay mineralogy of a brown forest soil. *Clay Minerals*, 37, 663-670. <https://doi.org/10.1180/0009855023740068>
- Balmford, A. y Bond, W. (2005). Trends in the state of nature and their implications for human well-being. *Ecology Letters*, 8(11), 1218-1234. <https://doi.org/10.1111/j.1461-0248.2005.00814.x>
- Barré, P., Catel, N., Velde, B. y Abbadie, L. (2007a). Soil-plant potassium transfer: impact of plant activity on clay minerals as seen from X-ray diffraction. *Plant and Soil*, 137-146.
- Barré, P., Velde, B. y Abbadie, L. (2007b). Dynamic role of “illite-like” clay minerals in temperate soils: facts and hypotheses. *Biogeochemistry*, 82(1), 77-88. <https://doi.org/10.1007/s10533-006-9054-2>
- Barré, P., Velde, B., Fontaine, C., Catel, N. y Abbadie, L. (2008). Which 2:1 clay minerals are involved in the soil potassium reservoir? Insights from potassium addition or removal experiments on three temperate grassland soil clay assemblages. *Geoderma*, 146(1-2), 216-223.
- Bartoli, F. (1983). The biogeochemical cycle of silicon in two temperate forest ecosystems. *Ecological Bulletins*, 469-476.
- Basile-Doelsch, I., Meunier, J. y Parron, C. (2005). Another continental pool in the terrestrial silicon cycle. *Nature*, 433(7024), 399-402.
- Berthelsen, S. y Korndörfer, G. (2005). Methods for silicon analysis in soil, plant, and fertilizers. *Proceedings of the third International Conference on Silicon in Agriculture*, 85-91.
- Berthrong, S., Piñeiro, G., Jobbágy, E. y Jackson, R. (2012). Soil C and N changes with afforestation of grasslands across gradients of precipitation and plantation age. *Ecological Applications*, 22(1), 76-86. <https://doi.org/10.1890/10-2210.1>
- Bewket, W. y Stroosnijder, L. (2003). Effects of agroecological land use succession on soil properties in Chemoga watershed, Blue Nile basin, Ethio-

- pia. *Geoderma*, 111(1), 85-98. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0016706102002550>
- Blecker, S., McCulley, R., Chadwick, O. y Kelly, E. (2006). Biologic cycling of silica across a grassland bioclimosequence. *Global Biogeochemical Cycles*, 20(3).
- Borrelli, N., Alvarez, M., Osterrieth, M. y Marcovecchio, J. (2010). Silica content in soil solution and its relation with phytolith weathering and silica biogeochemical cycle in Typical Argiudolls of the Pampean Plain, Argentina—a preliminary study. *Journal of Soils and Sediments*, 10(6), 983-994. <https://doi.org/10.1007/s11368-010-0205-7>
- Bossi, J., Celio, A. y Mármol, S. (2016). Formación Libertad: su reformulación. *Agrociencia (Uruguay)*, 20(1), 36-44.
- Bouyoucos, G. (1928). The Hydrometer method for making a very detailed mechanical analysis of soils. *Soil Science*, 26(3).
- Brazeiro, A., Achkar, M., Toranza, C. y Barthesagui, L. (2008). Potenciales impactos del cambio de uso de suelo sobre la biodiversidad terrestre de Uruguay. En A. Volpedo y L. Fernández (Eds.), *Efecto de los cambios globales sobre la biodiversidad* (pp. 7-22). CYTED - Programa Iberoamericano de Ciencia y Tecnología para el Desarrollo.
- Cabrera, M. y Cal, A. (2007). *Cambios en propiedades físicas y químicas de suelos de la Unidad Rivera al pasar de uso pastoril a forestal con Eucalyptus grandis Hill (ex Maiden) y Pinus taeda L.* Tesis Ingeniero Agrónomo. Facultad de Agronomía, Universidad de la República.
- Cabrera y Willink. (1973). *Biogeografía de América latina* (Vol. 13). Programa Regional de Desarrollo Científico y Tecnológico Washington DC.
- Caner, L., Radtke, L., Vignol-Lelarge, M., Inda, A., Bortoluzzi, E. y Mexias, A. (2014). Basalt and rhyo-dacite weathering and soil clay formation under subtropical climate in southern Brazil. *Geoderma*, 235-236, 100-112. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0016706114002547>
- Carrasco-Letelier, L., Eguren, G., Castiñeira, C., Parra, O. y Panario, D. (2004). Preliminary study of prairies forested with Eucalyptus sp. at the northwestern Uruguayan soils. *Environmental Pollution*, 127(1), 49-55. [https://doi.org/10.1016/S0269-7491\(03\)00258-6](https://doi.org/10.1016/S0269-7491(03)00258-6)
- Caubet, M., Cornu, S., Saby, N. y Meunier, J. (2020). Agriculture increases the bioavailability of silicon, a beneficial element for crop, in temperate

- soils. *Scientific Reports*, 10(1), 19999. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-77059-1>
- Céspedes-Payret, C., Bazzoni, B., Gutiérrez, O. y Panario, D. (2017). Soil Organic Carbon vs. Bulk Density Following Temperate Grassland Afforestation. *Environmental Processes*, 4, 75-92. <https://doi.org/10.1007/s40710-016-0197-4>
- Céspedes-Payret, C., Piñeiro, G., Achkar, M., Gutierrez, O. y Panario, D. (2009). The irruption of new agro-industrial technologies in Uruguay and their environmental impacts on soil, water supply and biodiversity: A review. *International Journal of Environment and Health*, 3(2), 175-197. <https://doi.org/10.1504/IJENVH.2009.024877>
- Céspedes-Payret, C., Piñeiro, G., Gutiérrez, O. y Panario, D. (2012). Land use change in a temperate grassland soil: Afforestation effects on chemical properties and their ecological and mineralogical implications. *Science of The Total Environment*, 438, 549-557. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0048969712011667>
- Chen, X., Condrón, L., Dunfield, K., Wakelin, S. y Chen, L. (2021). Impact of grassland afforestation with contrasting tree species on soil phosphorus fractions and alkaline phosphatase gene communities. *Soil Biology and Biochemistry*, 159, 108274. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0038071721001474>
- Chirkes, J., Heredia, O. y Fernández, A. (2018). Soluble silicon in differently textured mollisols of Argentina. *Geoderma Regional*, 15, e00191. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.geodrs.2018.e00191>
- Christina, M., Nouvellon, Y., Laclau, J., Stape, J., Bouillet, J., Lambais, G. y le Maire, G. (2017). Importance of deep water uptake in tropical eucalypt forest. *Functional Ecology*, 31(2), 509-519. <https://doi.org/10.1111/1365-2435.12727>
- Churchman, G. y Lowe, D. (2012). Alteration, Formation, and Occurrence of Minerals in Soils. En P. Huang, Y. Li y M. Sumner (Eds.), *Handbook of Soil Science. Properties and Processes, 2nd Edition*. CRC Press, Taylor & Francis.
- Churchman, G. y Velde, B. (2019). *Soil Clays: Linking Geology, Biology, Agriculture, and the Environment*. Routledge / CRC Press. <https://doi.org/10.1201/9780429154768>

- Collignon, C., Ranger, J. y Turpault, M. (2012). Seasonal dynamics of Al- and Fe-bearing secondary minerals in an acid forest soil: influence of Norway spruce roots (*Picea abies* (L.) Karst.) *European Journal of Soil Science*, 63(5), 592-602. <https://bsssjournals.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1111/j.1365-2389.2012.01470.x>
- CONEAT. (1979). Grupos de suelos CONEAT. Índices de productividad [Comisión Nacional de Estudio Agroeconómico de la Tierra, Ministerio de Agricultura y Pesca. CONEAT-MAP. Montevideo: 167pp.].
- Conley, D. (2002). Terrestrial ecosystems and the global biogeochemical silica cycle. *Global Biogeochemical Cycles*, 16(4), 68-1.
- Cook, R., Binkley, D. y Stape, J. (2016). Eucalyptus plantation effects on soil carbon after 20 years and three rotations in Brazil. *Forest Ecology and Management*, 359, 92-98. <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2015.09.035>
- Cornelis, J. y Delvaux, B. (2016). Soil processes drive the biological silicon feedback loop. *Functional Ecology*, 30(8), 1298-1310.
- Cornelis, J., Ranger, J., Iserentant, A. y Delvaux, B. (2010). Tree species impact the terrestrial cycle of silicon through various uptakes. *Biogeochemistry*, 97, 231-245.
- Cornelis, J., Titeux, H., Ranger, J. y Delvaux, B. (2011). Identification and distribution of the readily soluble silicon pool in a temperate forest soil below three distinct tree species. *Plant and Soil*, 342, 369-378.
- Cornu, S., Meunier, J., Ratie, C., Ouedraogo, F., Lucas, Y., Merdy, P., Barboni, D., Delvigne, C., Borschneck, D., Grauby, O. y Keller, C. (2022). Allophanes, a significant soil pool of silicon for plants. *Geoderma*, 412, 115722. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0016706122000295>
- Cornu, S., Montagne, D., Hubert, F., Barré, P. y Caner, L. (2012). Evidence of short-term clay evolution in soils under human impact. *Comptes Rendus Geoscience*, 344(11), 747-757. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1631071312001599>
- Cuadros, J., Fiore, S. y Huertas, J. (2013). Introduction to mixed-layer clay minerals. En S. Fiore, J. Cuadros y J. Huertas (Eds.), *Interstratified Clay Minerals: Origin, Characterization and Geochemical Significance* (p. 175). AIPEA Educational Series, Pub. No. 1, Digilabs, Bari, Italia.

- Dale, V., Brown, S., Haeuber, R., Hobbs, N., Huntly, N., Naiman, R., Turner, M. y Valone, T. (2000). Ecological Principles and Guidelines for Managing the Use of Land. *Ecological Applications*, 10(3), 639-670.
- de los Santos, E. (2016). *Effect of tree age of Eucalyptus dunnii from Uruguay on wood basic density, pulping yield, wood chemical composition and fibre morphology*. (Tesis doctoral). <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.17754.75208>
- Del Puerto, O. (1987). *La extensión de las comunidades arbóreas primitivas en el Uruguay* (inf. téc.). Facultad de Agronomía. Montevideo, Facultad de Agronomía.
- Delgado, S., Alliaume, F., García Préchac, F. y Hernández, J. (2006). The effects of Eucalyptus sp. plantations on Uruguay natural resources. Part II: Soils. *Agrociencia Uruguay*, 10(2), 95-108.
- Denef, K. y Six, J. (2005). Clay mineralogy determines the importance of biological versus abiotic processes for macroaggregate formation and stabilization. *European journal of soil science*, 56(4), 469-479.
- Derry, L. A., Kurtz, A. C., Ziegler, K. y Chadwick, O. A. (2005). Biological control of terrestrial silica cycling and export fluxes to watersheds. *Nature*, 433(7027), 728-731.
- Díaz, D. (2006). Eucalyptus, impacto social y ambiental. *21as Jornadas Forestales de Entre Ríos. Trabajos presentados. Concordia*.
- Dixon, J. (1991). Roles of clays in soils. *Applied Clay Science*, 5(5-6), 489-503.
- Durán, A., Califra, A. y Molfino, J. (1999). Suelos del Uruguay según soil taxonomy (1999), 1-14.
- Durán, A., Morrás, H., Studdert, G. y Liu, X. (2011). Distribution, properties, land use and management of Mollisols in South America. *Chinese Geographical Science*, 21(5), 511-530. <https://doi.org/10.1007/s11769-011-0491-z>
- Emsens, W., Schoelynck, J., Grootjans, A., Struyf, E. y van Diggelen, R. (2016). Eutrophication alters Si cycling and litter decomposition in wetlands. *Biogeochemistry*, 130, 289-299.
- FAO. (2021). *Standard operating procedure for soil pH determination*. Food y Agriculture Organization of the United Nations, Rome.
- Farley, K., Piñeiro, G., Palmer, S., Jobbágy, E. y Jackson, R. (2008). Stream acidification and base cation losses with grassland afforestation. *Wa-*

- ter Resources Research*, 45(7), 1-11. <https://doi.org/10.1029/2007WR006659>
- Ferrell, R., Aparicio, P. y Forsman, J. (2013). Intestratified Clay Minerales in the Weathering Environment. En S. Fiore, J. Cuadros y J. Huertas (Eds.), *Interstratified Clay Minerals: Origin, Characterization and Geochemical Significance* (p. 175). AIPEA Educational Series, Pub. No. 1, Digilabs, Bari, Italia.
- Flohr, M. (1997). X-Ray Powder Diffraction [Último acceso 28 de abril de 2023]. <https://pubs.usgs.gov/info/diffraction/html/>
- Foley, J., DeFries, R., Asner, G., Barford, C., Bonan, G., Carpenter, S., Chapin, F., Coe, M., Daily, G., Gibbs, H., Helkowski, J., Holloway, T., Howard, E., Kucharik, C., Monfreda, C., Patz, J., Prentice, I., Ramankutty, N. y Snyder, P. (2005). Global consequences of land use. *Science*, 309(5734), 570-574. <https://doi.org/10.1126/science.1111772>
- Forsman, J. (2005). Quantitative clay mineralogy of several Louisiana soils. MSc Thesis. Louisiana State University, Baton Rouge, Louisiana, U.S.A.
- Georgiadis, A., Sauer, D., Herrmann, L., Breuer, J., Zarei, M. y Stahr, K. (2013). Development of a method for sequential Si extraction from soils. *Geoderma*, 209-210, 251-261. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0016706113002231>
- Gérard, F., Mayer, K., Hodson, M. y Ranger, J. (2008). Modelling the biogeochemical cycle of silicon in soils: application to a temperate forest ecosystem. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72(3), 741-758.
- Gianotti, V. y Arrighetti, R. (2017). Proyecto cartografía geocientífica a escala 1:100.000, Hojas 83-Rosario y 91-Colonia [DINAMIGE, Montevideo].
- Gibson, D. (2009). Grasses and Grassland Ecology. En Oxford University Press (Ed.).
- Gordon, L., Peterson, G. y Bennett, E. (2008). Agricultural modifications of hydrological flows create ecological surprises. *Trends in Ecology and Evolution*, 23(4), 211-219. <https://doi.org/10.1016/j.tree.2007.11.011>
- Guedes, B., Olsson, B. y Karlton, E. (2016). Effects of 34-year-old Pinus taeda and Eucalyptus grandis plantations on soil carbon and nutrient status in former miombo forest soils. *Global Ecology and Conservation*, 8, 190-202. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S2351989416300646>

- Hammer, Ø., Harper, D. y Ryan, P. (2001). PAST: Paleontological statistics software package for education and data analysis. *Palaeontologica Electronica*, 4, 9.
- Hassink, J. (1997). The capacity of soils to preserve organic C and N by their association with clay and silt particles. *Plant and soil*, 191, 77-87.
- Hernández, J. (1997). Potasio. Manejo de la fertilidad en producciones extensivas (Cereales y pasturas). *Facultad de Agronomía, Montevideo, Uruguay*, 29-33.
- Hernández, J. y Meurer, E. (1997). Óxidos de hierro en los suelos: sus propiedades y su caracterización con énfasis en los estudios de retención de fósforo. *Agrociencia Uruguay*, 1(1), 1-14.
- Hernández, J., Del Pino, A., Vance, E., Califra, Á., Del Giorgio, F., Martínez, L. y González Barrios, P. (2016). Eucalyptus and Pinus stand density effects on soil carbon sequestration. *Forest Ecology and Management*, 368, 28-38. <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2016.03.007>
- Hillier, S. (2009). Quantitative Analysis of Clay and other Minerals in Sandstones by X-Ray Powder Diffraction (XRPD). <https://doi.org/10.1002/9781444304336.ch11>
- Hinsinger, P., Jaillard, B. y Dufey, J. (1992). Rapid Weathering of a Trioctahedral Mica by the Roots of Ryegrass. *Soil Science Society of America Journal*, 56(3), 977-982. <https://doi.org/10.2136/sssaj1992.03615995005600030049x>
- ISO10390. (1994). Soil Quality. Determination of pH.
- Jobbágy, E. y Jackson, R. (2003). Patterns and mechanisms of soil acidification in the conversion of grasslands to forests. *Biogeochemistry*, 64(2), 205-229. <https://doi.org/10.1023/A:1024985629259>
- Jobbágy, E. y Jackson, R. (2004). Groundwater use and salinization with grassland afforestation. *Global Change Biology*, 10(8), 1299-1312. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2004.00806.x>
- Jobbágy, E., Vasallo, M., Farley, K. A., Piñeiro, G., Garbulsky, M. F., Noretto, M. D., Jackson, R. B. y Paruelo, J. M. (2022). Grassland afforestation: towards an integrative perspective of its ecological opportunities and costs. *Agrociencia Uruguay*, 26(NE2), e1114. <https://doi.org/10.31285/AGRO.26.1114>
- Keller, C., Rizwan, M. y Meunier, J. (2021). Are Clay Minerals a Significant Source of Si for Crops? A Comparison of Amorphous Silica and the

- Roles of the Mineral Type and pH. *Silicon*, 13(10), 3611-3618. <https://doi.org/10.1007/s12633-020-00877-5>
- Kodama, H., Nelson, S., Yang, A. y Kohyama, N. (1994). Mineralogy of Rhizospheric and Non-Rhizospheric Soils in Corn Fields. *Clays and Clay Minerals*, 42(6), 755-763. <https://doi.org/10.1346/CCMN.1994.0420612>
- Korchagin, J., Bortoluzzi, E., Freire-Moterle, D., Petry, C. y Caner, L. (2019). Evidences of soil geochemistry and mineralogy changes caused by eucalyptus rhizosphere. *Catena*, 175(November 2018), 132-143. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2018.12.001>
- Korndörfer, G., Pereira, H. y Nolla, A. (2004). *Análise de silício: solo, planta e fertilizante*. Grupo de pesquisa "Silício na agricultura" Boletim técnico. Instituto de Ciências Agrárias, Universidade Federal de Uberlândia.
- Laclau, J., Ranger, J., Bouillet, J., de Dieu Nzila, J. y Deleporte, P. (2003a). Nutrient cycling in a clonal stand of Eucalyptus and an adjacent savanna ecosystem in Congo: 1. Chemical composition of rainfall, throughfall and stemflow solutions. *Forest Ecology and Management*, 176(1), 105-119. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0378-1127\(02\)00280-3](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0378-1127(02)00280-3)
- Laclau, J., Ranger, J., de Dieu Nzila, J., Bouillet, J. y Deleporte, P. (2003b). Nutrient cycling in a clonal stand of Eucalyptus and an adjacent savanna ecosystem in Congo: 2. Chemical composition of soil solutions. *Forest Ecology and Management*, 180(1), 527-544. [https://doi.org/10.1016/S0378-1127\(02\)00645-X](https://doi.org/10.1016/S0378-1127(02)00645-X)
- Laclau, J., Ranger, J., Deleporte, P., Nouvellon, Y., Saint-André, L., Marlet, S. y Bouillet, J.-P. (2005). Nutrient cycling in a clonal stand of Eucalyptus and an adjacent savanna ecosystem in Congo: 3. Input-output budgets and consequences for the sustainability of the plantations. *Forest Ecology and Management*, 210(1), 375-391. <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2005.02.028>
- Lambin, E., Geist, H. y Lepers, E. (2003). Dynamics of land-use and land-cover change in tropical regions. *Annual Review of Environment and Resources*, 28, 205-241. <https://doi.org/10.1146/annurev.energy.28.050302.105459>
- Lemenih, M., Olsson, M. y Karlton, E. (2004). Comparison of soil attributes under *Cupressus lusitanica* and *Eucalyptus saligna* established on abandoned farmlands with continuously cropped farmlands and natu-

- ral forest in Ethiopia. *Forest Ecology and Management*, 195(1), 57-67. <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2004.02.055>
- Lezama, F., Pereira, M., Altesor, A. y Paruelo, J. (2019). Grasslands of Uruguay: Classification based on vegetation plots. *Phytocoenologia*, 49(3), 211-229. <https://doi.org/10.1127/phyto/2019/0215>
- Liang, Y., Sun, W., Zhu, Y. y Christie, P. (2007). Mechanisms of silicon-mediated alleviation of abiotic stresses in higher plants: A review [Environmental Pollution in China]. *Environmental Pollution*, 147(2), 422-428. <https://doi.org/10.1016/j.envpol.2006.06.008>
- Lilienfein, J., Wilcke, W., Angelo Ayarza, M., Vilela, L., do Carmo Lima, S. y Zech, W. (2000). Soil acidification in Pinus caribaea forests on Brazilian savanna Oxisols. *Forest Ecology and Management*, 128(3), 145-157. [https://doi.org/10.1016/S0378-1127\(99\)00143-7](https://doi.org/10.1016/S0378-1127(99)00143-7)
- Lim, A., Pokrovsky, O., Cornu, S. y Meunier, J.-D. (2023). Release of labile Si from forest and agricultural soils. *CATENA*, 229, 107211. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2023.107211>
- Loaiza, J., Stoops, G., Poch, R., Casamitjana, M. y Eds. (2014). Manual de micromorfología de suelos y técnicas complementarias. Fondo Editorial Pascual Bravo.
- Lucas, Y., Luizão, F. J., Chauvel, A., Rouiller, J. y Nahon, D. (1993). The relation between biological activity of the rain forest and mineral composition of soils. *Science*, 260(5107), 521-523.
- Ma, J. F. y Takahashi, E. (2002). Chapter 7 - Functions of silicon in plant growth. En J. Ma y E. Takahashi (Eds.), *Soil, Fertilizer, and Plant Silicon Research in Japan* (pp. 107-180). Elsevier Science. <https://doi.org/10.1016/B978-044451166-9/50007-5>
- Mallen-Cooper, M., Atkinson, J., Xirocostas, Z., Wijas, B., Chiarenza, G., Dadzie, F. y Eldridge, D. (2022). Global synthesis reveals strong multifaceted effects of eucalypts on soils. *Global Ecology and Biogeography*, 31(8), 1667-1678. <https://doi.org/10.1111/geb.13522>
- Mareschal, L., Turpault, M.-P., Bonnaud, P. y Ranger, J. (2013). Relationship between the weathering of clay minerals and the nitrification rate: a rapid tree species effect. *Biogeochemistry*, 112(1), 293-309. <https://doi.org/10.1007/s10533-012-9725-0>

- Matichenkov, V. y Bocharnikova, E. (2008). Silicon deficiency and functionality in soils, crops and food [Proc Second Intern Conf. Tenerife, Spain]. *Ecobiology of Soil and Compost*, 207-213.
- McLean, E. (1982). Soil pH and lime requirement. *Methods of soil analysis: Part 2 Chemical and microbiological properties* (pp. 199-224). Wiley Online Library.
- MGAP y DGF. (2021). Cartografía Nacional Forestal 2021.
- Michalopoulos, P. y Aller, R. (1995). Rapid Clay Mineral Formation in Amazon Delta Sediments: Reverse Weathering and Oceanic Elemental Cycles. *Science*, 270(5236), 614-617. <https://doi.org/10.1126/science.270.5236.614>
- Minersoc.org. (2023). Mineralogical Society of UK and Ireland. Images of Clay [Último acceso 14 de julio de 2023]. <https://www.minersoc.org/images-of-clay.html>
- Mohindra, R. y Parkash, B. (1990). Clay mineralogy of the Gandak megafan and adjoining areas, Middle Gangetic Plains, India. *Sciences Géologiques, bulletins et mémoires*, 43(2), 203-212. <https://doi.org/10.3406/sgeol.1990.1855>
- Moore, D. y Reynolds, R. (1997). *X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals* (2.<sup>a</sup> ed.). Oxford University Press.
- Morrone, J. J. (2001). *Biogeografía de América Latina y el Caribe* (Tesis doctoral). Facultad de Ciencias - UNAM.
- Norrish, K. y Pickering, J. (1983). Clay minerals. *Soils: An Australia viewpoint*, 281-308.
- Nosetto, M., Jobbágy, E. y Paruelo, J. (2005). Land-use change and water losses: The case of grassland afforestation across a soil textural gradient in central Argentina. *Global Change Biology*, 11(7), 1101-1117. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2005.00975.x>
- Nosetto, M., Jobbágy, E., Tóth, T. y Di Bella, C. (2007). The effects of tree establishment on water and salt dynamics in naturally salt-affected grasslands. *Oecologia*, 152(4), 695-705. <https://doi.org/10.1007/s00442-007-0694-2>
- Nosetto, M., Jobbágy, E., Brizuela, A. y Jackson, R. (2012). The Hydrologic Consequences of Land Cover Change in Central Argentina. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 154, 2-11. <https://doi.org/10.1016/j.agee.2011.01.008>

- Panario, D. (2016). *Sistema de clasificación de paisajes para Uruguay. Herramienta para la planificación y conservación*. (Tesis doctoral). Programa de Doctorado en Tecnología Ambiental y Gestión del Agua - Universidad Internacional de Andalucía.
- Panario, D. y Gutiérrez, O. (2007). La política forestal industrial del estado uruguayo [Seminario: Política y Pasturas en el Rio Uruguay: Medio Ambiente, Modelos Productivos y Movimiento Social, 16/11/2007, UNSAM].
- Panario, D., Mazzeo, N., Eguren, G., Rodríguez, C., Altesor, A., Cayssials, R. y Achkar, M. (2006). Síntesis de los efectos ambientales de las plantas de celulosa y del modelo forestal en Uruguay. [Informe solicitado por el Consejo de Facultad de Ciencias. Resolución N° 78 del 13/03/2006].
- Panario, D. y Gutiérrez, O. (1999). The continental Uruguayan Cenozoic: an overview. *Quaternary International*, 62(1), 75-84. [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(99\)00025-7](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(99)00025-7)
- Paruelo, J., Guerschman, J., Piñeiro, G., Jobbágy, E., Verón, S., Baldi, G. y Baeza, S. (2006). Cambios en el uso de la tierra en Argentina y Uruguay: marcos conceptuales para su análisis. *Agrociencia*, 10(2), 47-61. <https://doi.org/10.31285/agro.10.929>
- Pate, J. y Verboom, W. (2009). Contemporary biogenic formation of clay pavements by eucalypts: further support for the phytotarium concept. *Annals of Botany*, 103(5), 673-685. <https://doi.org/10.1093/aob/mcn247>
- Pavan, M. y Barron, A. (2023). Introducción a la difracción de rayos X [Último acceso 25 de abril de 2023]. [https://espanol.libretexts.org/Quimica/Qu%C3%ADmica\\_Anal%C3%ADtica/M%C3%A9todos\\_F%C3%ADsicos\\_en\\_Qu%C3%ADmica\\_y\\_Nano\\_Ciencia\\_\(Barron\)/07%3A\\_Estructura\\_molecular\\_y\\_de\\_estado\\_s%C3%B3lido/7.03%3A\\_Cristalograf%C3%ADa\\_de\\_rayos\\_X](https://espanol.libretexts.org/Quimica/Qu%C3%ADmica_Anal%C3%ADtica/M%C3%A9todos_F%C3%ADsicos_en_Qu%C3%ADmica_y_Nano_Ciencia_(Barron)/07%3A_Estructura_molecular_y_de_estado_s%C3%B3lido/7.03%3A_Cristalograf%C3%ADa_de_rayos_X)
- Pérez-Bidegain, M., García-Préchac, F. y Durán, A. (2001). Soil use change effect, from pastures to Eucalyptus sp., on some soil physical and chemical properties in Uruguay. *3rd International Conference on Land Degradation, Río de Janeiro, Brazil*, 17-21.
- Pielke, R. y Avissar, R. (1990). Influence of landscape structure on local and regional climate. *Landscape Ecology*, 4(2-3), 133-155. <https://doi.org/10.1007/BF00132857>

- Poppe, L., Paskevich, V., Hathaway, J. y Blackwood, D. (2001). U.S. Geological Survey Open-File Report 01-41: A Laboratory Manual for X-Ray Powder Diffraction. [Último acceso 20 de abril de 2023]. <https://pubs.usgs.gov/of/2001/of01-041/>
- Preciozzi, F., Spoturno, J., Heinzen, W. y Rossi, P. (1985). Carta Geológica de la República Oriental del Uruguay a escala 1:500.000 [DINAMIGE, Montevideo.].
- Puppe, D., Ehrmann, O., Kaczorek, D., Wanner, M. y Sommer, M. (2015). The protozoic Si pool in temperate forest ecosystems—Quantification, abiotic controls and interactions with earthworms. *Geoderma*, 243, 196-204.
- Quantin, P., Gautheyrou, J. y Lorenzoni, P. (1988). Halloysite Formation Through In Situ Weathering of Volcanic Glass from Trachytic Pumices, Vico's Volcano, Italy. *Clay Minerals*, 23, 423-437. <https://doi.org/10.1180/claymin.1988.023.4.09>
- Raigemborn, M. (2008). *Estudio estratigráfico, sedimentológico y composicional de las sedimentitas del Terciario Inferior [Grupo Río Chico] en el sector sudoriental del Chubut Extraandino* (Tesis doctoral). Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Universidad Nacional de la Plata. Argentina.
- Redo, D., Grau, H., Aide, T. y Clark, M. (2012). Asymmetric forest transition driven by the interaction of socioeconomic development and environmental heterogeneity in Central America. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 109(23), 8839-8844. <https://doi.org/10.1073/pnas.1201664109>
- Robert, M. y Tessier, D. (1974). Methode de preparation des argiles des sols pour des etudes mineralogiques. *Annales agronomiques; FRA; 1974, VOL. 25, NUM. 0006, P. 859 A 882, 25(6), 859-882.*
- Ryan, P. y Huertas, F. (2009). The temporal evolution of pedogenic Fe-smectite to Fe-kaolin via interstratified kaolin-smectite in a moist tropical soil chronosequence. *Geoderma*, 151(1), 1-15. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2009.03.010>
- Sala, O., Chapin, S., Armesto, J., Berlow, E., Bloomfield, J., Dirzo, R., Huber-Sanwald, E., Huenneke, L., Jackson, R., Kinzig, A., Leemans, R., Lodge, D., Mooney, H., Oesterheld, M., Poff, N. L., Sykes, M., Walker, B., Walker, M. y Wall, D. (2000). Global Biodiversity Scenarios for the

- Year 2100. *Science*, 287(5459), 1770-1774. <https://doi.org/10.1126/science.287.5459.1770>
- Santos, R., Oliveira, F., Ferreira, G., Ferreira, M., Araújo, E. y Silva, I. (2020). Carbon and nitrogen dynamics in soil organic matter fractions following eucalypt afforestation in southern Brazilian grasslands (Pampas). *Agriculture, Ecosystems Environment*, 301, 106979. <https://doi.org/10.1016/j.agee.2020.106979>
- Schaller, J., Puppe, D., Kaczorek, D., Ellerbrock, R. y Sommer, M. (2021). Silicon Cycling in Soils Revisited. *Plants*, 10(2). <https://doi.org/10.3390/plants10020295>
- Searchinger, T., Heimlich, R., Houghton, R., Dong, F., Elobeid, A., Fabiosa, J., Tokgoz, S., Hayes, D. y Yu, T. (2008). Use of U.S. croplands for biofuels increases greenhouse gases through emissions from land-use change. *Science*, 319(5867), 1238-1240. <https://doi.org/10.1126/science.1151861>
- Skole, D. y Tucker, C. (1993). Tropical deforestation and habitat fragmentation in the Amazon: Satellite data from 1978 to 1988. *Science*, 260, 1905-1910. <https://doi.org/10.1177/0309133308096755>
- Sommer, M., Jochheim, H., Höhn, A., Breuer, J., Zagorski, Z., Busse, J., Barkusky, D., Meier, K., Puppe, D., Wanner, M. *et al.* (2013). Si cycling in a forest biogeosystem—the importance of transient state biogenic Si pools. *Biogeosciences*, 10(7), 4991-5007.
- Sommer, M., Kaczorek, D., Kuzyakov, Y. y Breuer, J. (2006). Silicon pools and fluxes in soils and landscapes—a review. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 169(3), 310-329.
- Soriano, A. (1991). Temperate subhumid grasslands of South America. *Ecosystems of the World*, 8, 367-407.
- Soutullo, A., Clavijo, C. y Martínez-Lanfranco, J. (2013). Especies prioritarias para la conservación en Uruguay. Vertebrados, moluscos continentales y plantas vasculares. [SNAP/DINAMA/MVOTMA y DICYT/MEC, Montevideo. 222pp].
- Sparks, D., Page, A., Helmke, P. y Loeppert, R. (1996). *Methods of soil analysis, part 3: Chemical methods*. Soil Science Society of America: American Society of Agronomy.
- Stoops, G., Marcelino, V. y Mees, F. (2010). *Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths*. Elsevier.

- Struyf, E., Temmerman, S. y Meire, P. (2007). Dynamics of biogenic Si in fresh-water tidal marshes: Si regeneration and retention in marsh sediments (Scheldt estuary). *Biogeochemistry*, 82, 41-53.
- Surapaneni, A., Palmer, A., Tillman, R., Kirkman, J. y Gregg, P. (2002). The mineralogy and potassium supplying power of some loessial and related soils of New Zealand. *Geoderma*, 110(3), 191-204. [https://doi.org/10.1016/S0016-7061\(02\)00230-6](https://doi.org/10.1016/S0016-7061(02)00230-6)
- Takahashi, T., Dahlgren, R. y van Susteren, P. (1993). Clay mineralogy and chemistry of soils formed in volcanic materials in the xeric moisture regime of northern California. *Geoderma*, 59(1), 131-150. [https://doi.org/10.1016/0016-7061\(93\)90066-T](https://doi.org/10.1016/0016-7061(93)90066-T)
- Torrence, M. (1954). Reference Chlorite Characterization for Chlorite Identification in Soil Clays. *Clays and Clay Minerals*, 3(1), 117-145.
- Tributh, H., Boguslawski, E., Lieres, A., Steffens, D. y Mengel, K. (1987). Effect of potassium removal by crops on transformation of illitic clay minerals. *Soil Science*, 143(6).
- USDA. (1996). United States Department Of Agriculture. Soil survey laboratory methods manual [Soil Survey Investigations Report No. 42. Version 3.0. Washington DC, USA, 693p.].
- Vandevenne, F., Barão, L., Ronchi, B., Govers, G., Meire, P., Kelly, E. y Struyf, E. (2015). Silicon pools in human impacted soils of temperate zones. *Global Biogeochemical Cycles*, 29(9), 1439-1450. <https://doi.org/10.1002/2014GB005049>
- Vandevenne, F., Struyf, E., Clymans, W. y Meire, P. (2012). Agricultural silica harvest: have humans created a new loop in the global silica cycle? *Frontiers in Ecology and the Environment*, 10(5), 243-248.
- Varela, S. (2007). *Cuantificación de la extracción de nutrientes por trozas comerciales de Eucalyptus globulus en suelos de basamento cristalino de la zona Este del país*. Tesis Ingeniero Agrónomo. Facultad de Agronomía, Universidad de la República.
- Vega, E., Baldi, G., Jobbágy, E. G. y Paruelo, J. (2009). Land use change patterns in the Río de la Plata grasslands: The influence of phytogeographic and political boundaries. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 134(3-4), 287-292. <https://doi.org/10.1016/j.agee.2009.07.011>
- Vegunta, V., Senthilkumar, E. R., Lindén, P., Sevastyanova, O., Vilaplana, F., Garcia, A., Björk, M., Jansson, U., Henriksson, G. y Lindström,

- M. (2022). High calcium content of *Eucalyptus dunnii* wood affects delignification and polysaccharide degradation in kraft pulping. *Nordic Pulp and Paper Research Journal*, 37(2), 338-348. <https://doi.org/10.1515/npprj-2021-0069>
- Velde, B. y Meunier, A. (2008). *The Origin of Clay Minerals in Soils and Weathered Rocks*. <https://doi.org/10.1007/978-3-540-75634-7>
- Velde, B. y Peck, T. (2002). Clay mineral changes in the Morrow experimental plots, University of Illinois. *Clays and Clay Minerals*, 50(3), 364-370. <https://doi.org/10.1346/000986002760833738>
- Verboom, W., Pate, J. y Aspandiar, M. (2010). Neoformation of clay in lateral root catchments of mallee eucalypts: a chemical perspective. *Annals of Botany*, 105(1), 23-36. <https://doi.org/10.1093/aob/mcp261>
- Vingiani, S., Righi, D., Petit, S. y Terribile, F. (2004). Mixed-layer kaolinite-smectite minerals in a red-black soil sequence from basalt in Sardinia (Italy). *Clays and Clay Minerals*, 52(4), 473-483. <https://doi.org/10.1346/CCMN.2004.0520408>
- Vitousek, P., Mooney, H., Lubchenco, J. y Melillo, J. (1997). Human domination of Earth's ecosystems. *Science*, 277(5325), 494-499. <https://doi.org/10.1126/science.277.5325.494>
- Wada, K., Kakuto, Y. y Ikawa, H. (1990). Clay Minerals of Two Eutrandedpts of Hawaii, Having Isohyperthermic Temperature and Ustic Moisture Regimes. *Soil Science Society of America Journal*, 54(4), 1173-1178. <https://doi.org/10.2136/sssaj1990.03615995005400040043x>
- Watteau, F. y Villemin, G. (2001). Ultrastructural study of the biogeochemical cycle of silicon in the soil and litter of a temperate forest. *European Journal of Soil Science*, 52(3), 385-396.
- Wattel-Koekkoek, E., Van Genuchten, P., Buurman, P. y Van Lagen, B. (2001). Amount and composition of clay-associated soil organic matter in a range of kaolinitic and smectitic soils. *Geoderma*, 99(1-2), 27-49.
- Weil, R. y Brady, N. (2016). *The Nature and Properties of Soils. 15th edition*. Pearson Education.
- White, A., Vivit, D., Schulz, M., Bullen, T., Evett, R. y Agarwal, J. (2012). Biogenic and pedogenic controls on Si distributions and cycling in grasslands of the Santa Cruz soil chronosequence, California. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 94, 72-94.

- Williams, B., Cooper, J. y Pyatt, D. (1978). Effects of Afforestation with *Pinus contorta* on Nutrient Content, Acidity and Exchangeable Cations in Peat. *Forestry: An International Journal of Forest Research*, 51(1), 29-35. <https://doi.org/10.1093/forestry/51.1.29>
- Wilson, M. (1987). X-ray powder diffraction methods. En M. J. Wilson (Ed.), *A Handbook of Determinative Methods in Clay Mineralogy* (pp. 26-98). Chapman y Hall, London.
- Yerima, B., Calhoun, F., Senkayi, A. y Dixon, J. (1985). Occurrence of Interstratified Kaolinite-Smectite in El Salvador Vertisols. *Soil Science Society of America Journal*, 49(2), 462-466. <https://doi.org/10.2136/sssaj1985.03615995004900020038x>
- Zussman, J. (1977). X-ray diffraction. En K. Norrish, B. Chappell y J. Zussman (Eds.), *Physical methods in determinative mineralogy* (p. 194). London; New York (Academic Press).

# APÉNDICES

# Apéndice 1

## Datos procesados

### 1.1. Estadística descriptiva

Se adjuntan a continuación las tablas que contienen la estadística descriptiva para las variables pH, cationes intercambiables, silicio en solución, así como los resultados de los test de normalidad, homogeneidad de varianza y test estadísticos paramétricos y no-paramétricos.

pH (H <sub>2</sub> O)	Sitio 1		Sitio 2	
	QP (Pastizal)	QF (Forestal)	MP (Pastizal)	MF (Forestal)
N	9	9	9	9
Mín	5,8	5,3	5,8	5,1
Máx	6,4	6,5	6,4	5,8
Suma	54,2	51,9	54,9	49,9
Media	6,022222	5,766667	6,1	5,544444
Std. error	0,06826781	0,1518406	0,06508541	0,0973412
Varianza	0,04194444	0,2075	0,038125	0,08527778
Desviación estándar	0,2048034	0,4555217	0,1952562	0,2920236
Mediana	6	5,6	6,1	5,7
25 percentil	5,85	5,4	5,95	5,2
75 percentil	6,2	6,25	6,275	5,8
Asimetría	0,7395697	0,6347813	0,03238404	-0,7212074
Kurtosis	-0,3556987	-1,412355	-0,8650516	-1,582598
Geom. media	6,019164	5,751042	6,097222	5,537464
Coef. var	3,400795	7,89922	3,200922	5,266959
Shapiro-Wilk W	0,9479		0,9386	
p(normal)	0,3927		0,2738	
Levene's test for homogeneity of variance, from means:				
p (same)	0,01033 <sup>*1</sup>		0,08538	
Welch F test in the case of unequal variances: F=2,356, df=11,11	p=0,1528		t test for equal means, t=4,7445	p=0,0002199 <sup>*2</sup>

**Tabla 1.1:** Estadística descriptiva para los datos obtenidos de pH en agua destilada. La denominación QP significa pastizal y QF forestación, ambos del Sitio 1. De la misma manera, MP significa pastizal y MF significa forestación, para el Sitio 2. \*1: Los datos no cumplen con el supuesto de homogeneidad de varianza. \*2: Los datos presentan diferencias estadísticamente significativas.

Calcio	Sitio 1		Sitio 2	
	QP (Pastizal)	QF (Forestal)	MP (Pastizal)	MF (Forestal)
N	9	9	9	9
Min	13	16,9	6,5	6,7
Max	16,4	24,1	12,7	12,2
Sum	134	176,7	85,8	88,9
Media	14,88889	19,63333	9,533333	9,877778
Std, error	0,3318485	0,7812028	0,7321961	0,6041012
Varianza	0,9911111	5,4925	4,825	3,284444
Desv. Estand	0,9955456	2,343608	2,196588	1,812304
Mediana	14,9	18,9	9,5	10,4
25 prcnil	14,35	17,55	7,5	8,35
75 prcnil	15,65	21,2	11,55	11,45
Asimetr	-0,4428237	0,7345192	0,1267493	-0,5165128
Kurtosis	0,6240052	-0,05105023	-0,8555137	-0,605048
Media Geom	14,85871	19,51334	9,303919	9,718502
Coeff, var	6,686501	11,93688	23,04114	18,34728
Shapiro-Wilk W	0,9398		0,9555	
p(normal)	0,2876		0,5168	
Levene's test for homogeneity of variance, from means				
p (same):	0,01491*1		0,7274	
Welch F test in the case of unequal variances: F=31,25, df=10,8	p=0,0001744*2		t test for equal means, t=0,36286	p=0,72145

**Tabla 1.2:** Estadística descriptiva para los datos obtenidos de calcio intercambiable. La denominación QP significa pastizal y QF forestación, ambos del Sitio 1. De la misma manera, MP significa pastizal y MF significa forestación, para el Sitio 2. \*1: Los datos no cumplen con el supuesto de homogeneidad de varianza. \*2: Los datos presentan diferencias estadísticamente significativas.

Magnesio	Sitio 1		Sitio 2	
	QP (Pastizal)	QF (Forestal)	MP (Pastizal)	MF (Forestal)
N	9	9	9	9
Mín	1,3	1,1	2,2	2,8
Máx	1,7	1,7	3,7	3,4
Sum	13,6	12,3	25,3	27,2
Media	1,511111	1,366667	2,811111	3,022222
Std, error	0,03888889	0,06236096	0,1806196	0,06186405
Varianza	0,01361111	0,035	0,2936111	0,03444444
Desv. Estand	0,1166667	0,1870829	0,5418589	0,1855921
Mediana	1,5	1,3	2,6	3
25 prcnil	1,45	1,25	2,4	2,9
75 prcnil	1,6	1,5	3,35	3,15
Asimetr	-0,2673886	0,6217915	0,8189385	1,094392
Kurtosis	0,5419171	0,06413994	-0,7604531	0,9626133
Media Geom	1,507041	1,355616	2,767496	3,017314
Coeff, var	7,720588	13,68899	19,27561	6,140917
Shapiro-Wilk W	0,9572		0,9722	
p(normal)	0,5482		0,8371	
Levene's test for homogeneity of variance, from means				
p (same):	0,2138		0,009443*1	
t test for equal means, t=1,9654	p=0,06697	Welch F test in the case of unequal variances: F=1,223, df=9,852		p=0,2951

**Tabla 1.3:** Estadística descriptiva para los datos obtenidos de magnesio intercambiable. La denominación QP significa pastizal y QF forestación, ambos del Sitio 1. De la misma manera, MP significa pastizal y MF significa forestación, para el Sitio 2. \*1: Los datos no cumplen con el supuesto de homogeneidad de varianza.

Potasio	Sitio 1		Sitio 2	
	QP (Pastizal)	QF (Forestal)	MP (Pastizal)	MF (Forestal)
N	9	9	9	9
Mín	0,2	0,2	0,2	0,2
Máx	0,6	0,3	0,4	0,3
Sum	2,7	2	2,7	1,9
Media	0,3	0,2222222	0,3	0,2111111
Std, error	0,05773503	0,01469862	0,01666667	0,01111111
Varianza	0,03	0,001944444	0,0025	0,001111111
Desv. Estand	0,1732051	0,04409586	0,05	0,03333333
Mediana	0,2	0,2	0,3	0,2
25 prcntil	0,2	0,2	0,3	0,2
75 prcntil	0,45	0,25	0,3	0,2
Asimetr	1,484615	1,619848	1,71E-015	3
Kurtosis	0,4285714	0,7346939	4	9
Media Geom	0,2670685	0,2188575	0,2960995	0,2092164
Coeff, var	57,73503	19,84313	16,66667	15,78947
Shapiro-Wilk W	0,5306		0,7173	
p(normal)	01,49E-06 <sup>*1</sup>		0,0001277 <sup>*1</sup>	
Levene's test for homogeneity of variance, from means				
p (same):	0,01093 <sup>*2</sup>		0,4126	
Mann-Whitney	p(same med.)=0,50076		p(same med.)=0,6945	

**Tabla 1.4:** Estadística descriptiva para los datos obtenidos de potasio intercambiable. La denominación QP significa pastizal y QF forestación, ambos del Sitio 1. De la misma manera, MP significa pastizal y MF significa forestación, para el Sitio 2. \*1: Los datos no cumplen con el supuesto de normalidad. \*2: Los datos no cumplen con el supuesto de homogeneidad de varianza.

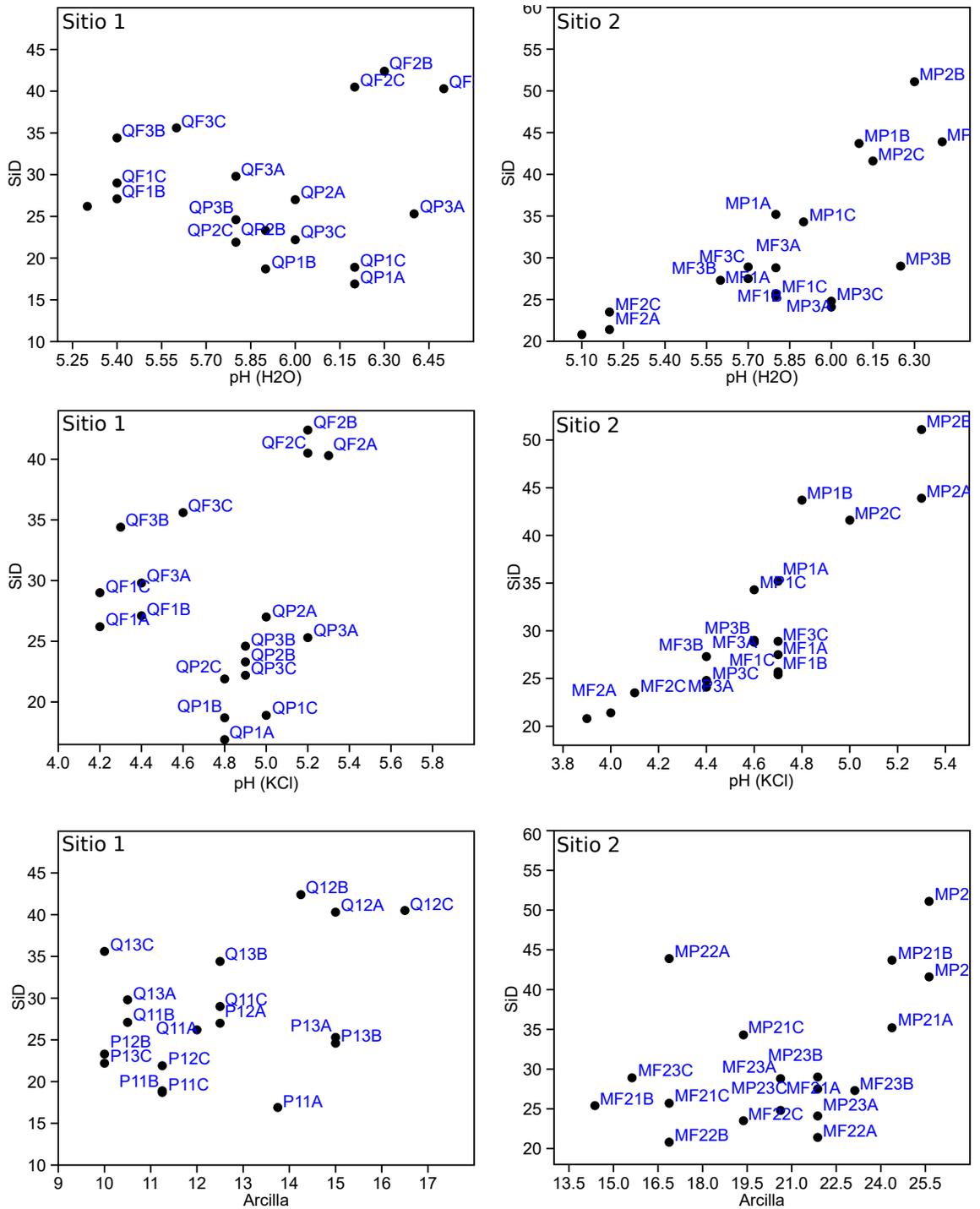
Sodio	Sitio 1		Sitio 2	
	QP (Pastizal)	QF (Forestal)	MP (Pastizal)	MF (Forestal)
N	4	5	9	9
Mín	0,1	0,1	0,2	0,2
Máx	0,6	0,1	1,2	0,3
Sum	0,9	0,5	4,8	1,9
Media	0,225	0,1	0,5333333	0,2111111
Std, error	0,125	0	0,1236033	0,0111111
Varianza	0,0625	0	0,1375	0,0011111
Desv. Estand	0,25	0	0,3708099	0,0333333
Mediana	0,1	0,1	0,3	0,2
25 prcntil	0,1	0,1	0,25	0,2
75 prcntil	0,475	0,1	0,9	0,2
Asimetr	2	0	0,8909945	3
Kurtosis	4	0	-0,7848878	9
Media Geom	0,1565085	0,1	0,4320781	0,2092164
Coeff, var	111,1111	0	69,52686	15,78947
Shapiro-Wilk W	-		0,6303	
p(normal)	-		1,374E-05*1	
Levene's test for homogeneity of variance, from means				
p (same):	-		0,0001054*2	
Mann-Whitney	-		p(same med.)=0,0054042	

**Tabla 1.5:** Estadística descriptiva para los datos obtenidos de sodio intercambiable. La denominación QP significa pastizal y QF forestación, ambos del Sitio 1. De la misma manera, MP significa pastizal y MF significa forestación, para el Sitio 2. \*1: Los datos no cumplen con el supuesto de normalidad. \*2: Los datos no cumplen con el supuesto de homogeneidad de varianza.

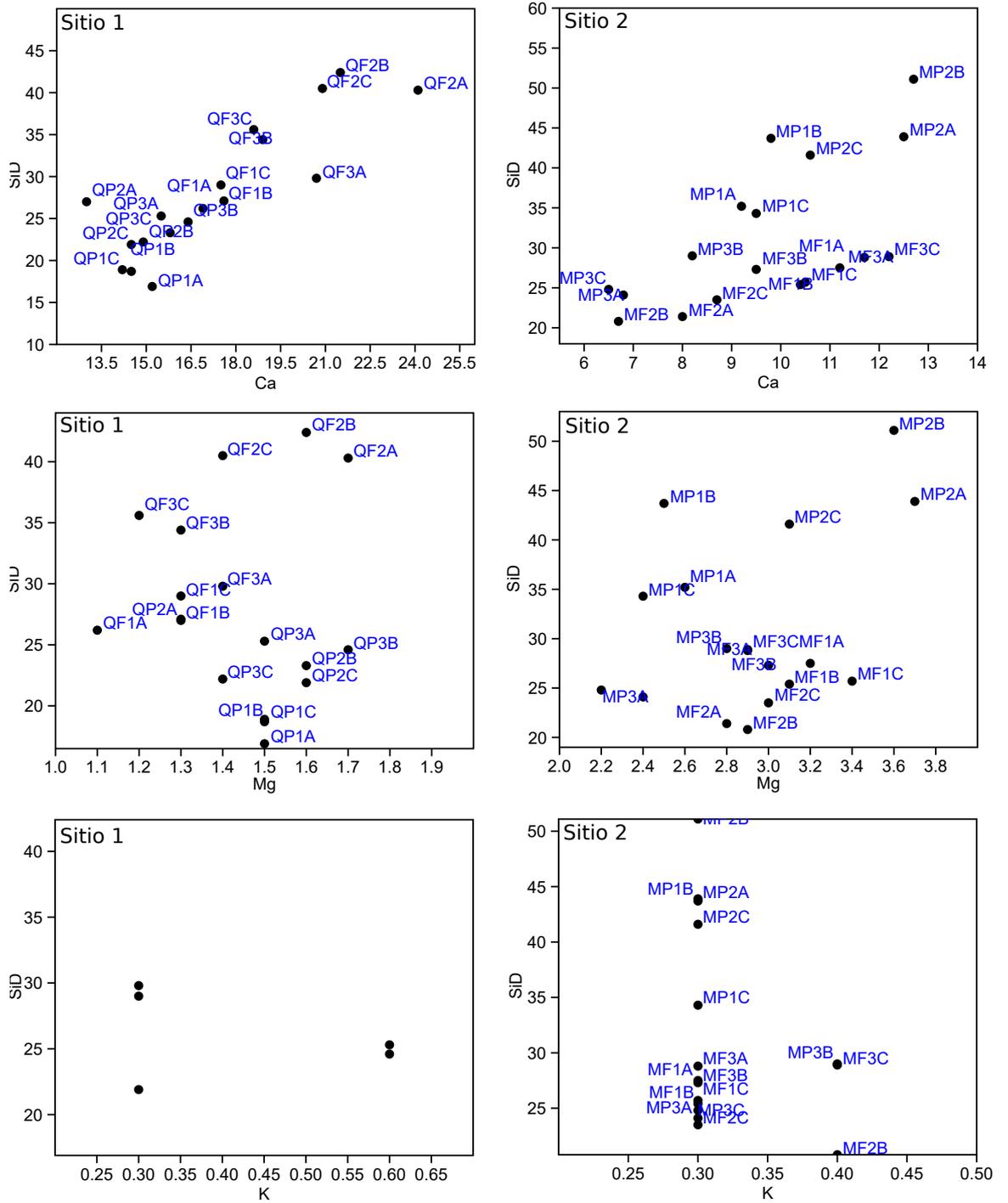
Silicio	Sitio 1		Sitio 2	
	QP (Pastizal)	QF (Forestal)	MP (Pastizal)	MF (Forestal)
N	9	9	9	9
Mín	16,9	26,2	24,1	20,8
Máx	27	42,4	51,1	28,9
Sum	198,8	305,3	327,7	229,3
Media	22,08889	33,92.222	36,41111	25,47778
Std, error	1,123171	2,062413	3,116107	1,004404
Varianza	11,35361	38,28194	87,39111	9,079444
Desv. Estand	3,369512	6,18724	9,348321	3,013212
Mediana	22,2	34,4	35,2	25,7
25 prcnil	18,8	28,05	26,9	22,45
75 prcnil	24,95	40,4	43,8	28,15
Asimetr	-0,1759775	0,1294964	0,05247424	-0,5100268
Kurtosis	-1,059278	-1,775292	-1,154201	-1,135866
Media Geom	21,85391	33,41967	35,31076	25,31303
Coeff, var	15,25433	18,23949	25,67436	11,82682
Shapiro-Wilk W	0,9338		0,8783	
p(normal)	0,2261		0,02444 <sup>*1</sup>	
Levene's test for homogeneity of variance, from means				
p (same):	0,03119 <sup>*2</sup>		0,004554 <sup>*2</sup>	
Welch F test in the case of unequal variances: F=25,39 df=12,36	p=0,0002646 <sup>*3</sup>		Kolmogorov-Smirnov p(same med):	p=0,0034507 <sup>*3</sup>

**Tabla 1.6:** Estadística descriptiva para los datos obtenidos de silicio disuelto. La denominación QP significa pastizal y QF forestación, ambos del Sitio 1. De la misma manera, MP significa pastizal y MF significa forestación, para el Sitio 2. \*1: Los datos no cumplen con el supuesto de normalidad. \*2: Los datos no cumplen con el supuesto de homogeneidad de varianza. \*3: Los datos presentan diferencias estadísticamente significativas.

## 1.2. Gráficos de correlación SiD *vs.* variables



**Figura 1.1:** Correlación de SiD vs. pH en agua, pH en KCl y contenido de arcilla. Es posible ver que no existen buenas correlaciones en el Sitio 1.

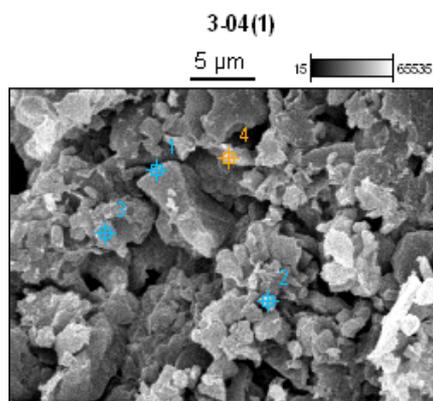


**Figura 1.2:** Correlación de SiD vs. cationes intercambiables (Ca, Mg y K).

## Apéndice 2

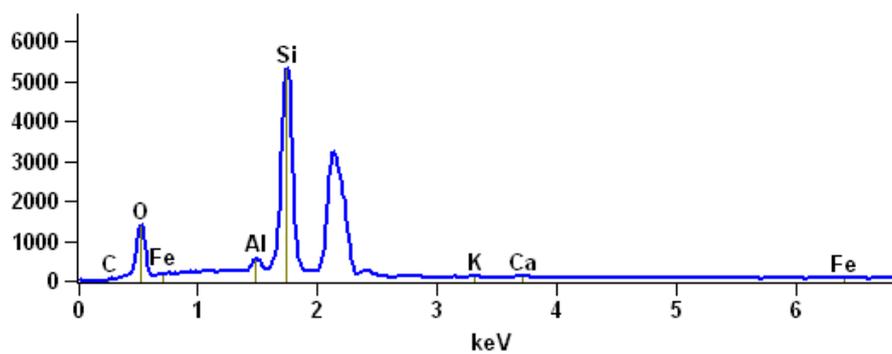
### Análisis por *EDS*

Project: Patricia Gallardo  
User Name: Unidad de Microscopía Electrónica de Barrido  
Company Name: Facultad de Ciencias, Universidad de la República



Full scale counts: 5307

3-04(1)\_pt1



Full scale counts: 6285

3-04(1)\_pt2

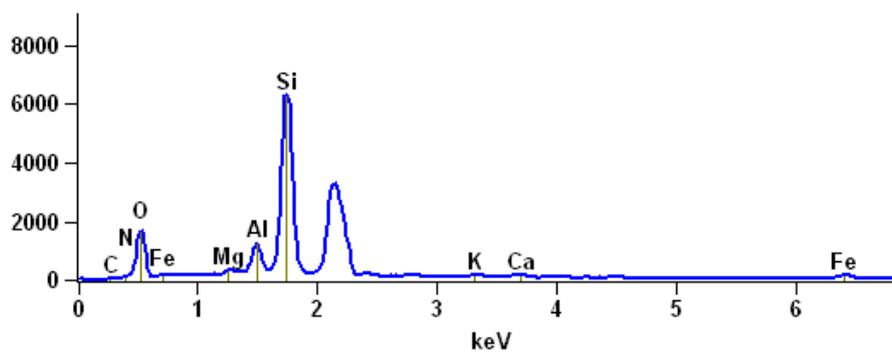
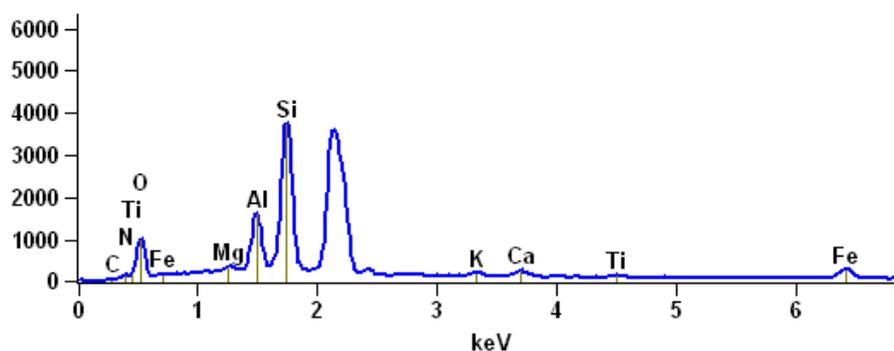


Figura 2.1: Resultado del EDS realizado para una muestra de pastizal del Sitio 1.

Project: Patricia Gallardo  
 User Name: Unidad de Microscopía Electrónica de Barrido  
 Company Name: Facultad de Ciencias, Universidad de la República

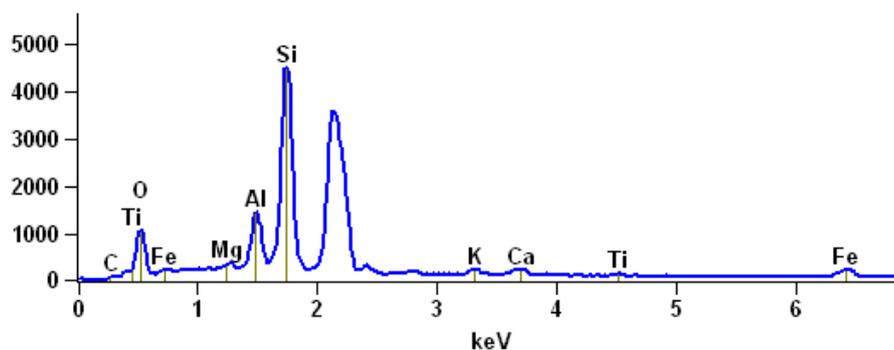
Full scale counts: 3748

3-04(1)\_pt3



Full scale counts: 4484

3-04(1)\_pt4



Weight %

	C-K	N-K	O-K	Mg-K	Al-K	Si-K	K-K	Ca-K	Ti-K	Fe-K
3-04(1)_pt					3.937					
1	1.986		46.628			44.622	0.378	0.700		1.750
3-04(1)_pt		8.846			5.876					
2	0.000		44.017	0.657		36.438	0.556	0.900		2.711
3-04(1)_pt										
3	0.880	13.328	35.849	0.928	10.202	30.756	0.775	1.448	0.605	5.230
3-04(1)_pt										
4	2.956		37.327	0.803	10.366	41.005	1.058	1.341	0.650	4.494

Figura 2.2: Continuación EDS 2.1.

Project: Patricia Gallardo  
 User Name: Unidad de Microscopía Electrónica de Barrido  
 Company Name: Facultad de Ciencias, Universidad de la República

Weight % Error (+/- 2 Sigma)

	<b>C-K</b>	<b>N-K</b>	<b>O-K</b>	<b>Mg-K</b>	<b>Al-K</b>	<b>Si-K</b>	<b>K-K</b>	<b>Ca-K</b>	<b>Ti-K</b>	<b>Fe-K</b>
<b>3-04(1)_p</b>	+/-1.8		+/-1.9		+/-0.5	+/-0.7	+/-0.1	+/-0.1		+/-0.6
<b>t1</b>	81		50		46	37	47	74		60
<b>3-04(1)_p</b>	+/-0.0	+/-2.1	+/-1.4	+/-0.1	+/-0.1	+/-0.5	+/-0.1	+/-0.1		+/-0.2
<b>t2</b>	00	60	97	38	81	03	03	26		70
<b>3-04(1)_p</b>	+/-1.2	+/-2.6	+/-2.0	+/-0.2	+/-0.5	+/-0.6	+/-0.2	+/-0.3	+/-0.1	+/-0.6
<b>t3</b>	97	69	82	09	94	54	69	29	77	43
<b>3-04(1)_p</b>	+/-1.7		+/-2.0	+/-0.1	+/-0.2	+/-0.7	+/-0.3	+/-0.4	+/-0.2	+/-0.7
<b>t4</b>	94		63	96	64	00	39	04	13	39

Atom %

	<b>C-K</b>	<b>N-K</b>	<b>O-K</b>	<b>Mg-K</b>	<b>Al-K</b>	<b>Si-K</b>	<b>K-K</b>	<b>Ca-K</b>	<b>Ti-K</b>	<b>Fe-K</b>
<b>3-04(1)_pt1</b>	3.393		59.808		2.995	32.604	0.199	0.358		0.643
<b>3-04(1)_pt2</b>	0.000	12.605	54.912	0.540	4.347	25.895	0.284	0.448		0.969
<b>3-04(1)_pt3</b>	1.483	19.266	45.367	0.773	7.656	22.171	0.401	0.731	0.256	1.896
<b>3-04(1)_pt4</b>	5.337		50.597	0.717	8.332	31.664	0.587	0.726	0.294	1.745

Atom % Error (+/- 2 Sigma)

	<b>C-K</b>	<b>N-K</b>	<b>O-K</b>	<b>Mg-K</b>	<b>Al-K</b>	<b>Si-K</b>	<b>K-K</b>	<b>Ca-K</b>	<b>Ti-K</b>	<b>Fe-K</b>
<b>3-04(1)_p</b>	+/-3.2		+/-2.5		+/-0.4	+/-0.5	+/-0.0	+/-0.0		+/-0.2
<b>t1</b>	14		01		15	39	78	89		42
<b>3-04(1)_p</b>	+/-0.0	+/-3.0	+/-1.8	+/-0.1	+/-0.1	+/-0.3	+/-0.0	+/-0.0		+/-0.0
<b>t2</b>	00	78	67	13	34	57	53	63		97
<b>3-04(1)_p</b>	+/-2.1	+/-3.8	+/-2.6	+/-0.1	+/-0.4	+/-0.4	+/-0.1	+/-0.1	+/-0.0	+/-0.2
<b>t3</b>	85	58	34	74	46	72	39	66	75	33
<b>3-04(1)_p</b>	+/-3.2		+/-2.7	+/-0.1	+/-0.2	+/-0.5	+/-0.1	+/-0.2	+/-0.0	+/-0.2
<b>t4</b>	38		96	75	12	41	88	19	96	87

Figura 2.3: Continuación EDS 2.1.

Project: Patricia Gallardo  
User Name: Unidad de Microscopía Electrónica de Barrido  
Company Name: Facultad de Ciencias, Universidad de la República

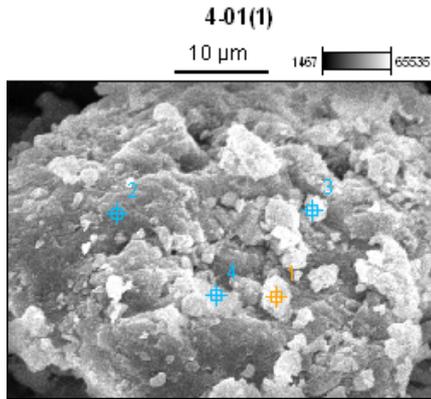


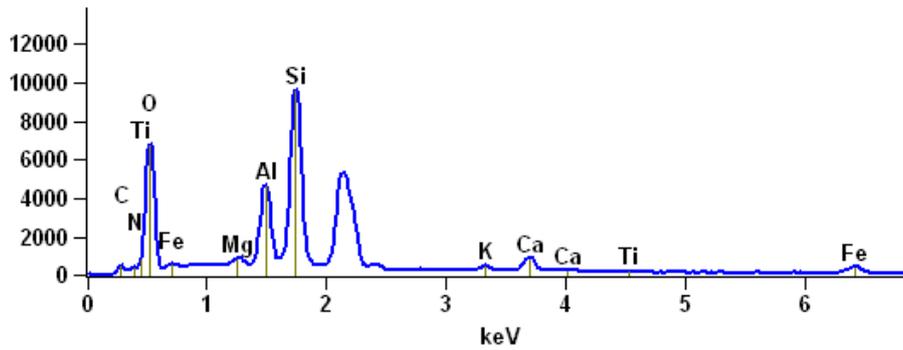
Image Name: 4-01(1)

Accelerating Voltage: 20.0 kV

Magnification: 3300

Full scale counts: 9606

4-01(1)\_pt1



Full scale counts: 17793

4-01(1)\_pt2

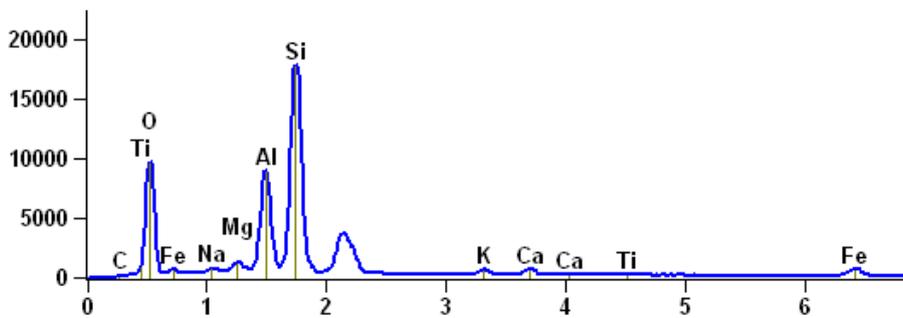
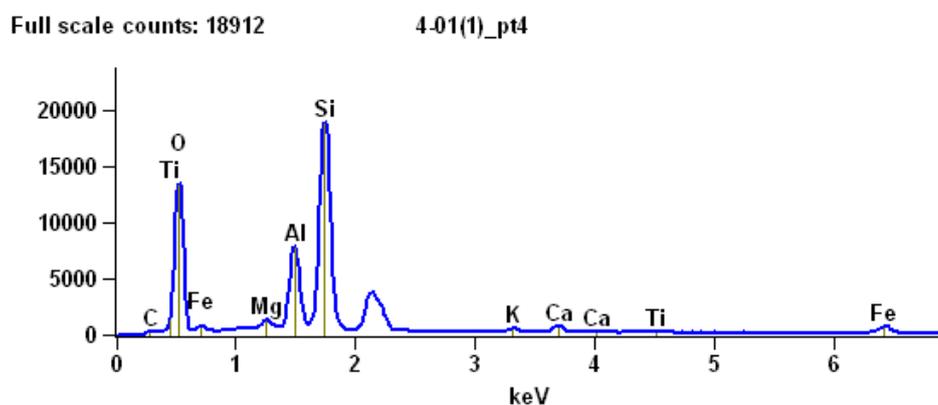
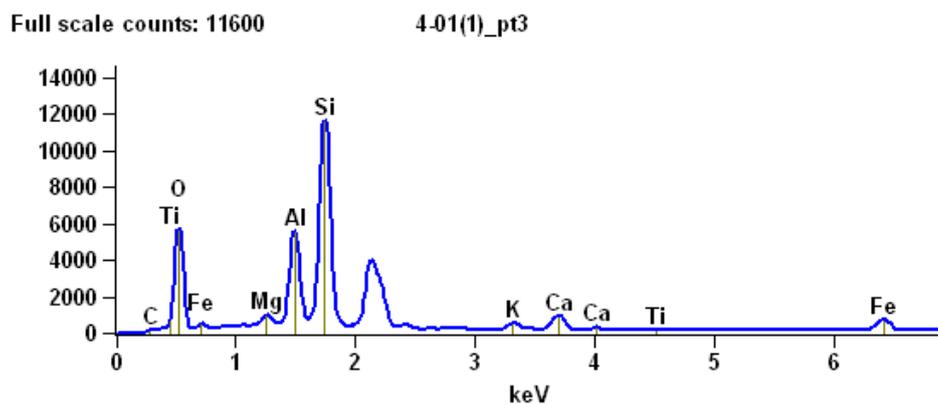


Figura 2.4: Resultado del EDS realizado para una muestra de forestación del Sitio 1.

Project: Patricia Gallardo  
 User Name: Unidad de Microscopía Electrónica de Barrido  
 Company Name: Facultad de Ciencias, Universidad de la República



Weight %

	C-K	N-K	O-K	Na-K	Mg-K	Al-K	Si-K	K-K	Ca-K	Ti-K	Fe-K
4-01(1)_p t1	6.993	15.16 4	50.36 3		0.722	6.877	16.04 8	0.454	1.381	0.122	1.877
4-01(1)_p t2	1.377		50.13 3	0.895	1.232	11.84 1	28.51 4	0.858	1.043	0.415	3.693
4-01(1)_p t3	1.686		48.49 7		0.787	11.13 8	28.52 6	0.949	2.469	0.414	5.534

Figura 2.5: Continuación EDS 2.5.

Project: Patricia Gallardo  
 User Name: Unidad de Microscopía Electrónica de Barrido  
 Company Name: Facultad de Ciencias, Universidad de la República

<b>4-01(1)_p</b>										
<b>t4</b>	3.047	56.83	1.068	9.001	25.20	0.554	0.971	0.233	3.092	
		1			3					

Weight % Error (+/- 2 Sigma)

	C-K	N-K	O-K	Na-K	Mg-K	Al-K	Si-K	K-K	Ca-K	Ti-K	Fe-K
<b>4-01(1)_</b>	+/-0.7	+/-1.5	+/-1.0		+/-0.0	+/-0.2	+/-0.1	+/-0.0	+/-0.1	+/-0.0	+/-0.1
<b>pt1</b>	62	13	77		78	01	18	85	12	52	83
<b>4-01(1)_</b>	+/-0.6		+/-0.6	+/-0.0	+/-0.0	+/-0.2	+/-0.2	+/-0.0	+/-0.1	+/-0.1	+/-0.2
<b>pt2</b>	51		80	95	87	69	88	49	16	08	06
<b>4-01(1)_</b>	+/-0.7		+/-0.8		+/-0.1	+/-0.3	+/-0.3	+/-0.1	+/-0.1	+/-0.0	+/-0.3
<b>pt3</b>	12		74		88	30	53	35	76	80	13
<b>4-01(1)_</b>	+/-0.5		+/-0.6		+/-0.0	+/-0.2	+/-0.2	+/-0.0	+/-0.1	+/-0.0	+/-0.1
<b>pt4</b>	99		39		75	30	46	83	02	49	83

Atom %

	C-K	N-K	O-K	Na-K	Mg-K	Al-K	Si-K	K-K	Ca-K	Ti-K	Fe-K
<b>4-01(1)_p</b>											
<b>t1</b>	10.12	18.82	54.73		0.516	4.432	9.936	0.202	0.599	0.044	0.584
	4	6	7								
<b>4-01(1)_p</b>											
<b>t2</b>	2.333		63.75	0.792	1.031	8.930	20.65	0.446	0.530	0.176	1.345
			8				8				
<b>4-01(1)_p</b>											
<b>t3</b>	2.909		62.80		0.671	8.554	21.04	0.503	1.276	0.179	2.053
			9				6				
<b>4-01(1)_p</b>											
<b>t4</b>	4.898		68.58		0.849	6.441	17.32	0.273	0.468	0.094	1.069
			3				6				

Atom % Error (+/- 2 Sigma)

	C-K	N-K	O-K	Na-K	Mg-K	Al-K	Si-K	K-K	Ca-K	Ti-K	Fe-K
<b>4-01(1)_</b>	+/-1.1	+/-1.8	+/-1.1		+/-0.0	+/-0.1	+/-0.0	+/-0.0	+/-0.0	+/-0.0	+/-0.0
<b>pt1</b>	03	78	70		56	29	73	38	49	19	57
<b>4-01(1)_</b>	+/-1.1		+/-0.8	+/-0.0	+/-0.0	+/-0.2	+/-0.2	+/-0.0	+/-0.0	+/-0.0	+/-0.0
<b>pt2</b>	03		65	84	73	03	09	25	59	46	75
<b>4-01(1)_</b>	+/-1.2		+/-1.1		+/-0.1	+/-0.2	+/-0.2	+/-0.0	+/-0.0	+/-0.0	+/-0.1
<b>pt3</b>	28		32		61	54	60	72	91	35	16
<b>4-01(1)_</b>	+/-0.9		+/-0.7		+/-0.0	+/-0.1	+/-0.1	+/-0.0	+/-0.0	+/-0.0	+/-0.0
<b>pt4</b>	62		71		60	65	69	41	49	20	63

Figura 2.6: Continuación EDS 2.6.

Project: Patricia Gallardo  
User Name: Unidad de Microscopía Electrónica de Barrido  
Company Name: Facultad de Ciencias, Universidad de la República

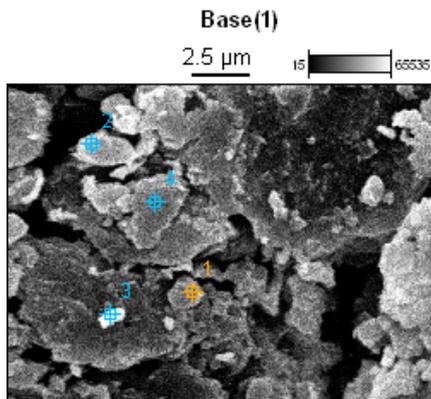


Image Name: Base(1)

Accelerating Voltage: 20.0 kV

Magnification: 8000

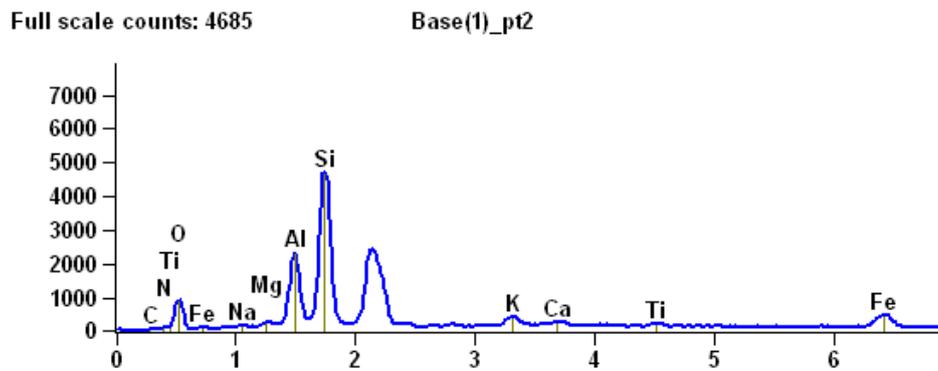
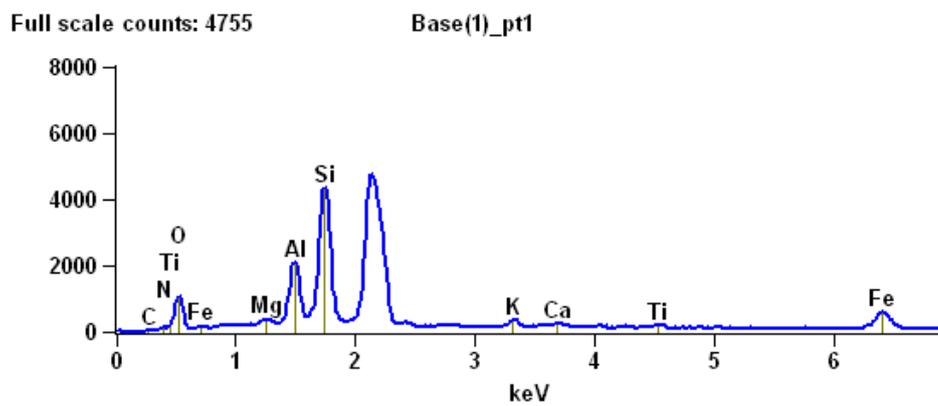
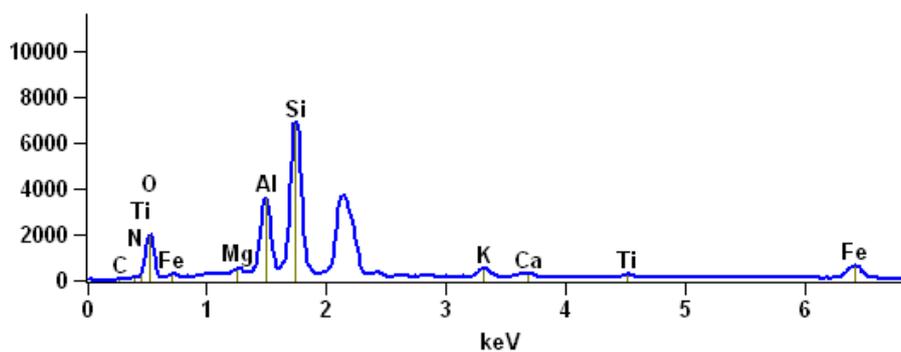


Figura 2.7: Resultado del EDS realizado para una muestra de pastizal del Sitio 2.

Project: Patricia Gallardo  
 User Name: Unidad de Microscopía Electrónica de Barrido  
 Company Name: Facultad de Ciencias, Universidad de la República

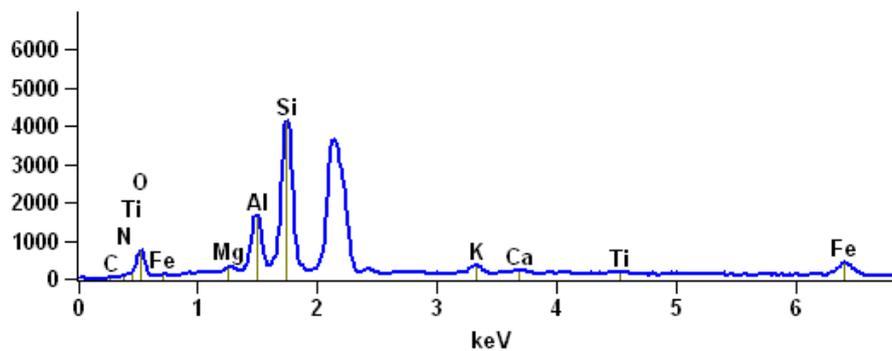
Full scale counts: 6880

Base(1)\_pt3



Full scale counts: 4131

Base(1)\_pt4



Weight %

	C-K	N-K	O-K	Na-K	Mg-K	Al-K	Si-K	K-K	Ca-K	Ti-K	Fe-K
<b>Base(1)_p</b>											
<b>t1</b>	0.402	12.40	30.74		0.575	11.56	31.17	1.242	0.981	0.670	10.25
		6	2			0	0				1
<b>Base(1)_p</b>											
<b>t2</b>	0.060	8.164	29.35	0.782	0.506	12.94	34.26	2.572	1.011	0.936	9.406
			1			9	5				
<b>Base(1)_p</b>											
<b>t3</b>	5.700	4.736	35.42		0.903	12.32	29.80	1.713	0.717	0.703	7.980
			3			2	3				

Figura 2.8: Continuación EDS 2.7.

Project: Patricia Gallardo  
 User Name: Unidad de Microscopía Electrónica de Barrido  
 Company Name: Facultad de Ciencias, Universidad de la República

<b>Base(1)_p</b>											
<b>t4</b>	0.680	10.72	28.76		0.706	11.55	35.49	2.116	1.031	0.675	8.253
		3	5			4	7				

Weight % Error (+/- 2 Sigma)

	<b>C-K</b>	<b>N-K</b>	<b>O-K</b>	<b>Na-K</b>	<b>Mg-K</b>	<b>Al-K</b>	<b>Si-K</b>	<b>K-K</b>	<b>Ca-K</b>	<b>Ti-K</b>	<b>Fe-K</b>
<b>Base(1)_</b>	+/-1.1	+/-2.2	+/-1.7		+/-0.1	+/-0.5	+/-0.6	+/-0.2	+/-0.1	+/-0.1	+/-0.7
<b>pt1</b>	49	98	04		76	26	08	54	46	71	01
<b>Base(1)_</b>	+/-0.8	+/-2.1	+/-1.4	+/-0.1	+/-0.1	+/-0.5	+/-0.6	+/-0.3	+/-0.3	+/-0.2	+/-0.7
<b>pt2</b>	40	31	76	66	67	43	49	16	57	00	94
<b>Base(1)_</b>	+/-1.3	+/-4.7	+/-1.3		+/-0.1	+/-0.4	+/-0.4	+/-0.2	+/-0.2	+/-0.2	+/-0.4
<b>pt3</b>	30	24	99		35	25	78	02	25	40	89
<b>Base(1)_</b>	+/-1.3	+/-2.7	+/-1.9		+/-0.1	+/-0.6	+/-0.7	+/-0.3	+/-0.3	+/-0.2	+/-0.8
<b>pt4</b>	60	88	47		97	02	12	36	85	22	53

Atom %

	<b>C-K</b>	<b>N-K</b>	<b>O-K</b>	<b>Na-K</b>	<b>Mg-K</b>	<b>Al-K</b>	<b>Si-K</b>	<b>K-K</b>	<b>Ca-K</b>	<b>Ti-K</b>	<b>Fe-K</b>
<b>Base(1)_p</b>											
<b>t1</b>	0.719	19.02	41.26		0.508	9.202	23.83	0.682	0.526	0.300	3.942
		2	5				4				
<b>Base(1)_p</b>											
<b>t2</b>	0.112	13.08	41.16	0.764	0.467	10.77	27.37	1.476	0.566	0.438	3.780
		0	9			0	8				
<b>Base(1)_p</b>											
<b>t3</b>	9.884	7.043	46.11		0.774	9.513	22.10	0.912	0.373	0.306	2.976
			6				3				
<b>Base(1)_p</b>											
<b>t4</b>	1.236	16.70	39.23		0.634	9.344	27.57	1.181	0.561	0.307	3.225
		4	0				8				

Atom % Error (+/- 2 Sigma)

	<b>C-K</b>	<b>N-K</b>	<b>O-K</b>	<b>Na-K</b>	<b>Mg-K</b>	<b>Al-K</b>	<b>Si-K</b>	<b>K-K</b>	<b>Ca-K</b>	<b>Ti-K</b>	<b>Fe-K</b>
<b>Base(1)_</b>	+/-2.0	+/-3.5	+/-2.2		+/-0.1	+/-0.4	+/-0.4	+/-0.1	+/-0.0	+/-0.0	+/-0.2
<b>pt1</b>	54	24	88		55	19	65	40	78	77	70
<b>Base(1)_</b>	+/-1.5	+/-3.4	+/-2.0	+/-0.1	+/-0.1	+/-0.4	+/-0.5	+/-0.1	+/-0.2	+/-0.0	+/-0.3
<b>pt2</b>	68	15	70	62	55	52	18	81	00	94	19
<b>Base(1)_</b>	+/-2.3	+/-7.0	+/-1.8		+/-0.1	+/-0.3	+/-0.3	+/-0.1	+/-0.1	+/-0.1	+/-0.1
<b>pt3</b>	07	26	21		15	28	55	08	17	05	82
<b>Base(1)_</b>	+/-2.4	+/-4.3	+/-2.6		+/-0.1	+/-0.4	+/-0.5	+/-0.1	+/-0.2	+/-0.1	+/-0.3
<b>pt4</b>	72	43	55		77	87	53	87	10	01	33

Figura 2.9: Continuación EDS 2.7.

Project: Patricia Gallardo  
User Name: Unidad de Microscopía Electrónica de Barrido  
Company Name: Facultad de Ciencias, Universidad de la República

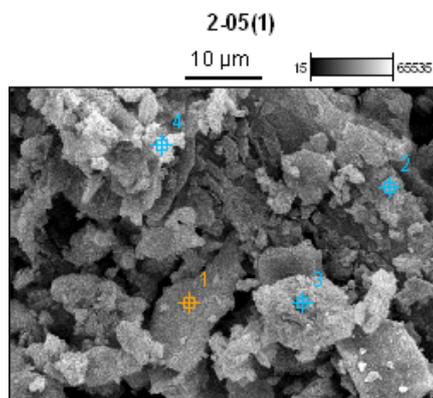


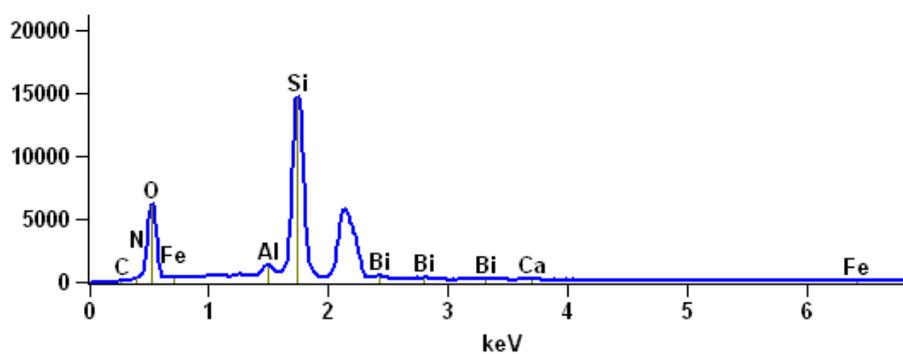
Image Name: 2-05(1)

Accelerating Voltage: 20.0 kV

Magnification: 2700

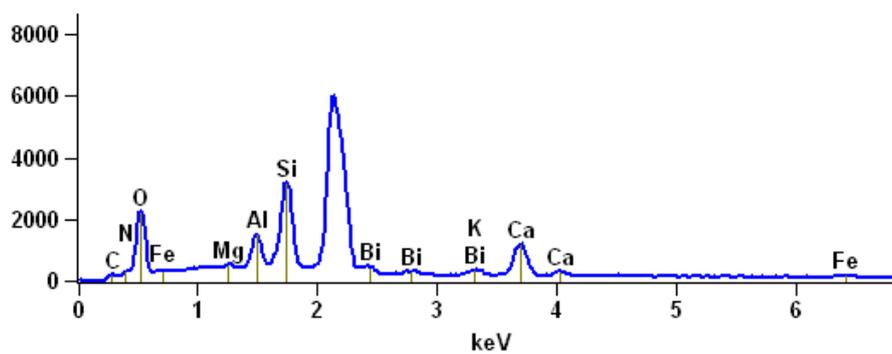
Full scale counts: 14682

2-05(1)\_pt1



Full scale counts: 5995

2-05(1)\_pt2

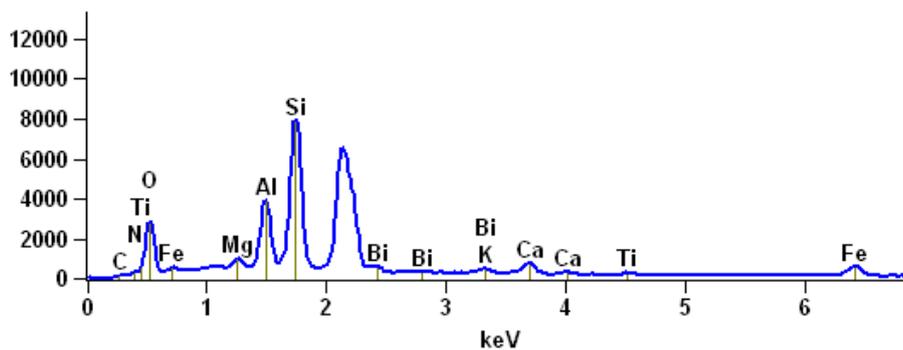


**Figura 2.10:** Resultado del *EDS* realizado para una muestra de forestación del Sitio 2.

Project: Patricia Gallardo  
 User Name: Unidad de Microscopía Electrónica de Barrido  
 Company Name: Facultad de Ciencias, Universidad de la República

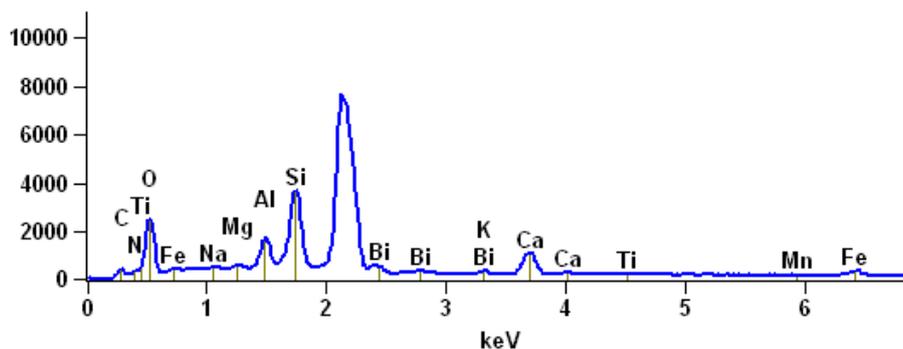
Full scale counts: 7881

2-05(1)\_pt3



Full scale counts: 7650

2-05(1)\_pt4



Weight %

	C-K	N-K	O-K	Na-K	Mg-K	Al-K	Si-K	K-K	Ca-K	Ti-K	Mn-K	Fe-K	Rb-L	Bi-M
<b>2-05(1)</b>														
<b>_pt1</b>	0.68	8.70	53.9			2.32	30.4		0.31			0.76		2.76
	3	9	43			9	93		7			6		1
<b>2-05(1)</b>														
<b>_pt2</b>	4.31	15.8	47.5		0.00	5.06	15.4	0.88	5.79			1.67	0.00	3.45
	9	15	53		0	6	38	2	6			4	0	9
<b>2-05(1)</b>														
<b>_pt3</b>	4.73	16.2	37.3		1.33	8.71	22.1	0.63	1.94	0.35		4.52		1.93
	9	74	90		3	4	55	9	3	4		5		4
<b>2-05(1)</b>														
<b>_pt4</b>	7.18	19.8	40.1	0.67	0.64	5.58	15.2	0.49	3.74	0.30	0.16	2.44		3.58

Figura 2.11: Continuación EDS 2.10.

Project: Patricia Gallardo  
 User Name: Unidad de Microscopía Electrónica de Barrido  
 Company Name: Facultad de Ciencias, Universidad de la República

Weight % Error (+/- 2 Sigma)

	C-K		N-K		O-K	Na-K	Mg-K	Al-K	Si-K	K-K	Ca-K	Ti-K	Mn-K	Fe-K	Rb-L	Bi-M
<b>2-05(1)</b>	+/-0	+/-1	+/-0					+/-0	+/-0		+/-0			+/-0		+/-0
<b>)_pt1</b>	.683	.226	.932					.224	.299		.063			.124		.266
<b>2-05(1)</b>	+/-1	+/-3	+/-1				+/-0	+/-0	+/-0	+/-0	+/-0			+/-0	+/-0	+/-0
<b>)_pt2</b>	.520	.047	.879				.000	.145	.323	.091	.280			.205	.000	.396
<b>2-05(1)</b>	+/-0	+/-1	+/-1				+/-0	+/-0	+/-0	+/-0	+/-0	+/-0		+/-0		+/-0
<b>)_pt3</b>	.897	.841	.332				.117	.327	.338	.141	.178	.087		.323		.305
<b>2-05(1)</b>	+/-0	+/-2	+/-1	+/-0	+/-0	+/-0	+/-0	+/-0	+/-0	+/-0	+/-0	+/-0	+/-0	+/-0		+/-0
<b>)_pt4</b>	.703	.307	.495	.167	.139	.343	.338	.077	.232	.112	.159	.204				.354

Atom %

	C-K	N-K	O-K	Na-K	Mg-K	Al-K	Si-K	K-K	Ca-K	Ti-K	Mn-K	Fe-K	Rb-L	Bi-M
<b>2-05(1)</b>														
<b>_pt1</b>	1.08	11.8	64.1			1.64	20.6		0.15			0.26		0.25
	1	27	35			2	52		0			1		1
<b>2-05(1)</b>														
<b>_pt2</b>	6.64	20.8	54.9		0.00	3.46	10.1	0.41	2.67			0.55	0.00	0.30
	4	63	19		0	9	56	7	2			4	0	6
<b>2-05(1)</b>														
<b>_pt3</b>	7.55	22.2	44.7		1.05	6.18	15.1	0.31	0.92	0.14		1.55		0.17
	6	47	47		0	4	04	3	8	2		1		7
<b>2-05(1)</b>														
<b>_pt4</b>	10.8	25.7	45.5	0.52	0.48	3.76	9.84	0.23	1.69	0.11	0.05	0.79		0.31
	66	40	64	9	5	4	8	1	6	6	6	4		2

Atom % Error (+/- 2 Sigma)

	C-K	N-K	O-K	Na-K	Mg-K	Al-K	Si-K	K-K	Ca-K	Ti-K	Mn-K	Fe-K	Rb-L	Bi-M
<b>2-05(1)</b>	+/-1	+/-1	+/-1			+/-0	+/-0		+/-0			+/-0		+/-0
<b>)_pt1</b>	.081	.666	.109			.158	.202		.030			.042		.024
<b>2-05(1)</b>	+/-2	+/-4	+/-2		+/-0	+/-0	+/-0	+/-0	+/-0			+/-0	+/-0	+/-0
<b>)_pt2</b>	.338	.019	.170		.000	.099	.212	.043	.129			.068	.000	.035
<b>2-05(1)</b>	+/-1	+/-2	+/-1		+/-0	+/-0	+/-0	+/-0	+/-0	+/-0		+/-0		+/-0
<b>)_pt3</b>	.430	.517	.594		.092	.232	.231	.069	.085	.035		.111		.028
<b>2-05(1)</b>	+/-1	+/-2	+/-1	+/-0	+/-0	+/-0	+/-0	+/-0	+/-0	+/-0	+/-0	+/-0		+/-0
<b>)_pt4</b>	.064	.993	.699	.132	.104	.231	.219	.036	.105	.042	.053	.066		.031

Figura 2.12: Continuación EDS 2.10.