



UNIVERSIDAD DE CHILE

FACULTAD DE CIENCIAS AGRONÓMICAS

ESCUELA DE POSTGRADO

**DESARROLLO DE SUELOS ANDINOS EN UN TRANSECTO DE PISOS
VEGETACIONALES EN CHILE CENTRAL**

**DEVELOPMENT OF ANDEAN SOILS ALONG A VEGETATIONAL BELTS
TRANSECT IN CENTRAL CHILE**

TESIS

Para optar al grado de Magíster en Manejo de Suelos y Aguas

ELIZABETH ROVIRA RODRÍGUEZ

Ingeniera Agrónoma

Santiago, Chile
2023

UNIVERSIDAD DE CHILE

FACULTAD DE CIENCIAS AGRONÓMICAS

ESCUELA DE POSTGRADO

DESARROLLO DE SUELOS ANDINOS EN UN TRANSECTO DE PISOS VEGETACIONALES EN CHILE CENTRAL

Tesis presentada como parte de los requisitos para optar al Grado de
Magíster en Manejo de Suelos y Aguas

ELIZABETH ROVIRA RODRIGUEZ

DIRECTORES DE TESIS	Calificaciones
Sr. Marco Pfeiffer Jakob Ingeniero Agrónomo, Ph.D.	6,0
Sr. Manuel Casanova Pinto Ingeniero Agrónomo, MSc.	5,8
PROFESORES CONSEJEROS	
Sr. Óscar Seguel Seguel Ingeniero Agrónomo, Dr.	7,0
Sr. Mauricio Galleguillos Ingeniero Agrónomo, Ph.D.	6,0

Santiago, Chile
2023

ÍNDICE

RESUMEN	1
ABSTRACT	2
MARCO TEÓRICO Y REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA	3
HIPÓTESIS	7
OBJETIVO GENERAL	7
MATERIALES Y MÉTODO	8
Sitio de estudio.....	8
Metodología.....	12
RESULTADOS Y DISCUSIÓN	14
Condición ambiental de los sitios.....	14
Características morfológicas.....	15
Propiedades químicas.....	18
Propiedades físicas.....	22
Estadística multivariada: Análisis de Componentes Principales.....	26
Desarrollo de suelos en el transecto y clasificación taxonómica.....	29
CONCLUSIONES	32
REFERENCIAS	34
Apéndice 1. Características morfológicas de los sitios de estudio.....	41
Apéndice 2: Características químicas de los suelos del transecto.....	45
Apéndice 3. Estadística descriptiva de las propiedades químicas por piso vegetacional.....	49
Apéndice 4: Características físicas de los suelos del transecto.....	50
Apéndice 5. Estadística descriptiva de las propiedades físicas por piso vegetacional.....	54

AGRADECIMIENTOS

Primeramente, darle las gracias a Dios, por darme fortaleza y sabiduría, sin su ayuda no hubiera logrado esta meta. A mi familia que, a pesar de la distancia, siempre estuvieron apoyándome y brindándome palabras de aliento. A mis amistades de Panamá, por brindarme su tiempo, escucharme y aconsejarme cuando lo necesité.

A las personas que conocí en Chile, que con el pasar de los meses y todos los momentos y experiencias vividas a lo largo del magíster han creado un vínculo muy especial para mí, es una de las cosas que me dan mayor satisfacción de haber comenzado este camino de optar por estudiar en el extranjero y sé que tomé la decisión correcta escogiendo la Universidad de Chile. Una mención especial para Paula y Joaquín, que me ayudaron enormemente en los terrenos para la toma de muestras para esta tesis. También para Belén, por su ayuda en los análisis de laboratorio, su apoyo y amistad. Además, darle gracias a todas las personas que me ayudaron en los análisis de laboratorio, Don Hugo, Ayleen y Andrea, y personal administrativo, en especial a la Sra. Jeannette, gracias por su paciencia y buena disposición.

Le doy las gracias al profesor Pfeiffer, a quién considero un mentor, gracias por guiarme y brindarme consejos durante este proceso de realización de la tesis. Al profesor Casanova, por su experiencia y competencia, le agradezco sus recomendaciones durante todo el proceso de escritura de la tesis. Al profesor Seguel, por sus observaciones y permitirme ver las situaciones bajo nuevos puntos de vista. Le agradezco a los tres haber fomentado mi desarrollo personal y profesional al compartir sus conocimientos, habilidades y experiencia. Me han contagiado su pasión por las ciencias del suelo y regreso a Panamá con ganas de seguir aprendiendo y aportando al conocimiento de los suelos.

Finalmente, agradecer al Programa de excelencia profesional de IFARHU-SENACYT, por su financiamiento y brindarme la oportunidad de seguir desarrollándome y mejorando en el ámbito académico.

RESUMEN

Las variaciones altitudinales climáticas y la vegetación resultante afectan el desarrollo de suelos a lo largo de las laderas montañosas. En la Región Metropolitana de Santiago, el 42% de la superficie corresponde a sistemas montañosos; a pesar de esto, los estudios de génesis de suelo son escasos en la zona andina, provocando un uso ineficiente del recurso y un desconocimiento de sus capacidades como regulador de servicios ecosistémicos. El objetivo de esta investigación fue conocer las propiedades de los suelos a lo largo de un transecto altitudinal –desde 1190 a 4100 msnm- en la cuenca cabecera del río Mapocho, que proporcione información para una mejor planificación territorial y conservación de los recursos naturales. Para esto se utilizó, como marco general para definir los puntos de muestreo del transecto, la siguiente clasificación de pisos vegetacionales: bosque esclerófilo (750-1800 msnm), bosque esclerófilo andino (1650-2000 msnm), el matorral andino inferior (2000-2800 msnm), matorral andino superior (2500-3250 msnm), el piso altoandino (3250-3600 msnm) y piso sin vegetación (> 4000 msnm). Se contó con información previa de 12 perfiles y se describieron otros 9, en los que se analizaron tanto propiedades físicas como químicas, para luego ser clasificados de acuerdo a Soil Taxonomy a nivel de subgrupo. En este gradiente altitudinal, se encontraron suelos con propiedades distintas, producto de una variación pedogenética asociada a las características climáticas de cada piso vegetacional, es decir, menor desarrollo a mayor altura, con una disminución del 60% del agua aprovechable, del 80% de la acumulación de carbono orgánico (CO) en el horizonte A, del 50 % de la CIC y cationes de intercambio (Ca, Mg, K, Na), así como gradientes texturales de franco arcillo arenoso a franco arenoso, pH de 6,7 a 7,5 entre otras. Por esta razón, se identifican Typic Argixerolls en altitudes bajas (1400 msnm), Mollic Palexeralfs en altitudes medias (2600 msnm) y Xeric Calcicryepts en altitudes superiores (4100 msnm). Los procesos dominantes de formación del suelo, a medida que aumenta la altitud, cambian desde acumulación de materia orgánica y argiluvación hasta crioturación.

Palabras claves: Gradiente altitudinal. Suelos de montaña. Pedogénesis

ABSTRACT

Climatic altitudinal variations and the resulting vegetation affect soil development along mountain slopes. In the Metropolitan Region of Santiago Chile, 42% of the surface corresponds to mountainous systems. Despite this, soil genesis studies are scarce in the Andean zone, causing an inefficient use of the resource and a lack of knowledge of its capacities as a regulator of ecosystem services. The objective of this research was to know the properties of the soils along an altitudinal transect -from 1190 to 4100 masl- in the headwaters of the Mapocho River, which provides information for better territorial planning and conservation of natural resources. For this, the following classification of vegetation floors was used: sclerophyllous forest (750-1800 masl), Andean sclerophyllous forest (1650-2000 masl), the lower Andean scrub (2000-2800 masl), upper Andean scrub (2500-3250 masl), the high Andean floor (3250-3600 masl) and without vegetation (above 4000 masl) as a general framework to define the sampling points of the transect. Previous information on 12 profiles was available, another nine were described, in which both physical, and chemical properties were analyzed. Soils were classified according to Soil Taxonomy at the subgroup level. In this altitudinal gradient, soils with different properties were found, as a result of a pedogenetic variation associated with the climatic characteristics of each vegetational belt. This was expressed as less soil development at higher altitudes, with a 60% decrease in available water, 80% in the accumulation of organic carbon (OC) in the A horizon, 50% in the CEC and exchange cations (Ca, Mg, K, Na), as well as textural gradients from sandy clay loam to sandy loam, pH from 6.7 to 7.5 among others. Thus, Typic Argixerolls at low elevations (1400 masl), Mollic Palexeralfs at mid elevations (2600 masl) and Xeric Calcicryepts at high elevations (4100 masl) were identified. The dominant soil-forming processes change from OC accumulation and argilluviation to cryoturbation as elevation increases.

Key words: Altitudinal gradient. Mountain soils. Pedogenesis.

MARCO TEÓRICO Y REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA

Suelos de montaña y funciones ecosistémicas

Los suelos de montaña son suelos con veranos frescos e inviernos fríos y, por lo tanto, suelos de ecosistemas que son influenciados por la nieve y el hielo, donde los procesos biogeoquímicos están limitados por la temperatura; por lo tanto, evolucionan lentamente debido a las bajas temperaturas que limitan las actividades biológicas y su pedogénesis (Kabala y Zapart, 2012). Si bien son muy diversos y pueden variar significativamente dentro de áreas limitadas, debido a la diferente aspecto y gradiente de pendiente, en general se vuelven menos fértiles y menos desarrollados a medida que aumenta la altitud (Ivanov et al., 2014). La mayoría de los suelos de montaña son poco profundos, con horizontes rocosos subdesarrollados, infértiles e inmaduros (Luzio *et al.*, 2010). Entisoles, Inceptisoles, Mollisoles e Histosoles son los principales Órdenes de suelo que se encuentran en las montañas (Price y Harden, 2013).

Diversos factores naturales y antropogénicos (como elevación, pendiente, cubierta de nieve, ciclo de congelación-descongelación) operan a diferentes niveles en las regiones montañosas, lo que resulta en variaciones en las propiedades del suelo. El espesor de la capa de nieve, por ejemplo, es un importante impulsor de la dinámica de nutrientes del suelo y agua; por lo tanto, el ciclo de congelación-descongelación regula la dinámica de C y N así como la estructura y estabilidad del suelo (Hagedorn *et al.*, 2010). Del mismo modo, la composición de la hojarasca regula la actividad microbiana y el ciclo de nutrientes en los suelos de montaña. (Bárta *et al.*, 2010). Bockheim y Munroe (2014) informaron que los suelos alpinos con permafrost generalmente tienen un pH ácido fuerte (5,0 -5,5), carbono orgánico concentrado en la capa superior de 30-40 cm con una densidad promedio del perfil de $15,2 \pm 1,3 \text{ kg/m}^2$, capacidad de intercambio catiónico de 20 a 25 cmol_c/kg y saturación de bases de 44% a 85%.

Aunque las propiedades fisicoquímicas del suelo varían en regiones montañosas, no hay una tendencia consistente en su variación entre regiones (Rahbek *et al.*, 2019). Características locales tales como ubicación geográfica, topografía y el tipo de vegetación influyen en la heterogeneidad de las propiedades del suelo. En los Andes peruanos, por ejemplo, se observó un aumento en el contenido de CO a medida que aumentaba la elevación (Tito *et al.*, 2018), lo mismo en las Montañas Hawaianas (Townsend *et al.*, 1995) y Mount Rainier en el oeste de los Estados Unidos (Ettinger y Hillerislambers, 2017), mientras que se observó lo opuesto en el Himalaya (Sheikh *et al.*, 2009). Altas concentraciones de contenido de P y K se reportan en las elevaciones medias (3500 msnm) mientras que un fuerte aumento en el contenido de Ca y una disminución en el contenido de Mg con el aumento de la elevación fue observado en los Andes del suroeste peruano (Tito *et al.*, 2018). En general, las interrelaciones entre clima-suelo-vegetación en los ecosistemas de montaña son complejas, y las respuestas del suelo a los cambios climáticos y de vegetación varían según la escala espacio-temporal (Rodríguez-Iturbe, 2000; Rasouli *et al.*, 2019).

La importancia de los suelos de montaña en la prestación de servicios ecosistémicos críticos y la necesidad de su gestión sostenible ha sido ampliamente documentada, ya que son particularmente susceptibles al cambio climático (Rangwala y Miller, 2012), la deforestación, las prácticas

agrícolas no sostenibles y métodos de extracción de recursos que afectan su fertilidad y desencadenan la degradación de la tierra, desertificación y desastres como inundaciones y deslizamientos de tierra (Bockheim y Koerner, 1997; Spehn *et al.*, 2005; Huss, 2011; Bockheim y Munroe, 2014; Romeo *et al.*, 2015; Egli y Poulénard, 2016; Egli y Poulénard, 2017; Donhauser y Frey, 2018; Fan *et al.*, 2019).

Se espera que las nevadas disminuyan con el calentamiento, y las nevadas se pueden convertir en lluvia en las regiones árticas y de gran altitud, con efectos significativos en la temperatura del suelo (Phillips y Schweizer, 2007). La precipitación variable y humedad del suelo en gradientes de elevación pueden tener consecuencias significativas directas e imprevistas para la diversidad y composición microbiana del suelo (Kooch y Noghre, 2020). Así pues, el cambio climático puede tener impactos significativos en el ciclo biogeoquímico global, al alterar el tipo y la velocidad de los procesos del suelo y las propiedades resultantes de este (Classen *et al.*, 2015). Los constituyentes bióticos de los ecosistemas de montaña se verían gravemente afectados por las variaciones climáticas antes mencionadas. Los impactos de estos cambios en los suelos y sus funciones en el ciclo del carbono y los nutrientes son, sin embargo, en gran parte desconocidos. (Uribe y Ávila, 2015).

El relieve en la pedogénesis de suelos de montaña

Es conocido que los suelos evolucionan con el tiempo por acción de los procesos de formación, cuya tendencia y carácter están determinados por los factores de formación (Jenny, 1941). El balance de procesos individuales en una combinación dada será la clave para comprender la naturaleza de un suelo y se expresará en las características y propiedades del mismo (Tricart, 1965). El relieve, en su relación con el clima y la vegetación, influye decisivamente y a distintas escalas en el comportamiento del agua, determinando su dirección, magnitud y velocidad de flujo (Rasmussen *et al.*, 2017); este movimiento del agua en las laderas es la principal causa de diferenciación de suelos, ya que el agua circulante transporta desde clastos a material en solución; a su vez causa erosión, modifica el relieve y produce concentración de productos en las zonas bajas (Hall, 1983). Es por esto que los paisajes y los perfiles de suelos son un registro de cómo se disipan los flujos internos y externos de energía en el tiempo, afectando las tasas de meteorización y la intensidad de la lixiviación (Mabbut y Scott, 1966). Esto genera respuestas sobre las propiedades del suelo, como la cantidad y calidad de la materia orgánica del suelo, el contenido y mineralogía de arcilla, la capacidad de intercambio iónico y la saturación de bases (Dahlgren *et al.*, 1997). Estos factores y propiedades diferencian suelos que se encuentren en zonas elevadas de erosión o en zonas inferiores de acumulación (Furley, 1968; Minasny *et al.*, 2008).

Dentro de regiones geográficas específicas, las siguientes propiedades del suelo se encuentran generalmente relacionadas al relieve: a) profundidad del suelo, b) espesor del horizonte A y contenido de materia orgánica, c) contenido y retención de agua del perfil, d) color del perfil, e) grado de diferenciación de los horizontes, f) reacción del suelo, g) contenido de sales solubles, h) tipo y grado de la estructura, i) temperatura del suelo, j) material parental, k) características del drenaje (Buol *et al.*, 1989). Salvo en casos muy específicos y extremos, es muy difícil considerar al relieve como factor independiente, aislado de los otros factores de formación, especialmente al

clima. Existe por lo tanto una interacción que hace necesario considerar al relieve como un factor interdependiente (Pereyra, 1994; Schoeneberger *et al.*, 2021).

Aunado a lo anterior, las diferencias altimétricas de las superficies determinan diferentes formas de relieve, ya que los procesos geomórficos que habrán de tener lugar serán distintos; en primera instancia, debido a las variaciones climáticas altitudinales. Es posible considerar distintos tipos de relaciones suelo-clima influenciados por el relieve, vinculados a : a) los gradientes altitudinales de temperatura y humedad, b) relieves relativos locales, c) aspecto (exposición) de las laderas y d) la forma de las laderas (Zehetner y Miller, 2005; Badía *et al.*, 2013; Rasmussen *et al.*, 2017). La Figura 1 resume estas interacciones sobre el desarrollo de los suelos de montañas.

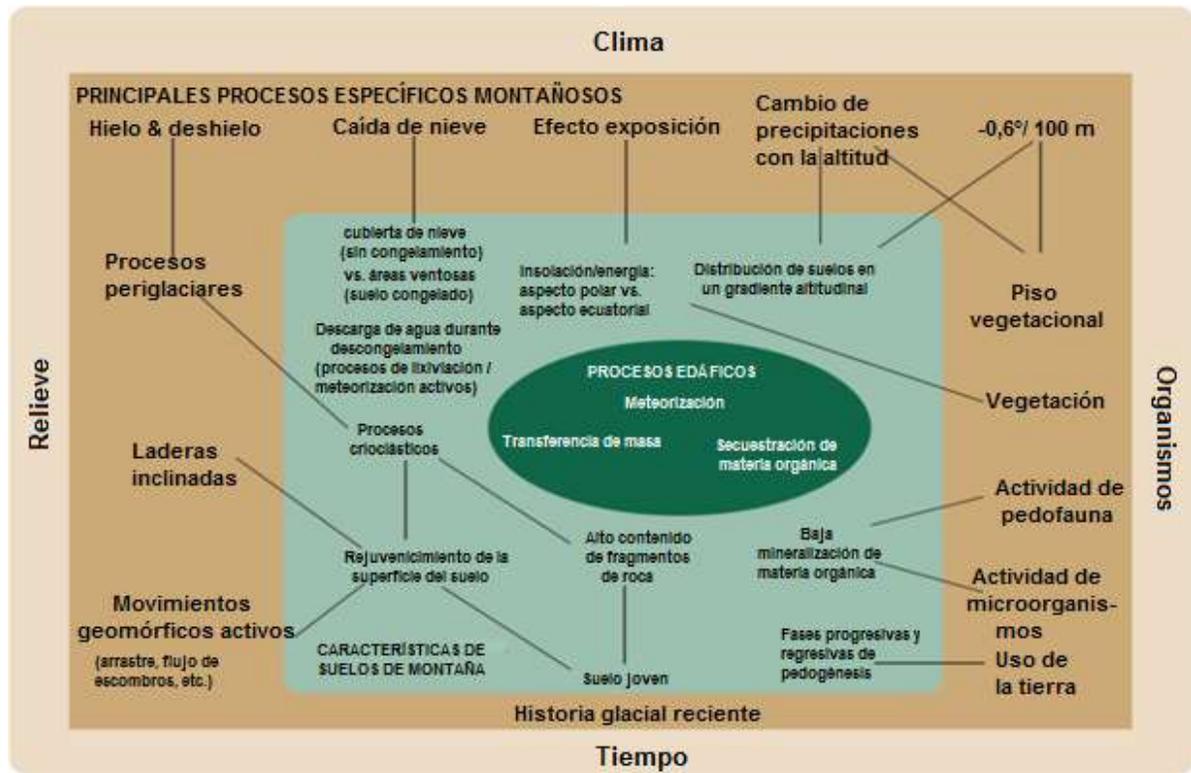


Figura 1. Modelo de la interacción de procesos en suelos de montaña, relacionando factores y factores de formación del suelo para un material parental dado (Egli y Poulénard, 2017).

El desarrollo de un suelo depende de la cantidad relativa de agua circulante en superficie versus la cantidad de agua infiltrada y, por lo tanto, disponible para el desarrollo del suelo. Este es uno de los motivos por el cual la geomorfología de un área es tan importante en el desarrollo de los suelos, ya que este balance del agua está íntimamente relacionado a las características del paisaje y materiales que lo integran (Lin, 2011); así pues, la evolución del paisaje es, por lo tanto, episódica, con períodos relativamente largos de estabilidad, separados por cortos períodos de inestabilidad. Los periodos de estabilidad estarán caracterizados por la pedogénesis y los de inestabilidad por la morfogénesis en un equilibrio erosión/depositación (Pereyra, 1994). El desarrollo del suelo no comienza hasta que la erosión y la depositación han alcanzado un cierto equilibrio dinámico; por lo tanto, el suelo formado será más joven que la superficie en que se encuentra (Ruhe y Walker, 1968)

Zona de montaña de la Cordillera de los Andes de Chile Central

En la Región Metropolitana de Santiago, un 42% del territorio corresponde a sistemas montañosos, cuyo accidentado relieve, junto con sus diversos mecanismos de génesis, han formado suelos tanto de origen volcánico, coluvial como aluvial (Pérez-Quezada y Bown, 2015). Debido a la incidencia de altas cordilleras, se presenta una variedad de topoclimas directamente controlados por las exposiciones al sol y a los vientos regionales, nubosidad y lluvias (Romero y Vinagre, 1985). Entre las evidencias de las variaciones topoclimáticas destaca la distribución general de la cubierta vegetal, donde la biodiversidad presente, al igual que para el resto del país, se estructura principalmente por su latitud y altitud, razón por la cual se identifican ambientes con condiciones muy contrastantes (Fredericksen *et al.*, 2011).

Según Teillier (2011), si bien por encima de los 4000 msnm no se encuentra vegetación, en la zona de montaña de la Cordillera de los Andes en la Región Metropolitana de Santiago, se encuentran los siguientes cinco pisos altitudinales con vegetación leñosa.

- Piso del bosque esclerófilo (750 a 1650-1800 msnm): corresponden a los bosques ubicados en la parte superior de la distribución regional del bosque esclerófilo de litre (*Lithraea caustica*) y quillay (*Quillaja saponaria*).
- Piso del bosque esclerófilo andino (piso subandino) (1650 a 2000 msnm): reúne las asociaciones dominadas por frangel u olivillo (*Kageneckia angustifolia*), guindilla (*Guindilia trinervis*) y duraznillo (*Colliguaja integerrima*).
- Piso andino inferior (1950-2800 msnm): reúne comunidades vegetales dominadas por arbustos que pueden alcanzar hasta 1,5 m de altura. La vegetación cubre entre un 30-50% del suelo, registrándose un estrato de arbustos y uno de hierbas, la mayor parte perenne. Especies características: *Chuquiraga oppositifolia* y *Nardophyllum lanatum*.
- Piso andino superior (2500-3250 msnm): reúne comunidades de matorrales generalmente bajos, con especies que rara vez superan los 50 cm de altura. La cobertura de la vegetación varía entre un 10-30%. Las especies características o dominantes son zarcilla (*Berberis empetrifolia*), llareta de Santiago (*Laretia acaulis*), *Adesmia schneideri*, entre otras.
- Piso altoandino (3250-3600 msnm): reúne comunidades de herbáceas perennes, con especies que rara vez superan los 30 cm de altura. La cobertura de la vegetación varía entre 5-10%. Existen al menos dos tipos de vegetación: sectores dominados por una estepa herbácea con coirón (*Poa holciformis*) como dominante y sectores pedregosos algo más húmedos, con dominancia de subarbustos muy bajos como repollito (*Nassauvia lagascae*).

Por otro lado, los estudios cuantitativos de pedogénesis se han utilizado durante casi 70 años para examinar los efectos de los factores climáticos en las propiedades y procesos del suelo (Dahlgren *et al.*, 1997), donde la cuenca del río Mapocho brinda una oportunidad para examinar cuantitativamente el efecto del clima y el relieve sobre las propiedades del suelo. Dado que todos los suelos se formaron a partir de materiales parentales volcánicos similares, de las formaciones rocosas Abanico y Farellones (Thiele, 1980), la tendencia a disminuir de la temperatura con el aumento de la elevación permite estudiar los efectos de varias combinaciones climáticas en el

desarrollo del suelo; así mismo, las diferencias en el uso de suelo y la vegetación también tendrán efecto en el desarrollo de las propiedades del suelo.

Comprender los suelos de montaña, su composición, dinámica y valor, puede ayudar a abordar los desafíos relacionados con el desarrollo sostenible de las áreas montañosas; esto último, aunado a la escasa información disponible de los suelos andinos en Chile central, se presenta como un desafío y, a la vez, una oportunidad de investigación en esta zona del país.

En este contexto, el propósito de este estudio es caracterizar los suelos y conocer los procesos pedogénicos a lo largo de un transecto altitudinal ubicado en la cuenca del río Mapocho, que proporcione información para una mejor planificación territorial y conservación de los recursos naturales. Para lograr esto, se analizaron 9 perfiles de suelos el cual se complementó con información de trabajos recientes, ubicados en distintos pisos vegetacionales.

Hipótesis

Los suelos que se desarrollan en la cuenca cabecera del río Mapocho tienen características que responden a los pisos vegetacionales.

Objetivo general

Incrementar el conocimiento de las propiedades de los suelos en los pisos vegetacionales de la cuenca cabecera del río Mapocho.

Objetivos específicos

- Comparar propiedades químicas y físicas de suelo para perfiles en un transecto altitudinal en Chile central.
- Comparar la clasificación de los suelos del transecto, de acuerdo a Soil Taxonomy a nivel de subgrupo.

MATERIALES Y MÉTODO

Sitio de estudio

El área de estudio se ubica en la Región Metropolitana, específicamente en la Cuenca del río Mapocho ($33^{\circ}20'S$ $70^{\circ}20'O$) y abarca un transecto de 21 puntos entre 1000 y 4100 msnm, definidos según la clasificación de Teillier (2011) antes indicada para pisos vegetacionales presentes en esta zona (Figura 2).

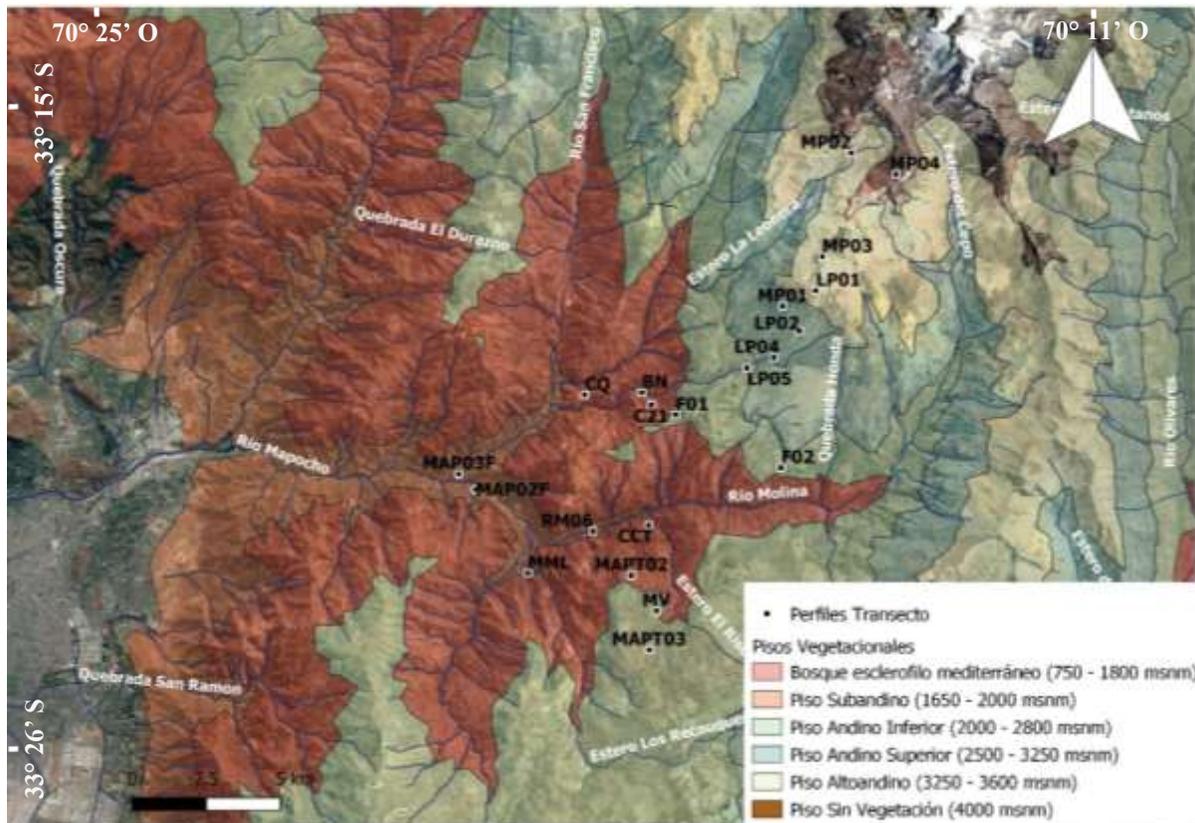


Figura 2. Ubicación de los puntos del transecto en el gradiente altitudinal.

Los 9 perfiles estudiados en esta tesis se distribuyen en 4 de los 5 pisos de vegetación, los que se comparan con 12 perfiles caracterizados por otros autores, incluyendo el piso restante (Bosque Esclerófilo) y el piso sin vegetación (Cuadro 1).

Caracterización de los Pisos

Piso Bosque Esclerófilo (750 – 1600 msnm): los gradientes de pendiente van desde fuerte ($<20^{\circ}$) a muy fuerte y moderadamente escarpada ($>20^{\circ}$) con riesgos de movimientos en masa y cárcavas incipientes. Esto se evidenció por la presencia de gravas y guijarros en superficie con procesos de erosión activos en el perfil MAP02F (Galleguillos y Seguel, 2021). La exposición de los perfiles

es en su mayoría a la ladera noroeste donde las temperaturas tanto atmosférica como del suelo tienden a ser más altas y por ende los suelos más secos (Gómez-Plaza *et al.*, 2001). Según Van Wambeke y Luzio (1981) el régimen de temperatura del suelo es méxico y el de humedad xérico. La vegetación presente se compone principalmente de quillay (*Quillaja saponaria*) y litre (*Lithraea caustica*), las que se desarrollan principalmente dentro de los bosques latifoliados siempreverdes esclerófilos, con lluvias invernales y sequía estival pronunciada, en zonas de altas y media altitud (Donoso, 1982).

Cuadro 1. Distribución de los perfiles en los distintos pisos de vegetación, con sus respectivos autores.

Piso	Cárdenas (2021)	Galleguillos y Seguel (2021)	Esta tesis
Bosque esclerófilo		MAP03F, MAP02F, ML, RM6	
Subandino		MAPT02, CCT	BN, CQ, C21
Andino inferior		MV, MAPT03	F01, F02, LP05
Andino superior	MP01		LP04, LP02
Altoandino	MP03, MP02		LP01
Sin vegetación	MP04		

Piso subandino (1650 -2000 msnm): los gradientes de pendiente van desde moderada ($<10^\circ$) con riesgo de erosión moderada, fuerte ($<20^\circ$) con riesgo de erosión intensa y cárcavas incipientes; fuerte y moderadamente escarpada ($>20^\circ$) con riesgos de movimientos en masa (Cuadro 2). La exposición de los perfiles varía desde la ladera norte, noreste y noroeste. La vegetación está compuesta principalmente por frangel (*Kageneckia angustifolia*), una especie arbórea endémica de Chile central y que se puede encontrar en altitudes de 800 a 3.000 msnm. Esta especie marca el límite de la vegetación arbórea en esta latitud (Rodríguez *et al.*, 1983).

Piso Andino inferior (1950 – 2800 msnm): sus gradientes de pendiente están entre moderados y fuerte, con riesgos de erosión moderada y erosión intensa respectivamente. Asimismo, dos perfiles poseen aspecto sureste y tres perfiles aspecto noroeste (Cuadro 2). La vegetación es de arbustos que cubren un 30-50% del suelo; la especie dominante es la chilca (*Nardophyllum lanatum*) y la hierba blanca (*Chuquiraga oppositifolia*), las que se desarrollan en altitudes muy por encima de la línea del bosque.

Piso Andino superior (2500 - 3250 msnm): posee los gradientes de pendientes mayores del transecto, con rangos que van desde fuertes (18°) a muy fuertes a moderadamente escarpado (29°) con riesgos de cárcavas frecuentes, movimientos en masa y reptación. Los perfiles poseen aspecto suroeste; la llareta de Santiago (*Laretia acaulis*) se presenta como vegetación dominante.

Piso Altoandino y Sin vegetación (3250 – 4000 msnm): los gradientes de pendiente van desde muy fuerte (21°) para el perfil LP01 con riesgo de movimientos en masa, y moderada (7°) a horizontal (2°) para los perfiles restantes con riesgos de erosión débil y nula respectivamente. La exposición es sureste para los perfiles del Piso Altoandino y oeste para el perfil MP04 del Piso Sin vegetación (Cuadro 2). La vegetación se compone del herbazal mediterráneo andino de *Nastanthus spathulatus* y *Menonvillea spathulata* para el piso altoandino, el cual es un desierto de altura, muy

abierto donde las plantas crecen muy esparcidas entre las rocas para refugiarse de las condiciones extremas de fuertes vientos y bajas temperaturas (Luebert y Pliscoff, 2017).

Geología

Los suelos en el sitio de estudio están formados sobre un material parental de edad Oligoceno-Mioceno, correspondiendo a rocas volcánicas faneríticas de composición intermedia como dacita, andesita (Thiele, 1980; Moreno y Varela, 1985).

La Cordillera Principal de los Andes en Chile central (33°-34°S) está compuesta principalmente de rocas volcánicas cenozoicas y volcanoclásticas continentales que forman un cinturón continuo con tendencia norte-sur. Estos depósitos cenozoicos se conocen como:

Formación Abanico: que puede dividirse en dos franjas: i) la franja occidental volcánica, compuesta por tobas, ignimbritas, brechas, intruída por una serie de filones manto andesíticos; ii) la franja oriental, compuesta principalmente por depósitos volcanoclásticos, tobas y flujos piroclásticos (Aguirre, 1960; Thiele, 1980).

Formación Farellones: Rivano *et al.* (1990) proponen la existencia de dos miembros de esta Formación: uno inferior tobáceo a ignimbrítico de composición riolítico-dacítico, y otro superior, compuesto por flujos andesítico-basálticos. Según estos autores, el primero representaría el producto de erupciones tipo caldera, y el segundo de estratovolcanes. En esta Formación se incluye a la Formación Colorado-La Parva, así el techo de esta Formación corresponde a la actual superficie del relieve.

Geomorfología

Según Díaz *et al.* (1957) en esta zona aparecen dos rasgos sobresalientes: 1) Un relieve de formas nítidas a fines del Terciario, formado antes del solevantamiento definitivo de la Cordillera y, 2) Un relieve original disectado producto de la fuerte erosión debida a los hielos y aguas corrientes, labrando valles profundos, de laderas abruptas. Esta erosión natural continúa hasta hoy.

Al descender dentro de la zona de estudio los depósitos coluviales y las laderas son cada vez más estables, en la medida que presentan cobertura vegetal y suelos. De la misma manera, al ascender, esta condición de estabilización de las vertientes desaparece y los depósitos son potentes y dinámicos (Araya, 1985). A partir de los 3100 msnm se presentan formas de ambiente periglaciario, muchas veces heredadas de ambientes anteriores, produciéndose un remodelado de estas formas preexistentes. El transporte es poco importante, por lo que los clastos conservan su forma original. En estos ambientes se reconocen distintas formas y depósitos según dónde se han generado; uno de estos son los derrubios de vertiente que ocurren debido al proceso de fragmentación de las rocas por el hielo (gelifracción o gelivación), donde los fragmentos generados caen y se acumulan al borde de las montañas. También se presentan los suelos organizados, que muestran formas geométricas generadas por empujes diferenciales verticales y horizontales en los fenómenos de crioturbación, principalmente con círculos de piedras, los suelos poligonales (superficies agrietadas con fragmentos de rocas que adquieren formas de polígonos) y los

pavimentos de piedras (por levantamiento de los clastos y lavado de fragmentos finos) (Bockheim, 2015).

La topografía del sector se caracteriza por presentar variaciones en altitud y gradientes de pendiente, que van desde los 0° hasta los 76° aproximadamente; a esto se agrega que las laderas más expuestas a la radiación solar corresponden a las que miran hacia el norte (exposición ecuatorial)—La alta ocurrencia de estos procesos ha modelado el paisaje, disminuyendo los gradientes de pendiente (Fuentes, 2021).

Clima

El clima de los Andes de Santiago es semiárido con un pronunciado máximo de precipitación invernal y grandes variaciones interanuales en precipitación y caudal (Montecinos y Aceituno, 2003; Masiokas *et al.*, 2006). Además, por la escasa ventilación del valle, la altura y la presencia de cerros, el clima se torna seco y con una amplia oscilación térmica diaria y estacional. Esto es especialmente válido para la zona alta cordillerana, donde los fenómenos de insolación son en gran medida causantes del desplazamiento de las masas rocosas (Gastó *et al.*, 1993).

Las precipitaciones se dan principalmente en forma de nieve durante el invierno, aunque a mayor altura se presentan tormentas de verano con granizo repentino o caída de nieve (Santibáñez y Uribe, 1990). La pluviometría anual de esta zona va de 330 a 500 mm, se concentra en los meses de invierno y muestra una estación muy seca (durante 7 a 8 meses) producida por un dominio anticiclónico (Santibáñez, 2017). La capa de nieve permanece de 3 a 5 meses dependiendo de la elevación y la exposición solar (Rozzi *et al.*, 1989).

La temperatura media anual a 900 msnm es próxima a 13° y a 1500 msnm a 9° (Luebert y Pliscoff, 2017), a 2600 msnm es ~6,5°C disminuyendo a 3°C a 3150 msnm (Cavieres y Arroyo, 1999). La evapotranspiración potencial promedio es de 976-1170 mm anuales (Luebert y Pliscoff, 2017). La variabilidad interanual tanto de la temperatura como de la precipitación es máxima durante el invierno austral, lo que resulta en grandes fluctuaciones en el espesor y duración de la capa de nieve, y en consecuencia de las condiciones térmicas del suelo (Bodín *et al.*, 2009).

Suelos

En la literatura se definen generalmente como poco desarrollados, esqueléticos, poco profundos, ácidos y relativamente infértiles (Luzio *et al.*, 2010). De acuerdo con la composición estructural del suelo, debido a la compleja geología y geomorfología, existe un gradiente de suelos de tipo franco en las elevaciones más bajas a suelos de tipo arcilloso en las elevaciones más altas (Cavieres *et al.*, 2000).

El contenido de materia orgánica se encuentra entre 0,5 - 12% y disminuye con la elevación. Los valores de pH del suelo oscilan entre 4,1 (ácido) y 7,5 (ligeramente alcalino) (Anic *et al.*, 2010). El régimen de humedad del suelo se clasifica como xérico y el régimen de temperatura se clasifica como méxico (Stolpe y Undurraga, 2016). Las elevaciones mayores de la Cordillera usualmente presentan régimen frígido y críco (Van Wambeke y Luzio, 1981; Bodin *et al.*, 2009).

Metodología

Para este trabajo se escogieron superficies geomorfológicas estables que fueron evidenciadas por la presencia de vegetación diferente. Se muestrearon (1 kg/horizonte genético) y describieron morfológicamente 9 perfiles de suelo en terreno (Schoeneberger *et al.*, 2021), considerando muestras alteradas y no alteradas para efectuar los análisis de laboratorio (SSS, 1999). Además, como se indicó, se contó con información de 12 perfiles previamente descritos (Cuadro 1).

Análisis físicos

Se emplearon las metodologías definidas por Sandoval *et al.* (2012), evaluando por horizonte genético:

- Separados texturales. Se utilizó el método del hidrómetro de Bouyoucos.
- Curva de retención de agua (pF). Se obtuvo mediante muestras en cilindros no disturbados, utilizando dispositivos de presión (cama de arena, olla y plato), equilibrando las muestras de suelos a tensiones de 0,2 kPa, 1 kPa, 3 kPa, 6 kPa y 33 kPa. Luego, para la tensión de 1500 kPa se utilizaron muestras disturbadas. A partir de esta curva se realizó la caracterización del espacio poroso, entre el valor de saturación (determinado a 0,2 kPa) hasta los 6 kPa que drenan los poros de drenaje rápido (PDR), entre los 6 kPa y los 33 kPa que incluye poros de drenaje lento (PDL), entre los 33 kPa y los 1500 kPa que determina los poros de agua útil (PAU) y sobre este valor de 1500 kPa se determinaron los poros de agua inútil (PAI).
- Densidad aparente. Se midió una vez realizado el proceso de equilibrio a los 33 kPa, a través del método del cilindro, con muestras de suelo secado a 105°C por 24 h.
- Densidad real. Se utilizó el método del picnómetro.

Análisis químicos

Se realizaron siguiendo las metodologías definidas por Sadzawka *et al.* (2006) para cada horizonte genético:

- Contenido de materia orgánica. Mediante calcinación, a 360°C por 16 h.
- pH. Medido en agua (relación 1:2,5; m/v), con pHmetro.
- Conductividad eléctrica. Con conductivímetro, en el extracto de saturación.
- Capacidad de intercambio catiónico. Por saturación con acetato de Na, a pH 8,2.
- Cationes de intercambio (Ca, Mg, Na y K). Extraídos con solución de acetato de amonio 1 mol/L a pH 7 y determinación con espectrofotómetro de absorción y emisión atómica.

Análisis de variables que indican el grado de desarrollo de los perfiles

Markewich *et al.* (1989) proponen que los indicadores más fiables que indican del grado de desarrollo del suelo son: el espesor del *solum*, el espesor del horizonte argílico, rubificación, y

$(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3) / \text{SiO}_2$. Asimismo, estos autores señalan que las comparaciones son válidas si los datos son de unidades que (1) están compuestas de materiales parentales similares, (2) están en posiciones similares en el paisaje local, y (3) se han desarrollado bajo condiciones climáticas similares. Por lo tanto, el desarrollo óptimo del suelo es definido en esta tesis como un suelo que tiene desarrollo de horizonte argílico, con acumulación de materia orgánica, de modo que el *solum* (horizontes A y B) tiene un espesor significativo (Lev, 1996).

Análisis de datos

Se realizó una estadística descriptiva, además de correlaciones de pares para medir el grado de asociación entre las variables, usando el coeficiente de correlación lineal de Pearson ($\alpha = 0,05$) mediante el software Infostat. Los niveles de significancia se describieron de la siguiente manera: $**p \leq 0,01$ para significancia fuerte y $*p \leq 0,05$ para significancia estadística.

En cuanto a la estadística multivariada, el procedimiento inicial fue la estandarización de los datos procesados -para excluir el efecto de escala y las unidades- mediante la conversión de las variables en puntajes estándar denominados puntajes Z. El siguiente paso fue construir una matriz de correlación lineal de Pearson y usar esta matriz para evaluar el grado de asociación entre las variables y analizar la aplicabilidad de las técnicas multivariadas a los datos. Posteriormente, se aplicó la técnica Análisis Factorial (AF), utilizando el enfoque de componentes principales con la rotación varimax estandarizada a fin de minimizar el número de variables dentro de cada factor (Araújo *et al.*, 2013). En este paso se utilizaron todos los puntos y variables muestreados en el transecto. Se utilizó el software SPSS versión 20.0 para el procesamiento de la información.

Los datos se sometieron a la prueba de esfericidad de Bartlett (Sig.) para verificar su idoneidad para el AF y una medida de adecuación muestral de Kaiser-Meyer-Olkin (KMO), que contrasta si las correlaciones parciales entre las variables son suficientemente pequeñas. Según Bezerra y Corrar (2006), un resultado de la prueba KMO superior a 0,5 indica que los datos son adecuados para el AF. En cuanto al resultado de la prueba de esfericidad de Bartlett (nivel crítico, Sig.), los autores recomiendan que no supere 0,05.

Después del AF, se identificaron las relaciones de covarianza entre las variables correlacionadas, teniendo en cuenta un pequeño número de variables aleatorias, que se definieron como factores. El poder explicativo de cada variable se reveló a través de comunalidades, considerando todos los factores encontrados en el AF. Por último, se generó un gráfico con todas las variables de manera simultánea con el software OriginPro 2023.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Condición ambiental de los sitios

La variada topografía de las montañas influye en la formación del suelo a través de su control sobre la dirección (vertical o lateral) de los flujos de agua dominantes, la profundidad del nivel freático y los procesos de erosión y depositación (Jenny, 1994). Para esta tesis se consideraron los parámetros de gradiente y aspecto (exposición) de pendiente en el análisis de la condición ambiental del área de estudio por su influencia en el desarrollo del suelo.

La clasificación utilizada para los gradientes de pendiente se sintetizó de las propuestas de Araya-Vergara & Börgel (1972) y Ferrando (1998). Su valor consiste en que relaciona un determinado rango de pendiente con la ocurrencia de procesos de remoción en masa. La exposición tiene una influencia particularmente importante en la vegetación de toda la zona central de Chile, ya que modifica las condiciones locales de humedad, lo que a su vez tiene efectos en la estructura y composición de la vegetación (Armesto y Martínez, 1978). Además, la exposición ejerce influencia en ciertos procesos relacionados con los balances de energía en el desarrollo del suelo; porque hay más agua disponible en la pendiente con exposición polar, el desarrollo del suelo es más rápido que en la pendiente con exposición ecuatorial, y tienen un mayor grado de meteorización, actividad microbiológica y desarrollo de la vegetación (Munro y Huang, 1997; Gómez-Plaza *et al.*, 2001).

En el Cuadro 2 se presenta una síntesis de la condición ambiental de los perfiles para el transecto.

Cuadro 2. Condición ambiental de los perfiles del transecto en la cuenca alta del río Mapocho

<u>Piso Bosque Esclerófilo</u>					
Sitio→	MAP03F	MAP02F	RM6	ML	
Altitud (msnm)	1150	1250	1322	1380	
Gradiente de pendiente (°)	13	22	25	28	
Aspecto	SE	NO	NO	NO	
Material parental *	Dacita, andesita				
Vegetación **	Quillay (<i>Quillaja saponaria</i>), litre (<i>Lithraea caustica</i>)				
Régimen climático del suelo***	mésico-xérico				
<u>Piso Subandino</u>					
Sitio→	CCT	CQ	BN	C21	MAPT02
Altitud (msnm)	1486	1600	1805	1980	2012
Pendiente (°)	18	21	10	6	17
Aspecto	N	NO	N	NO	NE
Material parental *	Andesita basáltica, dacita				
Vegetación **	Guindilla (<i>Guindilia trinervis</i>), frangel (<i>Kageneckia angustifolia</i>), tevo (<i>Trevoa trinervis</i>)				
Régimen climático del suelo***	mésico-xérico				
<u>Piso Andino Inferior</u>					
Sitio→	MV	F01	F02	MAPT03	LP05
Altitud (msnm)	2246	2270	2370	2367	2622
Pendiente (°)	16	9	16	9	17
Aspecto	NO	SE	SE	NO	NO
Material parental*	Andesita basáltica, dacita				

Vegetación **	Chilca (<i>Baccharis marginalis</i>), hierba blanca (<i>Chuquiraga oppositifolia</i>)		
Régimen climático del suelo***	mésico-xérico		
<u>Piso Andino Superior</u>			
Sitio →	LP04	LP02	MP01
Altitud (msnm)	2844	3180	3229
Pendiente (°)	29	18	25
Aspecto	SO	SO	SO
Material parental*	Andesita basáltica, dacita		
Vegetación **	Uva de la cordillera (<i>Prumnopitys andina</i>), llareta de Santiago (<i>Azorella compacta</i>)		
Régimen climático del suelo****	frígido-xérico		
<u>Piso Altoandino</u>			
Sitio →	LP01	MP02	MP03
Altitud (msnm)	3530	3706	3906
Pendiente (°)	21	6	7
Aspecto	SE	SE	SE
Material parental*	Pórfido andesítico, dacítico, granodiorítico		
Vegetación **	Nastanto (<i>Nastanthus spathulatus</i>), <i>Menonvillea spathulata</i>		
Régimen climático del suelo****	Crífico-xérico		
<u>Piso Sin vegetación</u>			
Sitio →	MP04		
Altitud (msnm)	4113		
Pendiente (°)	2		
Aspecto	O		
Material parental*	Andesita basáltica, dacita		
Régimen climático del suelo****	Crífico-xérico		

*Luebert & Pliscoff, 2017.

** Especies dominantes.

*** Stolpe y Undurraga (2016). ****Bodín *et al.* (2009).

Características morfológicas

Las descripciones detalladas de los perfiles se encuentran en el Apéndice 1, destacando en particular:

Piso del Bosque esclerófilo: la profundidad promedio fue de 170 cm. El color varía desde negro (10YR 2/1) en superficie a pardo oscuro (7.5YR 3/4) en la última capa. Asimismo, todos los perfiles presentaron texturas moderadamente gruesas, con la excepción de MAP02F que presentó texturas moderadamente finas hasta los 40 cm. En cuanto a la estructura, ML fue el único perfil que presentó estructura granular fina en superficie y bloques en profundidad. Los perfiles restantes presentaron bloques subangulares en todo el perfil hasta el horizonte C. El perfil MAP03F presentó un horizonte de transición a los 90 cm con estructura laminar gruesa fuerte, y un aumento notable de la fracción gruesa (de 40% a 70%); aparecen láminas de óxidos de hierro (Fe) en esta profundidad. Las raíces se concentran en los primeros 38 cm, disminuyendo en profundidad. Los perfiles presentaban poros finos y medios de abundante a comunes que permitiría el libre flujo de agua a través del perfil. Según Galleguillos y Seguel (2021), el perfil MAP02F muestra superficialmente rasgos de erosión.

Piso Subandino: la profundidad promedio fue de 160 cm. El color en húmedo en este piso se mantuvo dentro de las tonalidades pardo muy oscuro (7.5YR 2.5/2) en todo el perfil, variando

ligeramente su chroma en profundidad (7.5YR 2.5/3), con excepción de los perfiles CQ y C21 (Figura 3) que presentaron en superficie color negro (7.5YR 2.5/1) indicativo de su alto contenido de materia orgánica. Asimismo, los perfiles presentaron texturas moderadamente finas, siendo en los horizontes superficiales franco arcilloso y arcilloso en profundidad. En cuanto a la estructura, presentaban bloques subangulares en todo el perfil, con excepción de C21 y MAPT02 que presentaron estructura granular fina en el horizonte A. El perfil BN presentó reacción moderada al HCl en la matriz a los 70 cm y presencia de carbonatos en la cara de los agregados y poros a los 140 cm. Las gravas, piedras y guijarros aumentaron en profundidad para todos los perfiles.

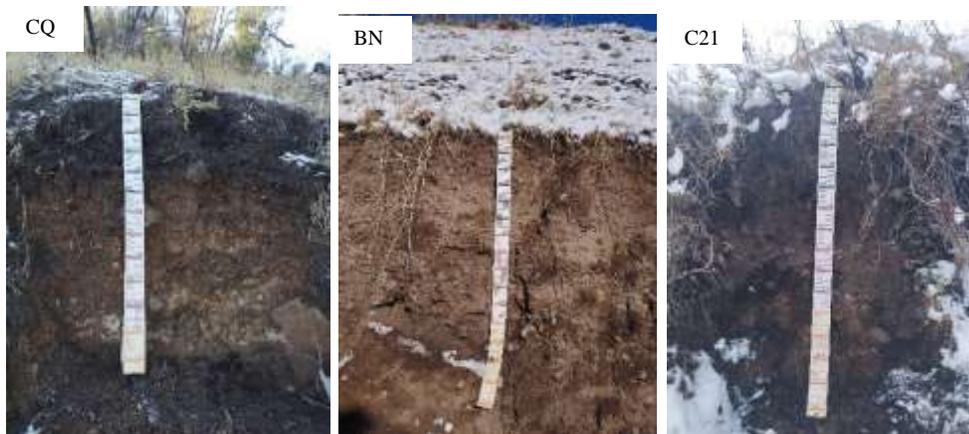


Figura 3 Perfiles del Piso Subandino.

Piso Andino inferior: la profundidad promedio fue de 170 cm. La mayoría de los sitios presentó colores pardo muy oscuro (7.5YR 2.5/3) a lo largo del perfil, con excepción del sitio MV que presenta colores grises (2.5Y 5/2) a los 33 cm, además comienzan a aparecer rasgos redoximórficos en la forma de masas de Fe y Mn, que aumentan en profundidad. La textura varió de moderadamente fina para los dos perfiles ubicados a los 2200 msnm -F01, MV- a textura media para los 3 perfiles restantes. En cuanto a la estructura, es de bloques subangulares de moderados a fuerte, y para el sitio F01, aparecen cuñas finas fuerte desde los 25 cm. Los perfiles F02 y LP05 poseen horizontes vesiculares (V) superficiales, asimismo el perfil F02 a los 60 cm presenta prismas fuertes y posee grietas desde la superficie hasta 80 cm y separadas entre 20 y 25 cm (Figura 3.2). Los perfiles F02 y LP05 presentaron un horizonte argílico a los 18 y 60 cm respectivamente, con cutanes en la cara de los agregados y estructura de cuñas fuertes y presencia de slickensides de débiles a moderados (Figura 4). Los fragmentos gruesos aumentan en profundidad en los sitios LP05, MAPT03 y F02.

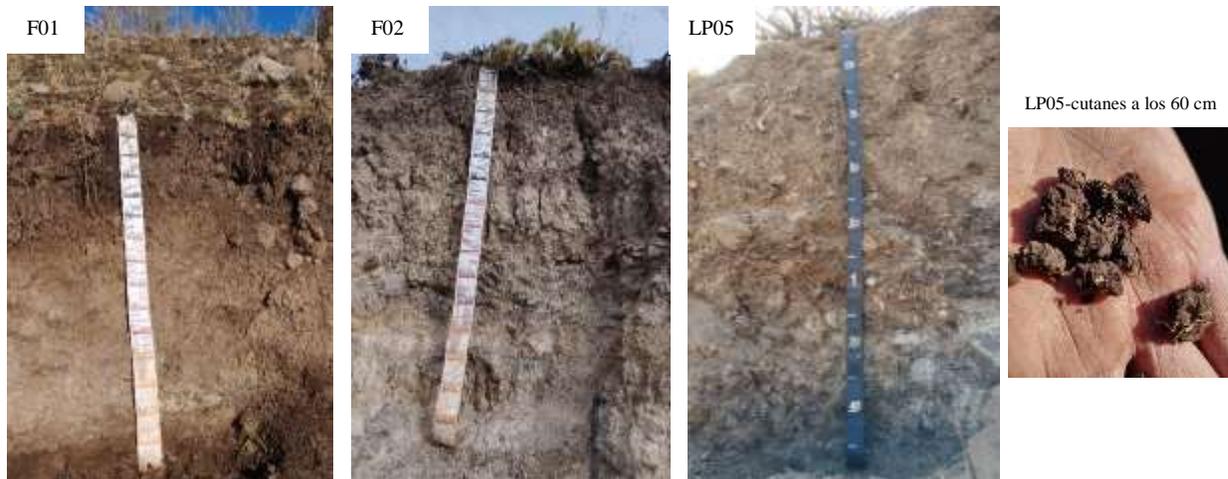


Figura 4 Perfiles del piso andino inferior.

Piso Andino superior: la profundidad promedio fue de 120 cm. Los perfiles MP01 y LP04 presentaron texturas moderadamente gruesas y el perfil LP02 presentó textura moderadamente fina. Los tres perfiles presentaron en superficie color en húmedo pardo oscuro (7.5YR 3/4) y tornándose pardo rojizo (5YR 4/3) para el sitio LP02 y grisáceo muy oscuro (10YR 3/1) para MP01 en profundidad (Apéndice 1). Todos los perfiles presentaron bloques subangulares de moderados a fuerte a lo largo del perfil. LP02 y LP04 presentaron horizonte vesicular al igual que sectores con pavimento de guijarros por erosión eólica superficialmente (depósito de fragmentos gruesos de retraso superficial con poca cobertura vegetal, cubre el suelo y tiende a atrapar partículas finas arrastradas por el viento). El contenido de gravas y guijarros aumentó en profundidad para todos los sitios (Figura 5).

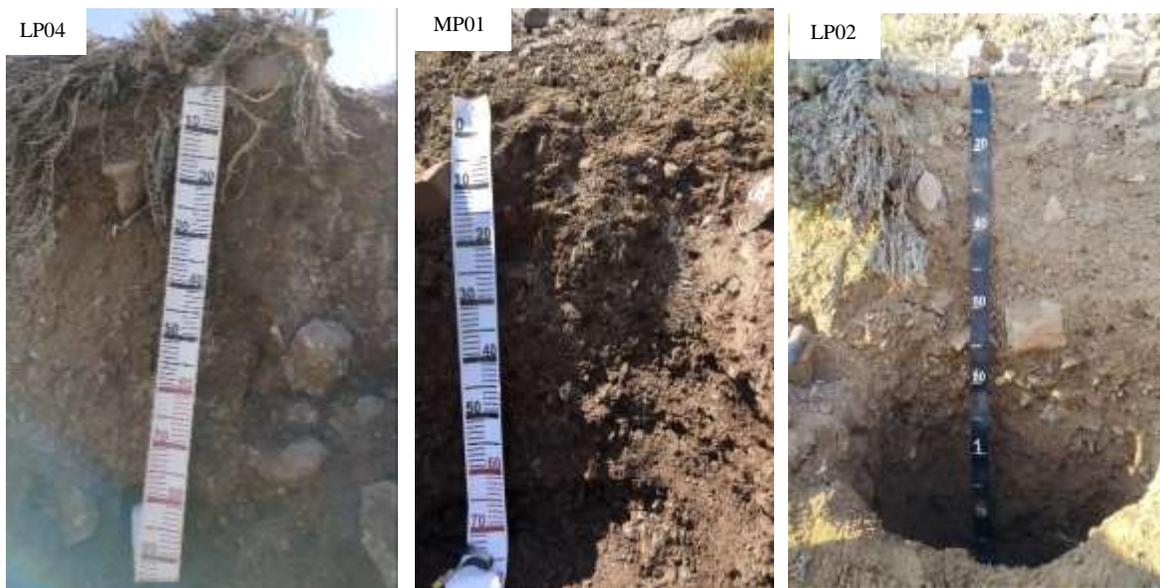


Figura 5 Perfiles para el Piso Andino Superior.

Pisos Altoandino y Sin vegetación: la profundidad promedio fue de 120 cm. Los colores en húmedo varían de pardo oscuro rojizo (5YR 3/2) para MP02, pardo oscuro amarillento (10YR 3/4) para MP03, pardo oscuro (7.5YR 3/4) para el sitio LP01 (Figura 6). Las texturas varían de moderadamente fina para LP01, fina para MP02 y moderadamente gruesas para los dos sitios de mayor altitud –MP03, MP04-. En este piso el suelo es gravoso y de textura gruesa y tienen una proporción de arena de aproximadamente 50%, con excepción de MP02 que presenta mayores porcentajes de arcilla aumentando en profundidad. Todos los perfiles presentan pavimento del desierto. La cubierta superficial es por lo tanto muy rocosa y cubierta de plantas vasculares que crecen solo en vacíos o en fisuras de cuñas de hielo. Los suelos alpinos presentan comúnmente capas de limo en los fragmentos gruesos y acumulación en el subsuelo (Burns, 1980; Munn y Spackman, 1990). Según Cárdenas (2021), este rasgo se observó en el perfil MP04 a partir de los 11 cm, lo que indica la translocación vertical del material en este suelo bien drenado (Figura 6).

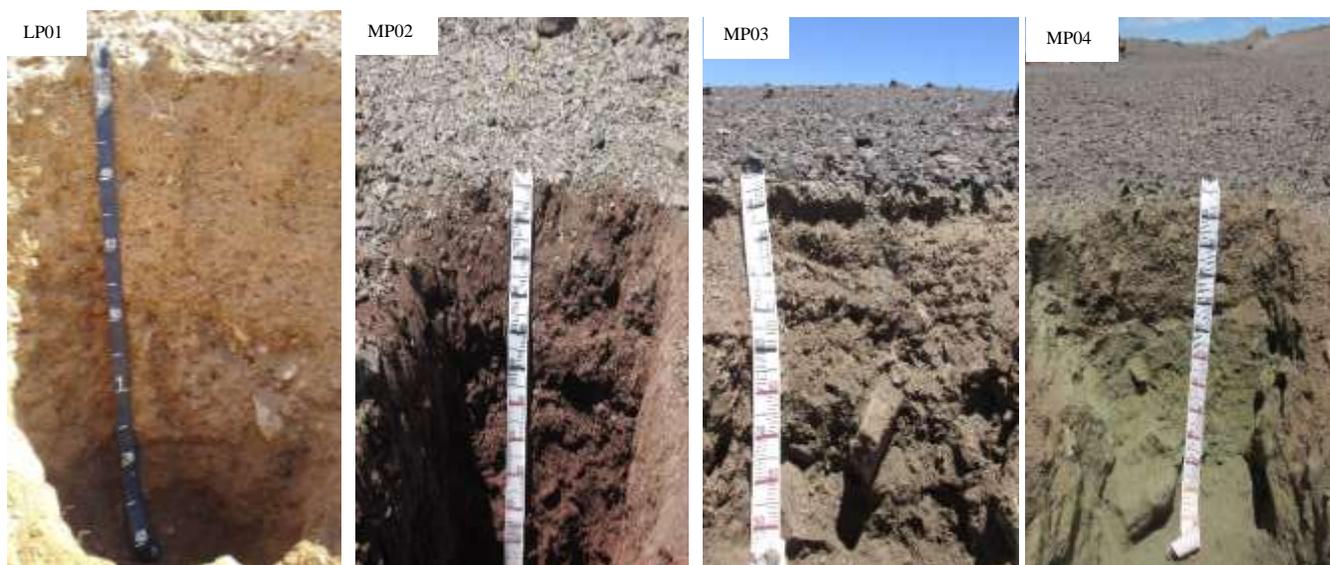


Figura 6. Perfiles para el piso altoandino y sin vegetación.

Propiedades químicas

En el transecto, los resultados de las propiedades químicas evaluadas se muestran en el Apéndice 2 y para cada propiedad en particular fue:

pH: presentó un aumento significativo con la altitud (Figura 7A), donde el piso andino inferior presentó el menor valor del transecto (5,9 en sitio F02), mientras que el piso altoandino presentó los mayores valores del transecto con una media de 7,5 (Apéndice 3). Los valores de pH oscilan entre 6,4 y 7,3 en la capa superior del suelo y en profundidad, aumentan ligeramente. La mayoría de los sitios en el transecto se encontraron en el rango de pH entre 6,4 y 6,7. Esto puede deberse a la presencia de elevadas concentraciones de cationes (Ca^{2+} y Mg^{2+}) que son indicativos de niveles de pH casi neutros al ser iones catalizadores no hidrolizantes que compiten con los cationes H^+ por

los sitios de intercambio en la superficie de las partículas del suelo, principalmente arcillas 2:1 y materia orgánica (Bohn *et al.*, 1979).

Saturación de bases: en el transecto presentó valores inferiores a 50% (Figura 4B). Los pisos con pH más alcalinos presentaron mayores valores reflejando el papel de las reacciones de intercambio de cationes en la amortiguación del pH del suelo (Dahlgren *et al.*, 1997).

La capacidad de intercambio catiónico (CIC): disminuyó con el aumento de la altitud (Figura 7C) donde los pisos de altitudes medias (andino inferior y subandino) presentaron los mayores valores del transecto con rangos entre 48 y 50 cmol^+/kg (Apéndice 3). La CIC mostró una correlación positiva con los valores de MO y porcentaje de arcilla (Cuadro 3) dentro del transecto. Con la descomposición de la materia orgánica, se da un aumento de los cationes básicos intercambiables bajo especies arbóreas tanto en la superficie (0-10 cm) como en la capa subterránea (10-20 cm) (Kasongo *et al.*, 2009). La actividad microbiana debajo de las copas de los árboles también influye en el flujo de nutrientes (Gairola *et al.*, 2012). Una correlación positiva se observó entre la humedad del suelo (contenido gravimétrico de agua) y la CIC (Cuadro 3), lo que muestra que a medida que la humedad del suelo aumenta (pisos bosque esclerófilo, subandino y andino inferior), también aumenta la actividad microbiana, lo que resulta en una mayor tasa de mineralización y descomposición (Prasad y Baishya, 2021).

Materia orgánica: disminuyó con el aumento de la altitud (Figura 7D). Las bajas temperaturas afectan a las comunidades microbianas debido a los cambios en los ambientes bióticos y abióticos disminuyendo las reservas de carbono en mayores altitudes (Hattenschwiler y Jørgensen, 2010). De acuerdo a Looby y Martin (2020), la acumulación de materia orgánica en el suelo genera un impacto directo sobre la diversidad de microbios como bacterias y hongos, los cuales se correlacionan positivamente con la concentración de carbono en el suelo (Angel *et al.*, 2010; Tedersoo *et al.*, 2014; Delgado-Baquerizo *et al.*, 2016).

Una correlación significativa se obtuvo entre MO y pH (Cuadro 3), donde los perfiles ubicados por debajo de los 2000 msnm mostraron los mayores valores de MO. Hetsch y Hoheisel (1976) afirman que la vegetación y la hojarasca son fuentes de acidez en los suelos. Además, el drenaje vertical lixivia las bases y disminuye el pH (Schawe *et al.*, 2006). En todos los sitios el contenido de MO disminuyó en profundidad. Los perfiles en laderas con exposición polar presentaron mayor acumulación de MO en comparación con los perfiles ubicados en exposición ecuatorial.

Cuadro 3. Matriz de correlación de Pearson para las propiedades químicas y físicas del transecto.

	altitud	pH	CE	MO	Ca	Mg	K	Na	CIC	SB	DA	DR	PDR	PDL	PAU	Arcilla	Limo	Arena	AA	W ₂	W ₃₃₀	W ₁₅₀₀₀	
altitud	--																						
pH	0,41**	--																					
CE	-0,27**	-0,34**	--																				
MO	-0,47**	-0,32**	0,44**	--																			
Ca	-0,13	-0,14	0,81**	0,44**	--																		
Mg	0	-0,32**	0,52**	0,14*	0,32**	--																	
K	-0,12	-0,22*	0,33**	0,32**	0,24	0,51**	--																
Na	-0,11	-0,11	0,53**	0,71**	0,52**	0,23**	0,51**	--															
CIC	-0,44**	-0,32**	0,31**	0,42**	0,23*	0,21*	0,22*	0,20*	--														
SB	0,32**	0,22**	0,14	-0,24*	0,41**	0	-0,12	0,11	-0,72**	--													
DA	0,52**	0,41**	-0,42**	-0,71**	-0,22**	-0,22*	-0,33**	-0,32**	-0,62**	0,41**	--												
DR	-0,12	-0,11	-0,20**	-0,51**	-0,41**	0	-0,21**	-0,63**	-0,11	-0,11	0,32**	--											
PDR	-0,21*	0,24*	0,12	0,22*	0,31*	0	-0,11	0,13	-0,11	0,11	-0,44**	-0,31*	--										
PDL	-0,11	-0,14	-0,10	-0,32**	-0,11	-0,22*	-0,22*	-0,23	-0,31**	0,31**	0,22	0,33**	-0,12	--									
PAU	-0,42**	-0,31**	0,11	0,12	-0,10	0	0	-0,11	0,10	-0,22*	-0,31**	0,12	-0,22*	0,12	--								
Arcilla	0	0,13	-0,11	0	-0,22*	0	0	-0,12	0,31**	-0,32**	-0,32**	0	-0,21*	-0,31**	0,12	--							
Limo	0	-0,22*	0,13	0,13	0	0	0	0,11	0,24*	-0,24*	-0,22*	-0,13	-0,21	0,23	0,22**	0	--						
Arena	0	0,12	0	0	0,13	0	0	0,12	-0,44**	0,32**	0,33**	0,12	0,32**	0,24	-0,23**	-0,81**	-0,61**	--					
AA	-0,52**	-0,31**	0	0	-0,12	-0,13	0	-0,21*	0,22	-0,23*	-0,23*	0,22*	-0,31**	0,21*	0,82**	0,12*	0,32**	-0,32**	--				
W ₂	-0,41**	-0,22*	-0,23*	0,12	-0,14	-0,23*	-0,14	-0,22	0,43**	-0,31*	-0,42**	0,11	0	0	0,44**	0,41**	0,23*	-0,51**	0,41**	--			
W ₃₃₀	-0,12	-0,31**	-0,22	0,13	-0,11	-0,12	0,13	-0,14	0,52**	-0,44**	-0,22*	0,13	-0,53**	-0,31**	0,42**	0,61**	0,22	-0,61**	0,31**	0,82**	--		
W ₁₅₀₀₀	-0,13	-0,21	-0,13	0,12	-0,11	-0,14	0,12	0	0,63**	-0,42**	-0,21*	0	-0,41**	-0,42**	-0,13	0,63**	0,14	-0,64**	0	0,61**	0,92**	--	

** La correlación es significativa en el nivel 0,01.

* La correlación es significativa en el nivel 0,05.

Cationes intercambiables: El contenido de Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ y Na^+ intercambiables disminuyó con el aumento de la altitud (Fig. 7E-4H). Se obtuvo una correlación positiva de estos iones con la MO (Cuadro 3). Los pisos de altitudes medias (1500-2500 msnm) presentaron las mayores concentraciones de Mg^{2+} y K^+ . En términos generales, ambos cationes presentaron acumulación preferencial en los horizontes superficiales (hasta los 40 cm), probablemente debido a la captación selectiva de iones por parte de las raíces y posterior retorno a la superficie del suelo como hojarasca (Martí y Badia, 1995). Esto es respaldado por los hallazgos de otros autores (Basumatary y Bordoloi, 1992; Boruah y Nath, 1992), quienes observaron que la MO mejora significativamente la retención de K en el suelo.

En cuanto al Ca^{2+} el Piso Bosque Esclerófilo (1000-1500 msnm) presentó los valores más altos del transecto. En general, se ha encontrado que especies de plantas influyen en la meteorización del material parental, así como la mineralización y reciclaje de Ca (Quideau *et al.*, 1996; Dijkstra *et al.*, 2004), donde el perfil ML presentó los valores más altos de Ca^{2+} principalmente en la zona de concentración de las raíces (hasta los 40 cm). Alban (1982) junto con Prasad y Baishya (2021) encontraron que altas concentraciones de Ca^{2+} en la hojarasca combinadas con un gran volumen de hojarasca puede aumentar la cantidad de Ca^{2+} intercambiable en el suelo. Estos datos sugieren que las comunidades de *Lithraea caustica*, que dominan el Piso Bosque Esclerófilo parecen ser especialmente eficientes en el reciclaje de este catión. Esto se asemeja a los resultados de Cisterna y Yates (1982).

El Na^+ que es más móvil que los otros cationes, presentó las menores concentraciones en el transecto. Los cationes presentaron el comportamiento esperado en la mayoría de los suelos: $\text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{K}^+ > \text{Na}^+$, esta relación muestra la fuerza relativa con la que los coloides del suelo retienen los cationes debido al potencial iónico de los mismos, siendo el Ca^{2+} el catión menos móvil (Bohn *et al.*, 1979).

Conductividad eléctrica (CE): presentó una disminución con la altitud (Figura 7I) y una correlación positiva con la concentración de cationes en el transecto (Cuadro 3). Los suelos son no salinos como lo indican sus bajos valores de CE ($< 1,7$ dS/m) con un promedio de 0,5 dS/m hasta los 2500 msnm, luego disminuye a 0,3 dS/m en los pisos de mayor altitud.

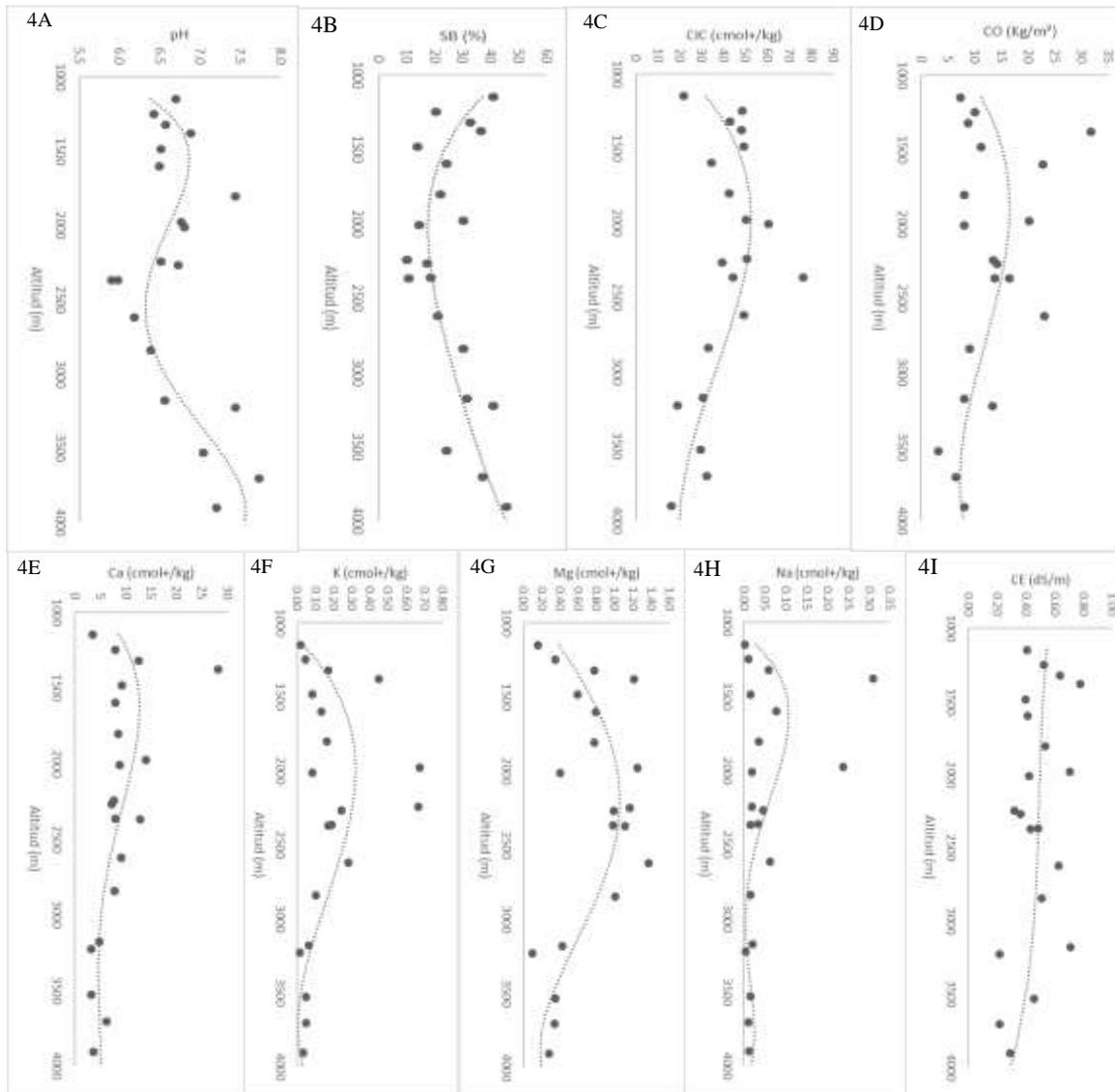


Figura 7.

Variación con la altitud del pH (A), saturación de bases (B), capacidad de intercambio catiónico (C), densidad de carbono orgánico (D), calcio intercambiable (E), potasio intercambiable (F), magnesio intercambiable (G), sodio intercambiable (H) y conductividad eléctrica (I).

Propiedades físicas

Se evaluaron algunas propiedades físicas importantes en el transecto, cuyos resultados se muestran en el Apéndice 3, pero en particular se puede comentar:

Densidad: la densidad aparente (DA) aumentó con el incremento de la altitud (Figura 8A). La vegetación puede influir en la retención de agua del suelo a través de las raíces de las plantas y la

MO que genera, al modificar la estructura del suelo creando poros grandes y bajando la DA (Gao *et al.*, 2018; Minasny y McBratney, 2018). Se obtuvieron resultados similares para el transecto donde la DA mostró una correlación con el nivel de MO (Cuadro 3). Esto es respaldado por los resultados de Morisada *et al.* (2004), Sakin (2012), Demir *et al.* (2020), entre otros. Para los pisos de mayores altitudes, es decir, andino superior, altoandino y sin vegetación se obtuvieron correlaciones positivas de DA con el contenido de arena (Cuadro 3). De acuerdo a Chan (2005) los suelos de textura gruesa se compactan más estrechamente con valores típicos superiores a $1,4 \text{ Mg m}^{-3}$, mientras que los suelos de textura fina tienden a formar puentes y no pueden compactarse tan estrechamente, dando valores por debajo de $1,4 \text{ Mg m}^{-3}$. Tanveera *et al.* (2015) obtuvieron resultados similares. La DA aumentó en profundidad en los pisos andino inferior, subandino y bosque esclerófilo, esto se debe a una tendencia natural provocada por el peso cada vez mayor que deben soportar las partículas mientras más profundas se encuentren dentro del pedón (Farías *et al.* 2007).

La DA mostró una correlación negativa con el Ca^{2+} intercambiable (Cuadro 3) esto puede deberse a que el catión inhibe la dispersión de la arcilla y la disrupción asociada de los agregados al reemplazar Na^+ y Mg^{2+} en las arcillas y por lo tanto promover la estabilidad de los agregados (Zhang y Norton, 2002), además de mejorar la estructura del suelo mediante la formación de puentes catiónicos entre partículas de arcilla y MO (David y Dimitrios, 2002).

La densidad real o de partículas (D_r) disminuyó con la altitud (Figura 8B). Para los tres pisos de mayor altitud, fue de $\sim 2,60 \text{ Mg/m}^3$ en el horizonte A, variando muy poco en profundidad. Para los tres pisos de menor altitud, fue de $\sim 2,40 - 2,45 \text{ Mg/m}^3$, aumentando a $2,6 \text{ Mg/m}^3$ en profundidad.

Distribución de poros por tamaño: Los poros de drenaje lento (PDL), de drenaje rápido (PDR) y de agua útil (PAU) presentaron una tendencia de disminución con el aumento de la altitud (Figura 5C-5E), pero solo los últimos mostraron significancia estadística (Cuadro 3).

La DA proporciona indirectamente una medida de la porosidad del suelo (Hillel, 1982; Blake y Hartge, 1986). Para el transecto, la porosidad disminuyó con la altitud. Para los pisos andino inferior, subandino y bosque esclerófilo fue de $\sim 50\%$, debido a la DA, que aumenta en profundidad, y la estructura de bloques angulares y subangulares que se encuentran en los horizontes del subsuelo que contribuyen a un menor número de poros en los horizontes arcillosos; mientras que en la superficie los horizontes son de texturas más gruesas, estructura granular pequeña y media, y menor DA. Para el piso andino inferior y altoandino la porosidad fue de $\sim 40\%$, disminuyendo hasta 37% a los 3500 msnm (piso sin vegetación) (Figura 8F).

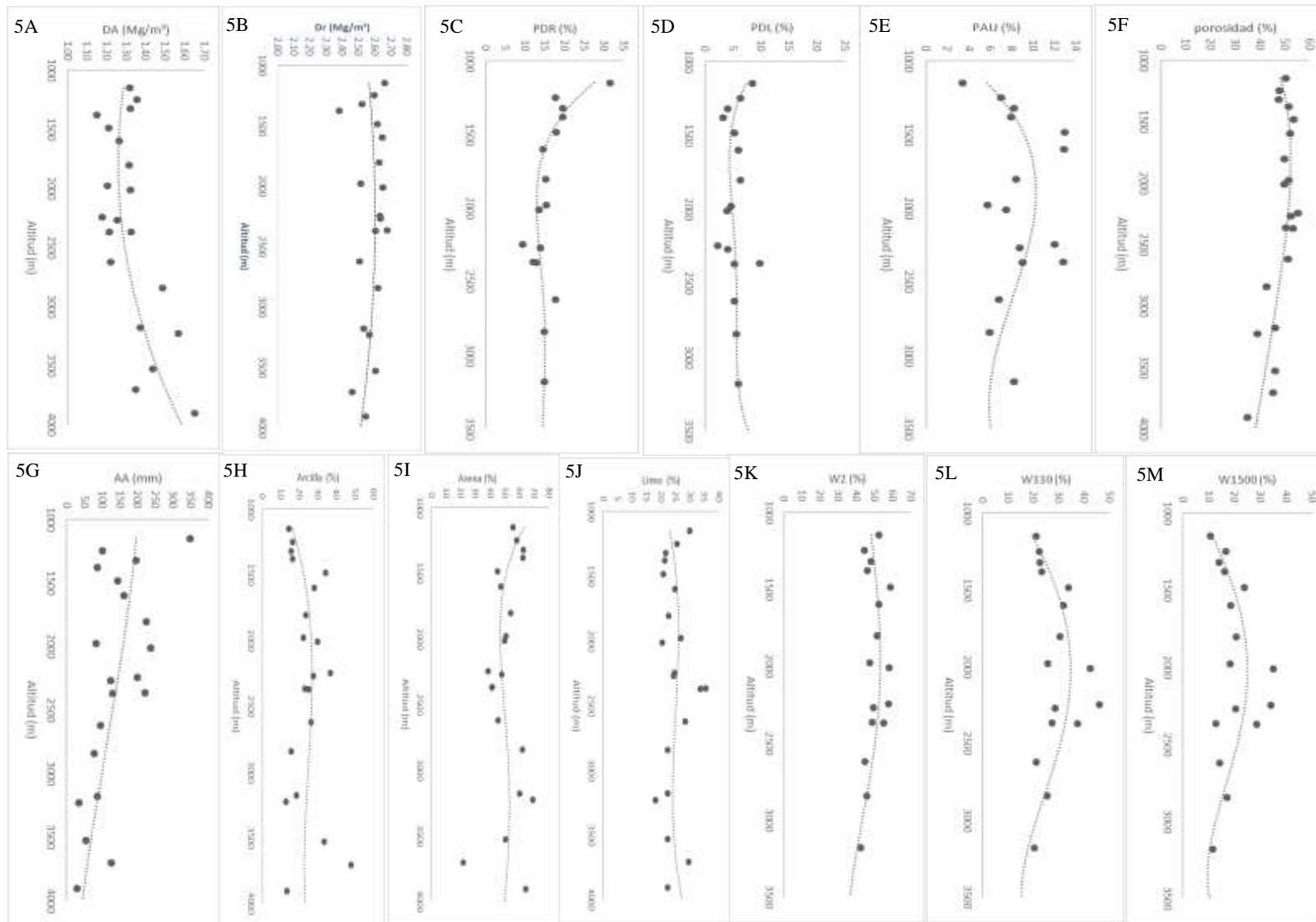


Figura 8. Variación con la altitud de la densidad aparente (A), densidad real (B), poros de drenaje rápido (C), poros de drenaje lento (D), poros de agua útil (E), porosidad (F), agua aprovechable (G), porcentaje de arcilla (H), arena (I), limo (J); W₂, W₃₃₀ y W₁₅₀₀: contenido gravimétrico de agua entre 0,2 y 15000 hPa (K, L, M respectivamente)

PAU y PDR presentaron una correlación con la DA y PDR con la MO (Cuadro 3). Gao *et al.* (2018) atribuyeron el aumento de la retención de agua, especialmente a capacidad de campo (capacidad de campo o 33 kPa) y saturación, al sistema radicular que está modificando la estructura del suelo por un aumento de la MO del suelo y una disminución de la DA. Asimismo, Lu *et al.* (2020) demostraron que la penetración de raíces gruesas (diámetro >2 mm) condujo a un aumento en la retención de agua a saturación en un 17%, en suelos de textura gruesa y en un 13% en suelos de textura fina.

Agua aprovechable: presentó una correlación negativa con la altitud (Cuadro 3) (Figura 8G). En los horizontes A, se encuentra una mayor retención de agua a saturación y capacidad de campo (alrededor de un 20% más), una mayor cantidad total de agua disponible (de 0,51 mm/cm a 1,0 mm/cm) (Apéndice 4) y un incremento de porosidad total (alrededor de 30%) en los pisos de menores altitudes -andino inferior, subandino y bosque esclerófilo- en comparación con los tres pisos de mayor altitud. Los valores elevados se atribuyeron a la presencia de poros más grandes, menor DA del suelo y mayor contenido de MO en el suelo como resultado de sistemas de raíces más gruesos (Paéz-Bimos *et al.*, 2022). El agua total disponible variaba mucho en el perfil, la variabilidad se redujo con la profundidad a medida que la influencia de la abundancia de raíces, el diámetro y la MO disminuían. Esta tendencia se invirtió a partir de los 3400 msnm (Piso Altoandino) donde el agua disponible aumentaba en profundidad. Li *et al.* (2020) encontraron que, al aumentar el contenido de fragmentos gruesos, aumenta notablemente la proporción de poros de transmisión del suelo, aumentando así la aireación y la permeabilidad del suelo. Sin embargo, un alto contenido de fragmentos gruesos no es propicio para mantener el agua necesaria para el crecimiento normal de las plantas.

Textura: en los pisos de mayores altitudes, es decir, 3000-3500 msnm (sin vegetación, altoandino, andino superior) la mayoría de los suelos son de textura gruesa y rocoso/gravoso, reflejando el predominio de meteorización física y procesos de congelación-descongelación (Shaetzl y Anderson, 2005). Estos suelos presentaron los menores valores de contenido de agua aprovechable (AA) del transecto. Los de altitudes medias, es decir, 2000-2500 msnm (andino inferior y subandino) presentaron clases texturales francas y franco arcillosas, y el bosque esclerófilo (1000-1500 msnm) presentó clase textural franco arenosa. Los mayores valores de AA los presentaron los pisos andino inferior, subandino y bosque esclerófilo (Fig. 8G).

El rango de partículas tamaño arcilla fue entre 14-28%, de tamaño limo entre 23-32% y de tamaño arena fue de 44-62% para el transecto (Fig. 8H-5J). La textura gruesa del suelo causa la baja capacidad del suelo para retener agua y nutrientes, estos suelos son propensos a la sequía y a la erosión. Existe una estrecha relación entre la textura gruesa del suelo y la fertilidad química del suelo (Suharta, 2007). Cuanto mayor sea el contenido de fracción de arena en suelos minerales menor es el contenido de C, N, P y K. Por el contrario, cuanto mayor sea el contenido de la fracción de arcilla, mayor el contenido de P y K, bases intercambiables (Ca, Mg y Na), CIC del suelo y saturación de bases (Mansyur *et al.*, 2019). Los suelos de textura fina y media presentan mayor retención de nutrientes y agua, por lo tanto, mayor capacidad para sostener vegetación (White, 1987).

Para los pisos de mayores altitudes (altoandino y andino superior) se presentó la tendencia de aumento del porcentaje de arcilla con la profundidad. Concomitante, los pisos de altitudes medias (andino inferior y subandino) presentaron mayores porcentajes de arcilla en el horizonte B, con formación de horizontes Bt que se evidencian por la presencia de cutanes de arcilla en la cara y superficies de agregados. Este rasgo morfológico comprueba que el proceso de iluviación ha estado activo (SSS, 1999), además de un enriquecimiento de arcilla y grosor de horizonte mayor a 7,5 cm.

Contenido gravimétrico de agua: saturación, capacidad de campo (CC) y punto de marchitez permanente (PMP) disminuyeron con la altitud (Fig. 8K-5M) y presentaron una correlación negativa con el contenido de arena y una positiva con el contenido de arcilla (Cuadro 3). Los contenidos gravimétricos de agua fluctúan entre 36-48% para saturación, entre 15-46% para CC y entre 10-35% para PMP. Los pisos de altitudes medias (entre 2000-2500 msnm) presentaron los mayores valores y los de mayores altitudes (3000-3500 msnm) los menores.

Estadística multivariada: Análisis de Componentes Principales

El uso del análisis factorial (AF) requiere verificar si hay suficientes enlaces entre los datos. Se realizaron dos AF, en el primero se utilizaron todas las variables medidas en el transecto. El índice KMO fue de 0,482, y el resultado de la prueba estadística de esfericidad de Bartlett fue significativo, con $p < 0,01$. Si bien el resultado de la prueba de Bartlett resultó aceptable para AF, no así el de la prueba de KMO ($< 0,5$), debido a la presencia de variables que presentaron correlaciones inferiores a 0,5 con al menos otras tres variables, lo que no es significativo para explicar la varianza total, según de Andrade *et al.* (2007). Para el segundo se excluyeron aquellas variables con correlaciones débiles, la matriz de correlación se presenta en el Cuadro 5. La prueba KMO arrojó un índice de 0,671. Además, el resultado de la prueba de esfericidad de Bartlett fue altamente significativo, con $p < 0,01$, lo que indica que los factores encontrados en el AF pueden describir adecuadamente la variación de los datos originales.

Cuadro 5. Matriz de correlación de las variables usadas en el AF.

	pH	CE	MO	CIC	SB	DA	Arcilla	Arena	AA
		dS/m	%	cmol ⁺ /kg	%	Mg/m ³	%	%	mm
pH	1,00								
CE (dS/m)	-0,32*	1,00							
MO (%)	-0,29*	0,47**	1,00						
CIC (cmol ⁺ /kg)	-0,35**	0,33**	0,48**	1,00					
SB (%)	0,09	0,29*	0,33*	-0,20*	1,00				
DA (Mg/m ³)	0,36**	-0,37**	-0,68**	-0,57**	-0,10	1,00			
Arcilla (%)	0,08	-0,14	-0,02	0,35**	-0,01	-0,25*	1,00		
Arena (%)	0,03	0,09	-0,03	-0,38**	-0,004	0,32*	-0,85**	1,00	
AA (mm)	-0,26*	-0,04	0,06	0,18*	-0,17	-0,25	0,12*	-0,32*	1,00

* $p < 0,05$; ** $p < 0,01$

El Cuadro 6 muestra los resultados del segundo AF. Aquí se aplicó la técnica de componentes principales, donde se extrajeron tres factores con autovalores mayores a 1, según los principios de Norussis (1990). Luego, estos factores fueron sometidos a la rotación varimax estandarizada, indicando que explican el 36,44%, el 22,41% y el 11,54% de la varianza total de las variables, reuniendo, en tres componentes, el 70,40% de los datos, que previamente fueron distribuidos entre nueve variables.

La carga factorial de los tres factores en el Cuadro 6 identifica las variables que están más interrelacionadas en cada factor. Valores iguales o superiores a 0,6 indican variables con un grado significativo de interrelación, y valores ligeramente inferiores a 0,6 indican un grado moderado de interrelación.

En el primer componente la densidad aparente y el pH tienen una correlación negativa, mientras que los demás son positivos. El primer componente se basa, pues, en la acumulación de materia orgánica en la superficie, y los procesos posteriores que sirven para descomponerla e intercambiar nutrientes con la vegetación, la MO también es responsable de las bajas densidades aparentes. El segundo componente tiene fuertes correlaciones con el contenido de arcilla y de arena y correlaciones medias con CIC y saturación de bases. Las variables que explican este factor están relacionadas con la granularidad del suelo y la capacidad de retención de nutrientes. El componente 3 tiene fuertes correlaciones con el pH y agua aprovechable. Las variables podrían estar relacionadas con valores de pH alcalinos para climas semiáridos.

Las comunalidades representan las varianzas totales explicadas por los factores en cada variable. Al respecto, las comunalidades obtenidas a través del ACP indican que las propiedades físicas de los suelos (DA, arena, arcilla y contenido de agua) explicaron entre el 70 y el 86% de la varianza, mientras que las propiedades químicas (pH, CE, MO, CIC y SB) explicaron entre el 50 y el 74% de la varianza.

Cuadro 6. Carga factorial, comunalidades y varianza explicada por el AF de las nueve variables investigadas, después de la rotación varimax.

Variables	Carga Factorial			Comunalidades
	Componente 1	Componente 2	Componente 3	
pH	-	-0,410	0,690	0,666
CE	(dS/m)	0,751		0,606
MO	(%)	0,859		0,738
CIC	(cmol+/kg)	0,633	-0,479	0,700
SB	(%)		0,500	0,503
DA	(Mg/m ³)	-0,759	0,334	0,740
Arcilla	(%)		-0,928	0,865
Arena	(%)		0,906	0,830
AA	(mm)			-0,808
Autovalores	--	3,299	2,010	1,043
Contribución de la varianza	(%)	36,44	22,41	11,54
Contribución acumulada de la varianza	(%)	36,44	58,86	70,40

Método de extracción: análisis de componentes principales.

Método de rotación: Varimax con normalización Kaiser.

La Figura 9 muestra los componentes principales 1 (CP1) y 2 (CP2) que explican el 36 y 22 % de la varianza, respectivamente.

Los pisos del bosque esclerófilo, subandino y andino inferior están dispuestos en la parte positiva del eje del CP1, indicando que poseen mayores contenidos de MO, mayores CE, CIC, AA y menores pH y DA; en contraste, los pisos sin vegetación, altoandino y andino superior están dispuestos en la parte negativa del mismo, indicando lo contrario. En cuanto al CP2, la Figura 9 muestra que los Pisos Andino inferior y Subandino, y el Piso Altoandino con el perfil MP02 presentan horizontes con mayores contenidos de arcilla y los pisos andino superior, sin vegetación, altoandino (los 2 perfiles restantes) y el Piso Bosque Esclerófilo poseen horizontes con mayores porcentajes de arena.

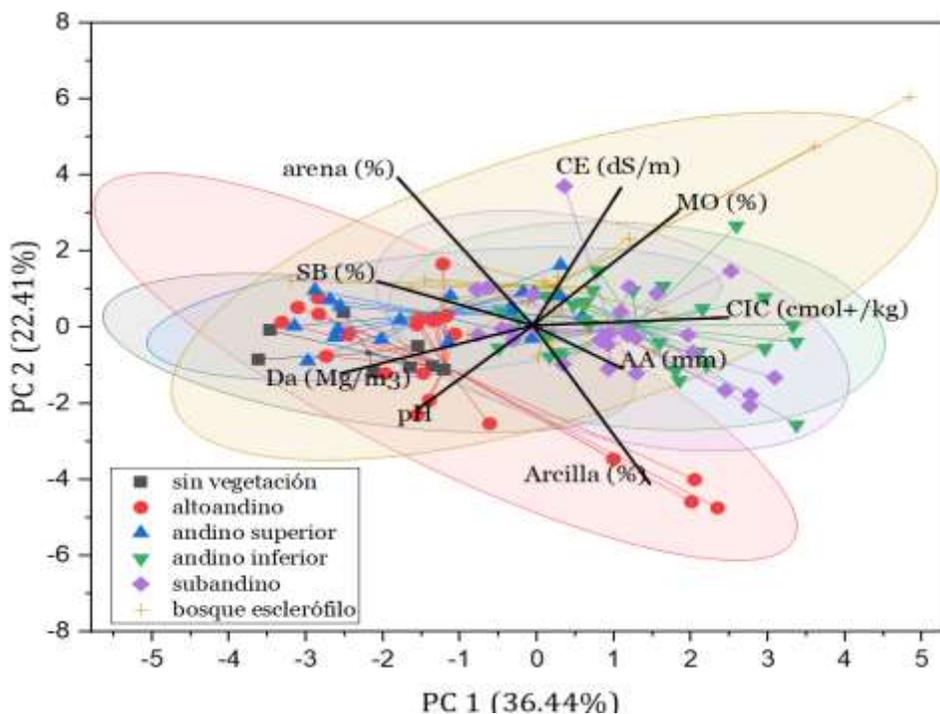


Figura 9. Análisis de dos componentes principales, que explican la varianza del 59% de los datos. Los puntos están conectados al centroide (la media) y la elipse muestra el nivel de significancia al 95%.

Desarrollo de suelos en el transecto y clasificación taxonómica

Para el transecto estudiado, el desarrollo de los suelos siguió un patrón acorde al de la vegetación, donde el desarrollo de los suelos a lo largo del transecto fue mayor en los pisos de menores altitudes, es decir, bosque esclerófilo, subandino y andino inferior. Esto se evidenció por una mayor densidad de CO total, aproximadamente un 32% (de 16 a 11 kg/m²) y un 70% más de CO en el horizonte A (de 6 a 2 kg/m²) en los pisos del bosque esclerófilo (BE), subandino (SA) y andino inferior (AI) en comparación con los pisos andino superior (AS), altoandino (AA) y sin vegetación (SV). En el piso del BE alrededor de un 40% del CO es acumulado en el horizonte A, un 30% en los pisos SA, AI y AS, disminuyendo a 20% en el piso altoandino y a un 7% en el piso sin vegetación (Fig. 10B).

Asimismo, el espesor del *solum* fue mayor en un ~30% (de 132 a 97 cm) en los pisos de menores altitudes en comparación con los pisos AS, AA y SV (Cuadro 7). Además, estos pisos (BE, SA, AI) presentaron 6 perfiles con desarrollo de horizonte argílico con espesor de ~75 cm (ML, MAPT02, CCT, MV, F02 y LP05) en comparación con 2 perfiles con horizonte argílico en los pisos AS y AA, los cuales fueron MP01 y MP02 respectivamente.

Los principales procesos pedogenéticos responsables de la formación del suelo en el transecto son: (a) acumulación de materia orgánica y melanización, (b) translocación de arcilla (argiluvación) y limo, (c) crioturbación.

Cuadro 7. Variables que indican el grado de desarrollo para los pisos del transecto (valores promedio de los perfiles).

Variable		Piso vegetacional					Sin Vegetación
		Bosque Esclerófilo	Subandino	Andino inferior	Andino superior	Altoandino	
Densidad de COT*	(kg/m ²)	16,0	15,6	17,9	11,2	6,6	10,6
Densidad de CO hor. A	(kg/m ²)	6,3	5,4	5,5	3,0	1,3	0,8
Arcilla hor. A	(%)	15	39	33	13	20	No determinado
Arcilla hor. B	(%)	45	84	119	70	146	15
Razón de arcilla (hor. A/hor. B)	-	0,30	0,46	0,27	0,18	0,14	No determinado
Espesor hor. A	(cm)	25	22	15	5	7	5
Espesor hor. B	(cm)	106	113	115	88	113	75
Espesor hor. argílico	(cm)	52	95	76	55	93	-
Espesor <i>solum</i>	(cm)	131	135	130	93	120	80

*Carbono orgánico total

El Cuadro 8 muestra la clasificación taxonómica de los suelos del transecto, pero en particular:

El piso del bosque esclerófilo: presentó el perfil ML con epipedón mólico, el horizonte A posee un espesor de 20 cm y chroma de 2. La alta actividad biótica que recicla continuamente la MO y la influencia de la hojarasca devuelta al suelo, se evidencia en este perfil con los altos porcentaje de saturación básica, siendo la mayor del transecto (Fig. 10A). También presenta un horizonte argílico a los 38 cm, clasificándolo como Typic Argixeroll.

Los tres perfiles restantes, RM6, MAP02F y MAP03F no presentaron evidencias de iluviación ni enriquecimiento de arcilla, una saturación de bases de menos del 60% (entre los 25-75 cm) (Fig. 10A) por lo que se clasificaron como Typic Dystroxept.

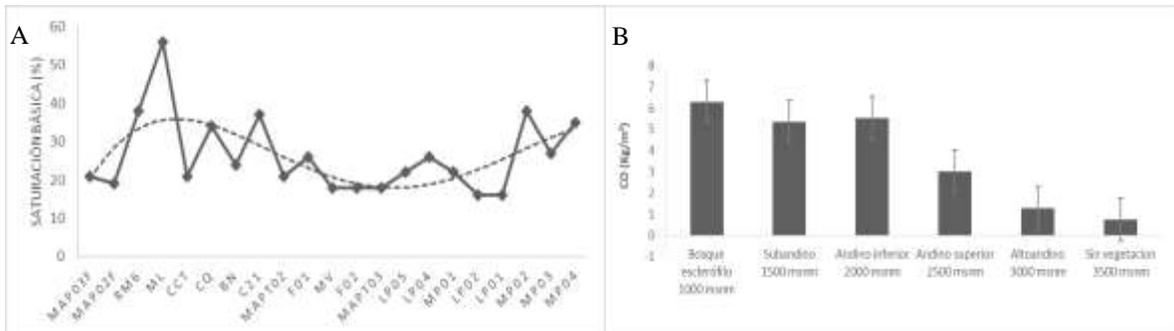


Figura 10. Saturación básica para los 21 perfiles del transecto (A). CO del horizonte A para los pisos vegetacionales (B).

Las zonas intermedias del gradiente altitudinal son las que presentan mayor desarrollo de la vegetación, porque se encuentran bajo condiciones térmicas e hídricas moderadas. Esta tendencia ocurre porque la producción de biomasa aumenta (hasta cierto punto) y luego disminuye a lo largo del transecto de elevación, pero concomitante con eso, la mineralización de la hojarasca disminuye constantemente a medida que las temperaturas disminuyen con la altura (Shaetzl, 2005). Debido a esto, se pueden encontrar suelos con mayor acumulación de CO (Fig. 10B), horizontes melánicos y SB > 50% en el piso subandino, presentando un epipedón mólico. Los perfiles C21 y CQ presentan 7 y 3% de CO respectivamente, SB entre 60 y 80% (epipedón), régimen de humedad xérico y SB < 75% entre los 25 y 75 cm, clasificándolos como Ultic Haploxeroll (Cuadro 8).

Los perfiles MAP02 y CCT presentaron cutanes en las caras de los agregados y en los poros, además de enriquecimiento de arcilla desde el horizonte suprayacente. El perfil MAP02 presentó un horizonte argílico de 40 cm de espesor y SB < 75% en todo su espesor, clasificándolo como Ultic Palexeralf. En el caso del perfil CCT, el espesor fue de 68 cm y 4% de CO con un valor de 2 en húmedo clasificándolo como Mollic Palexeralf. El perfil BN, al no presentar rasgos de iluviación se clasificó como Calcic Haploxerept, por la presencia de carbonatos secundarios a los 70 cm.

En el Piso Andino Inferior con régimen de humedad xérico, tres perfiles presentaron horizonte argílico (LP05, F02, MV), además de presentar un cambio textural abrupto entre el horizonte A y el límite superior del horizonte argílico y sin presencia de un contacto lítico (en los primeros 50 cm), clasificándolos como Palexeralf. Los contenidos de arcilla de los horizontes Bt varían desde el 50% hasta 70%, en contraste con los horizontes Bw y BC con mayores contenidos de arena (Apéndice 4). El perfil LP05 presentó 6% de CO y valor de 3, clasificándolo como Mollic Palexeralf. Mientras que el perfil F02 se clasificó como Vertic Palexeralf por la presencia de grietas de 5 cm de ancho (en los primeros 125 cm) y cuñas fuertes (a los 60 cm). El perfil MV, al presentar empobrecimiento redox desde los 33 cm se clasificó como Aquic Palexeralf.

Los otros dos perfiles del Piso Andino Inferior, MAPT03 y F01, no presentaron rasgos de iluviación, ni enriquecimiento de arcilla por lo que se clasificaron como Xerept diferenciándose por sus valores de SB < 60% para MAPT03 clasificándolo como Typic Dystroxerept; para F01 la SB fue de 85% (entre los 25 y 75 cm), clasificándolo como Humic Haploxerept, por su value (en húmedo) de 2.

Los suelos en los extremos más fríos (desde los 2800 msnm) del transecto tienen contenidos apreciables de fragmentos gruesos (hasta 60% por volumen) dentro del perfil y menores contenidos de CO en relación con una cubierta vegetal más abierta. Como resultado, cuatro perfiles se clasificaron como Inceptisoles, suborden Cryept (n= 2) para los del piso altoandino y Xerept (n=2) para los del Piso Andino Superior, estos últimos presentaron SB < 50% para el perfil LP02 clasificándolo como Typic Dystroxerept. Para LP04 la SB > 50 permite clasificarlo como Humic Haploxerept, por su value (en húmedo) de 2,5. El otro perfil del Piso Andino Superior -MP01-, presentó un horizonte argílico con régimen de humedad xérico, clasificándolo como Typic Haploxeralf.

Para los Cryepts del piso altoandino, ambos con régimen de humedad xérico, el perfil MP03 presentó una SB > 60% en todos sus horizontes (de 25-75 cm) pero no así el perfil LP01, clasificándolos como Xeric Haplocryept y Xeric Dystrocryept respectivamente.

En cuanto al perfil MP02 del piso altoandino, presentó régimen térmico críico y horizontes argílicos de menos de 35 cm de espesor y se clasificó como Xerollic Haplocryalf. De acuerdo a Bockheim (2015), estos suelos son comunes en la zona alpina y su tasa de formación está controlada principalmente por procesos criogénicos de “congelación-deshielo”.

El perfil de mayor altitud (MP04) del Piso Sin vegetación, se clasificó como Xeric Calcicryepts por su desarrollo incipiente, y régimen térmico críico, además presentó capas de limo (siltans o silans) en las superficies superiores de los clastos del subsuelo, un rasgo frecuente en los suelos alpinos (Frenot *et al.*, 1995); debido a la acción eólica muchos de los materiales, como el limo y la arcilla, se introducen y son trasladados, asimismo, la topografía del área también influye en esta acumulación (Thorn y Darmody 1980; Dahms, 1993).

La Figura 11 muestra las zonas de vegetación típicas y la clasificación taxonómica de los suelos en el transecto.

Cuadro 8. Clasificación Taxonómica de los suelos del transecto.

Piso	Perfil	Altitud (msnm)	Clasificación taxonómica	Horizonte de diagnóstico	
				Superficial	Subsuperficial
Sin vegetación	MP04	4113	Xeric Calcicryepts	Ócrico	Cálcico
Altoandino	MP03	3906	Xeric Haplocryept	Ócrico	Cámbico
	MP02	3706	Xerollic Haplocryalf	Ócrico	Argílico
	LP01	3522	Xeric Dystrocryept	Ócrico	Cámbico
Andino superior	LP02	3450	Typic Dystroxerept	Ócrico	Cámbico
	MP01	3216	Typic Haploxeralf	Úmbrico	Argílico
	LP04	2887	Humic Haploxerept	Úmbrico	Cámbico
Andino inferior	LP05	2610	Mollic Palexeralf	Úmbrico	Argílico
	MAPT03	2400	Typic Dystroxerept	Ócrico	Cámbico
	F02	2370	Vertic Palexeralf	Úmbrico	Argílico
	MV	2246	Aquic Palexeralf	Úmbrico	Argílico
Subandino	F01	2200	Humic Haploxerept	Úmbrico	Cámbico
	MAPT02	2050	Ultic Palexeralf	Ócrico	Argílico
	C21	2000	Ultic Haploxeroll	Molico	Cámbico
	BN	1805	Calcic Haploxerept	Ócrico	Cámbico
	CQ	1600	Ultic Haploxeroll	Molico	Cámbico
Bosque esclerófilo	CCT	1510	Mollic Palexeralf	Úmbrico	Argílico
	ML	1380	Typic Argixeroll	Mólico	Argílico
	RM6	1350	Typic Dystroxerept	Ócrico	Cámbico
	MAP02F	1250	Typic Dystroxerept	Ócrico	Cámbico
	MAP03F	1190	Typic Dystroxerept	Ócrico	Cámbico

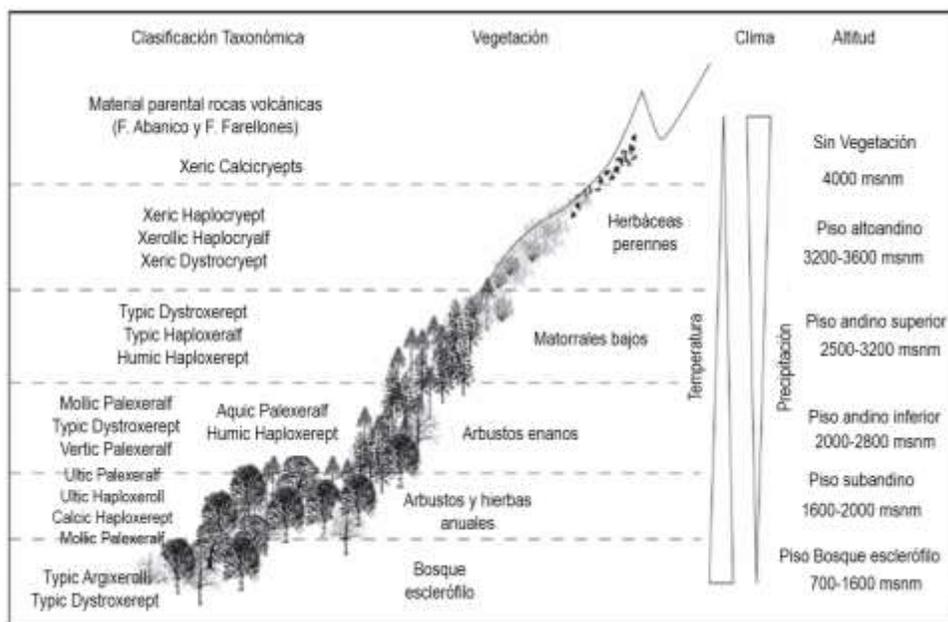


Figura 11. Zonas de vegetación típicas y unidades de suelo a lo largo de un transecto altitudinal en la cuenca alta del Río Mapocho, Región Metropolitana de Santiago, Chile. Modificado de Egl y Poulernard, 2017.

CONCLUSIONES

Diferencias altitudinales de temperatura y precipitación han conducido a un desarrollo edafológico diferencial en las laderas de la cuenca cabecera del río Mapocho. El aumento de la altitud y la intensificación de las condiciones climáticas (ciclos de congelación-descongelación) reducen la capacidad de retención de agua y de establecimiento de las plantas. Como consecuencia, una serie de características químicas y físicas del suelo muestran variaciones altitudinales, que se evidenciaron con una menor acumulación de carbono orgánico en el horizonte A (~80%), una disminución del agua aprovechable (~60%), menor concentración de los cationes de intercambio (Ca, Mg, K, Na) (~50%), menor capacidad de intercambio catiónico (~50%) y menor porosidad (~25%) con el aumento de la altitud. Esto se tradujo en la presencia, en general, de suelos de menor desarrollo, como Inceptisoles (MP03, LP01 y MP04) en los Pisos Altoandino y Sin vegetación, con excepción del perfil MP02 (Alfisol).

En los Pisos Andino Superior y Bosque Esclerófilo, con limitaciones ya sea por menor humedad y mayores temperaturas, respectivamente, se presentaron suelos con desarrollo intermedio (considerado para este transecto); esto es, cinco Inceptisoles (LP02, LP04, RM6, MAP02F y MAP03F), un Alfisol (MP01) y un Mollisol (ML).

En los pisos Subandino y Andino Inferior, entre los 1650-2800 msnm, se presentaron suelos con mayor desarrollo, debido a la mayor disponibilidad de agua y el régimen idóneo de temperaturas, que ha determinado una cubierta vegetal abundante, con lo cual se han formado epipedones úmbricos y mólicos y endopedones argílicos, llevando a la formación de Mollisoles (CQ y C21) y Alfisoles (CCT, MAPT02, MV, F02 y LP05), además de dos Inceptisoles (MAPT03 y BN).

Estas diferencias afectan profundamente a la fertilidad inherente de los suelos y el comportamiento de escorrentía-erosión. Lo anterior adquiere mayor relevancia en esta zona del país, debido a la función que cumplen los suelos de montaña en la prestación de servicios ecosistémicos, aunado a la fragilidad que presentan frente a escenarios de cambio climático.

REFERENCIAS

- Aguirre, L. 1960. Geología de los Andes de Chile Central (Provincia de Aconcagua), Santiago. Instituto de Investigaciones Geológicas. Boletín N° 9, Mapa a escala 1:140.000. 70 p.
- Alban, D.H. 1982. Effects of nutrient accumulation by aspen, Spruce, and Pine on Soil Properties. *Soil Science Society of America Journal* 46: 853-861.
- Angel, R., Soares, M.I.M., Ungar, E.D. *et al.* 2010. Biogeography of soil archaea and bacteria along a steep precipitation gradient. *The ISME Journal* 4: 553-563.
- Anic, V., Hinojosa, L. F., Díaz-Forester J., *et al.* 2010. Influence of soil chemical variables and altitude on the distribution of high-alpine plants: the case of the Andes of central Chile. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 42: 152-163.
- Araújo, A. O., Ribeiro, L., De Sousa Lima, M. *et al.* 2013. Modificações nas propriedades dos solos de uma área de manejo florestal na Chapada do Araripe. *Revista Brasileira de Ciência do Solo* 37: 754-62.
- Araya, J. 1985. Análisis de la carta geomorfológica de la cuenca del Mapocho. *Informaciones Geográficas* 32: 31-44 p.
- Araya-Vergara, J.F. & Börgel, R. 1972. El uso de la carta 1:50.000 del Instituto Geográfico Militar en la confección de unidades geográfico-físicas. En: Primer Simposium Cartográfico Nacional, Instituto Geográfico Militar. pp. 263-269.
- Armesto, J. & Martínez, J. 1978. Relations between vegetation structure and slope aspect in the mediterranean region of Chile. *Journal of Ecology* 66: 881-889.
- Bárta, J., Applová, M., Vanek, D., *et al.*, 2010. Effect of available P and phenolics on mineral N release in acidified spruce forest: connection with lignin-degrading enzymes and bacterial and fungal communities. *Biogeochemistry* 97: 71-87.
- Basumatary, A. & Bordoloi, P.K., 1992. Forms of potassium in some soils of Assam in relation to soil properties. *Journal of the Indian Society of Soil Science* 40: 443-446.
- Bezerra, F. A., Corrar, L. J. 2006. Utilização da factorial analysis na identificação dos principais indicadores para a avaliação do desempenho financeiro: uma aplicação nas empresas de seguros. *Revista Contabilidade e Finanças* 17: 50-62.
- Blake, G. R. & Hartge, K. H. 1986. Bulk density. In: Klute, A., Ed., *Methods of soil analysis, Part 1-Physical and Mineralogical Methods*, 2nd Edition, Agronomy Monograph 9, American Society of Agronomy-Soil Science Society of America, Madison, WI, USA. pp. 363-382.
- Bockheim, J., and Koerner, D., 1997, Pedogenesis in alpine ecosystems of the eastern Uinta Mountains, Utah, USA: *Arctic and Alpine Research* 29: 164-172.
- Bockheim, J. G., and Munroe, J. S., 2014, Organic Carbon Pools and Genesis of Alpine Soils with Permafrost: A Review: *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 46: 987-1006.
- Bockheim, J.G. 2015. *Cryopedology*. Springer International Publishing, Madison, Wisconsin, USA. 182 p.
- Bodiin, X., Rojas, F. & Brenning, A. 2009. Status and evolution of the cryosphere in the Andes of Santiago (Chile, 33.5°S.). *Geomorphology* 118: 453-464.
- Bohn, H., McNeal, B. & O'Connor, G. 1979. *Soil Chemistry*. 2nd Edition. Wiley-Interscience publication. Chichester, New York, USA. 329 p.
- Boruah, H.C. & Nath, A.K., 1992. Potassium status of three major soil orders of Assam. *Journal of the Indian Society of Soil Science* 40: 559-561.

- Buol, S., Hole, F. & McCracken, R. 1989. Soil genesis and classification. Iowa State University Press. Ames. 375 p.
- Burns, S.F. 1980. Alpine soil distribution and development, Indian Peaks, Colorado Front Range. PhD Dissertation, University of Colorado, Boulder Dissertation Abstract 81-13948.
- Cárdenas, V. 2021. Caracterización de suelos andino y su desarrollo en Chile Central (33°S). Tesis de Magíster en Manejo de Suelos y Aguas, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Agronómicas. Santiago, Chile. 45 p.
- Cavieres, L., Peñaloza, A. y Arroyo, M. 2000. Pisos Altitudinales de vegetación en los Andes de Chile central (33°S). *Revista Chilena de Historia Natural* 73: 331-344.
- Cavieres, L. A. & Arroyo, M. T. K., 1999: Tasa de enfriamiento adiabático del aire en el Valle del Río Molina, Provincia de Santiago, Chile central (33°). *Revista Geográfica de Chile Terra Australis* 44: 79–86.
- Chan, K.Y. 2005. Bulk density. In: Lal, R. (ed.) *Encyclopedia of Soil Science*. Marcel Dekker, New York, USA. pp. 191-193.
- Classen, A.T., Sundqvist, M.K., Henning, J.A., *et al.* 2015. Direct and indirect effects of climate change on soil microbial and soil microbial-plant interactions: what lies ahead?. *Ecosphere* 6: 121.
- Dahlgren, R., Boettinger, L., Huntington, G., *et al.* 1997. Soil development along an elevational transect in the western Sierra Nevada, California. *Geoderma* 78: 207-236.
- Dahms, D. E. 1993. Mineralogical evidence for eolian contributions to soils of Late Quaternary moraines, Wind River Mountains, Wyoming, USA. *Geoderma* 59: 175–196.
- David, R. & Dimitrios, P. 2002. Diffusion and cation exchange during the reclamation of saline-structured soils. *Geoderma* 107: 271–279.
- De Andrade, E. M., Pereira L., Rosa, M.F. *et al.* 2007. Fatores determinantes da qualidade das águas superficiais na Bacia do Alto Acaraú, Ceará, Brasil. *Ciência Rural* 37: 1791-1797.
- Delgado-Baquerizo, M., Maestre, F.T., Reich, P.B., Trivedi, P., Osanai, Y., Liu, Y.R., *et al.*, 2016. Carbon content and climate variability drive global soil bacterial diversity patterns. *Ecological Monographs* 86: 373-390.
- Demir, Z., & Işık, D. 2020. The impact of different cover crops, mechanical cultivation and herbicide treatment on the soil quality variables and yield in apple (*Malus domestica* Borkh.) orchard with a coarse-textured soil. *Journal of Agricultural Sciences* 26: 452-470.
- Díaz, C., Alcayaga, S. & Astudillo, J. 1957. Reconocimiento de suelos de la Provincia de O'Higgins. *Agricultura Técnica* 18: 487-623.
- Dijkstra, F.A., Hobbie, S.E., Knops, J.M., *et al.* 2004. Nitrogen deposition and plant species interact to influence soil carbon stabilization. *Ecology Letters* 7: 1192-1198.
- Donhauser, J., and Frey, B. 2018. Alpine soil microbial ecology in a changing world: *FEMS Microbiology Ecology* 94(9): fiy99.
- Donoso, C. 1982. Reseña ecológica de los bosques mediterráneos de Chile. *Revista Bosque* 4: 117 – 146.
- Egli, M. & Poulénard, J. 2017. Soils of Mountainous Landscapes. In: Richardson, Castree, Goodchild, Kobayashi, Liu & Marston (ed.). *International Encyclopedia of Geography: People, the earth, environment and technology*. John Wiley and Sons. pp. 1– 10.
- Egli, M. & Poulénard, J., 2016, Soils of mountainous landscapes: *International Encyclopedia of Geography: People, the Earth, Environment and Technology*, p. 1-10.
- Ettinger, A., Hillerislambers, J., 2017. Competition and facilitation may lead to asymmetric range shift dynamics with climate change. *Global Change Biology* 23: 113.

- Fan, Y., Clark, M., Lawrence, D. M., *et al.* 2019. Hillslope hydrology in global change research and Earth system modeling. *Water Resources Research* 55: 1737-1772.
- Fariás, E., Seguel, O., Casanova, M., *et al.* 2007. Cambio en las propiedades físicas de un Ultic Haploxeralf cultivado con vid (*Vitis vinifera*). *Revista Agro Sur* 43: 29-39.
- Ferrando, F. 1998. Carta de riesgos naturales remoción en masa. Universidad de Chile. Departamento de Investigación y Desarrollo. Proyecto Ordenamiento Territorial Ambientalmente Sustentable (OTAS). 286 p.
- Fredericksen, N., Pérez-Quezada, J., Contreras X. *et al.* 2011. Manual de buenas prácticas para uso sustentable de ecosistemas de montaña, Plan de Acción Santiago Andino, Sistemas de Producción sustentable para Ecosistemas de Montaña. INNOVA CHILE-CORFO Proyecto 07CN13IYM-16. 216 p.
- Frenot, Y., Van Vliet-Lanoë, B., & Gloaguen, J. C. 1995. Particle translocation and initial soil development on a glacier foreland, Kerguelen Islands, Subantarctic. *Arctic and Alpine Research* 27: 107–115.
- Fuentes, A. 2021. Causas y Zonificación de los procesos de remoción en masa en la Cuenca Alta del Río Mapocho, Comuna de Lo Barnechea, Santiago, Chile. Memoria para optar al título de Geólogo, Universidad Andrés Bello. Facultad de Ingeniería. Viña del Mar, Chile. 81 p.
- Furley, P. 1968. Soil Formation and Slope Development. *Zeitschrift für Geomorphologie* 12: 25-42.
- Gairola, S., Sharma, C.M., Ghildiyal, S.K., *et al.* 2012. Chemical properties of soils in relation to forest composition in moist temperate valley slopes of Garhwal Himalaya, India. *The Environmentalist* 32: 512-523.
- Galleguillos, M. y Seguel, O. 2021. Informe de los sitios de instalación de las estaciones de monitoreo del contenido de agua en el suelo de las Cuencas de Petorca, Mapocho, Cauquenes y Trancura. Proyecto FONDECYT 1212071. Santiago, Chile. 70 p.
- Gao, Z., Niu, F., Wang, Y., *et al.* 2018. Root-induced changes to soil water retention in permafrost regions of the Qinghai-Tibet plateau, China. *Journal of Soils and Sediments* 18: 791–803.
- Gastó, J., Cosío F. & Panario D. 1993. Clasificación de las ecorregiones y determinación de sitio y condición. Manual de aplicación a municipios y predios rurales. Red de Pastizales Andinos, Santiago, Chile. 254 p.
- Gómez-Plaza, A.; Martínez-Mena, M., Albaladejo, J., *et al.* 2001. Factors regulating spatial distribution of soil water content in small semiarid catchments. *Journal of Hydrology* 253: 211-226.
- Hagedorn, F., Mulder, J., Jandl, R. 2010. Mountain soils under a changing climate and land-use. *Biogeochemistry* 97: 15.
- Hall, G., 1983. Pedology and geomorphology. *Development in Soil Science* 11A: 117-140.
- Hattenschwiler, S. & Jørgensen, H.B. 2010. Carbon quality rather than stoichiometry controls litter decomposition in a tropical rain forest. *Journal of Ecology* 98: 754-763.
- Hetsch, W., Hoheisel, H., 1976. Standorts-und Vegetationsgliederung in einem tropischen Nebelwald. *Allgemeine Forst- und Jagdzeitung* 147: 200–208 (in German).
- Hillel, D. 1982. *Introduction to Soil Physics*. Academic Press Limited. Oval Road, London, UK. 365 p.
- Hughes, C. E. & Atchison, G. W. 2015. The ubiquity of alpine plant radiations: from the Andes to the Hengduan Mountains. *New Phytologist* 207: 275–282.
- Ivanov, A., Shoba, S. & Krasilnikov, P. 2014. A pedogeographical view of volcanic soils under cold humid conditions: the Commander Islands. *Geoderma* 235–236: 48–58.

- Jenny, H. 1941. *Factors of Soil Formation*. Mc Graw - Hill Press. New York, USA. 281 p.
- Jenny, H. 1994. *Factors of Soil Formation: A System of Quantitative Pedology*. McGraw-Hill Book Company. New York, USA. 191 p.
- Kabala, C & Zapart, J. 2012. Initial soil development and carbon accumulation on moraines of the rapidly retreating Werenskiöld Glacier, SW Spitsbergen, Svalbard archipelago. *Geoderma* 175–176: 9–20.
- Kasongo, R.K., Van Ranst, E., Verdoodt, A, *et al.* 2009. Impact of *Acacia auriculiformis* on the chemical fertility of sandy soils on the Batéké plateau, DR Congo. *Soil Use and Management* 25: 21-27.
- Kooch, Y. & Noghre, N. 2020. The effect of shrubland and grassland vegetation types on soil fauna and flora activities in a mountainous semi-arid landscape of Iran. *Science of the Total Environment* 703: 135-497.
- Lev, A. 1996. Spatial variation in soil development in a high arctic soil-landscape Truelove lowland, Devon Island, N.W.T. Master of Science Thesis, University of Western Ontario, Canada. 221 p.
- Li, J., Han, Z., Zhong, S., *et al.* 2020. Pore size distribution and pore functional characteristics of soils as affected by rock fragments in the hilly regions of the Sichuan Basin, China. *Canadian Journal of Soil Science* 101: 74-83.
- Lin, H. 2011. Three Principles of Soil Change and Pedogenesis in Time and Space. *Soil Science Society of America Journal* 75: 2049–2070.
- Looby, C.I. & Martin, P.H., 2020. Diversity and function of soil microbes on montane gradients: the state of knowledge in a changing world. *FEMS Microbiology Ecology* 96: fiae122 p.
- Lu, J., Zhang, Q., Werner, A. D, *et al.* 2020. Root-induced changes of soil hydraulic properties—A review. *Journal of Hydrology* 589: 125-203.
- Luebert, F. & Plissock, P. 2017. *Sinopsis bioclimática y vegetal de Chile*. 2da ed.: Editorial Universitaria. Santiago de Chile. 384 p.
- Luzio, W., Casanova, M. & Seguel, O. 2010. *Suelos de Chile*. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Agronómicas, Departamento de Ingeniería y Suelos, Santiago. 364 p.
- Mabbutt, J. & Scott, R. 1966. Periodicity of morphogenesis and Soil Formation in a Savannah Landscape near Port Moresby, Papua. *Zeitschrift für Geomorphology* 10: 69-89.
- Mansyur, N., Hanudin, E., Purwanto, B., *et al.* 2019. Morphological characteristics and classification of soils formed from acidic sedimentary rocks in North Kalimantan. *IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science* 393: 012083.
- Markewich, H.W., Pavich, M.J., Mausbach, M.J., *et al.* 1989. A Guide for Using Soil and Weathering Profile Data in Chronosequence Studies of the Coastal Plain of the Eastern United States. *U.S. Geological Survey Bulletin*, 1589-D: 52 p.
- Martí, C. & Badía, D. 1995. Characterization and classification of soils along two altitudinal transects in the Eastern Pyrenees, Spain. *Arid Land Research and Management* 9: 367-383.
- Masiokas, M.H., Villalba, R., Luckman, B., *et al.* 2006. Snowpack variations in the Central Andes of Argentina and Chile, 1951–2005: large-scale atmospheric influences and implications for water resources in the region. *Journal of Climate* 19: 6334–6352.
- Minasny, B., McBratney, A., & Salvador-Blanes, S. 2008. Quantitative models for pedogenesis — A review. *Geoderma* 144: 140–157.
- Montecinos, A. & Aceituno, P., 2003. Seasonality of the ENSO-related rainfall variability in Central Chile and associated circulation anomalies. *Journal of Climate* 16: 281–296.

- Moreno, H. & Varela, J. 1985. Geología, volcanismo y sedimentos piroclásticos cuaternarios de la región central y sur de Chile. In: Tosso, J. (ed.) Suelos Volcánicos de Chile. Instituto de Investigaciones Agropecuaria, Ministerio de Agricultura, Chile. pp. 493-526.
- Morisada, K., Ono, K. & Kanomata, H. 2004. Organic carbon stock in forest soils in Japan. *Geoderma* 119: 21-32.
- Munn, L.C. & Spackman, L.K. 1990. Origin of silt-enriched alpine surface mantles in Indian Basin, Wyoming. *Soil Science Society of America Journal* 54: 1670–1677.
- Munro, D.S. & Huang, L.J. 1997. Rainfall, evaporation and runoff responses to hillslope aspect in the Shenchong Basin. *Catena* 29: 131-144.
- Norussis, M. J. 1990. SPSS Base System user's guide. Chicago, USA. 520 p.
- Páez-Bimos, S., Villacís, M., Morales, O., et al. 2022. Vegetation effects on soil pore structure and hydraulic properties in volcanic ash soils of the high Andes. *Earth System Science* 27: 1507–1529.
- Pérez-Quezada J.F. & Bown, H.E. 2015. Guía para la restauración de los ecosistemas andinos de Santiago. Universidad de Chile-Corporación Nacional Forestal (CONAF). 115 p.
- Pereyra, F. 1994. Relaciones de los factores relieve y material originario con los procesos pedogenéticos, la distribución de los suelos y propiedades seleccionadas en un sector de las Sierras Australes, Provincia de Buenos Aires, Argentina. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. 345 p.
- Phillips, M. & Schweizer, J., 2007. Effect of mountain permafrost on snowpack stability. *Cold Regions Science and Technology* 47: 43 - 49.
- Prasad, S. & Baishya, R., 2021. Effect of tree species and seasons on soil nitrogen transformation rates in the semi-arid forest of Delhi, India. *Vegetos* 35: 219-227.
- Price, L.W. & Harden, C.P., 2013. Mountain soils. In: Price, M.F., Byers, A.C., Friend, D.A., *et al.* *Mountain Geography: Physical and Human Dimensions*. University of California Press. Berkeley, California, USA. pp. 167-182.
- Quideau, S.A., Chadwick, O.A., Graham, R.C., *et al.* 1996. Base cation biogeochemistry and weathering under oak and pine: a controlled long-term experiment. *Biogeochemistry* 35:377–398.
- Rahbek, C., Borregaard, M.K., Colwell, R.K., *et al.* 2019. Humboldt's enigma: what causes global patterns of mountain biodiversity? *Science* 365: 1108-1113.
- Rangwala, I. & Miller, J.R., 2012. Climate change in mountains: a review of elevation-dependent warming and its possible causes. *Climatic Change* 114: 527-547.
- Rasmussen, R., McGuire, L., Dhakal, P. *et al.* 2017. Coevolution of soil and topography across a semiarid cinder cone chronosequence. *Catena* 156: 338–352.
- Rasouli, K., Pomeroy, J.W. & Whitfield, P.H., 2019. Are the effects of vegetation and soil changes as important as climate change impacts on hydrological processes? *Hydrology and Earth System Sciences* 23: 4933-4954.
- Rivano, S., Godoy, E., Vergara, M. et al. 1990. Redefinición de la Formación Farellones en la Cordillera de los Andes de Chile Central (32°-34° S). *Revista Geológica de Chile*, 17: 205-214.
- Rodriguez-Iturbe, I., 2000. Ecohydrology: a hydrologic perspective of climate-soil-vegetation dynamics. *Water Resources Research* 36: 3-9.
- Rodríguez. R., Matthei, O. & Quezada M. 1983. Flora arbórea de Chile. Editorial de la Universidad de Concepción, Concepción. 408 p.
- Romeo, R., Vita, A., Manuelli, S., Zanini, E., *et al.* 2015. Understanding Mountain Soils: A Contribution from Mountain Areas to the International Year of Soils. FAO, Rome. 169 p.

- Romero, H., & Vinagre, J. 1985. Topoclimatología de la Cuenca del Río Mapocho. Departamento de Geografía Universidad de Chile. Investigaciones Geográficas 32: 3-30.
- Rozzi, R., Molina, J. D., and Miranda, P., 1989: Microclima y períodos de floración en laderas de exposición ecuatorial y polar en los Andes de Chile central. *Revista Chilena de Historia Natural* 62: 75–84.
- Ruhe, R & Walker P. 1968. Hillslope models and soil formation. *Open Systems*. Adelaide, Australia. Transactions of the 9^o International Congress Soil Science Vol 4: pp 551-560.
- Sakin, E. 2012. Organic carbon organic matter and bulk density relationships in arid-semi arid soils in Southeast Anatolia region. *African Journal of Biotechnology* 11: 1373-1377.
- Santibañez, F., & Uribe, J. M., 1990: Atlas Agroclimático de Chile: Regiones V y Metropolitana. Santiago de Chile: Facultad de Ciencias Agrarias y Forestales, Universidad de Chile, 66 p.
- Santibañez, F. 2017. Atlas agroclimático de Chile. Estado actual y tendencias del clima. Tomo III: Regiones de Valparaíso, Metropolitana, O'Higgins y Maule. Universidad de Chile. Santiago, Chile. 212 p.
- Schawe, M., Glatzel, S. & Gerold, G. 2006. Soil development along an altitudinal transect in a Bolivian tropical montane rainforest: Podzolization vs. hydromorphy. *Catena* 69: 83–90.
- Schoeneberger, P. J., Wysocki D. A., Benham E. C., *et al.* 2021. Field book for describing and sampling soils, Version 3.0. (Reprint) Natural Resources Conservation Service, National Soil Survey Center, Lincoln, NE. 312 p.
- Shaetzel, R. & Thompson, M. 2005. *Soils Genesis and Geomorphology*. Cambridge University Press. Michigan, USA. 833 p.
- Spehn, E., Berge E., Bugmann H., *et al.* 2005. Mountain Systems. Ecosystems and human well-being: current state and trends. Millennium Ecosystem Assessment. Island Press. London, UK. pp. 681- 716.
- SSS. 1999. *Soil Taxonomy: A Basic System of Soil*. Soil Survey Staff. United States Department of Agriculture, U.S. Government Printing Office: Washington D.C. Agricultural Handbook 436, 2nd edition. 870 p.
- Stolpe, N. & Undurraga, P. 2016. Long term climatic trends in Chile and effects on soil moisture and temperature regimes. *Chilean Journal of Agricultural Research* 76: 487-496.
- Suharta, N. 2007. Properties and characteristics of soils from acid sedimentary rocks in West Kalimantan Province and their implications for land management. *Land and Climate Journal* 25: 11-26.
- Tanveera, A. Kanth, T. & Nabi, A. 2015. Soil Bulk Density As Related to Texture, Organic Matter Content And Porosity In Kandi Soils of District Kupwara (Kashmir Valley), India. *JSR – International Journal of Scientific Research* 4: 213-216.
- Tedersoo, L., Bahram, M., Pölme, S., *et al.* 2014. Global diversity and geography of soil fungi. *Science* 346: 10-78.
- Teillier, S. 2009. Informe Flora y Vegetación. Informe Extraordinario Proyecto “Sistema de Producción Sustentable para Ecosistemas de Montaña”. Santiago, Chile. 112 p.
- Thiele, R. 1980. Hoja Santiago, Región Metropolitana: Servicio Nacional de Geología y Minería, v. Carta Geológica de Chile 29.
- Thorn, C. E. & Darmody, R.G. 1980. Contemporary eolian sediments in the alpine zone, Colorado Front Range. *Physical Geography* 1: 162–171.
- Tito, R., Vasconcelos, H.L. & Feeley, K.J. 2018. Global climate change increases risk of crop yield losses and food insecurity in the tropical Andes. *Global Change Biology* 24: 592-602.

- Townsend, A.R., Vitousek, P.M. & Trumbore, S.E., 1995. Soil organic matter dynamics along gradients in temperature and land use on the Island of Hawaii. *Ecology* 76: 721-733.
- Tricart, J. 1965. *Principes et méthodes de la Géomorphologie*. Paris: Masson. 496 p.
- Uribe, E. & Ávila, L. 2015. El cambio climático y sus efectos en la biodiversidad en América Latina. Comisión Económica para América Latina y el Caribe (CEPAL). 84 p.
- Van Wambeke, A. & Luzio, W. 1981. Determinación de los regímenes de humedad y temperatura para los suelos de Chile. *Agricultura Técnica (Chile)* 42:149-159.
- White, R. 1987. *Introduction to the Principles and Practice of Soil Science*. 2nd Edition, Oxford Blackwell Scientific. 244 p.
- Zehetner, F. & Miller, W. 2006. Soil variations along a climatic gradient in an Andean agroecosystem. *Geoderma* 137: 126–134.
- Zhang, X. & Norton, L. 2002. Effect of exchangeable Mg on saturated hydraulic conductivity, disaggregation and clay dispersion of disturbed soils. *Journal of Hydrology* 260: 194–205.

Apéndice 1. Características morfológicas de los sitios de estudio

Horizonte	Profundidad (cm)	Color (húmedo)	Clase textural (% arcilla)	Estructura	Consistencia	Raíces	Poros	Límite
BOSQUE ESCLERÓFILO								
MAP03F- 1190 msnm								
A	0-14	-	SL (17)	3 mc sbk	ns sp	3f 1mco	3fm	cs
AB	14-35	-	SL (20)	3 fm sbk	ns sp	1f	3fmco	gs
B1	35-90	-	L (16)	3 fm sbk	ss sp	1f 2mco	3fmco	cs
BC	90-104	-	SI (18)	1 c pl / 3 f sbk		2m	3f1m	as
B2	104-133	-	VFS (7)			1f	3f2mco	as
B3	133-195	-	SI (11)	3 c pl		1fmco	2f1m	as
C	195-220	-	(5)			1f	1fm	
MAP02F- 1250 msnm								
A	0-15	-	L (13)	2fm sbk	ss sp	3f 1m		cs
B	15-40	-	CL (21)	3fm sbk	ss sp	2f 2covco		as
BC	40-110	-	(16)					cs
C	110-140	-	L (10)	m				
RM6 - 1350 msnm								
A	0-46	-	(19)	-	-	-	-	-
B	46-84	-	(16)	-	-	-	-	-
C	84-170	-	(15)	-	-	-	-	-
ML – 1341 msnm								
Oi	0-4	black(10YR 2/1)						as
A1	4-12	Dark Brown (7.5YR 3/2)	L (6)	3f gr	ns sp	3f	3f 2mco	cs
A2	12-21	Dark brown(7.5YR 3/2)	SL (7)	3f gr (70%) 1fm sbk (30%)	ss sp	3mf,f 2m	3f 2co	as
AB	21-38	Dark brown(7.5YR 3/2)	SL (11)	3fm sbk	ms mp	2fm 3co	2fco 3m	gs
Bt1	38-67	Dark brown(7.5YR 3/2)	SCL (17)	3f sbk	ms vp	1fmco	2f 1mco	cs
Bt2	67-90	Dark brown(7.5YR 3/3)	SCL (25)	3m sbk	ms vp	1fm	2fm 1co	d
BC	90-133	Dark reddish brown(5YR 3/4)	SL (15)	1f sbk -m	ms mp	1f	3f 2m	as
C	133-145	Dark brown(7.5YR 3/4)	SL (7)	m	ss sp		2fm	
PISO SUBANDINO								
CCT – 1469 msnm								
A	0-30	Very dark brown(10YR 2/2)	C (24)	2m sbk	vs vp	1fm 2co	3fm	cs
Bt1	30-98	Very dark brown(7.5YR 2.5/3)	C (55)	1fm sbk - m	ms vp	1f 2mco	3f 1m	d
Bt2	98-128	brown(7.5YR 4/4)	C (26)	m	ms vp	1f	2f 1m	
CQ – 1600 msnm								
A1	0-10	black (7.5 YR 2.5/1)	GL (25)	2fm sbk	ss mp	2f	3mf,f	cs
A2	10-25	black (7.5 YR 2.5/1)	GCL (26)	2m sbk	ss vp	3fm 1co	3vf,f 1m	as
B1	25-40	black (10YR 2/1)	C (41)	3m sbk	vs vp	2vf,f 1m	3vf,f 1m	cs
B2	40-60	Very dark brown (7.5YR 2.5/3)	GCL (26)	1fm sbk	ms mp	2f	3vf,f	gs
B3	60-83	Very dark brown (7.5 YR 2.5/3)	GCL (26)	2fm sbk	ms vp	2f	3vf 2f	cs
C	83-120	Very dark brown (7.5 YR 2.5/3)	CL (23)	1f sbk	ms mp	1f	3vf 2f 1m	

BN – 1805 msnm								
A	0-5	Very dark brown(7.5 YR 2.5/2)	CL (30)	2m sbk	ss vp	3vf,f	3vf,f	cs
AB	5-35	Very dark brown (7.5 YR 2.5/2)	GCL (16)	2f sbk	ss vp	2vf	3vf 2f	cs
B1	35-70	Very dark brown(10YR 2/2)	GCL (18)	2fm sbk	ms mp	1vf	3vf,f	as
B2	70-104	very dark brown (10YR 2/2)	C (34)	3mco sbk	vs vp	1vf	3vf,f	as
B3	104-137	black(10 YR 2/1)	C (31)	3fm sbk 3f wg	vs vp	1vf,f	3vf	cs
Ck	137-190	very dark greyish brown (10 YR 3/2)	C (25)	3mco sbk 3m wg	vs vp	1vf	3vf 2f	
C21 – 2000 msnm								
A	0-10	black (7.5 YR 2.5/1)	GL (19)	1f gr 1fm sbk	ms mp	2fm	3vf,f 2m	cs
B1	10-25	Very dark grey (7.5 YR 6/1)	GCL (22)	2fm sbk	vs vp	3vf,f	3vf,f	gs
B2	25-52	Very dark grey (7.5 YR 6/1)	CL (28)	3fm sbk	vs vp	3vf,f 1m	3fm 2co	cs
B3	52-82	Very dark Brown (7.5 YR 3/1)	CL (14)	3fm sbk 3f wg	vs vp	2vf,f 1m	3vf,m co	gs
B4	82-120	Very dark Brown (7.5 YR 2.5/3)	L (19)	3fm sbk	ms mp	2vf,f 1m	3vf,f 1m	gs
C	120-150	Very dark Brown	CL (17)	2fm sbk	vs vp	2vf,f 1m	3vf,f 1m	
MAPT02- 2050 msnm								
A	0-18	-	CL (53)	3f gr	vs vp	2f	3f 2m	cs
Bt1	18-65	-	C (43)	1c pr / 3c sbk	vs vp	1f,m	3f 2mco	cs
Bt2	65-110	-	CL (27)	m	vs vp	1f	3f	gs
BC	110-200	-	(21)	3m abk			1f 3m	wc
C1	200-235	-	(24)	m			3f	cs
C2	235+	-						
PISO ANDINO INFERIOR								
F01- 2200 msnm								
A	0-8	dark Brown (7.5 YR 3/2)h	CL (25)	1f gr /1f sbk	vs vp	3vfv,f	3vf	as
B1	8-25	Very dark Brown (7.5YR 2.5/2)	C (35)	3fm sbk	vs vp	3vf,f,m	3vf	gs
B2	25-46	Very dark Brown (7.5YR 3/2)	C (34)	3f sbk, 3f wg	vs vp	3vf,f,m	3vf	gs
B3	46-85	Very dark Brown (7.5YR 2.5/2)	CL (30)	3fm sbk, 3f wg	vs vp	2f,m	3vf,f 2m	gs
B4	85-126	Very dark Brown (7.5 YR 2.5/3)	C (19)	3f,m sbk, 3f,m wg	vs vp	2vf,m	3vf,f 2m	gs
C	126-145	Very dark Brown (7.5 YR 2.5/3)	CL (24)	3f,m sbk, 3f wg	vs vp	2f,m	3vf,f 2m lco	
MV – 2246 msnm								
A1	0-8	Very dark Brown (7.5YR 2.5/3)	CL (23)	3fm, sbk	ms mp	3vf,f	3vf	cs
A2	8-33	Very dark Brown (7.5YR 3/3)	CL (34)	2m,co sbk	ms mp	3f	3f,m	wa
Bt1	33-72	Greyish brown (2.5Y 5/2)	C (71)	3co sbk - m	ms vp	1f	2f 1m	cs
Bt2	72-92	Light olive Brown (2.5Y 5/4)	CL (34)	1f,m sbk - m	ms mp	1f	3f, 2m	cs
C1	92-135	Grey (10YR 5/1)	SCL (21)	m	ss mp		2f	cs
C2	135-160+	50% reddish brown (2.5YR 5/3), 30% dark reddish brown (5YR 3/4), 20% Olive (5Y 5/4)	SCL (20)	m	ss sp		2f	
F02- 2370 msnm								
V	0-5	Dark brown (7.5 YR 3/2)	SICL (39)	2f gr	vs vp		3vf,f	cs
AB	5-18	Very dark Brown (7.5YR 2.5/2)	C (31)	3f,m sbk	vs vp	3vf, f 2m	2vf 3f,m	cs
Bt1	18-33	Very dark Brown (7.5YR 3/2)	C (50)	3m sbk	vs vp	1vf,f,m	3vf,f,m	cs
Bt2	33-53	Very dark Brown (7.5YR 3/3)	C (23)	2m pr	vs vp	1vf,f 2m	3vf,m 1co	as
Bt3	53-62	brown (7.5 YR 4/2)	L (28)	1f sbk	ms mp	1vf,f	3vf,f,m	as
Bt4	62-80	Pinkish White (7.5 YR 8/2)	SICL (7)	3co pr/ 3m wg	vs vp	1vf,f	2vf 3f,m	as
Bt5	80-113	Brown (7.5 YR 4/2)	SIL (13)	m	ms mp	2vf,f	2vf,f	as
BC	113-128	Pinkish White (7.5 YR 8/2)	(8)			1f	1vf,f	as
C1	128-150	Pinkish White (7.5 YR 8/2)	SI (18)	3m pr/ 3m sbk	ms mp	1f	1f 2m	as

C2	150-190							
MAPT03 – 2400 msnm								
A	0-18	-	GRL (12)	1f,m sbk	ss sp	2f 1m	3f	cs
B1	18-42	-	L (8)	1m,co sbk	ss mp	1f 2m	3f 1m	cs
B2	42-79	-	SIL (9)	1m,co sbk	ms mp	1f,m	2f	cs
BC	79-150	-	GRL (14)	2f,m sbk		1f	3f	as
C	150+	-						
LP05- 2610 msnm								
V	0-6	dark Brown (7.5YR 3/3)	L (14)	1f gr, 1f sbk	ns np	3vf,m 1co	3vf,m 1co	cs
A	6-13	Very dark Brown (7.5YR 2.5/3)	SIL (16)	1f gr, 1f sbk	ns sp	3vf,m	3vf,f 2m	cs
B1	13-31	Very dark Brown (7.5YR 2.5/2)	CL (21)	1f gr, 1f sbk	ss sp	3vf,m	3vf,m 2co	gs
B2	31-62	Very dark Brown (7.5YR 2.5/2)	CL (25)	1f gr, 2f,m sbk	ms mp	2vf,m	3vf,f 2m	gs
Bt1	62-78	dark Brown (7.5 YR 3/2)	C (46)	3f,m abk, 3f wg	vs vp	2vf,f 1co	3vf,m 1co	cs
Btss2	78-104	Very dark Brown (7.5 YR 2.5/2)	C (37)	3f abk, 3m,co wg	vs vp	2vf,f 1co	3vf,m 1co	as
Btss3	104-135	Very dark Brown (7.5 YR 2.5/2)	C (35)	3f,co abk, 3f,m wg	vs vp	2f,m	3vf,m	as
C	135-150	Very dark Brown (7.5 YR 2.5/2)	C (11)	3m,co abk, 3m,co wg	vs vp	1f,m	3vf,m 1co	
PISO ANDINO SUPERIOR								
LP04- 2870 msnm								
V	0-6	Very dark Brown (7.5 YR 2.5/3)	SIL (16)	1f gr, 2f sbk	ms sp	3vf,m	3vf,m 1co	cs
A	6-25	Very dark Brown (7.5 YR 2.5/3)	CL (24)	2f gr, 2f sbk	vs vp	3vf,f 2m	3vf,m 1co	cs
B1	25-43	Very dark Brown (7.5YR 2.5/2)	CL (23)	3f,m sbk	vs vp	1f	3vf,m	cs
B2	43-60	Very dark Brown (7.5 YR 2.5/3)	CL (17)	3f sbk, 3f wg	vs vp	1f	3vf,f 2m	gs
C	60-90	Very dark Brown (7.5YR 2.5/3)	CL (17)	1f sbk	vs vp	1f	3vf,f 2m	
MP01 – 3216 msnm								
V	0-4	brown(10YR 3/2)	GRCL (11)	3vf sbk	ms sp	1f	3vf,f,m	cs
AB	4-12	Dark brown(7.5YR 2.5/2)	GRC (17)	3f sbk	ms mp	3vf,f	3vf,f 1m	cs
Bt1	12-31	Dark brown(7.5YR 3/2)	C (15)	3f sbk	ms sp	1vf 2f	3vf,f,m	cs
Bt2	31-49	Dark brown(7.5YR 3/2)	GRSCF (13)	2f sbk	vs vp	1f	3vf,f 1m	cs
Bt3	49-60	Dark brown(7.5YR 3/2)	GRL (15)	gr	ss sp		2vf,m 3f 1co	cs
Bt4	60-67	Dark brown(7.5YR 3/2)	GRCL (14)	3f sbk	ms sp		2vf 1m	cs
C1	67-104		(11)				3co	wc
BC	104-127	Dark brown(7.5YR 3/2)	GRSL (10)	2m sbk	so sp		3vf,f 2m	cs
C2	127-136	black(10YR 2/1)	(10)	gr				cs
C3	136-160	Very dark greyish (10YR 3/1)	(12)		ms sp		3vf,f	
LP02 – 3450 msnm								
V	0-6	Dark brown(7.5YR 3/4)	SIL (13)	3f gr	ss mp	1vf	3f	as
A	6-20	Very dark brown(7.5YR 2.5/3)	SIL (13)	1f sbk	ss mp	2vf	3vf,f	cs
B1	20-40	Dark brown(7.5YR 3/4)	L (15)	1f sbk	ss sp	1f,m	3vf,f	gs
B2	40-70	Very dark brown(7.5YR 3/3)	GRL (17)	2m sbk	ss sp	1vf,f	3f	cs
B3	70-90	Dark brown(7.5YR 3/3)	(19)			1f	2f,m	cs
B4	90-110	brown(7.5YR 4/4)	SICL (21)	2m sbk	ms mp	1f	3f,m	gs
C	110-140	Reddish brown(5YR 4/3)	SICL (19)	2m sbk	ms mp	1f	3vf,f 1m	
PISO ALTOANDINO								
LP01- 3522 msnm								
V	0-6	Dark brown(7.5YR 3/4)	GRSIL (13)	3f gr	so sp	1vf	3f	as
AB	6-18	Very dark brown(7.5YR 2.5/3)	GRSIL (19)	1vf,f sbk	ns sp	3f	3vf,f	as
B1	18-33	Very dark brown(7.5YR 2.5/3)	GRSIL (15)	1m sbk	ns sp	2f	3vf,f 2m	as
B2	33-72	Dark brown(7.5YR 3/4)	SIL (19)	1m sbk	ns sp		3f 2m	as
B3	72-110	Dark brwon(7.5YR 3/4)	SIL (15)	1m,co sbk	ns sp		3f 2m	as
C	110-140	Very dark brown(7.5YR 2.5/3)	GRSI (17)	1f sbk	ns sp		3f	

MP02 – 3706 msnm								
DP								
V	0-8	reddish dark brown(5YR 3/3)	C (34)	1vf sbk	vs vp	1vf	3vf 3f 3m	cs
AB	8-25	reddish dark brown(5YR 3/3)	C (43)	1f sbk	vs vp	1vf	3vf,f	cs
B1	25-46	reddish dark brown(2.5YR 3/3)	C (45)	3vf gr	vs vp	3vf	3vf,f 1m	cs
Bt1	46-73	reddish dark brown (2.5YR 3/3)	C (40)	1f sbk	vs vp	1vf	3vf,f 2m	cs
Bt2	73-103	reddish dark brown(2.5YR 3/4)	SIC (48)	1vf gr	vs vp	1vf	2vf,f 1m	gs
Bt3	103-122	90% reddish dark brown(2.5YR 3/4), red (2.5YR 4/6) 10%	C (57)	3co wg	vs vp	1vf	3vf,f 2m	cs
Bt4	122-139	reddish dark brown(2.5YR 3/4)	C (69)	3vf sbk	vs vp		2vf,f,m	cs
B2	139-160	reddish dark brown (2.5 YR 3/4)	SIC (71)	2vf gr	vs vp		3vf,f	
MP03- 3906 msnm								
DP								
V	0-6	Dark yellow brown (10YR 3/4)	GRSICL (12)	2co wg / 1f sbk			3vf,f	as
AB	6-13	Dark yellow brown (10YR 3/4)	GRL (18)	1vf gr	ms sp		3vf,f 2m	cs
B1	13-21	Dark brown (10YR 3/3)	GRCL (28)	2f wg	ss sp		3vf,f 2m	cs
B2	21-47	Dark brown (10YR 3/3)	SICL (14)	m	ms sp		3vf,f	cs
B3	47-58	Dark yellow brown (10YR 3/4)	CL (8)	m	ns sp		3vf,f	cs
B4	58-67	Dark brown (10YR 3/3)	GRL (7)	m	ss mp		2vf 3f 1m	cs
BC1	67-86	Dark brown (10YR 3/3)	GRSL (7)	m	ns sp		3vf,f 2m	cs
BC2	86-95	Dark brown (7.5YR 2.5/2)	SL (8)	m	ns sp		3vf,f	
SIN VEGETACIÓN								
MP04 – 4113 msnm								
DP								
Bk	0-11	Dark brown (10YR 3/3)	GRSIL (15)	sg	ms sp		3vf,f,m	cs
Ck1	11-16	Dark brown(10YR 3/3)	GRSIL (19)	1f sbk	ms sp			cs
Ck2	16-30	Dark brown (10YR 3/3)	(16)	sg				cs
Ck3	30-40	brown (10YR 3/2)	-	sg				cs
Ck4	40-49	Dark brown (7.5YR 3/3)	SIL (25)	sg	ss sp		3vf 2f	as
Ck5	49-63	greyish olive brown(5Y 3/2)	SIL (19)	m	ss mp		2vf 1f,m	cs
Ck6	63-76	Olive (5Y 4/3)	SIL (15)	m	ss mp		3vf 1f	cs
Cjj	76-81	Greyish olive (5Y 4/2)	SL (13)	m	ns sp		3vf,f 2m	
C	81-89	Olive (5Y 5/4)	SIL (13)	m	ss mp		3vf 2f	
Cr	89-95	Grayish olive grayish (5Y 4/2)	SI	sg				

Limit: a=abrupt; c=clear; g=gradual; d=diffuse; s=smooth; w= wavy; i=irregular

Texture: s=sand; si=silt; l=loam; c=clay; co=coarse; g=gravelly; vf=very fine; e=extremely

Estructure: 1=weak; 2=moderate; 3=strong; sg=simple grain; m=masive; vf=very fine; f=fine; m=medium; c=coarse; gr=granular; pr=prismatic; abk=angular blocks; sbk= subangular blocks; wg= wedge; pl = platy

Consistency: ns=non sticky; ss=slightly sticky; ms= moderately sticky; vs= very sticky; np= non plastic; sp=slightly plastic; mp= moderately plastic

Roots: 1=few; 2=common; 3=many; vf= very fine; f-fine; m=medium; co=coarse

Pores: 1=few; 2=common; 3=many; vf= very fine; f-fine; m=medium; co=coarse

DP: desert pavement

Apéndice 2: Características químicas de los suelos del transecto

Horizonte	Profundidad	pH	CE	MO	Ca	Mg	K	Na	TBI	CIC	SB
	cm	-	dS/m	%	-----cmol _e /kg-----						%
MAP03F - 1190 msnm											
BOSQUE ESCLERÓFILO											
A	0-14	7,1	0,3	3,7	2,5	0,1	0	0	2,6	29	9
AB	14-35	6,8	0,2	2,4	1,3	0,1	0	0	1,4	23	6
B1	35-90	6,2	0,4	1,7	2,7	0,1	0	0	2,8	22	13
BC	90-104	6,2	0,7	1,8	5,9	0,3	0	0	6,2	26	24
B2	104-133	6,3	0,5	0,9	2,9	0,1	0	0	3,0	12	25
B3	133-195	6,4	0,4	1,6	3,0	0,1	0	0	3,1	7,3	43
C	195-220	7,9	0,4	0,9	1,8	0,1	0	0	1,9	7,8	25
MAP02F- 1250 msnm											
A	0-15	6,4	0,7	4,4	4,1	0,2	0	0	4,3	32	14
B	15-40	6,5	0,5	4,7	6,4	0,3	0	0	6,7	38	18
BC	40-110	6,4	0,4	3,8	4,8	0,2	0	0	5,0	46	11
C	110-140	6,5	0,4	5,0	10	0,6	0	0	11	44	25
RM6 - 1350 msnm											
A	0-46	6,7	0,3	4,7	4,4	0,2	0	0	4,6	85	5
B	46-84	6,5	0,7	3,7	14	0,4	0	0	14	47	31
C	84-170	6,6	0,5	3,1	7,4	0,2	0	0	7,6	54	14
ML - 1341 msnm											
Oi	0-4					No determinado					
A1	4-12	6,5	1,3	19	55	1,7	1,3	1,1	59	94	63
A2	12-21	6,8	1,1	15	66	1,8	0,8	0,8	70	83	83
AB	21-38	7	0,8	6,8	31	0,8	0,3	0,1	32	52	61
Bt1	38-67	7	1,0	3,5	16	0,6	0,1	0,1	17	33	49
Bt2	67-90	7,1	0,4	2,8	11	0,6	0,1	0	12	24	47
BC	90-133	7	0,6	2,6	12	2,0	0,2	0	14	25	55
C	133-145	6,9	0,5	2,1	7,9	1,0	0,5	0	9,4	27	35
CCT - 1469 msnm											
PISO SUBANDINO											
A	0-5	6,6	0,7	5,4	31	1,1	0,2	0	32	61	52
Bt1	5-15	6,6	0,4	3,8	4,9	0,3	0	0	5,2	70	7
Bt2	15-65	6,4	0,4	2,9	7,7	0,5	0	0	8,2	63	13
C	65-120	6,5	0,3	2,1	3,3	0,3	0	0	3,6	48	7
CQ - 1600 msnm											
A1	0-10	6,6	0,5	5,1	8,0	0,8	0,2	0	9,0	11	82
A2	10-25	6,4	0,4	4,4	13	0,7	0,2	0,5	14	19	77
B1	25-40	6,4	0,5	4,7	12	1,7	0,3	0	14	52	26
B2	40-60	6,4	0,4	3,6	7,2	1,3	0,2	0	8,7	46	19
B3	60-83	6,7	0,3	3,6	6,7	0,3	0,1	0	7,1	42	17
C	83-120	6,5	0,3	3,0	5,1	0,2	0	0	5,3	28	19
BN - 1805 msnm											
A	0-5	7,3	0,6	4,2	15	0,6	0,1	0	16	63	25
AB	5-35	7,6	0,5	2,3	7,1	0,9	0,1	0	8,1	38	22
B1	35-70	7,3	0,5	1,7	6,4	0,2	0	0	6,6	32	20
B2	70-104	7,2	0,6	2,4	6,7	0,2	0	0	6,9	29	24
B3	104-137	7,5	0,5	2,5	7,5	1,4	0,2	0	9,1	74	12

Ck	137-190	7,7	0,4	5,6	3,5	0,6	0	0	4,1	35	12
C21 – 2000 msnm											
A	0-10	7	0,9	7,6	33	3,9	2,9	1,4	41	78	53
B1	10-25	7	0,9	6,4	22	0,8	0,7	0,4	24	37	63
B2	25-52	6,9	0,5	5,2	10	1,6	0,4	0,1	12	64	19
B3	52-82	6,4	1,7	3,9	18	0,6	0,1	0	19	37	50
B4	82-120	6,7	0,5	3,1	8,3	1,3	1,0	0	11	24	45
C	120-150	6,7	0,6	2,5	7,9	1,1	0,1	0	9,1	21	44
MAPT02- 2050 msnm											
A	0-18	6,6	0,5	3,9	6,9	0,2	0,1	0	7,2	49	15
Bt1	18-65	6,2	0,6	3,4	10	0,3	0	0	10	93	12
Bt2	65-110	6,7	0,5	3,2	12	0,4	0,1	0	13	19	64
BC	110-200	7	0,5	3,6	14	0,4	0,1	0	15	87	16
C1	200-235	7,1	0,5	2,7	11	0,3	0,1	0	11	88	13
C2	235+	7,2	0,3	3,0	4,5	0,3	0,1	0	4,9	83	6
F01- 2200 msnm PISO ANDINO INFERIOR											
A	0-8	6,9	1,0	4,6	17	1,0	0,3	0,3	18	63	29
B1	8-25	6,9	0,3	3,7	6,5	2,1	0,3	0	8,9	77	11
B2	25-46	6,9	0,4	3,9	5,4	1,3	0,2	0	6,9	19	36
B3	46-85	6,5	0,4	3,7	7,6	1,6	0,4	0,1	9,7	19	52
B4	85-126	6,6	0,3	3,4	5,4	0,3	0	0	5,7	22	26
C	126-145	6,7	0,2	2,7	4,6	0,3	0	0	4,9	25	20
MV – 2246 msnm											
A1	0-8	6,1	0,4	6,3	11	0,3	0,1	0	11	44	25
A2	8-33	5,9	0,5	4,4	7,6	1,0	0,3	0	8,9	46	19
Bt1	33-72	5,8	0,3	4,9	10	2,9	0,5	0,1	14	65	21
Bt2	72-92	6,7	0,4	2,5	10	2,3	3,0	0,1	15	60	26
C1	92-135	7,1	0,2	2,3	3,9	0,3	0,1	0	4,3	47	9
C2	135-160+	7,4	0,2	2,3	4,2	0,3	0	0	4,5	42	11
F02- 2370 msnm											
V	0-5	6,5	0,4	3,3	18	0,6	0,1	0	19	63	29
AB	5-18	5,8	0,4	3,4	18	3,2	0,5	0	22	106	20
B1	18-33	5,9	1,1	3,6	13	0,9	0,1	0	14	95	15
Bt1	33-53	5,3	0,7	3,1	16	1,4	0,3	0	18	104	17
Bt2	53-62	6	0,5	3,8	12	1,6	0,2	0	14	90	15
Bt3	62-80	5,9	0,3	3,0	7,1	0,3	0	0	7,4	61	12
Bt4	80-113	6,1	0,4	3,4	13	0,4	0	0	13	58	23
C1	113-128	6,2	0,4	2,6	6,7	1,2	0,2	0	8,1	41	20
C2	128-150	6,1	0,4	2,9	12	0,4	0,1	0,1	13	69	19
MAPT03 – 2400 msnm											
A	0-18	6,5	0,5	3,7	3,5	0,1	0	0	3,6	25	14
B1	18-42	5,7	0,3	4,2	2,9	0,1	0	0	3,0	33	9
B2	42-79	5,5	0,3	4,1	3,0	0,1	0	0	3,1	23	14
BC	79-150	5,9	0,3	3,2	5,0	0,1	0	0	5,1	35	15
LP05- 2610 msnm											
V	0-6	6,1	0,8	12	7,0	0,8	0,3	0,2	8,3	47	18

A	6-13	6	0,7	3,9	5,5	0,6	0,1	0,1	6,3	33	19
B1	13-31	6,1	0,5	2,6	5,5	0,8	0,1	0	6,4	32	20
B2	31-62	6,3	0,8	2,3	7,1	0,8	0,1	0	8,0	38	21
Bt1	62-78	6,3	0,4	2,3	8,4	1,2	0,4	0	10	54	20
Btss2	78-104	6,3	0,7	2,7	14	2,1	0,7	0,1	17	62	28
Btss3	104-135	6,2	0,6	2,1	12	2,1	0,3	0,1	15	58	25
C	135-150	6,3	0,6	2,3	14	2,0	0,2	0	16	70	22
LP04- 2870 msnm		PISO ANDINO SUPERIOR									
V	0-6	6	0,6	2,4	3,8	0,6	0,1	0	4,5	40	11
A	6-25	6,4	0,6	3,1	9,9	1,7	0,2	0	12	36	33
B1	25-43	6,6	0,6	1,7	8,3	1,3	0,1	0	9,7	54	18
B2	43-60	6,4	1,2	1,5	18	2,0	0,2	0,1	20	45	45
C	60-90	6,5	0,9	1,2	15	2,3	0,2	0	18	42	41
MP01 – 3216 msnm											
V	0-4	7,4	0,3	4,9	1,5	0	0	0	1,5	8,8	17
AB	04-12	7,9	0,1	1,6	4,2	0,1	0	0	4,3	15	28
Bt1	12-31	8,1	0,4	1,9	4,1	0,1	0	0	4,2	29	15
Bt2	31-49	6,5	0,2	1,5	2,5	0,1	0	0	2,6	19	14
Bt3	49-60	7,7	0,2	1,6	0	0	0	0	0	28	0
Bt4	60-67	7,8	0,3	1,5	3,7	0,1	0	0	3,8	16	23
C1	67-104	6,3	0,2	1,7	4,0	0,1	0	0	4,1	12	35
BC	104-127	7	0,2	1,6	5,9	0,2	0	0	6,1	25	25
C2	127-136	7,9	0,2	1,8	3,6	0,1	0	0	3,7	16	23
C3	136-160	7,7	0,2	1,3	1,4	0,1	0	0	1,5	12	12
LP02 – 3450 msnm											
V	0-6	6,9	0,6	2,0	1,8	0,2	0	0	2,0	28	7
A	6- 20	6,3	0,3	1,8	0,9	0,3	0,1	0	1,3	30	4
B1	20-40	6,3	0,5	1,9	2,4	0,3	0,1	0	2,8	31	9
B2	40-70	6,8	0,6	1,9	2,2	0,4	0,1	0	2,7	24	11
B3	70-90	6,8	0,5	1,4	2,4	0,3	0,1	0	2,8	31	9
B4	90-110	6,2	1,8	1,4	15	0,7	0,1	0,1	16	37	42
C	110-140	6,7	1,2	1,5	11	0,8	0,1	0,1	12	35	33
LP01- 3522 msnm		PISO ALTOANDINO									
V	0-6	6,6	0,9	1,1	0,8	0,1	0,1	0	1,0	24	4
AB	6-18	6,8	0,5	0,8	1,5	0,3	0	0	1,8	23	8
B1	18-33	7,2	0,5	0,7	1,9	0,3	0	0	2,2	24	9
B2	33-72	7,3	0,6	0,8	1,3	0,2	0	0	1,5	26	6
B3	72-110	7,1	0,5	0,7	3,3	0,5	0,1	0	3,9	37	11
C	110-140	7,3	0,4	0,8	1,3	0,3	0	0	1,6	31	5
MP02 – 3706 msnm											
V	0-8	7,6	0,3	2,3	6,9	0,2	0	0	7,1	11	64
AB	8-25	7,3	0,2	1,9	3,3	0,2	0	0	3,5	11	31
B1	25-46	7,4	0,2	1,3	7,1	0,5	0,1	0	7,7	8,3	91
Bt1	46-73	7,9	0,3	1,4	7,3	0,3	0,1	0	7,7	11	68
Bt2	73-103	7,9	0,2	1,5	1,8	0,1	0	0	1,9	45	4
Bt3	103-122	7,7	0,2	1,5	3,4	0,2	0	0	3,6	61	6

Bt4	122-139	8,3	0,2	1,7	11,4	0,6	0,1	0	12,1	72	17
B2	139-160	7,9	0,2	2,0	9,3	0,7	0,1	0,1	10,2	40	25
MP03- 3906 msnm											
PD											
V	0-6	7,6	0,4	0,9	2,0	0,2	0	0	2,2	10	22
AB	6-13	7,7	0,3	1,1	2,8	0,2	0	0	3,0	13	23
B1	13-21	7,3	0,3	1,3	4,6	0,4	0	0	5,0	12	43
B2	21-47	6,9	0,4	0,9	3,9	0,3	0	0	4,2	31	13
B3	47-58	7	0,2	0,9	3,4	0,3	0	0	3,7	13	28
B4	58-67	7,6	0,2	1,1	4,6	0,3	0	0	4,9	26	19
BC1	67-86	6,8	0,4	1,3	3,8	0,3	0	0	4,1	12	33
BC2	86-95	6,9	0,2	0,9	3,9	0,3	0	0	4,2	13	32
MP04 – 4113 msnm SIN VEGETACIÓN											
PD											
Bk	0-11	7,2	0,3	0,7	7,4	0,2	0	0	7,6	15	50
Ck1	11-16	8,3	0,2	1,0	7,8	0,2	0	0	8,0	18	45
Ck2	16-30	6,6	0,3	1,6	4,2	0,1	0	0	4,3	18	24
Ck3	30-49	7,5	0,3	1,2	6,8	0,2	0	0	7,0	19	37
Ck4	49-63	7,4	0,3	1,0	7,4	0,3	0	0	7,7	12	64
Ck5		ND									
Ck6	63-76	7,5	0,3	1,0	2,8	0,1	0	0	2,9	21	14
Cjj	76-81	7,6	0,4	1,1	4,4	0,2	0	0	4,6	24	19
C	81-89	8,2	0,3	1,2	5,5	0,2	0,1	0,1	5,9	24	24
Cr	89-95	ND	-	-	-	-	-	-	-	-	-

CE: conductividad eléctrica. MO: materia orgánica. TBI: total de bases intercambiables. CIC: capacidad de intercambio catiónico. SB: saturación de bases, PD: pavimento del desierto.

Apéndice 3. Estadística descriptiva de las propiedades químicas por piso vegetacional.

Bosque esclerófilo, n = 4 (1000 msnm)											
	pH	CE	MO	Ca	Mg	K	Na	TBI	CIC	SB	
	-	dS/m	%	-----cmol./kg-----							%
Máximo	7,9	1,3	19	66	2,0	1,3	1,1	69	94	83	
Mínimo	6,2	0,2	0,9	1,3	0,1	0,1	0	1,4	7,3	5,4	
Media	6,7	0,6	4,5	13	0,5	0,2	0,1	14	39	31	
DS	0,4	0,3	4,5	17	0,6	0,3	0,3	18	24	22	
Error típico	0,1	0,1	1,0	3,8	0,1	0	0	3,4	5,3	4,7	
CV (%)	6,0	49	101	134	108	194	272	134	63	69	
Piso subandino, n = 5 (1500 msnm)											
Máximo	7,7	1,7	7,6	33	3,9	3,0	1,4	41	93	82	
Mínimo	6,2	0,3	1,7	3,3	0,2	0	0	3,6	11	6,1	
Media	6,8	0,5	3,8	11	0,8	0,3	0,1	12	50	30	
DS	0,4	0,3	1,4	7,3	0,8	0,6	0,3	8,4	24	22	
Error típico	0,1	0,1	0,3	1,4	0,1	0,1	0	1,6	4,5	4,2	
CV (%)	6,0	52	36	68	95	220	297	71	48	75	
Piso Andino Inferior, n = 5 (2000 msnm)											
Máximo	7,4	1,1	12	18	3,2	3,0	0,3	21	106	52	
Mínimo	5,3	0,2	2,1	2,9	0	0	0	3,0	19	8,9	
Media	6,3	0,5	3,6	9,0	1,1	0,3	0	10	52	21	
DS	0,5	0,2	1,7	4,5	0,9	0,5	0,1	5,2	24	8,4	
Error típico	0,1	0	0,3	0,8	0,2	0,1	0	0,9	4,2	1,5	
CV (%)	7,0	49	47	50	82	186	168	50	46	41	
Piso Andino Superior, n = 3 (2500 msnm)											
Máximo	8,1	1,8	4,9	18	2,3	0,2	0,1	20	54	45	
Mínimo	6,0	0,1	1,2	0	0	0	0	0	8,8	0	
Media	6,9	0,5	1,9	5,5	0,5	0,1	0	6,1	28	21	
DS	0,6	0,4	0,8	5,1	0,7	0	0	5,7	12	13	
Error típico	0,1	0,1	0,2	1,1	0,1	0	0	1,2	2,5	2,8	
CV (%)	9,0	80	42	93	124	97	160	94	43	63	
Piso Altoandino, n = 3 (3500 msnm)											
Máximo	8,3	0,9	2,3	11	0,7	0,2	0,1	12	72	92	
Mínimo	6,5	0,2	0,7	0,8	0,1	0	0	1,0	8,3	4,2	
Media	7,4	0,3	1,2	4,1	0,3	0	0	4,4	25	26	
DS	0,4	0,2	0,4	2,8	0,2	0	0	2,9	17	23	
Error típico	0,1	0	0,1	0,6	0	0	0	0,6	3,6	5,0	
CV (%)	6,0	54	36	68	49	52	103	65	68	90	
Sin Vegetación, n = 1 (4000 msnm)											
Máximo	8,3	0,3	1,6	7,7	0,3	0,1	0,1	8,0	24	64	
Mínimo	6,6	0,2	0,7	2,8	0,1	0,	0	2,9	12	14	
Media	7,5	0,3	1,1	5,7	0,2	0	0	5,9	19	35	
DS	0,5	0	0,2	1,8	0	0	0	1,9	4,1	17	
Error típico	0,2	0	0	0,6	0	0	0	0,7	1,4	6,1	
CV (%)	7,0	16	23	32	30	37	78	31	22	50	

CE: conductividad eléctrica. MO: materia orgánica. TBI: total de bases intercambiables. CIC: capacidad de intercambio catiónico. SB: saturación de bases.

Apéndice 4: Características físicas de los suelos del transecto

Horizonte	Prof. cm	A -----	L -----	a	Da	Dr	W ₂	W ₆₀	W ₃₃₀	W ₁₅₀₀₀	PDR	PDL	PAU	AA	mm	mm/cm
		----- %-----		-----Mg/m ³ -----		-----hPa-----				-----%-----						
BOSQUE ESCLERÓFILO																
MAP03F -1190 msnm																
A	0-14	17	29	54	1,0	2,5	58	33	23	12	25	9,3	11	250	1,6	
AB	14-35	20	28	52	1,3	2,7	48	32	22	13	16	9,7	9,0	263	1,6	
B1	35-90	16	40	44	1,3	2,7	47	35	24	13	13	11	11	328	1,6	
BC	90-104	18	44	38	1,4	2,7	56	47	33	15	9,4	13	15	464	1,6	
B2	104-133	7	24	69	1,4	2,8	55	48	17	8	7,4	31	9,0	264	1,6	
B3	133-195	11	31	58	1,4	2,7	55	45	21	9	9,1	20	16	520	1,6	
C	195-220	5	3	91	1,3	2,7	49	17	8	5	10	27	6,0	170	1,6	
MAP02F- 1250 msnm																
A	0-15	13	30	57	1,4	2,5	45	29	21	13	15	8,5	8,0	157	0,7	
B	15-40	21	26	53	1,3	2,7	44	27	21	15	18	6,1	5,1	92	0,7	
BC	40-110	16	25	59	1,5	2,6	39	22	18	16	16	3,9	0,8	43	0,7	
C	110-140	10	18	72	1,3	2,7	51	36	29	22	15	6,3	7,5	137	0,7	
RM6 - 1350 msnm																
A	0-46	19	25	57	1,2	2,5	49	28	20	14	22	7,3	6,7	137	1,1	
B	46-84	16	26	58	1,3	2,6	50	30	25	13	19	6,0	12	261	1,1	
C	84-170	15	25	60	1,4	2,7	46	31	23	15	15	8,3	7,7	189	1,1	
ML - 1341 msnm																
Oi	0-4	No determinado														
A1	04-12	6	19	75	0,7	2,0	44	27	25	21	17	2,0	4,3	40	0,6	
A2	12-21	7	23	70	0,8	2,1	54	28	26	19	26	2,4	6,9	61	0,6	
AB	21-38	11	23	66	1,0	2,4	49	26	24	11	23	2,3	13	72	0,6	
Bt1	38-67	17	21	62	1,4	2,5	44	24	22	15	20	2,4	6,5	82	0,6	
Bt2	67-90	25	19	57	1,5	2,6	46	28	24	19	18	4,2	4,9	85	0,6	
BC	90-133	15	23	62	1,5	2,5	44	29	25	17	15	3,9	7,4	131	0,6	
C	133-145	7	15	78	1,5	2,7	44	23	20	12	20	3,5	8,2	139	0,6	
PISO SUBANDINO																
CCT - 1469 msnm																
A	0-5	24	26	50	1,2	2,5	58	33	30	25	24	3,9	4,6	64	1,2	
Bt1	5-15	55	19	26	1,2	2,4	65	47	42	27	19	5,3	15	220	1,2	
Bt2	15-65	51	18	31	1,2	2,6	56	36	31	20	20	4,9	11	151	1,2	
C	65-120	26	19	55	1,2	2,7	57	40	34	24	17	6,6	10	141	1,2	
CQ - 1600 msnm																
A1	0-10	25	23	51	1,1	2,6	48	34	29	17	14	5,3	12	144	1,4	
A2	10-25	26	24	50	1,5	2,6	43	30	27	19	12	3,4	8,3	134	1,4	
B1	25-40	41	25	34	1,2	2,8	53	35	30	23	18	4,7	7,2	86	1,4	
B2	40-60	26	19	55	1,3	2,6	63	51	44	15	12	7,0	29	346	1,4	
B3	60-83	26	19	55	1,1	2,7	58	38	32	19	20	5,6	13	130	1,4	
C	83-120	23	15	62	1,3	2,6	50	34	29	17	17	4,9	12	130	1,4	
BN - 1805 msnm																
A	0-5	30	24	46	1,2	2,5	44	30	27	24	14	3,7	2,4	53	1,2	
AB	5-35	16	26	57	1,4	2,7	47	33	28	16	14	4,8	12	276	1,2	
B	35-70	18	20	62	1,5	2,7	48	35	27	17	13	8,0	10	249	1,2	

B1	70-104	34	27	39	1,3	2,6	57	40	30	23	17	10	7,5	140	1,2
B2	104-137	31	31	38	1,3	2,7	64	50	41	33	14	9,3	8,4	159	1,2
Ck	137-190	25	35	40	1,4	2,6	47	36	29	11	12	6,4	18	372	1,2
C21 – 2000 msnm															
A	0-10	19	38	43	1,0	2,1	52	35	30	29	17	5,4	1,3	19	0,6
B1	10-25	22	40	38	1,2	2,3	48	34	28	24	14	6,4	4,3	71	0,6
B2	25-52	28	33	39	1,1	2,5	47	31	26	18	15	5,5	7,4	104	0,6
B3	52-82	14	25	61	1,2	2,6	49	31	26	16	18	4,9	9,9	105	0,6
B4	82-120	19	13	68	1,2	2,7	42	22	18	11	20	4,2	6,2	58	0,6
C	120-150	17	13	70	1,3	2,7	47	33	27	12	14	6,1	15	148	0,6
MAPT02- 2050 msnm															
A	0-18	53	25	22	1,1	2,7	62	39	35	25	23	4,8	9,4	235	1,0
Bt1	18-65	43	23	34	1,4	2,6	70	59	55	43	10	4,1	12	398	1,0
Bt2	65-110	27	16	56	1,4	2,7	51	44	42	37	7,1	2,0	5,4	179	1,0
BC	110-200	21	13	66	1,4	2,7							5,2	169	1,0
C1	200-235	24	19	57	1,3	2,7	50	40	37	35	9,9	2,2	4,4	140	1,0
C2	235+	22	15	63	1,4	2,7							5,0	161	1,0
PISO ANDINO INFERIOR															
F01- 2200 msnm															
A	0-8	25	25	50	1,3	2,6	46	33	27	17	14	5,3	10	130	0,9
B1	8-25	35	29	36	1,3	2,7	51	37	32	22	14	4,6	10	167	0,9
B2	25-46	34	28	38	1,2	2,5	52	33	29	26	19	4,7	2,8	35	0,9
B3	46-85	30	21	50	1,3	2,5	55	39	33	22	17	5,4	11	168	0,9
B4	85-126	19	20	61	1,3	2,7	50	34	28	18	16	5,9	9,9	163	0,9
C	126-145	24	21	55	1,5	2,5	42	27	22	17	15	4,8	4,8	92	0,9
MV – 2246 msnm															
A1	0-8	23	32	45	1,0	2,4	60	39	35	17	21	4,3	18	218	1,25
A2	8-33	34	32	34	1,3	2,6	52	43	41	23	9,1	2,3	18	284	1,
Bt1	33-72	71	12	17	1,2	2,7	65	61	60	55	4,6	0,8	5,2	102	1,2
Bt2	72-92	34	22	44	1,2	2,6	61	58	57	41	2,6	1,0	17	323	1,2
C1	92-135	21	26	53	1,2	2,7	56	46	42	39	9,9	3,3	3,0	58	1,2
C2	135-160+	20	22	58	1,3	2,7	53	41	40	29	12	1,3	11	217	1,2
F02- 2370 msnm															
V	0-5	39	26	35	1,1	2,7	52	39	34	26	12	5,0	8,7	132	0,5
AB	5-18	31	29	40	1,3	2,7	48	45	42	28	3,6	2,3	15	239	0,5
B1	18-33	50	27	23	1,3	2,3	46	39	37	31	6,9	2,3	5,9	100	0,5
Bt1	33-53	23	37	40	1,2	2,6	58	44	37	28	14	6,9	9,2	137	0,5
Bt2	53-62	28	38	35	0,9	2,6	66	51	42	30	15	9,9	11	146	0,5
Bt3	62-80	7	32	61	1,1	2,6	63	44	36	23	19	7,6	14	140	0,5
Bt4	80-113	13	49	37	1,5	2,7	48	34	30	28	14	3,4	2,0	18	0,5
C1	113-128	8	31	61	1,3	2,7	53	35	30	23	18	4,9	6,8	133	0,5
C2	128-150	18	51	32	1,3	2,8	63	53	47	41	10	5,8	6,3	123	0,5
MAPT03 – 2400 msnm															
A	0-18	12	38	51	1,5	2,7	45	37	26	10	8,0	10	16	262	1,5
B1	18-42	8	36	56	1,3	2,7	49	37	24	11	12	12	13	198	1,5
B2	42-79	9	41	50	1,3	2,8	50	39	28	13	11	11	15	264	1,5
BC	79-150	14	41	45	1,3	2,7	53	40	31	17	13	8,9	14	161	1,5

LP05- 2610 msnm															
V	0-6	14	37	48	1,0	1,8	48	28	23	15	19	5,0	8,3	116	0,6
A	6-13	16	29	55	1,2	2,4	41	25	20	12	16	4,9	8,4	116	0,6
B1	13-31	21	27	52	1,2	2,6	46	26	20	14	21	5,3	6,3	85	0,6
B2	31-62	25	27	48	1,2	2,6	45	27	21	16	19	5,5	5,2	68	0,6
Bt1	62-78	46	24	30		2,8									
Bss1	78-104	37	29	34		2,7									No determinado
Bss2	104-135	35	33	32		2,6									
C	135-150	11	55	34		2,7									
PISO ANDINO SUPERIOR															
LP04- 2870 msnm															
V	0-6	16	27	57	1,4	2,7	43	30	23	13	13	7,0	10	114	0,9
A	6-25	24	30	46	1,3	2,8	53	37	31	24	16	5,6	7,3	42	0,9
B1	25-43	23	27	49	1,7	2,6	45	33	28	17	12	4,2	11	131	0,9
B2	43-60	17	34	49	1,4	2,6	43	25	19	16	18	5,9	3,7	27	0,9
C	60-90	17	28	55	1,4	2,8								No determinado	4,1 51 0,9
MP01 – 3216 msnm															
V	0-4	11	21	68	1,7	2,7							8,0	115	0,3
AB	04-12	17	24	59	1,7	2,7							5,0	66	0,3
Bt1	12-31	15	29	56	1,3	2,5							4,8	29	0,3
Bt2	31-49	13	18	68	1,6	2,5							5,9	44	0,3
Bt3	49-60	15	13	72	1,6	2,5							No determinado	0,9 3, 0,3	
Bt4	60-67	14	20	66	1,6	2,5							6,9	29	0,3
C1	67-104	11	10	79	1,6	2,5							2,2	85	0,3
BC	104-127	10	12	78	1,5	2,6							1,3	6	0,3
C2	127-136	10	16	74	1,6	2,6							3,4	14	0,3
C3	136-160	12	14	73	1,6	2,6								35	0,3
LP02 – 3450 msnm															
V	0-6	13	19	68	1,5	2,6	41	27	19	11	14	8,9	7,5	95	0,6
A	6-20	13	24	63	1,3	2,5	43	23	19	11	20	4,6	7,4	82	0,6
B1	20-40	15	20	65	1,3	2,4	42	27	23	12	16	4,0	10	110	0,6
B2	40-70	17	27	57	1,2	2,5	43	26	22	12	17	4,3	10	69	0,6
B3	70-90	19	22	59		2,5									
B4	90-110	21	25	54		2,5									No determinado
C	110-140	19	31	50		2,6									
PISO ALTOANDINO															
LP01- 3522 msnm															
V	0-6	13	15	73	1,5	2,7	31	18	12	9	12	6,8	2,5	31	0,4
AB	6-18	19	17	65	1,6	2,7	33	21	14	10	12	7,4	4,2	28	0,4
B1	18-33	15	25	61	1,5	2,7	40	25	15	10	15	9,9	4,8	49	0,4
B2	33-72	19	16	66	1,5	2,7	37	20	12	10	17	8,2	1,6	13	0,4
B3	72-110	15	17	68	1,5	2,7	38	21	13	10	17	8,2	3,4	22	0,4
C	110-140	17	19	65	1,5	2,6	36	27	21	12	8,5	6,2	9,1	112	0,4
MP02 – 3706 msnm															
PD															
V	0-8	34	25	41	1,4	2,5							5,7	86	0,8
AB	8-25	43	29	28	1,5	2,4							7,4	113	0,8
B1	25-46	45	30	24	1,5	2,5							4,4	74	0,8
Bt1	46-73	40	25	34	1,3	2,5							7,6	76	0,8
Bt2	73-103	48	33	18	1,3	2,5							No determinado	8,6 178 0,8	

Bt3	103-122	57	36	7	1,2	2,4		10,0	192	0,8
Bt4	122-139	69	30	0	1,2	2,4		8,6	166	0,8
B2	139-160	71	31		1,2	2,4		11,3	215	0,8
MP03- 3906 msnm										
PD										
V	0-6	12	16	72	1,7	2,6		5,7	46	0,3
AB1	6-13	18	24	58	1,7	2,5		2,7	21	0,3
B1	13-21	28	29	43	1,6	2,5		1,9	19	0,3
B2	21-47	14	18	68	1,6	2,5	No determinado	3,4	20	0,3
B3	47-58	8	21	71	1,6	2,6		2,8	22	0,3
B4	58-67	7	25	68	1,6	2,6		5,9	38	0,3
BC1	67-86	7	24	69	1,7	2,6		6,2	49	0,3
BC2	86-95	8	18	75	1,7	2,6		5,7	46	0,3

SIN VEGETACIÓN

MP04- 4113 msnm										
PD										
Bk	0-11	15	21	63	1,9	2,6		5,2	32	0,4
Ck1	11-16	19	17	64	1,8	2,5	No determinado	1,8	10	0,4
Ck2	16-30	16	17	66	1,7	2,6		0,7	3	0,4
Ck3	30-40				No determinado					
Ck4	40-49	25	35	40	1,3	2,5		1,0	6	0,4
Ck5	49-63	19	48	33	1,6	2,4		6,8	69	0,4
Ck6	63-76	15	39	46	1,5	2,5	No determinado	5,9	81	0,4
Cjj	76-81	13	34	53	1,5	2,5		8,2	87	0,4
C	81-89	13	43	44	1,5	2,5		9,6	73	0,4
Cr	89-95									

A: arcilla; L: limo; a: arena; Da: densidad aparente; Dr: densidad real ; $W_{0,2}$, $W_{0,6}$, W_{33} y W_{1500} : contenido gravimétrico de agua entre 0,2 y 1500 kPa; PDR, PDL y PAU: contenido de poros de drenaje rápido, lento y de agua útil, respectivamente; AA: agua aprovechable. PD: pavimento del desierto.

Apéndice 5. Estadística descriptiva de las propiedades físicas por piso vegetacional.

	DA	Dr	PDR	PDL	PAU	A	L	a	AA	W ₂	W ₆₀	W ₃₃₀	W ₁₅₀₀₀	
	Mg/m ³		-----%-----						mm	%				
Bosque esclerófilo, n = 21 (1000 msnm)														
Máximo	1,5	2,8	26	31	16	25	44	91	520	58	48	33	22	
Mínimo	0,7	2,0	7,4	2,0	2,0	5,0	3,0	38	40	39	17	8,4	5,0	
Media	1,3	2,6	17	9,0	8,4	14	24	62	185	48	31	22	14	
DS	0,2	0,2	5,1	8,0	3,5	5,5	8,4	12	131	4,9	7,8	4,8	4,1	
Error típico	0,1	0	1,1	1,7	0,8	1,2	1,8	2,5	29	1,1	1,7	1,0	0,9	
CV (%)	18	8,0	31	89	42	40	34	19	71	10	26	22	29	
Piso subandino, n = 28 (1500 msnm)														
Máximo	1,5	2,8	24	10	28	55	40	70	399	70	59	55	43	
Mínimo	1,0	2,1	7,1	2,0	1,8	14	13	22	18	42	22	18	11	
Media	1,3	2,6	16	5,4	9,5	28	23	49	163	53	37	32	22	
DS	0,1	0,1	4,0	1,8	5,5	11	7,4	13	95	7,4	7,8	7,6	7,9	
Error típico	0	0	0,8	0,4	1,0	2,1	1,4	2,0	18	1,4	1,5	1,5	1,5	
CV (%)	10	6,0	26	34	58	39	32	27	58	14	21	24	35	
Piso Andino Inferior, n = 33 (2000 msnm)														
Máximo	1,5	2,8	21	12	18	71	55	61	323	66	61	60	55	
Mínimo	0,9	1,8	2,6	0,8	2,0	7,0	12	17	18	41	25	20	10	
Media	1,2	2,6	13	5,4	9,8	25	31	44	151	52	39	34	24	
DS	0,1	0,2	5,0	3,0	4,6	14	9,3	11	75	6,8	9,0	10	10	
Error típico	0	0	0,9	0,5	0,9	2,4	1,6	2,0	14	1,3	1,7	1,9	1,9	
CV (%)	11	7,0	37	55	47	55	30	26	49	13	23	30	43	
Piso Andino Superior, n = 22 (2500 msnm)														
Máximo	1,7	2,8	20	8,8	11	24	34	79	130	53	37	31	24	
Mínimo	1,2	2,4	12	4,0	0,9	10	10	46	3,0	41	23	19	11	
Media	1,5	2,6	16	5,6	6,1	15	22	62	56	44	29	23	14	
DS	0,1	0,1	2,7	1,7	3,2	4,0	6,6	9,8	41	3,6	4,3	4,5	4,2	
Error típico	0	0	0,1	0,6	0,7	0,8	1,4	2,1	9,4	1,3	1,5	1,6	1,5	
CV (%)	11	4,0	17	30	52	25	30	16	73	8,1	15	20	29	
Piso Altoandino, n = 22 (3500 msnm)														
Máximo	1,7	2,7	17	9,9	11	71	36	75	215	40	27	21	12	
Mínimo	1,2	2,4	8,5	6,2	1,6	7,0	15	0,0	13	31	18	12	9,1	
Media	1,5	2,5	14	7,7	5,6	28	24	48	73	36	22	14	10	
DS	0,2	0,1	3,2	1,3	2,7	20	6,2	25	62	3,4	3,3	3,5	1,0	
Error típico	0	0	1,3	0,5	0,6	4,3	1,3	5,4	13	1,4	1,4	1,4	0,4	
CV (%)	11	4,0	24	17	49	73	26	52	85	9,6	15	24	10	
Sin Vegetación, n = 8 (4000 msnm)														
Máximo	1,8	2,6			9,6	25	48	66	87					
Mínimo	1,3	2,4			0,7	13	17	33	3,0					
Media	1,6	2,5	No determinado		4,9	17	32	51	45		No determinado			
DS	0,2	0			3,4	4,0	12	12	36					
Error típico	0	0			1,2	1,4	4,2	4,3	13					
CV (%)	11	2,0			69	24	38	24	80					

Da: densidad aparente; Dr: densidad real; PDR, PDL y PAU: contenido de poros de drenaje rápido, lento y de agua útil, respectivamente; A: arcilla; L: limo; a: arena; AA: agua aprovechable. W₂, W₆, W₃₃₀ y W₁₅₀₀₀: contenido gravimétrico de agua entre 0,2 y 15000 hPa.