

Suelos y Vulcanismo Argentina

Editores

Perla A. Imbellone

Osvaldo A. Barbosa



60 años
AACCS
1960 - 2020
ASOCIACIÓN ARGENTINA
CIENCIA DEL SUELO

60 años cuidando nuestros suelos



www.suelos.org.ar



aacs@suelos.org.ar



[aacsuelo](https://twitter.com/aacsuelo)



[AACS.Suelos](https://www.facebook.com/AACS.Suelos)



[aacs.suelos/](https://www.instagram.com/aacs.suelos/)

Suelos y vulcanismo: Argentina / Adriana Mehl ... [et al.]; editado por Perla Imbellone; Osvaldo Andrés Barbosa.- 1a ed.- Ciudad Autónoma de Buenos Aires: Asociación Argentina de la Ciencia del Suelo -AACCS, 2020. Libro digital, PDF

Archivo Digital: descarga y online
ISBN 978-987-46870-2-9

1. Suelos. I. Mehl, Adriana. II. Imbellone, Perla, ed. III. Barbosa, Osvaldo Andrés, ed.

CDD 551.21

Diseño y diagramación de Tapa e interior
Graciela Lucia Einschlag

ISBN 978-987-46870-2-9



Todos los derechos reservados. Esta publicación no puede ser reproducida, archivada o transmitida en forma total ni parcial, sea por medios electrónicos, mecánicos, fotocopiado o grabado, sin el permiso previo de los editores que deberá solicitarse por escrito.

Hecho el depósito que marca la ley 11.723
Impreso en Argentina. Printed in Argentina

Dedicatoria

“Suelos y Vulcanismo, Argentina” está dedicado a la memoria del Ingeniero Agrónomo José Luís Panigatti quien bregó por su concreción durante largos años. Entendía que es una temática importante para la Ciencia del Suelo de nuestro país, donde la mayoría de sus suelos están influenciados por aportes volcánicos.

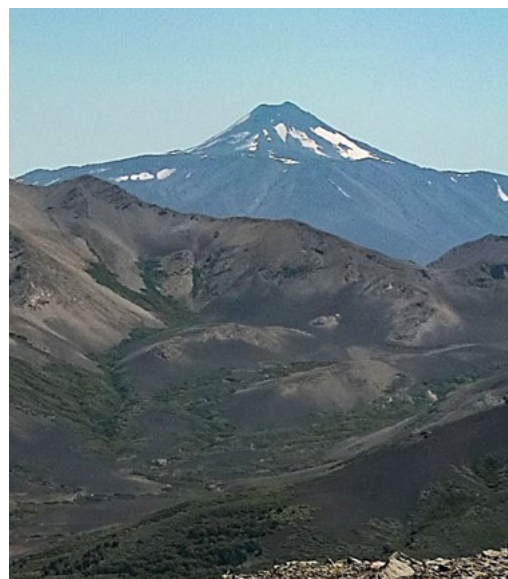
Contenido

	Crónica del Padre Bernardo Havestadt (1752) por la “Pire Vutan Mapu” de los Pehuenches	
	Jorge A. Irisarri	VII
	Prólogo Institucional	
	Guillermo A. Studdert	IX-XI
	Prólogo	
	Marcelo A. Zárate	XI-XIII
1	El vulcanismo <i>Vulcanism</i>	
	Emilia Y. Aguilera	1-32
2	Características y clasificación de suelos volcánicos <i>Characteristics and classification of volcanic soils</i>	
	Jorge E. Giménez	33-70
3	Materiales parentales de los suelos de la Llanura Pampeana: el aporte volcánico andino <i>Parent materials of Pampean Plain soils: the Andean volcanic source</i>	
	Marcelo A. Zárate - Adriana Mehl	71-88
4	La ceniza del volcán Quizapú en los suelos de San Luis <i>The ash of the Quizapú volcano in the soils of San Luis province. Argentina</i>	
	Carlos A. Peña Zubiate - Edgardo N. Strasser - Osvaldo A. Barbosa.....	89-126
5	Modelos composicionales y áreas de distribución de los aportes volcánicos en los suelos de la Pampa Norte (Argentina) en base a la mineralogía de arenas <i>Compositional models and distribution areas of volcanic contributions in soils of the Northern Pampa (Argentina) based on sand mineralogy</i>	
	Héctor J. M. Morrás	127-168
6	El material parental de los suelos de la Región Pampeana en base a la mineralogía de arenas. Aplicaciones a la interpretación de procesos pedológicos <i>The soils parent material in the Pampean Region based on sand mineralogy. Applications to the interpretation of pedological processes</i>	
	Héctor J. M. Morrás	169-184
7	Material piroclástico en suelos de la Región Pampeana Argentina y sus efectos sobre propiedades físico-químicas <i>Pyroclastic material in soils of the Pampean Region Argentina and its effects in the physicochemical properties</i>	
	Antonella A. Iturri - Julián J. Isasti - Daniel E. Buschiazzo	185-202
8	Mineralogía de arenas en Andisoles. Provincias del Neuquén y Río Negro. Patagonia. Argentina <i>Sand mineralogy in some Andisols of the provinces of Neuquén and Río Negro. Patagonia. Argentina</i>	
	Alicia Apcarian	203-232
9	La herencia volcánica en los suelos. Provincia del Neuquén. Argentina <i>Volcanic heritage in soils of Neuquén province. Argentina</i>	
	Perla A. Imbellone	233-290

10	La erupción del Complejo Volcánico Puyehue-Cordón Caule (2011) y su efecto sobre los suelos de Patagonia Norte <i>Effect of Puyehue-Cordón Caulle volcanic complex eruption (2011) on North Patagonia soils</i> Nicolás A. Ferreiro - Marina Gonzalez Polo - Patricia S. Satti - María J. Mazzarino.....	291-306
11	Los suelos derivados de ceniza volcánica de la provincia del Neuquén, Argentina <i>Volcanic ash soils in Neuquén province, Argentina</i> María C. Frugoni - Gabriel Falbo - Romina González Musso	307-332
12	Suelos volcánicos de la provincia del Chubut <i>Volcanic soils of Chubut province, Patagonia, Argentina</i> Ludmila A. La Manna - Carlos G. Buduba - Jorge A. Irisarri	333-360
13	El suelo y el bosque en la Región Andino Patagonia <i>Soil and forests of the Patagonian Andean Region</i> Carlos G. Buduba - Ludmila A. La Manna - Jorge A. Irisarri	361-390

Crónica¹ del Padre Bernardo Havestadt² (1752) por la “Pire Vutan Mapu” de los Pehuenches

“El 1° de febrero, ocupados nosotros en recoger los equipajes para continuar el camino, el monte volcánico de la Laxa, (Volcán Antuco) repentinamente, hizo erupción con tal furia que, sólo confiando en Dios, no pensara y me persuadiera ciertamente de que habíamos de ser cubiertos por una lluvia de piedras o de lava. En toda mi vida no vi cosa semejante, pues con gran estrépito salían densísimas masas de negrísimas nubes de humo que se cernían amenazadoras sobre nuestras cabezas: ¡No vi jamás manto de seda más negro ni con mejores volutas y pliegues más caprichosos! Y si, como suele suceder, en esta nube de humo negrísimo hubiera estado envuelta la escoria, aun cuando nos hubiéramos encontrado separados de ella por más de una milla, habríamos perecido sin remedio: pero, por favor de Dios, todo aquello no fue más que puros espectros terroríficos, y el humo quedose en humo; y aun cuando tuvimos que caminar ocho leguas por sobre la escoria de este monte volcánico y entre las piedras arrojadas cerca de un lago, formado también aquí, y aún cerca de la misma cumbre y cráter de la montaña, tronando entretanto a veces el monte e imitando otras el estrépito de armas guerreras y de muchas escopetas, respirando siempre iras y humo y por fin vomitando tanto fuego, que la llama que apareció era mayor que todo el volumen del monte, no padecemos, sin embargo, daño alguno. El mayor trabajo consistió en retener a mis cuatro indios a fin de que no retornaran a casa y en persuadirles de que, por el contrario, prosiguiesen conmigo el camino, lo que conseguí con la ayuda de Dios, valiéndome principalmente de este argumento: que ningún rey mata a sus propios soldados si son fieles, y que estuviesen bien persuadidos de que yo había emprendido este camino con el solo fin de propagar, ensanchar y dilatar los límites del Imperio Divino”.



Volcán Antuco (Chile, 2.979 m s.n.m.).
Vista desde el Paso Internacional
Pichachén (Argentina – Chile). En primer
plano depósito de lapilli basáltico.

Foto: Carlos Guillermo Buduba.

*Ing. Ag. Jorge Alberto Irisarri
Profesor de Pedología
Universidad Nacional del Comahue. Argentina*

1 Primer registro escrito conocido de aporte de material volcánico a los suelos del Norte de Neuquén. Diario de Viaje (<https://sites.google.com/site/neuteca200/>).

2 Bernardo Havestadt (Colonia, Alemania, 25/2/1714 – Münster, 28/1/1781): sacerdote jesuita, autor de una de las primeras gramáticas y diccionarios del mapudungun (lengua de los mapuches). Entre 1751 y 1767 recorrió la Patagonia como misionero.

Prólogo Institucional

Es un honor y un privilegio para este *Presidente de la Asociación Argentina de la Ciencia del Suelo (AACS)* presentar el libro “*Suelos y Vulcanismo. Argentina*”.

Es objetivo de la AACS “... estimular, apoyar y promover el desarrollo de todos los conocimientos que atañen a la Ciencia del Suelo en la República Argentina, propendiendo a la conservación y protección del recurso en relación con el ambiente en que se encuentra y con los servicios que debe prestar a éste y a la Sociedad”. Sin dudas, “*Suelos y Vulcanismo. Argentina*” es una extraordinaria contribución al conocimiento de los suelos de nuestro país, dada la importante influencia que tiene la actividad volcánica en la génesis de una gran parte de nuestros suelos, particularmente en la región andina de nuestro país, ha producido una grandísima cantidad de materiales piroclásticos a lo largo de las eras geológicas, especialmente las más recientes.

A partir de tales materiales se han desarrollado suelos con distintas características en las Regiones Cordillerana y Precordillerana de la Argentina. Muchos de ellos tienen elevada fertilidad y, entre otras funciones, son aptos para la producción de alimentos, fibras y demás bienes necesarios para satisfacer las necesidades de la población. Otros cumplen funciones muy importantes en el ecosistema para contribuir al sostenimiento de la vida sobre el planeta. Asimismo, en función de su magnitud y de los vientos predominantes, la actividad volcánica ha provisto materiales piroclásticos que contribuyeron a dar características particulares a suelos que se formaron a grandes distancias de los lugares de emisión. Así, por ejemplo, los suelos fértiles de la Región Pampeana de la Argentina han contado con una importante contribución de componentes volcánicos durante su formación a pesar de no haber tenido actividad volcánica cercana.

El conocimiento de todos estos importantes procesos fue generado por un gran número de investigadores en nuestro país. Era necesario compilarlo y ponerlo a disposición de los edafólogos y de todas aquellas personas relacionadas con las ciencias agrarias, ambientales y ciencias de la tierra, preocupadas e interesadas por el suelo. Así, se pondría en su justo valor y consideración al vulcanismo y su influencia sobre la formación y características de nuestros suelos.

Este era un viejo anhelo de un socio destacado de la AACS, el *Dr. José Luis Panigatti*, que no pudo llegar a concretar. Este anhelo fue extraordinariamente interpretado y honrado por otros dos miembros destacados de la Asociación. Los Editores de “*Suelos y Vulcanismo. Argentina*”, *Perla A. Imbellone* y *Osvaldo A. Barbosa*, han hecho un gran trabajo convocando a distinguidos y reconocidos investigadores de la Argentina para plasmar en 13 capítulos la información existente acerca de la influencia volcánica sobre los suelos en una gran diversidad de ambientes. Con seguridad el recordado José Luis habría estado más que satisfecho con esta obra.

El conocimiento del suelo y de cómo se originó es la base para comprender de qué forma presta los servicios ecosistémicos que deber prestar. Es, además, fundamental para garantizar que siga funcionando sin alterar tales servicios, especialmente aquellos suelos que son intervenidos por alguna actividad humana.

La AACS quiere expresar su felicitación y agradecimiento a los autores y, por sobre todo, a Perla y Osvaldo por el excelente trabajo realizado. La AACS alienta fuertemente la lectura de “*Suelos y Vulcanismo. Argentina*” porque es una herramienta útil para comprender nuestros suelos y, fundamentalmente, para saber cómo preservarlos.

Dr. Guillermo A. Studdert
Presidente Asociación Argentina
de la Ciencia del Suelo

Prólogo

La vasta extensión del territorio de la Argentina incluye una amplia variedad de paisajes y de climas. Los relieves montañosos del oeste, dominados por la Cordillera de los Andes y las dilatadas llanuras y mesetas del este, se caracterizan por su heterogeneidad con una notable diversidad ambiental, asiento de múltiples actividades agropecuarias. Argentina, es una nación productora de alimentos, especialmente cereales, oleaginosas y carne, a la que se suma una serie numerosa de otros cultivos. Toda esta producción, base fundamental de la economía, se sustenta en los suelos cuyas propiedades y características han sido objeto de investigaciones durante décadas. La finalidad de los estudios ha sido comprender su naturaleza y de esa manera, mejorar, incrementar o inclusive recuperar propiedades pedológicas útiles y beneficiosas para el desarrollo de las actividades económicas a través del conocimiento del origen, la composición y los procesos de formación involucrados. En este sentido, diferentes autores señalaron la importancia sustantiva de los sedimentos de origen volcánico en la composición de los materiales parentales de una parte considerable de los suelos de Argentina. Sin embargo, hasta el momento la significación e importancia pedológica del vulcanismo no ha sido considerado como un tema central, convocante de estudios que lo examinen desde distintos ángulos. Este libro es la primera realización en tal dirección. Así, a través de una perspectiva pedológica, otorga identidad y un papel protagónico al proceso volcánico.

La obra representa un estado del arte en el conocimiento de la temática, reúne 13 contribuciones que incluyen estudios en distintas escalas espaciales y temporales de varias regiones del territorio argentino. Presenta estudios de casos con datos inéditos, así como revisiones y síntesis de la información existente, ya sea a escala regional o de área. Se analizan ambientes contrastantes, las zonas de piedemonte andino donde la actividad volcánica es más evidente y visible, así como las llanuras centro orientales, distantes de los volcanes, en las que los materiales volcánicos si bien importantes, son mucho menos notorios. Así, los trabajos brindan un panorama diverso del tema, desde una explicación de la vasta extensión de rocas y sedimentos volcánicos en diferentes ambientes y regiones, su participación a lo largo de millones de años como también las vinculaciones específicas con determinadas propiedades de los suelos.

Los dos capítulos iniciales ofrecen un contexto general para la relación suelos-vulcanismo. El capítulo introductorio de Aguilera sintetiza la naturaleza y mecanismos involucrados en la actividad volcánica como proceso geológico interpretado en el marco de la tectónica de placas. Ofrece un sumario de las causas y la extensión del vulcanismo, así como definiciones y conceptos básicos que contribuyen a comprender la génesis y las características de los productos volcánicos.

Giménez sintetiza los criterios empleados en la clasificación de los suelos volcánicos y la nomenclatura; brinda una reseña de las propiedades relevantes tales como la fertilidad física, la variabilidad que presentan la fertilidad química, información sobre la distribución areal. Incluye además, la descripción de otros suelos, sobre todo de la Región Pampeana, cuya clasificación no revela la herencia volcánica.

Zárate y Mehl examinan y discuten la información sobre la composición de los materiales parentales de los suelos de la llanura pampeana de la que se desprende una notable dominancia del aporte volcanoclástico andino. Se explican las causas y condiciones que generaron la acumulación de los sedimentos a través del tiempo.

Peña Zubiate *et al.* analizan la distribución, composición y características generales del nivel de cenizas acumulado a partir de la erupción del volcán Quizapú en suelos de la provin-

cia de San Luis. Los autores evalúan su importancia para ajustar la cronología y de tal forma, discutir los cambios acaecidos con posterioridad; así también, se refieren a la vinculación del nivel de ceniza con ciertas propiedades pedológicas. El trabajo incluye una propuesta metodológica para describir la presencia del nivel de cenizas en la cartografía de suelos.

Morrás, en sendos capítulos, se enfoca en la composición mineralógica de los suelos de la Región Pampeana. En el primero, analiza y discute las áreas de procedencia del material parental y la importancia relativa que han tenido. La revisión permite inferir diferencias composicionales significativas entre los suelos de la Pampa Norte y la Pampa Austral e identificar zonas de transición. En el segundo capítulo, Morrás analiza el concepto de homogeneidad/heterogeneidad composicional de los materiales parentales y los índices de meteorización propuestos. Dada su complejidad, señala la necesidad de un enfoque geopedológico para el análisis genético de los suelos.

Iturri *et al.* analizan comparativamente los procesos pedogenéticos que acontecen entre los suelos de la llanura pampeana occidental y oriental de acuerdo con las proporciones variables de vidrio volcánico y su alteración en minerales de arcilla. Los autores concluyen que las propiedades físico-químicas de los primeros centímetros de los suelos están parcialmente determinadas por procesos pedogenéticos vinculados con las proporciones variables de vidrio volcánico y su transformación en minerales de arcilla.

Apcarian se enfoca en la caracterización mineralógica de la fracción arena de Andisoles de las provincias del Neuquén y Río Negro con regímenes de humedad údico y xérico. Los resultados señalan composición básica a intermedia. Considera que las variaciones que presentan los suelos estarían más relacionadas con factores cronobioclimáticos.

Imbellone analiza la micromorfología y mineralogía a grano suelto de suelos (Molisol, Alfisol, Vertisol, Entisol) de una zona pedemontana, paralela a la cordillera de los Andes neuquinos. Destaca la influencia volcánica, enmascarada y no manifestada en la clasificación y discute el papel relativo de los factores formadores locales. El capítulo incluye un apéndice con material ilustrativo de cortes micromorfológicos, de utilidad para fines comparativos y de referencia.

Ferreiro *et al.* estudian los efectos de la erupción del Complejo Volcánico Puyehue-Cordón Caulle de 2011 y su impacto relativo y diferencial en los suelos de bosque de la cordillera andina y de la estepa patagónica norte. Describen los cambios acaecidos en ciertas propiedades, a partir de la acumulación de niveles de tefras en la superficie de los suelos. Los autores especulan sobre los posibles efectos en la fertilidad que tendría la tefra de la erupción, tema que según señalan, debería ser objeto de más estudios.

Frugoni *et al.* analizan suelos del noroeste de la Patagonia a lo largo de una climático-toposecuencia oeste-este, de unos 50 km. Demuestran la influencia del clima en la evolución de los suelos y discuten sus propiedades favorables para el desarrollo radicular, así como frente a los cambios de uso de la tierra.

La Manna *et al.* presentan un análisis de suelos volcánicos de la Provincia del Chubut. Discuten la gran variabilidad edáfica a pequeña escala, así como la existencia de cambios en dirección O-E. Señalan, las variaciones de las propiedades físico-químicas y aspectos mineralógicos, tales como la presencia de alofano; advierten la existencia de grandes diferencias en muy cortas distancias. Finalmente realizan consideraciones sobre la erodabilidad de estos suelos.

Buduba *et al.* estudian los suelos (Andisoles, Molisoles) de la región andino-patagónica en relación con la cubierta de bosques para lo cual presentan información silvícola y edáfica. Analizan las condiciones climáticas y comparan sectores de mayor y menor humedad

considerando especies arbóreas nativas e introducidas. Así también, examinan los cambios observados en los suelos debido a la implantación de pino.

Como corolario debe destacarse que este libro, hecho realidad gracias al esfuerzo y tesón de Perla Imbellone y Osvaldo Barbosa, los editores convocantes y la edición de la Asociación Argentina de la Ciencia del Suelo aparece en un momento de candentes debates sobre el cambio climático y el deterioro ambiental. Las grandes transformaciones introducidas en la superficie del planeta, han modificado sustancialmente las características y dinámica pedológica. En este contexto, comprender la influencia y gravitación que ha tenido y tiene el vulcanismo en la génesis y la generación de propiedades importantes para el uso, constituyen herramientas imprescindibles en el manejo y conservación de los suelos, recurso natural esencial, quizás el más importante, con el que cuenta la Argentina.

Dr. Marcelo Arístides Zárate

CONICET-UNLPam

Instituto de Ciencias de la Tierra y Ambientales de la Pampa (INCITAP)

Santas Rosa, La Pampa, Argentina.

Vulcanismo

Emilia Y. Aguilera

Cátedra de Petrología 1
Facultad de Ciencias Naturales y Museo.
Universidad Nacional de La Plata.
Autor de contacto: eaguilera@fcnym.unlp.edu.ar

Resumen

En este capítulo se presentan, desde el punto de vista geológico, los procesos de generación de magma desde la tectónica de placas y la ocurrencia de rocas volcánicas.

El vulcanismo es un fenómeno que ha afectado a gran parte del territorio argentino y es especialmente recurrente en la región andino-patagónica. La actividad volcánica ha dado origen a rocas volcánicas y depósitos piroclásticos incluyendo cenizas volcánicas, capas de lapilli, o bien depósitos de origen glacial contaminados con arenas volcánicas, y fracciones clásticas volcánicas que constituyen el material de distintos tipos de suelos de Argentina. El vulcanismo andino es consecuencia de la convergencia entre la placa de Nazca y la placa Sudamericana; se caracteriza por ser una zona de formación de orógenos (montañas) de márgenes activos, con terremotos e intenso magmatismo (vulcanismo y plutonismo asociado). A continuación, se exponen los principales eventos volcánicos de magnitud acaecidos durante el Mesozoico y Cenozoico en territorio argentino. La configuración actual del vulcanismo andino debe su conformación a la sucesión de eventos acaecidos durante el Neógeno (23 Ma). La mayoría de los grandes volcanes se originan durante esa época geológica. Es característico el estilo eruptivo que origina los estratovolcanes; las erupciones son del tipo vulcaniano/vesubiano/pliniano y constituyen la modalidad eruptiva común de los volcanes andinos. Las erupciones poseen alto contenido de material piroclástico con fuertes explosiones y la columna eruptiva sostenida adquiere un extraordinario desarrollo vertical. La Cordillera Principal es el ámbito donde se desarrolla la actividad volcánica del arco actual.

También se abordan los procesos asociados a la génesis, ocurrencia y propiedades de los productos generados por el vulcanismo. Se ilustran detalladamente las características morfológicas de las manifestaciones volcánicas de campo y se exponen los diferentes productos de la actividad volcánica, con énfasis en las clasificaciones de los productos piroclásticos. Asimismo, se aplican criterios para identificar y diferenciar los principales tipos de rocas volcánicas y sus minerales constituyentes a escala mesoscópica para arribar a una clasificación expeditiva. Finalmente, se incluye un apéndice, donde se ilustra con numerosos ejemplos argentinos, procesos de meteorización física y química de las rocas. Estos aspectos son de importancia pues los afloramientos rocosos forman parte del ciclo exógeno de la corteza terrestre donde se forman los suelos.

Palabras clave

Vulcanismo; procesos; productos.

Vulcanism

Abstract

This chapter presents, from a geological viewpoint, the basic theory of plate tectonics, as well as the models aimed at understanding the processes of magma generation and the occurrence

of volcanic rocks. The generation of magma in the edges and interior of tectonics plates are explained.

Volcanism affects a large part of the Argentine territory, especially in the Andean-Patagonian region. The volcanic activity has given rise to volcanic rocks and pyroclastic deposits, including ashes, lapilli layers or glacial deposits contaminated with volcanic ashes and clastic fractions, which constitute the parent material of diverse soils. The Andean volcanism is a consequence of the convergence of the Nazca oceanic plate and the South American plate; it is a zone where orogens (mountains) with active margins are formed, including earthquakes and intense magmatism (volcanism and associated plutonism).

The main volcanic events which occurred in Argentina during the Mesozoic and Cainozoic are described. The present configuration of the Andean volcanism is ascribable to a succession of events in the Neogene (23 Ma). Most of the large volcanoes formed during that geological epoch. The more recent volcanic activity in the Pleistocene-Holocene (2.6 Ma BP) is characterized by the predominantly basaltic composition of the lavas. The common eruptive types of the Andean stratovolcanoes are Volcanian/Vesubian/Plinian. The eruptions are highly explosive and include large amounts of pyroclastic materials and the eruptive columns have an extraordinary vertical development. The volcanic activity of the present arc occurs in the Cordillera Principal

The processes associated to the genesis, occurrence and properties of the products generated by volcanism are also addressed. The morphological characteristics of the volcanic manifestations in the field are illustrated in detail; the different products of the volcanic activity are explained, emphasizing the classifications of the pyroclastic products. The main types of volcanic rocks and its minerals are identified, differentiated and classified at a mesoscopic scale. Finally, an appendix illustrates the processes of physical and chemical weathering of the rocks by means of numerous examples from Argentina. These aspects are important since the rock outcrops are a part of the exogenous cycle of the crust where soils are formed.

Key words Volcanism; processes; products.

INTRODUCCIÓN

El vulcanismo es consecuencia de las fuerzas del planeta, producto de los cambios físicos de presión y temperatura, que son manifestaciones de la energía almacenada en su interior. Las erupciones volcánicas modifican y crean relieves diferentes y característicos en función del modo, volumen del material extruido y tipo de erupción, la cual a su vez está ligada a la composición química del magma. Los volcanes son registros de las variadas condiciones tectónicas actuantes en el momento de su generación; por este motivo, la distribución de los volcanes no es al azar, sino que está íntimamente vinculada con la tectónica global. Los edificios volcánicos y sus productos pueden resistir de manera diferencial ante los procesos erosivos, según se sitúen en ambientes húmedos o áridos. El objeto de este capítulo inicial es explicar como se genera el vulcanismo, los mecanismos y las características de sus productos.

TECTÓNICA DE PLACAS, MAGMA Y VOLCANES

Existe una estrecha relación entre el magmatismo y la tectónica global, por lo cual la teoría de la tectónica de placas constituye un modelo coherente y de síntesis para explicar la ocurrencia del vulcanismo, que es una manifestación espectacular de la energía almacenada en el interior de la Tierra.

Los volcanes no se disponen de manera aleatoria en la superficie terrestre, sino que la mayoría de ellos se concentran a lo largo del cinturón circumpacífico (**Fig. 1**)

El *cinturón de fuego del Pacífico* se corresponde con bordes de placas tectónicas. En menor número existen volcanes que se ubican en el interior de las placas. En función de esta relación espacial entre volcanes y placas tectónicas se supone que la actividad magmática está con-

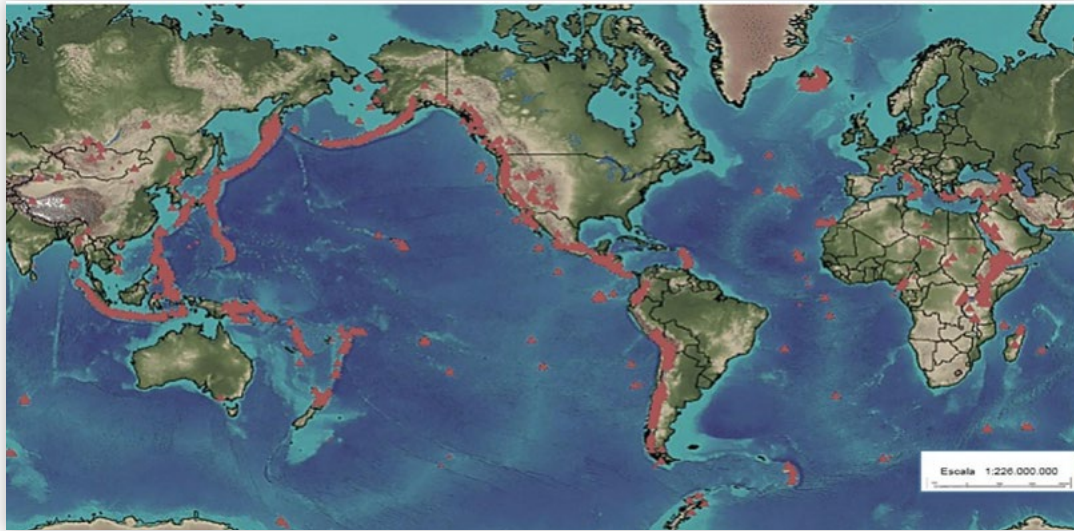


Figura 1. Mapa mundial de la actividad volcánica, nótese la extensión y continuidad del vulcanismo del “Cinturón del Fuego del Pacífico” señalado en rojo. (<http://www.volcano.si.edu>).

Figure 1. World map of volcanic activity, note the extent and continuity of volcanism of the Pacific Fire Belt (marked in red).

trolada por la dinámica de las placas. Este proceso ha intervenido en la configuración geológica de nuestro planeta desde el momento en el que se produjo la diferenciación del manto y el núcleo terrestre (ca. 4.300 Ma) y se comenzaron a formar las primeras unidades de corteza (las más antiguas preservadas tienen una edad de ca. 3.700 Ma).

La teoría de la tectónica de placas parte de la presencia en la Tierra de una capa superficial, la litosfera, que se halla fragmentada en las denominadas *placas litosféricas*; éstas se mueven entre sí impulsadas por fuerzas internas y se deslizan sobre una capa dúctil que es la *astenosfera*. La astenosfera representa el manto superior y se caracteriza por el desarrollo de corrientes convectivas, las cuales cuando son ascendentes se denominan *plumas* (Llambías, 2003).

Las placas litosféricas rígidas, al moverse, interaccionan entre sí, sin deformarse mayormente a excepción de sus bordes, donde las deformaciones son importantes.

Los bordes de placas pueden ser *convergentes* (se juntan), o *divergentes* (se separan) según el régimen de stress (tipo de fuerza que depende de la extensión de la superficie sobre la cual actúa esa fuerza), y *transformantes* (se deslizan lateralmente). En los bordes de placa convergentes actúan fuerzas compresivas y en los bordes divergentes fuerzas distensivas.

En los márgenes de placas convergentes se destruye material de la litosfera y en los márgenes divergentes se genera; con estos procesos se equilibran la pérdida y ganancia de litosfera. En los bordes de placas transformantes no se produce ni destruye litosfera; son bordes pasivos y las placas se deslizan lateralmente una respecto de la otra. Se trata de fracturas que cortan y desplazan las dorsales oceánicas. Un ejemplo es la falla de San Andrés, California (Estados Unidos de America).

Las principales placas tectónicas son: *Africana, Antártica, Árabe, Caribe, Cocos, Euroasiática, Filipina, India, Australiana, Norteamericana, Sud-*

1 El término “volcán” proviene de la isla italiana “Vulcano”, del grupo de las Islas Liparias. En la mitología romana se vincula con “Vulcanus”, el dios del Fuego. Derivan los términos “vulcanismo” o “volcanismo”, aplicados indistintamente (Draper & Yanni, 1987). En esta contribución se opta por la expresión “vulcanismo”.

americana y del Pacífico; otras de menor tamaño como *Nazca*, *Juan de Fuca* y *Escotia*; existen además, placas muy pequeñas llamadas *microplacas* y pueden estar situadas dentro de las principales o éstas pueden a su vez subdividirse (**Fig. 2**).

Según el tipo de corteza que componen las placas, se distinguen las formadas únicamente por corteza oceánica como la placa de *Nazca* o la placa *Pacífica* (placa oceánica) y aquellas formadas exclusivamente por corteza continental como la placa *Arábica* (placa continental). La mayor parte de las placas son mixtas, es decir, están formadas por corteza continental y corteza oceánica, como las placas *Euroasiática* y *Sudamericana*. La corteza oceánica está formada principalmente por rocas volcánicas oscuras y de elevada densidad como basalto, y plutónicas como gabro. La corteza continental está formada por rocas graníticas, metamórficas y sedimentarias, que tienen menor densidad que las rocas de la corteza oceánica.

Los márgenes de placas: zonas de generación de magma

Los márgenes de las placas son donde se registra la mayor parte de la actividad volcánica y sísmica de la Tierra; son las zonas de generación de magma y centros de salida a la superficie del material

magmático o lava, que construye los distintos tipos de edificios volcánicos. Las zonas de convergencia de placas son ambientes geodinámicos de gran actividad en cuanto al magmatismo, ejemplo de ellos son las megaestructuras volcánicas y sísmicas como el “*Cinturón de Fuego del Pacífico*” en el que se incluye el vulcanismo de los Andes.

El vulcanismo andino es consecuencia de la convergencia entre la placa oceánica de *Nazca* y la placa *Sudamericana*; se caracteriza porque es una zona de formación de orógenos (montañas) de márgenes activos, con terremotos e intenso magmatismo (vulcanismo y plutonismo asociado). Este proceso configura la zona de subducción, que es una región sometida a esfuerzos compresionales; consta de una placa litosférica oceánica que se introduce debajo de otra placa continental y comienza a hundirse, debido a que tiene mayor densidad que la placa que flota. Durante el hundimiento genera terremotos. Esta placa subductada lleva materiales intensamente hidratados que, a medida que se desplaza a mayor profundidad, sufre un aumento de temperatura y de presión muy significativos, que conllevan a su deshidratación. La deshidratación, por su parte, implica liberación de volátiles que interaccionan con la cuña de manto suprayacente, produciendo su fusión parcial de esa parte del manto terrestre. Así, se ge-



Figura 2. Tectónica global; principales placas tectónicas. (Modificada por Aguilera de W. Jacquelyne Kiou & Robert Tilling. *This Dynamic Earth: the story of plate tectonics*).

Figure 2. Global tectonics; main tectonic plates. (Modified by Aguilera).

nera un importante volumen de magma que luego de experimentar una serie de procesos, asciende a niveles superiores de la corteza formando un arco volcánico. Ejemplo de este modelo de subducción de corteza oceánica bajo corteza continental es el arco volcánico de la cordillera de los Andes (**Fig. 3**).

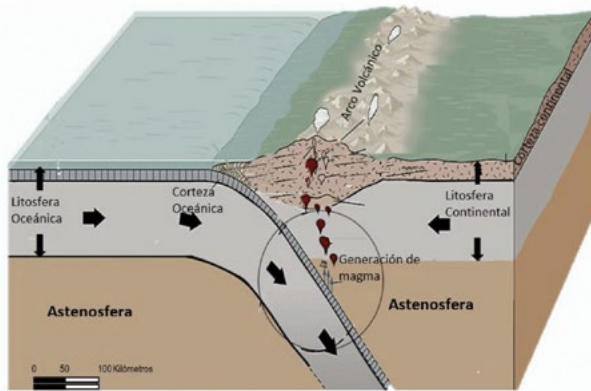


Figura 3. Esquema de subducción de corteza oceánica bajo la corteza continental: formación del arco volcánico tipo andino. Modificado por Aguilera, de McGraw Hill.

Figure 3. Scheme of subduction of the ocean floor under the continental crust: formation of the Andean volcanic arc. Modified by Aguilera.

Existen otros ambientes vinculados a la tectónica de placas, la convergencia entre placas oceánicas con la consecuente formación de arcos de islas y vulcanismo asociado. Las dorsales oceánicas constituyen bordes de placas divergentes donde se produce fondo o litosfera oceánicos. Las dorsales oceánicas, verdaderas cordilleras submarinas, son en sí mismas las cadenas volcánicas activas del planeta y sus productos de erupción son rocas de composición basáltica. Ejemplos de ellas son la Dorsal del Pacífico y la Dorsal del Atlántico. Aunque la mayoría de las dorsales son grandes cordilleras sumergidas, existen algunos puntos en los que una pequeña parte emerge por encima del nivel del mar, como es el caso de Islandia.

Generación de magma en el interior de las placas

Comprende el vulcanismo de intraplaca, generalmente asociado a puntos calientes o “hotspots”. Se trata de regiones donde la corteza está adelgazada y per-

mite el ascenso del manto. Los “hotspots” se asocian a plumas del manto que, manteniendo su posición fija bajo placas litosféricas que se desplazan, resultan en cadenas de islas volcánicas y montes submarinos. Por las características del magma generado en este ambiente, el vulcanismo que se origina es mayormente del tipo efusivo, como el del archipiélago de Hawaii.

El vulcanismo de intraplaca en ambiente continental es muy significativo, dando origen a las grandes coladas de basalto, algunas de ellas vinculadas a procesos de “rift”. Estos son sistemas de fracturas en el interior de la placa que pueden progresar y producir la ruptura y separación de la placa, creando un ambiente divergente, llegando incluso a formar un océano; las rocas volcánicas que se generan en este proceso son basaltos y riolitas. Una de las características principales en este magmatismo es la gran extensión sobre la cual se distribuyen los productos lávicos emitidos, como también la gran potencia que alcanzan, generada por la superposición de coladas que ahogan el relieve previo. Estos cuerpos constituyen “provincias ígneas”, definidas como regiones del planeta que se caracterizan por atributos petrológicos comunes con gran extensión areal, del orden de centenares a millones de km², además de atributos cronológicos acotados a pocos millones de años (2-3 Ma). Sus atributos petrológicos sugieren una similar evolución magmática. Un ejemplo es la Provincia Magmática Paraná (Bellieni *et al.*, 1984) que forma parte de una gran provincia ígnea que se extiende en toda la región mesopotámica argentina, gran parte de Brasil, Paraguay y Uruguay y se estima que llegó a cubrir una superficie aproximada de 1.000.000 km² con coladas de basaltos (White, 1908).

Grandes erupciones volcánicas en territorio argentino

Con el objetivo de ubicar al lector en la dimensión de los volúmenes de lavas y productos piroclásticos que han cubierto nuestro territorio, se describen de manera general manifestaciones volcánicas acaecidas en el Mesozoico y Cenozoico, importantes en cuanto al volumen y extensión (**Fig. 4**).

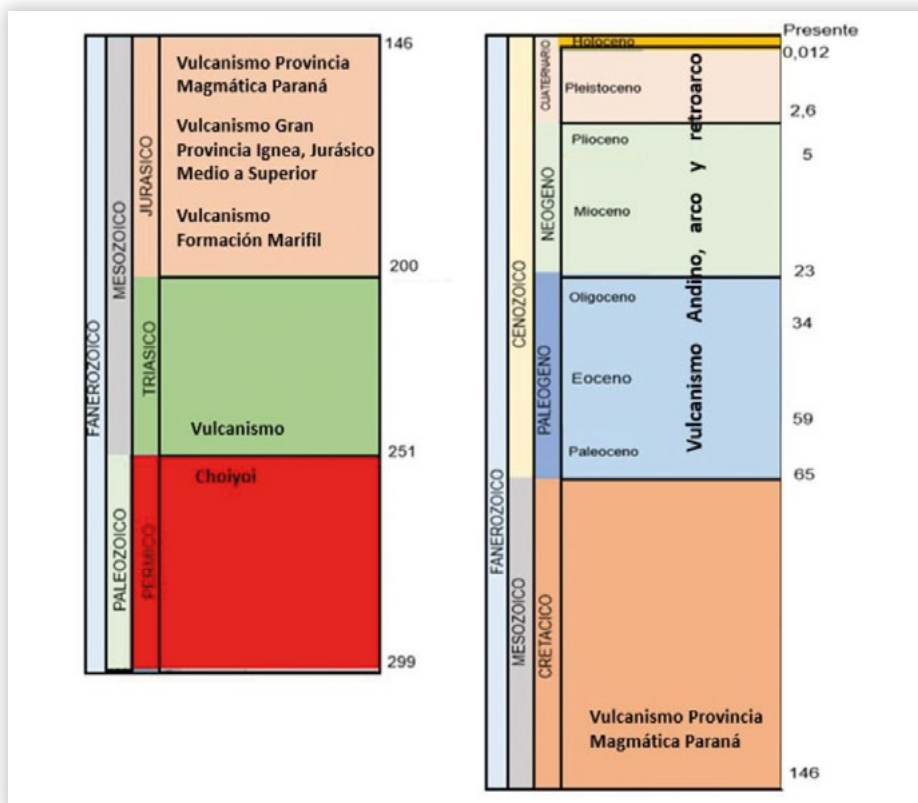


Figura 4. Esquema de las grandes erupciones volcánicas del territorio argentino; las edades están expresadas en millones de años. De la autora.

Figure 4. Scheme of the great volcanic eruptions in Argentina; ages expressed in millions of years.

Durante el lapso Permo-Triásico entre los 280-240 Ma (Llambías, 1999), el borde occidental del continente de Gondwana registra un extendido vulcanismo, denominado *provincia ígnea Choiyoi* (Kay *et al.*, 1989; Llambías, 1999). Sus afloramientos se localizan en la Cordillera Frontal, desde La Rioja hasta Mendoza, y continúa en el subsuelo neuquino. Esta provincia ígnea cubrió un área estimada en 1.680.000 km² con un espesor medio de 700 m, de modo que los volúmenes de rocas se estiman en alrededor de 1.260.000 km³, y su desarrollo temporal duró aproximadamente 30 Ma y su edad entre los 270 y 240 Ma.

El continente de Gondwana en tiempos jurásicos-cretácicos continuó su fragmentación; estaba formado por lo que es hoy Sudamérica-Africa-Australia y Antártida, progresando la formación del océano Atlántico, que se caracterizó por un intenso vulcanismo, como la gran *provincia ígnea Paraná-Etendeka* (Jurásico superior-Cretácico inferior), que en nuestro territorio se denomina Provincia Magmática Paraná descrita precedentemente.

A partir del Jurásico, además, gran parte de Patagonia fue escenario de una prolongada actividad volcánica, que afectó alrededor de tres cuartas partes de su superficie, con registros que llegan al Pleistoceno/Holoceno. La Patagonia extrandina está caracterizada por magmatismo ácido de la Formación Chon Aike, de edad jurásica media a superior; este vulcanismo fue definido como la gran *provincia Ígnea Chon Aike* por Pankhurst *et al.* (1998). Es una de las provincias riolíticas más grandes del mundo y se desarrolló bajo un ambiente tectónico extensional vinculado a la ruptura inicial del supercontinente de Gondwana y al comienzo de la apertura del Océano Atlántico (Uliana *et al.*, 1985; Pankhurst *et al.*, 1998; Féraud *et al.*, 1999). Los afloramientos de rocas volcánicas y piroclásticas se extienden a lo largo de Santa Cruz y Tierra del Fuego y continúa en la plataforma continental, por alrededor de 200.000 km².

La *provincia ígnea de Marifil* está ubicada en el Macizo Norpatagónico (provincias de Río Negro y Chubut), su extensión es de aproximadamente 160.000 km² y se desarrolló en el entorno de 180 Ma (Llam-

bías, 2003). La efusión de enormes volúmenes de vulcanitas forma extensos “plateaux” de composición silíceo (Page *et al.*, 1999). Se la denomina Formación Marifil (Malvicini & Llambías, 1974) o Complejo Marifil (Cortés, 1981). Se inicia con una secuencia conglomerádica basal expuesta en afloramientos saltuarios, una facies lávica de composición andesítica a traquiandesítica y riolítica, y una facies piroclástica compuesta por tobas e ignimbritas riolíticas a dacíticas. (Llambías *et al.*, 1984).

Durante el Mesozoico, las provincias riolíticas del Choiyoi, de Marifil y de Chon Aike, se inician con rocas de composición andesítica a dacítica y finalizan con extensos “plateaux” (mantos de coladas lávicas/flujo piroclásticos coalescentes) dacíticos a riolíticos. Se destaca la elevada proporción de ignimbritas.

A partir del Paleoceno, en la Patagonia noroccidental comenzó a desarrollarse un arco volcánico cuyos productos se conocen como la *provincia volcánica Andino-Patagónica* (Ardolino *et al.*, 1999). Durante el Neógeno y Cuaternario se produjo una importante actividad volcánica detrás del arco volcánico andino (retroarco). Sincrónicamente, se produjeron voluminosas efusiones en este sitio dando lugar a una vasta región magmática máfica continental donde se destacan las mesetas formadas por el Basalto Posadas (Eoceno) provincia de Santa Cruz, las mesetas de Somuncurá (Rio Negro y Chubut) y Canquel-Sierra Cuadrada (Oligoceno superior-Mioceno inferior) Chubut, la meseta del Lago Buenos Aires (Mioceno-Pleistoceno) Santa Cruz y, la *provincia basáltica Andino Cuyana* o *provincia volcánica de Payenia* en Mendoza (Ramos & Folguera, 2011), durante el Mioceno-Holoceno (Ardolino *et al.*, 1999; Kay *et al.*, 2004; Llambías *et al.*, 2010).

En latitudes de entre 35-37°S, al sur de la provincia de Mendoza, norte de la provincia de Neuquén y parte de la provincia de La Pampa, la actividad ígnea ha sido de mayor magnitud respecto de los segmentos adyacentes. Hacia el este le sigue la región extrandina, donde se encuentran erupciones basálticas muy voluminosas, que

Bermudez & Delpino (1989), denominaron *provincia basáltica Andino Cuyana*. Estas erupciones basálticas cubren al menos un área de 13.500 km² formando campos volcánicos como el campo volcánico Llancanelo y el campo Volcánico Payún Matrú. (Llambías, 1966; Hernando, 2012).

La provincia geológica de la Puna está caracterizada por una altiplanicie sobreelevada por encima de los 3.700 m s.n.m., con límites definidos por la cordillera Oriental al este y al oeste por la cordillera Occidental en territorio chileno, cuya línea de cumbres es la expresión de los grandes estratovolcanes del Cenozoico superior. La Puna argentina abarca una superficie aproximada de 100.000 km² en el noroeste, comprende parte de las provincias de Jujuy, Salta y Catamarca. El vulcanismo cenozoico en la Puna comienza en el Oligoceno-Mioceno inferior y continúa hasta la actualidad, con grandes volúmenes durante el Mioceno superior-Plioceno, cubriendo más de la mitad de la superficie de la Puna (Petrinovic *et al.*, 2017). El vulcanismo eoceno-oligoceno se ubicó al oeste de la región de la Puna, migrando hasta alcanzar la posición del arco volcánico actual (aproximadamente en el margen occidental de la Puna) en el Oligoceno superior-Mioceno inferior.

Es así que, la configuración actual del vulcanismo andino debe su conformación a la sucesión de eventos acaecidos durante el Neógeno (23 Ma). La mayoría de los grandes volcanes se originan durante esa época geológica. En la actividad volcánica más reciente del Pleistoceno-Holoceno (2,6 Ma al presente) predomina la composición basáltica de sus lavas. También es característico el estilo eruptivo que origina los estratovolcanes y las erupciones son del tipo vulcaniano-vesubiano-pliniano. La cordillera Principal es el ámbito donde se desarrolla la actividad volcánica del arco actual.

El primer evento de carácter ácido da origen a volcanes localizados en el límite argentino/chileno con edificios volcánicos del tipo estratovolcanes, que se caracterizan por la alternancia en su estructura de material piroclástico y coladas de lavas. Las rocas típicas y más abundantes son las andesitas, que, pre-

cisamente por su abundancia en la cordillera de los Andes, se les ha asignado ese nombre.

VOLCANES Y ERUPCIONES

Los volcanes representan la salida de magma a la superficie de la Tierra. El magma es el resultado de procesos que intervienen en la fusión de rocas en profundidad, en niveles del manto superior y/o parte inferior de la corteza, y su evolución hasta llegar a la superficie terrestre. Según la cantidad de episodios eruptivos (Walker, 2000), los volcanes que tienen un único episodio de erupción son monogénicos y construyen edificios denominados: *maar*, *cono de escoria*, *anillo de tobas*, *cono de tobas* y *domos*. Aquellos que tienen varias erupciones a lo largo del tiempo geológico, se denominan poligénicos, construyen edificios de tipo estratovolcán, volcán en escudo y grandes calderas, y las erupciones pueden ser de distintas intensidades. Los volcanes poligénicos puede mostrar diferentes tipos de estilos de erupción durante su tiempo de vida, y hasta incluso durante una fase de actividad (Adams *et al.*, 2006).

Los edificios volcánicos se forman por la acumulación de productos volcánicos sólidos y líquidos. Los **estilos eruptivos** se refieren a la modalidad en que surge el magma y en función de éstos, se construyen edificios volcánicos de variada morfología y tamaño.

Las erupciones volcánicas se clasifican en base a sus mecanismos eruptivos en: a) explosivas (Vulcaniana, Peleana, Pliniana); b) efusiva (Hawaiana) y c) mixta (Estromboliana de explosividad intermedia). Estas combinaciones son producto de los procesos de fragmentación y el grado de explosividad. Los extremos van desde magmas que no se fragmentan hasta magmas cuya fragmentación es altamente explosiva, con una proporción de gas/partículas sólidas muy alta.

Los edificios volcánicos construidos a partir de cámaras magmáticas cercanas a la superficie tienen características diferentes a los formados en reservorios profundos porque los procesos disparadores de la erupción son diferentes. En aquellos,

la liberación brusca de la presión de confinamiento favorece la separación de la fase volátil, de ahí que, los procesos de vesiculación y fragmentación juegan un rol importante durante la erupción, a diferencia de las erupciones originadas en reservorios profundos, en las cuales estos procesos son muy poco frecuentes. Los reservorios magmáticos superficiales se encuentran en la parte superior de la corteza cercanos a la superficie, a veces a una profundidad de solamente 1.000 m. El magma suele ser viscoso, de composición intermedia a silícica.

El origen de los campos basálticos de gran extensión que se encuentran en el interior de los continentes estaría vinculado con reservorios magmáticos profundos. Por ejemplo, las mesetas volcánicas de la Patagonia: meseta de Somuncurá, de Coli Toro, del Chaiful, de Jacobacci, del lago Buenos Aires, Meseta Belgrano, meseta Central, entre otras. Sus edificios responden al tipo de **volcanes en escudo**, tienen perfiles convexos, caracterizados por escasa altura y gran extensión lateral, construidos lentamente por sucesivos apilamientos de lavas fluidas (basálticas), con pendientes suaves de 10-12%. La lava es extruida desde el conducto central en todas direcciones.

Los rasgos asociados a los volcanes en escudo son cráteres, plateau basálticos, lavas *tipo "aa"* y *"Pahoe hoe"*. El estilo eruptivo es el Hawaiano, caracterizado por erupciones tranquilas, muy poco explosivas y con lavas muy fluidas. La tasa y caudal eruptivo es tan grande que emite un chorro de líquido incandescente de material fundido (*fontanes de fuego*). Las "salpicaduras" de lava caen y forman depósitos de escoria. Un ejemplo es el vulcanismo de la meseta de Somuncurá (**Fig. 5**) (Río Negro-Chubut), con edificio volcánico en escudo cuya construcción es el resultado de numerosas efusiones lávicas, al que se agregan las numerosas mesetas volcánicas de Patagonia. En la superficie del volcán en escudo que constituye la meseta de Somuncurá, hay arenas eólicas, entre los materiales clásticos o las grietas basálticas. En algunos bajos muy poco pronunciados que funcionan como cuerpos temporarios de agua, existen depósitos de arcilla, procedente del lavado de pendientes desde los basaltos y traquitas. Los vientos predominantes del oeste transportaron



Figura 5. Volcán en escudo. Meseta de Somuncurá, Río Negro; se observa el aspecto del piso basáltico de la plataforma de la meseta. Predominan comunidades de gramíneas.

Figure 5. Shield volcano, Somuncurá Plateau, Río Negro. The basaltic floor of the plateau platform is seen.

extensos volúmenes de ceniza volcánica que desde el pasado geológico invadieron la Patagonia extrandina. Gran parte de los materiales provenientes de las erupciones cordilleranas han sido removidas y migrado hacia el océano Atlántico.

Un pequeño volcán en escudo es el Cerro Corona Grande, en la alta sierra de Somuncurá (Remesal, 1988). Sus rocas son basaltos alcalinos y traquitas, predominan los flujos lávicos de tipo “pahoe hoe”. Estas coladas se desplazan bajo una costra sólida, con paredes laterales y techo que impiden el escape de calor y recorren grandes distancias. El frente de la colada tiene varios lóbulos que se desplazan a distintas velocidades. Pueden tener aspecto de cuerdas alineadas y retorcidas (lavas cordadas). Se caracterizan por superficies suaves, ligeramente abovedadas.

Los **estratovolcanes** de los Andes están compuestos por la alternancia de coladas lávicas y mantos de material piroclástico cuyos componentes finos pueden ser transportados por los vientos, formando tefras a grandes distancias; los estratovolcanes están constituidos por piroclastos y lavas de composición andesítica.

Los estilos eruptivos más frecuente son el pliniano y el vulcaniano. Ambos estilos erup-

tivos, constituyen la modalidad eruptiva común de los volcanes andinos. Las erupciones poseen alto contenido de material piroclástico con fuertes explosiones y la columna eruptiva sostenida adquiere un extraordinario desarrollo vertical. La parte superior de la columna, al igualarse la densidad de ésta con la atmósfera, se extiende lateralmente. El material más fino es transportado por el viento y depositado a cientos y miles de km del cráter. En algunos volcanes las partículas más pequeñas de ceniza alcanzan los niveles superiores de la atmósfera e ingresan en órbita alrededor del planeta. El magma altamente vesiculado es riolítico y dacítico con alta concentración de gases y extremadamente viscoso. Los volcanes asociados a este tipo de erupciones tienen las laderas entre 30 y 40° y están contruidos por la superposición de flujos piroclásticos, depósitos de caída y lavas.

Ejemplo de estratovolcanes son los volcanes Copahue, Maipo, Lanín, ambos en la cordillera (Argentina-Chile), así como la mayoría de los volcanes cordilleranos (**Fig. 6**). La litología dominante del paisaje andino está compuesta principalmente por rocas plutónicas y metamórficas. Las cenizas volcánicas postglaciales, capas de lapilli, o bien depósitos de origen glacial intercalados con



Figura 6. Estratovolcán. Volcán Lanín; relieve montañoso constituido por estratovolcanes y afloramientos rocosos de erosión glacial con meteorización sobreimpuesta y vegetación de comunidades arbóreas y arbustivas.

Figure 6. Stratovolcano. Lanín Volcano, mountainous relief consisting of stratovolcanoes and rocky outcrops of glacial erosion, with overlapping weathering and soil supporting tree and shrub communities.

arenas y cenizas volcánicas constituyen los principales materiales originarios de Andisoles que se localizan en franjas a lo largo de la cordillera andina. Se reconocen depósitos potentes de ceniza volcánica que cubren depósitos glaciarios y/o rocas magmáticas.

La erupción del volcán Quizapú, en Chile, ocurrió en 1932, afectó mayormente a Argentina, debido a la dirección de los vientos dominantes, alcanzando las cenizas a Río de Janeiro, Brasil. La altura de la columna eruptiva fue de 27 a 30 km (Hildreth & Drake, 1992). También, es de mencionar la erupción del volcán Puyehue en 2011, cuya caída de cenizas afectó a las ciudades de Villa La Angostura y Bariloche y norte de la Provincia de Chubut (**Fig. 7**)

Las erupciones freatomagmáticas o hidromagmáticas incluyen erupciones donde hay participación de agua externa. El estilo vulcaniano es de menor índice de explosividad que el plinia-

no y su columna eruptiva de menor altura, alrededor de 10 km; aunque han alcanzado los 20 km (Sparks *et al.*, 1997), y no es sostenida. La columna eruptiva contiene piroclastos, litoclastos en abundancia, bombas gases y vapor de agua. Algunas erupciones se asocian al colapso de domos en crecimiento, donde se forma en el conducto volcánico un tapón de magma que acumula presión. La rotura del domo provoca la liberación de esa presión extrema y genera una erupción explosiva. Son productos altamente fragmentados y se relacionan con domos y emisiones de flujos piroclásticos. El magma es bastante viscoso, andesítico con gran cantidad de cristales; las rocas son ignimbritas, tobas, depósitos de oleadas piroclásticas, coladas e incluso lahares. La actividad vulcaniana es fuertemente explosiva por la interacción agua-magma y se producen cuando la columna magmática intercepta un lago o cualquier otro cuerpo de agua. El agua pasa al estado gaseoso y aumenta su volumen, se produce una violenta



Figura 7. Volcán Puyehue, estilo eruptivo pliniano. La columna eruptiva asciende hasta la altura en la que se iguala su densidad y temperatura con las de la atmósfera, allí se expande lateralmente en forma de sombrilla.

Figure 7. Puyehue Volcano, Plinian eruptive style. The eruptive column rises up to the height where its density and temperature equal those of the atmosphere. There, it expands laterally in the form of an umbrella.

explosión (expansión) donde el magma solidifica y se fragmenta en partículas de tamaño variable de ceniza a bloques de varios centímetros de longitud. La onda expansiva se desplaza en todas direcciones, transporta los fragmentos pulverizados y los deposita en forma de anillo (anillo de toba). Son erupciones explosivas, de muy alta veloci-

dad, típicas de ambientes continentales y forman los volcanes denominados **Maares**. Consisten en una parte central más o menos hueca rellena por brechas, producida por la explosión, rodeada por un anillo de rocas piroclásticas (explicadas más adelante) finamente laminadas. Los volcanes Carapacho (**Fig. 8**) y Malacara (**Fig. 9**), Ma-



Figura 8. Volcán Carapacho, Payunia, Mendoza. Edificio tipo Maar. Se observa la morfología del anillo tobáceo. En superficie y primer plano gran cantidad de clastos tobáceos, de tamaño arena y limo y, por partes abundante material arcilloso; vegetación de coirones.

Figure 8. Carapacho Volcano, Payunia, Mendoza. Maar type building The morphology of the tobacco ring is observed. In the foreground, large amount of tobacco particles of sand and silt size and abundant clay material with a thin layer of soil that supports coirón vegetation.



Figura 9. Volcán Malacara, Malargüe, Mendoza; erupción hidromagmática. En superficie hay material arenoso y con clastos de tobas; vegetación de estepa arbustiva.

Figure 9. Malacara Volcano, Malargüe; Mendoza hydromagmatic eruption. Thin layer of soil with sandy texture and tuff clasts, bush steppe vegetation.

largüe, Mendoza (entre otros) responden a este estilo eruptivo. El edificio tipo Maar del Volcán Carapacho se habría construido por la interacción explosiva de un cuerpo de agua (laguna Llanca-nelo) con el magma. La superficie está cubierta de material clástico grueso con abundantes cantos rodados principalmente de tobas volcánicas, pero no hay información si este material es el originario de los suelos.

El Cono de escorias del volcán Antofagasta en Catamarca forma parte de un campo volcánico con numerosos conos de escoria formados por abundantes bombas y escoria, del que parten largas coladas lávicas. Los fragmentos (bombas y bloques) se arrojan al aire y caen en trayectorias balísticas alrededor del cráter para construir gradualmente un cono (**Fig.10**).

Genéticamente está vinculado al estilo eruptivo estromboliano. El material piroclástico de grano fino es escaso. La columna eruptiva puede medir entre 10 m hasta 4,5 km de altura.

En esta región de ambiente desértico el ataque inicial de las rocas se realiza por la vía térmica, por contrastes de temperatura entre la gran insolación diurna y el enfriamiento nocturno, que provocan dilatación y contracción de los minerales constituyentes de las rocas, debilitando la estructura y desprendiendo trozos de éstas. La roca es basalto, constituida por plagioclasa y minerales ferromagnesianos, alterados en hidróxidos de Fe que confieren pigmentación pardo-amarillenta al depósito; hay abundante pedregosidad superficial con clastos basálticos.



Figura 10. Cono de escoria del volcán Antofagasta, Catamarca. Bloques de materiales basálticos al pie, en material grueso de escasos centímetros de espesor y de color castaño/rosado claro; superficie con clastos dispuestos al azar, con vegetación de coirones.

Figure 10. Slag cone of the Antofagasta Volcano, Catamarca. Blocks of basaltic materials at the foot in material a few centimeters thick and light brown/pink; clasts with chaotic structure embedded in a poorly developed soil supporting coirón vegetation.

MECANISMOS Y PRODUCTOS DE LA ACTIVIDAD VOLCÁNICA

Cuando el magma alcanza la superficie terrestre puede seguir dos caminos: a) fluir como una lava, erupción efusiva o, b) fragmentarse y arrojar material piroclástico, erupción explosiva (**Fig. 11**).

Existen variaciones en la composición y estructura de las rocas volcánicas, dependientes del tipo de erupción y la cantidad relativa de componentes volátiles del magma. En las erupciones efusivas, la lava mantiene su fluidez y alcanza considerables distancias del centro efusivo. En cambio, en las efusiones eruptivas pueden darse con alternancia de materiales sólidos viscosos y alta concentración de volátiles, determinando erupciones explosivas. El contenido de volátiles y la forma en que éstos se liberan es uno de los factores más importantes que controlan la explosividad de los magmas. En un magma con gran cantidad de gases disueltos, sometidos a una disminución en la pre-

sión, se produce una exsolución (separación de la fase gaseosa de la líquida) de los mismos de una manera más o menos violenta. Si el magma es poco viscoso los gases se desprenden con facilidad, si el magma es más viscoso los gases quedan englobados en él en forma de burbujas o vesículas.

Al separarse la fase volátil del fundido (magma), se inicia el proceso de fragmentación y comienza a formar burbujas (vesiculación). Cuando la presión interna de las burbujas supera la resistencia de los tabiques que la limitan, explotan produciéndose la fragmentación del magma, dando origen a los vitroclastos o piroclastos que componen la columna o pluma eruptiva (**Fig. 11**).

La fragmentación produce una suspensión con partículas de vidrio (ceniza volcánica y pómez), gas y partículas sólidas que existían en el magma (cristales y clastos líticos). La alta energía se manifiesta en la altura de la columna eruptiva formada por encima del conducto llegando a alcanzar los ni-

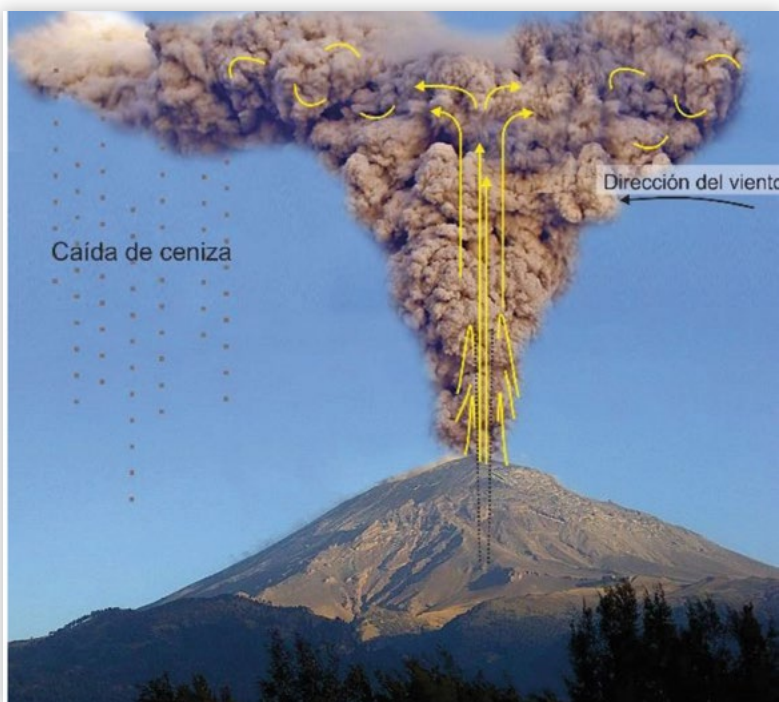


Figura 11. Columna eruptiva: suspensión de partículas de vidrio, gas y partículas sólidas. La altura de la columna llega a alcanzar los niveles más altos de la atmósfera.

Figure 11. Eruptive column: suspension of glass particles, gas and solid particles. The height of the column reaches the highest levels of the atmosphere.

veles más altos de la atmósfera con un movimiento ascensional por turbulencia que genera al atrapar el aire y calentarlo; esto hace que disminuya su densidad y ascienda por gravedad. Así, la columna eruptiva es sostenida y se mantiene en la atmósfera sin precipitarse a tierra. Al cesar la fragmentación, la parte inferior de la columna eruptiva pierde sustentación y colapsa descendiendo rápidamente por las laderas del volcán. Se la describe como un flujo piroclástico y a las rocas resultantes de su depósito como ignimbritas (Teruggi, 1982).

En síntesis, los procesos eruptivos relacionados con las cámaras magmáticas superficiales son diversos y tienen gran variedad de rocas y de estructuras. Los estilos eruptivos más frecuente son el pliniano y el vulcaniano. Los procesos volcánicos más comunes y sus productos son: los flujos y las oleadas piroclásticas, los flujos de lava, que forman las coladas y los depósitos piroclásticos de caída (Fig.12).

COLADAS LÁVICAS Y PIROCLASTOS

Los productos de erupción pueden ser: a) coladas, formadas por enfriamiento de lava y, b) productos piroclásticos, formadas por el material fragmentario que primero se expulsa al aire y lue-

go se deposita sobre la superficie del terreno. Los tamaños de fragmentos eyectados (piroclastos) oscilan entre ceniza volcánica fina y bombas que alcanzan decenas de centímetros de diámetro. Los fragmentos eyectados se acumulan para formar rocas piroclásticas. Las coladas de lava y los depósitos piroclásticos alcanzan cientos de metros de espesor y cubren miles de kilómetros cuadrados (Fig.12).

Coladas de lava

Las rocas volcánicas yacen como coladas; se trata de flujos generados cuando la estructura de la lava se alinea en filetes paralelos o en ondas cordiformes. Una colada es un cuerpo de roca producto del enfriamiento de lava. Por su morfología las coladas basálticas se clasifican en: *coladas "pahoe hoe"* (Fig.13), *coladas "aa"* (Fig.14), y *coladas de bloques* (Fig.15). Las diferencias entre ellas son muy marcadas y reflejan diferentes procesos actuantes durante el flujo de la lava.

Piroclastos

Los piroclastos son fragmentos generados durante la actividad volcánica explosiva por procesos de fragmentación o cristalización directa de mate-

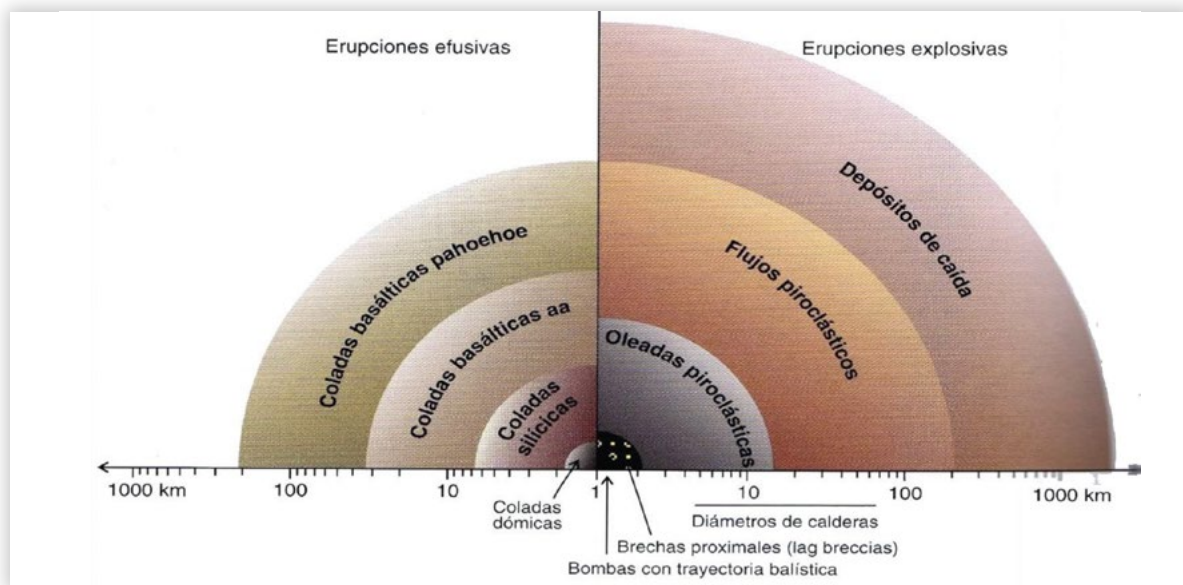


Figura 12. Distancias alcanzadas por los depósitos de diferentes erupciones; en el eje horizontal se expresan las distancias recorridas medidas a partir del centro del volcán; el eje vertical separa las erupciones efusivas de las explosivas; el centro de los ejes de coordenadas indica la posición del conducto volcánico (Llambías, 2009).

Figure 12. Distances reached by the deposits of different eruptions, expressed in the horizontal axis, the distances traveled measured from the center of the volcano, and the vertical axis separates effusive from explosive eruptions. The center of the coordinate axes indicates the position of the volcanic conduit (Llambías, 2009).



Figura 13. Frente de una colada "pahoehoe" compuesta por varios lóbulos superpuestos, superficies suaves, ligeramente abovedadas con escasas vesículas. Edad: 500.000 años. Campo Cráter, Chubut. Colonización de la vegetación entre los lóbulos de lava.

Figure 13. Front of a "pahoehoe" lava flow composed of several superimposed lobes, smooth, slightly domed surfaces and massive texture with few vesicles. Age 500,000 years, Campo Cráter, Chubut. Slow formation of soil with gradual settlement of vegetation between lava lobes.

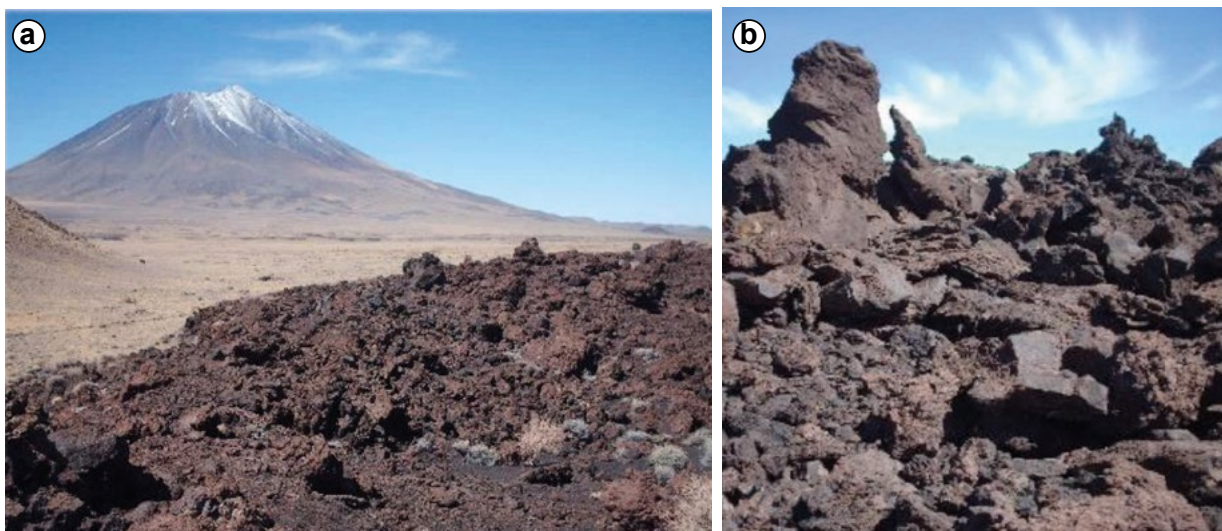


Figura 14. a) Colada basáltica de tipo “aa”, superficie irregular con protuberancias y montículos; al fondo, el volcán Payún Liso; b) lavas escoriáceas y con espinas. Malargüe, Mendoza. Coladas jóvenes.

Figure 14. a) Basaltic lava flow type “aa”, irregular surface with bumps and mounds; b) Detail of scoriaceous and spines lavas. In the background, Payún Liso Volcano. Malargüe, Mendoza. Young lava flow with very incipient soil development.

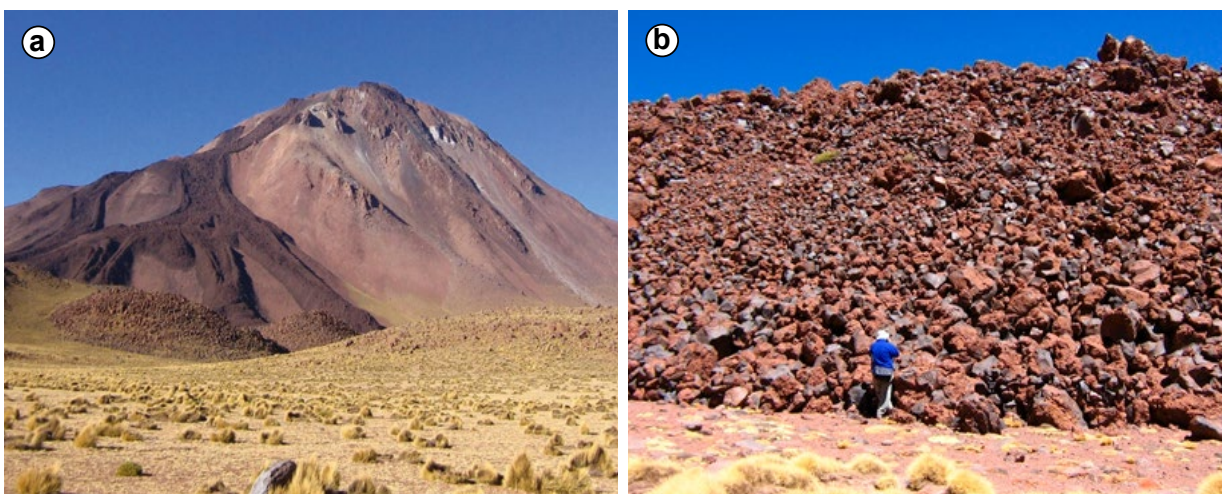


Figura 15. Colada en bloques del volcán Tuzgle, estratovolcán, Puna, Jujuy. a) vista regional de la colada; b) detalle de la estructura en bloques. (Fotos gentileza Dra. Irene Hernando).

Figure 15. Blocky lava flows of the Tuzgle volcano (stratovolcano), Puna, Jujuy. a) regional view of the lava flows; b) detail of the blocky structure of the lava flows. (Photos courtesy Dr. Irene Hernando).

rial líquido o sólido. Los clastos de pómez y las tri-
zas de vidrio arrojadas hacia el espacio durante una
erupción explosiva constituyen los piroclastos.

Tefra: es el conjunto o acumulación de ejectos que
todavía no se han consolidado; es un agregado suelto,
en oposición a la de piroclastita que está compacta-
da (Teruggi *et al.*, 1978). El término tefra es genéri-
co y abarca todos los tamaños de piroclastos tanto
de granulometría fina como gruesa (Tabla 1; Fig. 16).

La diferencia entre bloques y bombas reside
en que los “bloques” tienen contornos angulosos
a subangulosos y las “bombas” presentan formas
redondeadas, aerodinámicas por ser eyectadas
en estado plástico. Igual criterio se aplica para
aglomerado piroclástico-cascajo piroclástico;
aglomerado piroclástico-brecha piroclástica. Una
brecha está constituida por bloques y una toba
por cenizas.

Tabla 1. Clasificación de las Rocas Piroclásticas (Teruggi *et al.*, 1978).**Table 1.** Classification of Pyroclastic Rocks (Teruggi *et al.*, 1978).

mm	Piroclasto (Individuo)	Tefra (Agregado Inconsolidado)	Piroclastita (Agregado Consolidado)	
	Bloque	Cascajo	Brecha	
	Bomba	Aglomerado Piroclástico	Aglomerado Piroclástico	Piroseñitas
32	Lapillo	Lapilli	Lapillita	
	Triza	Ceniza	Toba	Piropsamitas
2				
0,062	Pulvicula	Polvo	Chonita	Piropelitas

Clasificación granulométrica de productos piroclásticos**Figura 16.** Clasificación granulométrica de productos piroclásticos con muestras *in visu*. Modificado por Aguilera, de D. Wieprecht / U.S. Geological Survey.**Figure 16.** Granulometric classification of pyroclastic products with "in visu" samples. Modified by Aguilera.

Clasificación de piroclastos por su procedencia

Componentes esenciales o juveniles: generados por el enfriamiento rápido del magma que da origen a la erupción, al salir expulsadas explosivamente del conducto volcánico.

Pómez: de composición ácida (cuarzo-feldes-pática), color claro, densidad < 1. *Escoria:* de composición básica (piroxeno-plagioclasa), de color oscuro (minerales ferromagnesianos), densidad > 1. *Accesorio o parental:* proviene de rocas volcánicas de erupciones previas del mismo volcán.

Accidentales: aquellos que se arrastran del basamento o de roca de caja, y que no pertenecen al magma.

Clasificación de piroclastos según su naturaleza

Fragmentos líticos (litoclastos): son trozos de roca masiva consolidada cuando tiene lugar la erupción. *Fragmentos vítreos (vitroclastos):* son trizas vítreas (paredes de burbujas) y pómez. *Fragmentos cristalinos (cristaloclastos):* son minerales cristalizados en la cámara o en la chimenea magmática.

Clasificación genética de piroclastos (Cas & Wright, 1987)

Depósitos de caída: son depósitos que tapizan el relieve, se adaptan y recubren toda la superficie topográfica, por ejemplo, la caída de tefras de tamaño ceniza. Tienen una extraordinaria selección, porque estos materiales son depósitos eólicos. Es posible calcular el volumen que ocupan considerando la extensión que recubren y su espesor.

La acumulación de los piroclastos se puede generar: a) directamente desde el punto de emisión después de describir trayectorias balísticas, como es el caso de las bombas volcánicas, y los piroclatos vítreos de tamaño bloques y lapillis, o b) desde una columna eruptiva en dispersión a modo de “lluvia”.

Los depósitos piroclásticos de caída de dispersión horizontal, característicos de erupciones explosivas de gran magnitud, constituyen capas de gran continuidad lateral que ahogan la topografía previa. La columna eruptiva sigue ascendiendo y cuando se iguala la densidad y temperatura con la de la atmósfera, se expande lateralmente. Se forma así la zona de difusión horizontal, cuya distribución final depende de los vientos dominantes, donde los niveles de la alta atmósfera pueden ser alcanzados y permanecer en ella durante bastante tiempo, y en las erupciones de gran explosividad alcanzar gran dispersión espacial (Fig. 12).

Depósitos de flujo: los flujos piroclásticos consisten en una mezcla incandescente de partículas sólidas o líquidas suspendidas en una fase fluida que puede ser líquido o gas, que se comporta como un fluido. Su génesis está relacionada con el colapso de columnas eruptivas y colapsos gravitacionales de los domos. Inicialmente la columna es menos densa y por eso asciende cuando colapsa la columna, cae toda la carga que transporta. El colapso de la columna es función del tamaño del cráter y de la tasa de emisión. En los depósitos se ve una matriz donde flotan pómez y gran cantidad de fragmentos de la chimenea y del propio encajante; los depósitos del flujo piroclástico se denominan *Ignimbritas*. En ellas, los fragmentos de vidrio se pueden unir unos con otros y formar estructuras llamadas *fiammes* que definen una estructura/textura eutaxítica y representan pómez aplastados y deformados. Para que los vidrios puedan unirse y las gotas puedan formar *fiammes* se necesitan temperaturas de 650°-700°C.

Flujos piroclásticos de baja densidad (surges): poseen menor densidad que los flujos piroclásticos, responden a un flujo turbulento y pueden remontar pequeñas alturas.

Las partículas sólidas que llevan están saturadas en agua y gases y la temperatura no supera los 300°C. Los depósitos de *surges* tienen forma de cuña. En la parte proximal tienen lugar las estructuras sedimentarias: dunas, antidunas, huellas de impacto.

Lapilli acrecional o acrecionario: ocurre en cenizas o en material muy fino y se trata de un agrega-



Figura 17. Pampas Negras, Malargüe. Campos de escoria y lapilli basáltico, cubren extensas superficies pedregosas con vegetación esteparia.

Figure 17. Pampas Negras, Malargüe. Fields of slag and basaltic lapilli; they cover large areas with steppe vegetation on stony soils.

do de partículas en torno a un núcleo; su génesis se asocia a la presencia de agua en el proceso eruptivo, por lo que es abundante en columnas generadas en procesos hidrovolcánicos de erupciones freáticas y freatomagmáticas. Puede ocupar depresiones explosivas de erupciones freáticas, en edificios tipos conos de tobas y en los anillos de tobas entre otros. Ejemplo: Pampas Negras en Malargüe (Fig.17).

CONSIDERACIONES FINALES

El territorio argentino posee afloramientos de rocas y sedimentos de naturaleza volcánica que fueron generados por procesos geológicos acaecidos en distintos momentos de la historia geológica. Los procesos de epigénesis determinan que gran parte de los materiales generados por el vulcanismo forman parte de los suelos. En relación al título de este libro surge la importancia de explicar los fenómenos geológicos que los producen.

El objeto de este capítulo inicial es explicar como se genera el vulcanismo, los mecanismos y sus productos. Con el fin de iniciar el tratamiento acerca de la importancia de la participación de los productos volcánicos en la génesis de suelos de esa procedencia, se estableció un marco geológico de los procesos volcánicos. Se parte del concepto geológico del origen del magmatismo desde la tectónica de placas, se abordan los distintos ambientes tectonomagmáticos. Se presentan mode-

los para comprender los procesos de generación del magma y la ocurrencia de las rocas volcánicas en nuestro planeta y se exponen los principales eventos volcánicos de magnitud acaecidos durante el Mesozoico y Cenozoico en territorio argentino.

Se resumieron los distintos estilos eruptivos en función de los productos emitidos y grados de efusividad/explosividad, las erupciones efusivas y eruptivas, morfología y características de los cuerpos volcánicos, explicando finalmente las características y propiedades principales de sus productos y generación de materiales que eventualmente formaran parte de los suelos.

A continuación, y con ejemplos argentinos, se hacen consideraciones complementarias de utilidad en el estudio de suelos que poseen componentes volcánicos, como aquellas vinculadas a la evolución epigenética de los productos volcánicos ya sea formados a partir de la alteración superficial *in situ* de la roca y/o depósito sedimentario. Así, además de los factores endógenos del vulcanismo, se muestran las características de meteorización superficial de las rocas volcánicas, donde las mismas se hallan en distintos estadios de descomposición y neoformación mineral. Se realizó la compilación de una amplia información para mostrar distintos comportamientos superficiales de las rocas volcánicas y sus productos de meteorización en la Argentina, que se muestran en el Apéndice.

APÉNDICE

En este apéndice se reseñan de forma didáctica y abreviada las características de los principales tipos petrográficos de las rocas volcánicas, su textura petrográfica y una clasificación de campo de las mismas. Finalmente, se ilustra con ejemplos argentinos distintos aspectos de la meteorización de las rocas volcánicas.

Las rocas volcánicas

Las rocas volcánicas o extrusivas se forman cuando el magma es expulsado a través de la superficie de la Tierra. El magma se derrama en flujos de lava fundida o coladas que al enfriarse forma rocas volcánicas de grano fino a muy fino. Cuando el enfriamiento es brusco no llegan a formarse cristales y se forma vidrio volcánico. Las rocas volcánicas se estudian en todas las escalas, desde global a microscópica, como se presenta a continuación.

Textura petrográfica de las rocas volcánicas

La textura petrográfica es el arreglo espacial de los componentes de las rocas. En las rocas volcánicas los parámetros texturales usados para la identificación son:

- a) *granularidad*: alude al tamaño de grano; son rocas *faneríticas*, aquellas cuyo tamaño de los minerales es visible a simple vista y *afanítico* cuando el tamaño de estos es < 1 mm y no es visible a simple vista.
Las rocas volcánicas en su mayoría están formadas por un dominio fanerítico (fenocristales) y otro dominio afanítico (pasta volcánica). En este caso la textura de la roca será *porfírica* (fenocristales y pasta). Cuando no hay desarrollo de fenocristales se trata de una pasta afanítica, que puede tener cristales pequeños visibles al microscopio petrográfico o puede estar constituida por vidrio volcánico.
- b) *tamaño de los cristales* (minerales): son cristales *equigranulares* aquellos que en la roca tienen aproximadamente el mismo tamaño, mientras que son *inequigranulares* cuando hay a una marcada diferencia de tamaño entre los cristales de la roca.
- c) *grado de desarrollo de las caras cristalinas de los minerales*: aquellos que tienen las caras cristalinas bien desarrolladas son *euhedrales* (idiomorfos), *subhedrales* (hipidiomorfos) los que tienen algunas caras cristalinas bien desarrolladas, y aquellos que no tienen desarrollo de las caras cristalinas se denominan *anhedrales* (alotriomorfos).
- d) *grado de cristalinidad*: hace referencia al estado cristalino y la presencia/ausencia de vidrio; las rocas formadas totalmente por cristales son *holocristalinas*, las formadas por cristales y vidrio volcánico son *hipocristalinas* y las formadas totalmente por vidrio volcánico son *holohialinas*.

Los componentes minerales félsicos (claros) son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y feldespatoideos; son minerales esenciales que se hallan en abundantes proporciones y se utilizan para clasificar la roca. Los componentes minerales oscuros (máficos) son olivina, piroxenos, anfíboles y biotita, también son esenciales y tienen aplicación en la clasificación si la roca no posee componentes félsicos.

Las rocas volcánicas de textura porfírica se clasifican en un diagrama propuesto por la IUGS (Unión Internacional de Ciencias Geológicas) (Le Bas & Streckeisen, 1991), para lo cual las rocas se analizan en microscopio petrográfico. Se realiza en función de los minerales félsicos que constituyen los fenocristales, término referido a los cristales visibles a simple vista: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y feldespatoideos. Esta clasificación se basa en el porcentaje modal de los minerales. Es una clasificación incompleta, pues no incluye el dominio de la pasta de las rocas; como las pastas no pueden clasificarse por este método, resta una parte importante de la roca sin analizar. La clasificación más precisa de las rocas volcánicas es de carácter químico y se utilizan varios diagramas clasificatorios.

Litología de las rocas volcánicas

Las rocas volcánicas más frecuentes son: basaltos, andesitas, dacitas, riolitas y traquitas (**Fig. 18**). *Basaltos*: son las rocas volcánicas más abundantes, de color oscuro, con tamaño de grano < 1 mm (producto de enfriamiento rápido). En general son afánicos (no tienen fenocristales visibles a simple vista), por lo que se considera que están constituidos exclusivamente por pasta (así se denomina este dominio constituido por cristales de tamaño < 1 mm); no obstante, los basaltos olivínicos (alcalinos) son porfíricos, donde se pueden ver a simple vista fenocristales de olivina. Una característica común de los basaltos es la presencia de vesículas, que son cavidades producto del escape de volátiles y suelen estar rellenas de minerales secundarios como ceolitas u ópalo. Es común que las rocas volcánicas, tengan vidrio volcánico en sus pastas. El mismo se puede presentar en distintas proporciones desde un 30% a un 100% donde las rocas toman características de vítreas o vitrofíricas. En la mineralogía de los basaltos predominan los minerales ferromagnesianos y en condiciones climáticas tropicales se generan suelos rojizos, de textura fina con alto contenido de óxidos de Fe. Como ejemplo de rocas basálticas, se mencionan las extensas mesetas basálticas de la Patagonia, Mendoza y Misiones. *Andesitas*: siguen en abundancia al basalto y son rocas de textura porfírica con fenocristales de plagioclasa y pas-

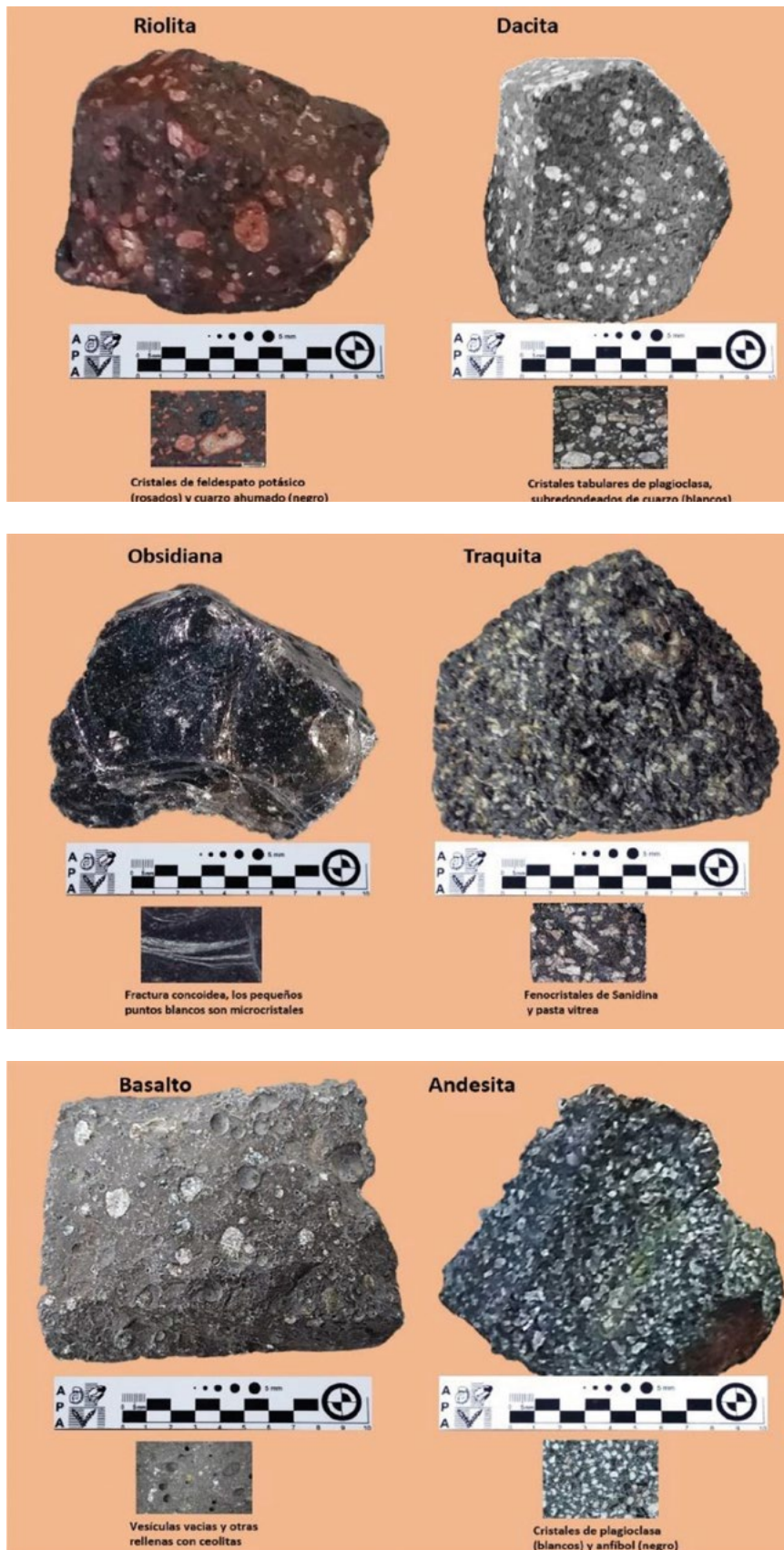


Figura 18. Características en muestra de mano de las principales rocas volcánicas, con indicación de su mineralogía esencial. De la autora.

Figure 18. Hand specimens of the main volcanic rocks, indicating their essential mineralogy.

ta y también fenocristales de hornblenda. Se destacan los fenocristales blanquecinos, a veces verdosos, en una pasta oscura formada por minerales ferromagnesianos. Se alteran fácilmente y dan origen a suelos con textura fina, con coloraciones rojizas producto de la descomposición en óxidos de los minerales ferromagnesianos, sobre todo la hornblenda. *Dacitas*: se destacan fenocristales de cuarzo, plagioclasa, escaso feldespato potásico y pasta. Como minerales máficos hay hornblenda y biotita, también con textura porfírica. Se asocian con el vulcanismo andino junto a andesitas y riolitas. La alteración es más lenta que en las andesitas debido a la presencia de cuarzo y feldespato potásico. *Riolitas*: poseen textura porfírica con fenocristales de feldespato alcalino (sanidina) y cuarzo y pueden contener vidrio volcánico. Suelen asociarse domos vítreos, cuya roca es obsidiana (vidrio volcánico de color oscuro, fractura concoidea y con pequeños puntos claros que son formas microcristalinas y también pómez; esta última se caracteriza por la aspereza al tacto, color claro, muy liviano, con canalículos desarrollados por escape de gases. Se encuentran en la cordillera de los Andes en menor proporción que las andesitas, pero están genéticamente relacionadas. Son muy abundantes en la Puna. *Traquitas*: no son comunes en el arco volcánico, pero sí en el retroarco, al pie de la cordillera de los Andes. La textura es porfírica, con fenocristales de feldespato potásico (sanidina), plagioclasa y pasta. Ejemplo: traquitas de la Puna, las coladas traquíticas del Payun Matrú, en Mendoza y las traquitas de la Alta Sierra de Somuncurá, Río Negro y Chubut.

Clasificación expeditiva de las rocas volcánicas

Esta clasificación de campo para las rocas volcánicas se basa en la presencia/ausencia de cuarzo y la relación de abundancia entre feldespato potásico y plagioclasa, todos ellos como fenocristales. Con ayuda de la lupa de mano puede realizarse la siguiente identificación:

Identificación mineralógica de campo. El cuarzo es fácil de distinguir, sin alteración, en rocas volcánicas puede aparecer ahumado o tener color blanco lechoso, pero su dureza (7 en escala de Mohs) y su falta de clivaje son rasgos muy distintivos.

En los feldespatos la identificación es más compleja. Un procedimiento simple para conseguir una primera aproximación es la siguiente: si la forma es tabular, rectangular, de color blanquecino, con las cuatro caras cristalinas bien desarrolladas (euhedral), maclas polisintéticas y Carsbald con planos de clivaje, el feldespato es plagioclasa. Si la forma es irregular, generalmente muestran dos caras bien desarrolladas y las otras dos con desarrollo incompleto o irregular (subeuhedral) con planos de clivaje y macla de Carsbald, se trataría de feldespato potásico. Además, las plagioclasas cálcicas suelen tener un tinte ligeramente verdoso por alteración a epidoto, no así las sódicas, mientras que los feldespatos potásicos tienen tintes rosados a rojizos. El feldespato potásico, sanidina, es inconfundible por el hábito tabular, y las fracturas irregulares perpendiculares a la mayor longitud del cristal, además, el aspecto transparente (hialino) imposible de confundir con cuarzo y además tiene clivaje. La dureza de estos minerales es 6 en feldespatos 6 y 7 en cuarzo.

Tabla 2. Clasificación de campo de rocas volcánicas. De la autora.

Table 2. Classification of field volcanic rock.

Mineralogía			Nombre de la roca
Pasta	+ vesículas#		BASALTO
Fenocristales de plagioclasa	+pasta		ANDESITA
Fenocristales de cuarzo	+Fenocristales de plagioclasa	+ pasta	DACITA
Fenocristales de cuarzo	+Fenocristales de feldespato K	+ pasta	RIOLITA
Fenocristales de feldespato K	+Fenocristales de plagioclasa	+pasta	TRAQUITA

Se incluyen las vesículas por ser un carácter distintivo de la mayoría de los basaltos, aunque podrían faltar y en ese caso, la roca tendría aspecto masivo y compacto, formada solamente por pasta afanítica.

Ante un depósito de caída o un depósito de flujo piroclástico con abundante cristaloclastos de cuarzo, con feldespato potásico dominante, se clasificará como toba de composición riolítica. Además, en el depósito de flujo piroclástico, hay que considerar la abundancia relativa de sus componentes y la presencia de pómez o *fiammes*.

La meteorización de las rocas

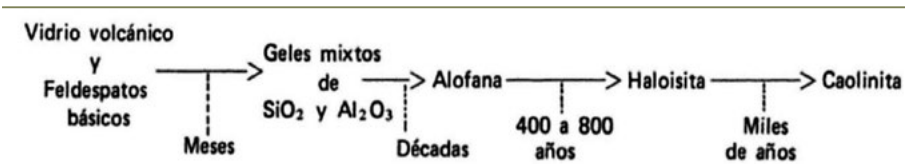
Cuando las rocas son expuestas a los procesos de alteración por la acción de la atmósfera, la hidrosfera y/o la biosfera, registran transformaciones mineralógicas que se producen a fin de establecer el equilibrio con el ambiente superficial donde las condiciones son muy diferentes a aquellas de formación. Estas transformaciones dejan registros que pueden ser abordados desde la Geología y Pedología y afectan la composición mineral, la morfología, tamaño de grano y la fábrica mineral.

La meteorización no es uniforme en los macizos rocosos, sino que actúa de modo diferencial debido a la diferente susceptibilidad a la alteración de los minerales, que depende de las condiciones en las que se formaron. "La estabilidad fisicoquímica de un mineral es función inversa de su temperatura de formación" (Goldich, 1938), significa que, los minerales de las rocas ultrabásicas y básicas, primeros en cristalizar y formados a altas temperaturas, se alteran con mayor facilidad que los minerales de las rocas ácidas. Los minerales de las rocas ácidas son: cuarzo, feldespatos alcalinos, horblenda y mica y son más resistentes a la meteorización que los minerales de las rocas básicas/ultrabásicas: olivino, piroxeno y plagioclasa cálcica.

Los procesos geológicos-pedológicos ponen de manifiesto el rol e importancia de la meteorización de las rocas, en la formación y acumulación del material parental de los suelos y la pedogenénesis. El material parental del suelo constituye el material suelto producto de la alteración de las rocas. Una serie de estadios marcan la transición gradual desde la roca fresca y el producto de alteración, y es aquí donde la meteorización interviene, primero en la formación del material originario del suelo y luego en el suelo mismo (Brewer, 1964). Este es un concepto general, pues al analizar la pedogenénesis es necesario tener en cuenta si el material originario de los suelos se ha generado in situ o en depósitos sedimentarios. En el primer caso se considera al regolito como el manto del material alterado física, química o biológicamente, in situ, que sobreyace a la roca fresca. Así, es el registro de los mecanismos/transformaciones que produce la meteorización. El suelo se desarrolla en la parte superior del mismo donde la perturbación, lleva a la diferenciación de horizontes y a la pérdida de estructuras petrológicas y adquisición de estructuras pedológicas. Cuando se trata de suelos estratificados la interpretación del origen y evolución de los materiales es más compleja, pero puede establecerse conociendo las propiedades de los materiales volcánicos y no volcánicos que forman la fase sólida inorgánica de los suelos. Cada mineral presenta una determinada resistencia a la alteración que depende esencialmente de su composición química y de su estructura cristalina. Esta última condiciona el hábito del mineral, la forma y el clivaje, rasgos que condicionan las superficies de exposición al ataque de los agentes externos. Estos aspectos mineralógicos son aplicables a las rocas coherentes, a las fracciones clásticas y a los depósitos piroclásticos, específicamente a la ceniza volcánica, en el caso de los suelos volcánicos. En suelos desarrollados en cenizas volcánicas, la meteorización de las mismas conduce a la neoformación de alofanos como primer producto de meteorización, luego halloysita, montmorillonita, óxidos de hierro y aluminio y en los estadios finales la asociación caolinita-esmectita-gybsita, cuyo esquema clásico se muestra en la **Tabla 3**.

Tabla 3. Tiempo de descomposición y transformación de la ceniza volcánica (tomado de Fieldes, 1955).

Table 3. Time of decomposition and transformation of volcanic ash (from Fieldes, 1955).



Ejemplos argentinos de meteorización física y químicas de las rocas

Los procesos de meteorización física y química operan juntos, generando una variedad de morfologías que están relacionados con las características de la roca, la composición de los fluidos penetrantes y las cantidades relativas de meteorización y erosión, y se ejemplifican a continuación.

Meteorización mecánica

Consiste en la disgregación/desintegración de la roca y depende de las características de la propia roca; los procesos más comunes son: gelifracción, precipitación de sales (haloclastia), alivio de presión (descompresión) y corrosión/abrasión, entre otros. Los mismos suelen operar asociadamente en la generación de fragmentos. En la *descompresión*, los afloramientos rocosos se disgregan/fracturan sin modificación de su composición mineral (**Fig.19**) y la disgregación genera partículas de menor tamaño facilitando el proceso de erosión, transporte y deposición. La descompresión se debe a expansión y fracturación de la roca en o cerca de la superficie por disminución de la presión confinante. Es un proceso frecuente cuando las rocas se extruyen generando fracturas y grietas por el propio enfriamiento.

La *gelifracción* es producto de las tensiones producidas por congelamiento del agua retenido en las fracturas, grietas y poros. El pasaje de agua en estado líquido a sólido implica un aumento de volumen aproximado de 10% y genera un efecto eficiente de ruptura, aumentando la apertura de diaclasas y fracturas, facilitando la desagregación (**Fig. 20**). Tiene lugar cuando



Figura 19. Dique de riolita con meteorización física. Región extrandina de Chubut, entre las sierras de Tecka y Languineo.

Figure 19. Rhyolite dike with physical weathering. Extra-Andean region of Chubut, between Tecka and Languineo Sierras.



Figura 20. Andesitas de la Formación Huitrera fragmentadas por gelifracción; proximidades de Dina Huapi (Río Negro).

Figure 20. Andesites of the Huitrera Formation near Dina Huapi (Río Negro). Rocks fragmented by gelifraction.

existen frecuentes ciclos de “hielo-deshielo”, en proximidades al ambiente periglacial actual. En cambio, no ocurren en predominio de procesos de tipo glacial donde el período de congelación es permanente.

En las tobas del Bajo de San Julián (**Fig. 21**), se observan los efectos de la haloclastía, generados por soluciones con alto contenido de sales retenidas en los poros y fisuras de las rocas; la alta evaporación produce la cristalización de sales con aumento de volumen y presión en las paredes internas (similar a la gelifracción) facilitando la ruptura. En la superficie de los fragmentos y en fracturas de tobas se observan eflorescencias salinas por migración capilar de soluciones; éste constituye un destacado proceso de desintegración en los ambientes semiáridos.

En los extensos afloramientos de la ignimbrita Chon Aike, es común la presencia de alvéolos con morfologías similares a panales de abejas (*honeycombs*), con dimensiones desde milímetros a centímetros y comparten delgadas paredes en común, presentan tonos amarillentos con pátinas de óxidos de hierro. Son formas generalizadas de meteorización originadas por disgregación mecánica. La acción eólica y la cristalización de las sales actúan conjuntamente y dan lugar a este fenómeno de alteración superficial que se denomina meteorización alveolar. Se trata de alvéolos yuxtapuestos debidos a *desintegración y/o disolución*. Además del papel condicionante de las sales por evaporación y el régimen de vientos, operan los cambios térmicos y las variaciones en el contenido de humedad que puede asimilar la roca (**Fig. 22**).



Figura 21. Procesos combinados de gelifracción-haloclastía observado en las tobas de la Formación Roca Blanca, Bajo de San Julián, Santa Cruz, Argentina.

Figure 21. Combined processes of gelifracción-haloclastism observed in the tuffs of the Roca Blanca Formation, Bajo de San Julián, Santa Cruz, Argentina.

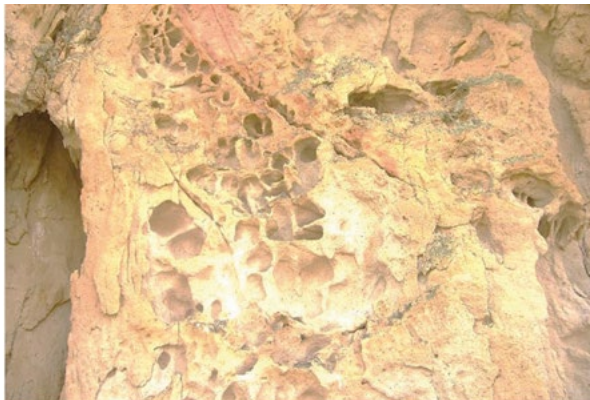


Figura 22. Meteorización alveolar en ignimbrita Chon Aike, Santa Cruz, Argentina.

Figure 22. Alveolar weathering in Chon Aike ignimbrite, Santa Cruz, Argentina.

El poder erosivo del viento se pone de manifiesto en la existencia de numerosas geoformas de distintas escalas de tamaño, entre ellas, las morfologías con perfil en forma de U extendida que generan una superficie ondulada y pulida (**Fig. 23**). Se trata de estrías longitudinales elaboradas por erosión mecánica del viento por arrastre de arena contra la superficie rocosa generando golpes por procesos de corrosión/abrasión. La reiteración de los golpes termina por fragmentar la roca, el resultado es la abrasión (desgaste por fricción) de la roca y la ablación (separación) de los materiales. La eficacia del proceso de corrosión requiere una dirección constante del viento, de la densidad y de la velocidad del fluido. El modelado de ablación con pérdida de materia genera estas formas en estrías, que, en caso de perdurar estas condiciones en la dinámica eólica, evolucionan a formas finales del tipo fungiforme.

Meteorización química

Consiste en un conjunto de cambios en la composición y en la estructura de los minerales, que dependen de la minerlogía, textura y estructura de la roca (descomposición), y los procesos son, hidrólisis, hidratación, disolución, oxidación, meteorización esferoidal, entre otros.

Incluye a aquellos procesos que alteran la composición o estructura de minerales preexistentes y la formación de nuevos minerales (neominerales). Está estrechamente relacionado con el clima que es el regulador de la humedad y temperatura, parámetros que controlan las reacciones químicas cuyo producto será la descomposición de los minerales.

Se observa (**Fig. 24**) un antiguo manto de meteorización (paleoalteración) asociado al desarrollo de una paleosuperficie. Se destaca un horizonte superficial de lavado poco potente



Figura 23. Superficie estriada de la ignimbrita Chon Aike, Macizo del Deseado, Santa Cruz.

Figure 23. Striated surface of the Chon Aike ignimbrite, Deseado Massif, Santa Cruz.



Figura 24. Manto de meteorización desarrollado en la ignimbrita Chon Aike, Santa Cruz: a) vista regional; b) detalle de la roca meteorizada y sus productos.

Figure 24. Weathering mantle developed in the Chon Aike ignimbrite, Santa Cruz: a) regional view; b) detail of the weathered rock and its products.



y de continua erosión, y un horizonte intermedio con una masa de esmectitas y/o caolinitas con escasos núcleos en degradación (imagen derecha). Los minerales primarios de litología riolítica: cuarzo, feldespatos, anfíboles, son modificados por el agua, oxígeno, dióxido de carbono, etc, dando lugar a este material denominado *manto de alteración* compuesto por residuos insolubles de cuarzo y minerales secundarios como arcillas, óxidos, carbonatos (Betard *et al.*, 2014).

La meteorización produce también cambios físicos en los minerales, como se observa en los basaltos de Serra Geral y las andesitas de la Formación Choiyoi, ambos con diaclasamiento ortogonal delimitante de bloques angulosos de roca por ataque del agua a lo largo de los planos de fracturas, los bloques terminan adoptando estas formas esféricas (Fig. 25 a y b). Los vértices de los fragmentos son atacados de manera más eficiente por la mayor superficie que ofrecen respecto de su volumen. El proceso que da lugar a estas formas redondeadas o esferoidales se denomina *meteorización esferoidal* (Ollier, 1971). Así, se desprenden sucesivas capas del cuerpo principal, a modo de cáscaras. Al formarse estas capas de descamación, los minerales primarios se transforman en arcillas y por hidratación aumentan su volumen generando fuerzas que separan hacia el exterior las capas concéntricas de la roca. Los minerales primarios de los basaltos: plagioclasa (labradorita-bitownita), piroxenos y olivinas, son transformados en arcilla y óxido de hierro con bases solubles, y el conjunto final de la descomposición es una sustancia de coloración parda, untuosa y pastosa. Los basaltos se descomponen fácilmente en arcillas, especialmente esmectitas y zeolitas.

Los minerales primarios máficos de la andesita (piroxenos, anfíboles) se transforman en clorita y ésta le confiere un color verde al perfil de meteorización en las zonas más bajas, en la parte superior la clorita en presencia de oxígeno adquiere coloración amarillenta. Las biotitas evolucionan progresivamente primero a interestratificados biotita-vermiculita y después a vermiculita, apreciándose una tendencia a la esmectización. Los fenocristales de plagioclasa de la andesita pasan a caolinita por hidrólisis.

Por hidratación los minerales arcillosos incorporan agua en su estructura cristalina. Esta absorción genera expansión volumétrica, tensiones y presiones en la roca; cuando el agua se libera genera procesos de deshidratación y contracción (Fig. 26). Este proceso debilita los enlaces químicos favoreciendo la oxidación, los cambios de volumen intergranular y el desmenuzamiento y desmoronamiento de la roca. Mediante reacciones de disolución de sales solubles en contacto con el agua, por la alteración de las fuerzas de atracción en el cristal de sal y la liberación de los iones en solución acuosa y por oxidación, se observa que las rocas presentan una lámina superficial de color rojo por oxidación del hierro, precipitado en condiciones de eleva-

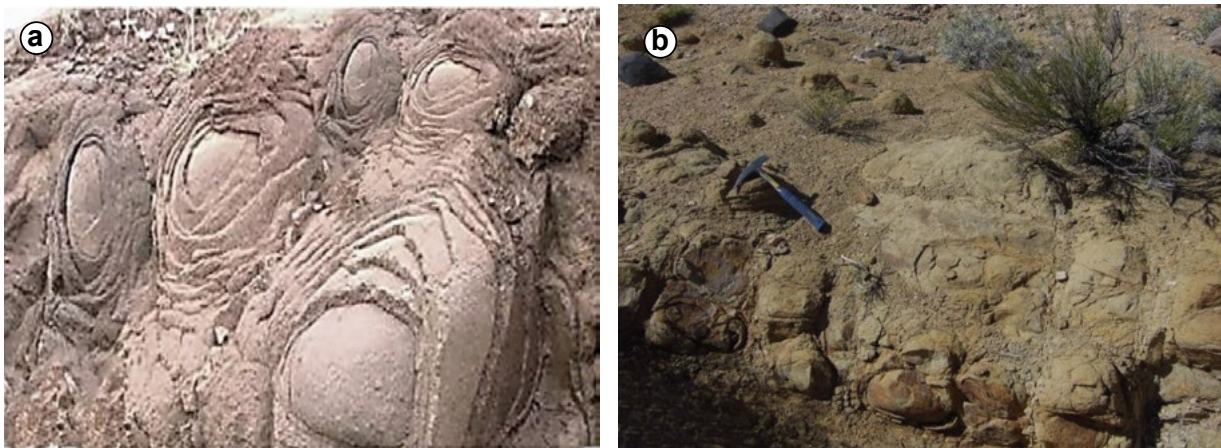


Figura 25. a) Basaltos Formación Serra Geral, Misiones; b) andesita con meteorización esferoidal y cubierta regolítica. Fm Choiyoi, paraje El Fortín, Malargüe, Mendoza.

Figure 25. a) Basalts, Serra Geral Formation, Misiones; b) andesite with spheroidal weathering, regolithic cover and thin layer of soil. Choiyoi Formation, El Fortín, Malargüe, Mendoza.



Figura 26. Efectos combinados, de hidratación-disolución-oxidación en la ignimbrita Chon Aike, en proximidades al Parque Jaramillo, Santa Cruz, Argentina.

Figure 26. Combined effects of hydration-dissolution-oxidation in the Chon Aike ignimbrite, near Jaramillo Park, Santa Cruz, Argentina.

das precipitaciones y temperatura ambiente (Cavarozzi *et al.*, 2017). Los procesos de oxidación favorecen los mecanismos de desagregación y fragmentación.

Un fenómeno al que se suele asociar la presencia localizada de óxidos/hidróxidos de hierro en relación con la alteración de materiales volcánicos, son los “*anillos o bandas de Liesegang*” (Fig. 27). Estas estructuras esféricas han sido definidas principalmente en rocas donde los procesos de meteorización modifican la composición de los minerales primarios; tal es el caso, del ejemplo en rocas ignimbríticas. Estos procesos de precipitación y cristalización mineralógica rítmica y/o discontinua, se deben a sobresaturación localizada. Las bandas de óxidos de hierro representan zonas de fácil desagregación.

Procesos avanzados de meteorización contribuyen a la desintegración total o parcial de los afloramientos; es el caso de la transformación de los feldespatos potásicos a caolinita, como producto de reacciones de hidrólisis de los minerales aluminosilicatados, el ácido carbónico reacciona con los feldespatos formando los minerales del grupo de la caolinita (Fig. 28).



Figura 27. Anillos/bandas de Liesegang en ignimbrita de la Formación Chon Aike, Santa Cruz, Argentina. Se destacan además procesos de meteorización alveolar.

Figure 27. Liesegang rings/bands in ignimbrite of the Chon Aike Formation, Santa Cruz, Argentina. Alveolar weathering processes are also observed.



Figura 28. Riolita de la Formación Chon-AiKe. Paraje Tres Cerros, Santa Cruz, Argentina. Fenocristales blanquecinos de feldespato potásico alterados a caolinita; pasta de coloración rojiza por oxidación de minerales ferromagnesianos.

Figure 28. Rhyolite of the Chon-AiKe Formation. Tres Cerros, Santa Cruz, Argentina. Whitish phenocrysts of potassium feldspar altered to kaolinite; reddish groundmass due to oxidation of ferromagnesian minerals.

En casos de meteorización avanzada sobre mantos rocosos se mantiene la fábrica original hasta determinadas profundidades y conservando restos de la roca madre (*corestones*: núcleos sin meteorizar), cuya composición mineralógica y textural se conserva con una ligera pérdida de sílice, hierro y álcalis, como es el caso de un manto de ignimbritas (**Fig. 29**).

Entre las formas menores de meteorización, (Vidal Romaní & Twidale, 1998), se han reconocido en la ignimbrita de Lihuel Calel, (**Fig. 30**) “*tafoni*” (“cavidades” en dialecto corso); se trata hendiduras producidas por meteorización en las paredes inclinadas de rocas que producen desagregaciones selectivas.

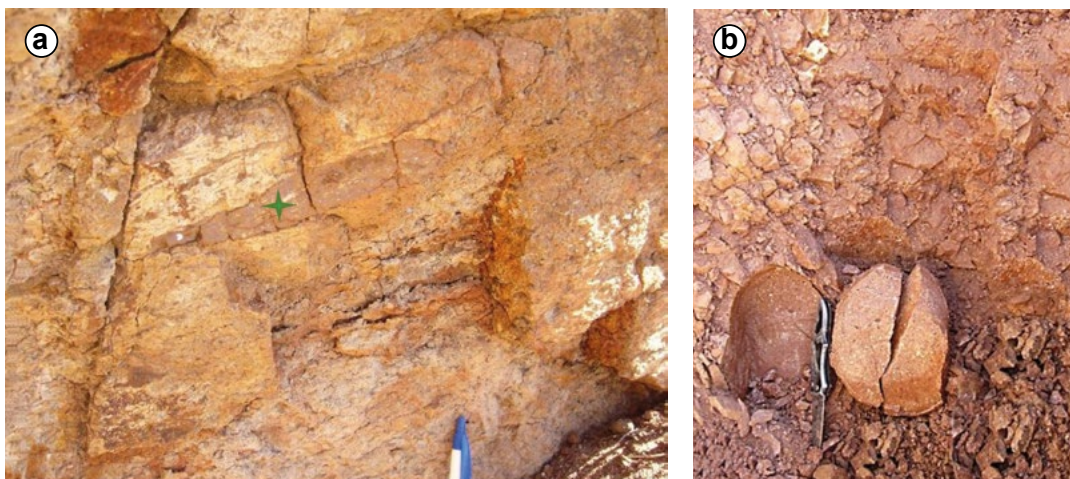


Figura 29. a) Regolito en ignimbritas con *corestones*; (b) conserva la textura eutaxítica de la ignimbrita (estrella). Proximidades de Junín de los Andes, Neuquén.

Figure 29. a) Regolith in ignimbrites with *corestones*; b) It retains the eutaxitic texture of the ignimbrite (star). Near Junín de los Andes, Neuquén.

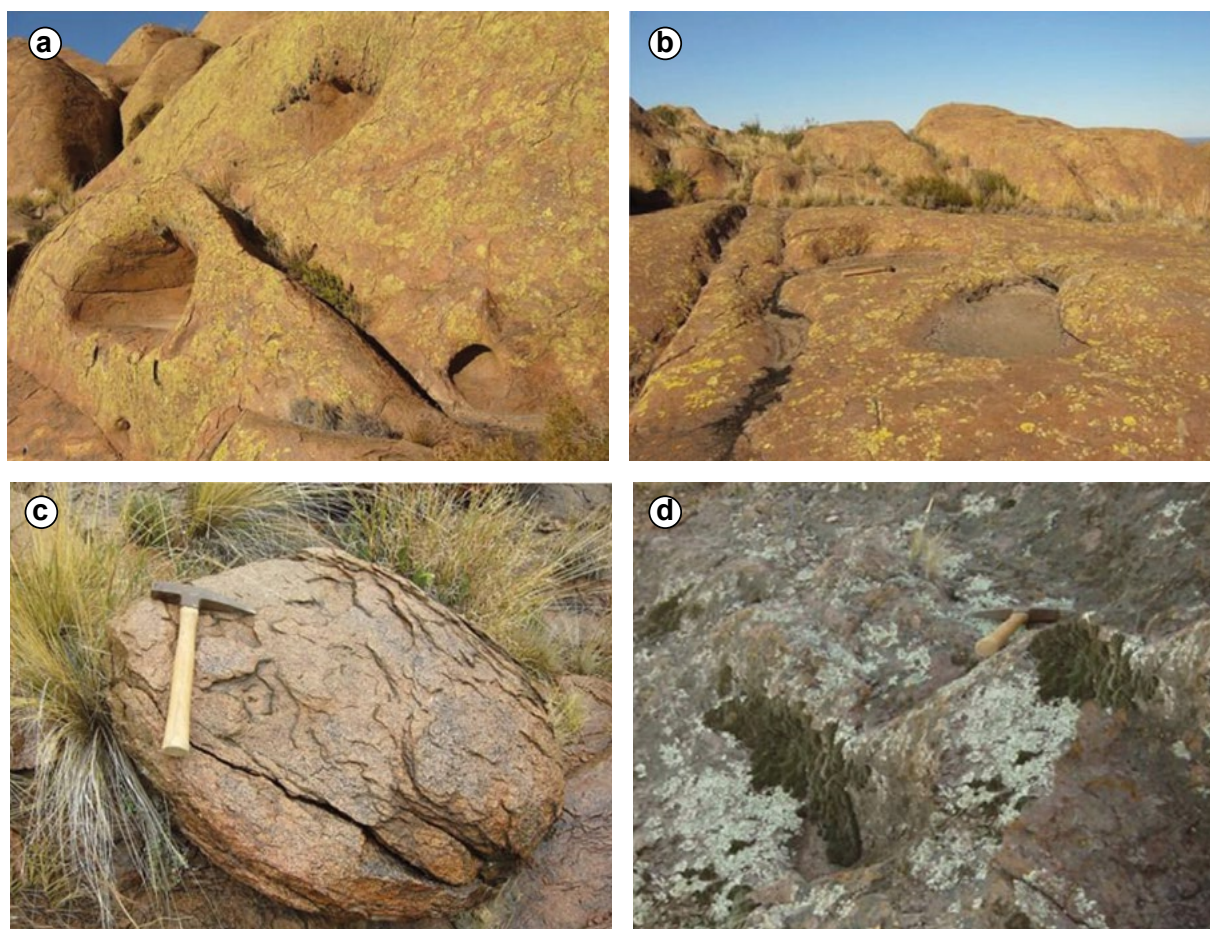


Figura 30. Ignimbrita de Lihuel Calel, provincia de La Pampa, Argentina: a) tafoni; b) gnammas; c) descamaciones y d) colonizaciones de líquenes.

Figure 30. Ignimbrite of Lihuel Calel, La Pampa, Argentina. a) tafoni; b) gnammas; c) exfoliation flakes and d) colonization of lichens.

Otras geoformas denominadas *gnammas*, representan cavidades de meteorización, como hendiduras labradas sobre superficies horizontales o subhorizontales. Tienen escasa profundidad y en planta morfología esférica, con dimensiones centimétricas a métricas. Se forman por retenciones de agua en irregularidades de la roca que implican una meteorización-desagregación concentrada.

Un proceso generalizado es la *descamación* superficial, que consiste en capas delgadas y continuas, separadas epidérmicamente de los bloques de rocas. Como consecuencia de procesos de alteración diferencial de tipo químico y mecánico (Aguilera *et al.*, 2014). Son abundantes las colonizaciones de líquenes, que actúan en la disolución de las rocas. Estos procesos de meteorización biológica pueden ser de descomposición o de desintegración. Bacterias y líquenes contribuyen a la descomposición (Ollier, 1984), mientras que la vegetación que desarrolla sus raíces en diaclasas/fracturas favorece la desintegración.

BIBLIOGRAFÍA

- Adams, NK; BF Houghton; SA Fagents & W Hildreth. 2006. The transition from explosive to effusive eruptive regime: The example of the 1912 Novarupta eruption, Alaska. *Geol. Soc. of Am. Bull.* 118(5-6): 620-634.
- Aguilera, EY; AM Sato; EJ Llambías & H Tickty. 2014. Erosion Surface and Granitic Morphology in the Sierras de Lihuel Calel, Province of La Pampa, Argentina. J Rabassa and C Ollier (eds.), *Gondwana Landscapes in southern South America*, Springer Earth System Sciences Dordrecht; pp. 393-422
- Alvarado, AH 1985. El origen de los suelos. Edit. CATIE. Costa Rica. 52pp.
- Ardolino, A; M Franchi; M Ramesal & F Salani. 1999. El Volcanismo en la Patagonia Extraandina. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Geología Argentina. Anales. Buenos Aires 29: 579-612.
- Bellieni, G; P Comin-Chiaramonti; LS Marques; AJ Melfi; EM Piccirillo; AJR Nardy & A Roisenberg. 1984. High and low Ti flood basalts from the Paraná plateau (Brazil): petrology and geochemical aspects bearing on their mantle origin. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen* 150: 273-306.
- Bermúdez, A. & D Delpino. 1989. La Provincia Basáltica Andino Cuyana (35°- 37° L.S.). *Rev. de la Asoc. Geol. Arg.* 44: 35-55.
- Betard, F; JP Peulvast; J Rabassa & EY Aguilera. 2014. Meso-Cenozoic paleotopographies and paleolandscapes in the Deseado Massif, J. Rabassa and C. Ollier (eds.), *Gondwana Landscapes in southern South America*, Springer Earth System Sciences Dordrecht; 477-502.
- Brewer, R. 1964. Fabric and Mineral Analysis of Soils. New York, John Wiley. 470 pp.
- Cas, RA & JV Wright. 1987. Volcanic sucesions modern and ancient. Allen and Unwin. 528 pp.
- Cavarozzi, CE; EY Aguilera & JO Rabassa. 2017. Aplicación de indicadores geoquímicos en el estudio de paleosuperficies y mantos de alteración. XX Congreso Geológico Argentino. S.M. de Tucumán. Simposio Geomorfología, Cuaternario y Cambio Climático.
- Cortés, JM. 1981. El sustrato precretácico del extremo nordeste de la provincia del Chubut. *Rev. de la Asoc. Geol. Arg.* 36(3): 217-235.
- Draper, G & G Yanni. 1987. Diccionario de Términos Geológicos español-inglés; inglés-español. Ed. R. Tardanico. Latin American and Caribbean Center. Florida International University, Miami Florida. 97pp.
- Féraud, G; Alric; VM Fornari; H Bertrand & MJ Haller. 1999. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Ardating of the Jurassic volcanic Province of Patagonia: migrating magmatism related to Gondwana break-up and subduction. *Earth and Planetary Science Letters* 172: 83-96
- Fieldes, M. 1955. Clay mineralogy of New Zealand soils. Part.2: Allophane and related minerals colloids. *New Z.J. of Sci. and Techn. B.* Wellington 38(6): 533-570.
- Goldich, SS. 1938. A study in rock weathering. *Jour. Geol.*, vol. 46: 17-58.
- Hernando, I. 2012. Evolución volcánica y petrológica del volcán Payún Matrú, retroarco andino del sudeste de Mendoza. Tesis doctoral, FCNyM-UNLP.
- Hildreth, W & RE Drake. 1992. Volcano Quizapu, Chilean Andes. *Bull. of Volcanology* 54: 93-125.
- Kay, SM; VA Ramos; C Mpodozis & P Sruoga. 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: analogy to the Middle Proterozoic in North America?. *Geology* 17: 324-328.
- Kay, SM; M Gorrington & V Ramos. 2004. Magmatic sources, setting and causes of Eocene to Recent Patagonian plateau magmatism (36°S to 52°S latitude). *Rev. de la Asoc. Geol. Arg.* 59: 556-568.
- Le bas, MJ & AL Streckeisen. 1991. The IUGS systematics of igneous rocks. *Jour. of the Geol. Soc.* 148 (5): 825-833.
- Llambías, E. 1966. Geología y Petrografía del volcán Payun Matrú. *Acta Geol. Lilloan* 8: 265-310
- Llambías, EJ. 1999. Las rocas ígneas gondwánicas. Caminos, R. (ed.). Geología Argentina: Buenos Aires, Instituto de Geología y Recursos Minerales 29(12): 349-376.
- Llambías, EJ. 2003. Geología de cuerpos ígneos. Asociación Geológica Argentina. Volumen 27 de Serie B, Didáctica y complementaria. 182 pp.
- Llambías, EJ. 2009. Volcanoes: nacimiento, estructura, dinámica. Vázquez Mazzini Editores. 144 pp.

Vulcanismo

- Llambías, EJ; R Caminos & CW Rapela. 1984. Las plutonitas y vulcanitas del Ciclo Eruptivo Gondwánico. En Ramos, V.A. (ed.) *Geología y Recursos Minerales de la Provincia de Río Negro. Relatorio del 9º Congreso Geológico Argentino*, 83-117.
- Llambías, EJ; GW Bertotto; C Risso & I Hernando. 2010. El volcanismo cuaternario en el retroarco de Payenia: una revisión. *Rev. de la Asoc. Geol. Arg.* 67: 278-300.
- Malvicini, L & E Llambías. 1974. Geología y génesis del depósito de manganeso Arroyo Verde, provincia del Chubut, República Argentina. 5º Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires. *Actas* 2:185-202.
- Ollier, CD. 1971. Causes of spheroidal weathering. *Earth Sc. Rev. Elsevier.* 7(3): 127-141.
- Ollier, CD. 1984. *Weathering*. second edition. London, Longman Inc. 270 pp.
- Page, R; A Ardolino; R de Barrio; M Franchi; A Lizuain; S Page & D Silva Nieto. 1999. Estratigrafía del jurásico y cretácico del Macizo de Somún Curá, provincias de Río Negro y Chubut. En: R Caminos (ed.). *Geología Argentina. Instituto de Geología y Recursos Mineros, Anales* 29(3): 460-488.
- Pankhurst, RJ; Rapela, CW; Saavedra; J Baldo; E Dahlquist J; Pascua I & C Fanning. 1998. The Famatinian magmatic arc in the central Sierras Pampeanas: an Early to Mid-Ordovician continental arc on the Gondwana margin. En: R Pankhurst & CW Rapela (eds). *The Proto-Andean Margin of the Gondwana. Geological Society of London, Special Publication*, 142: 343-367.
- Petrinovic, IA; P Grosse; S Guzman & PJ Caffè. 2017. Evolución del Vulcanismo Cenozoico en la Puna Argentina. Relatorio XX Congreso Geológico Argentino. S.M. de Tucumán. 469-483.
- Ramos, VA & A Folguera. 2011. Payenia volcanic province (Southern Andes): An exceptional Quaternary tectonic setting. *Jour. of Volc. and Geothermal Res.* 201: 53-64.
- Remesal, MB. 1988. Geología y petrología de los Basaltos de la meseta de Somuncura. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis_2135_Remesal.pdf
- Sparks, RSJ; MI Bursik; SN Carey; J Gilbert; LS Glaze; H Sigurdsson & A Woods. 1997. *Volcanic Plumes*. Chichester: Wiley. 574 pp.
- Teruggi, ME. 1982. *Diccionario sedimentológico. Rocas clásticas y piroclásticas. Volumen 1*. Buenos Aires. Ediciones Científicas Argentinas Librant. 104 pp.
- Teruggi, ME; MM Mazzoni; LA Spalletti & RR Andreis. 1978. Rocas Piroclásticas. Interpretación y Sistemática. *Asoc. Geol. Arg., Publicación Especial, Serie «B»* 5: 1-45.
- Uliana, MA; KT Biddle; DW Phelps & DA Gust. 1985. Significado del vulcanismo y extension mesojurásica en el extremo meridional de Sudamérica. *Rev. de la Asoc. Geol. Arg.* 40 (3-4): 231-253.
- Vidal Romaní, JR & CR Twidale. 1998. *Formas y paisajes graníticos*. Universidade da Coruña. 411pp.
- Walker, GPL. 2000. Basaltic volcanoes and volcanic systems. En: *Encyclopedia of volcanoes* (eds. H Sigurdsson; BF Houghton; SR McNutt; H Rymer & J Stix) Academic Press, 283-289 p.
- White, IC. 1908. Relatório sobre as “Coalmeasures” e rochas associadas do Sul do Brasil. Relatório final da Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brasil, Rio de Janeiro. 300 pp

Características y clasificación de suelos volcánicos

Jorge Eloy Giménez

Instituto de Geomorfología y Suelos
Facultad de Ciencias Naturales y Museo
Universidad Nacional de La Plata
Autor de contacto: jegimenez@igs.edu.ar

Resumen

Los suelos volcánicos presentan propiedades físicas y químicas particulares (baja densidad, alta capacidad de retención de agua, tixotropía, cargas variables, fijación de fosfatos, etc.) que se atenúan o desaparecen cuando disminuye la presencia de materiales volcánicos. La ceniza volcánica es el material más común que se compone en gran parte de vidrio volcánico el cual, al meteorizarse, genera minerales de baja cristalinidad (alofano, imogolita, ferrihidrita), responsables de dichas propiedades. Las transformaciones que experimentan los materiales volcánicos con formación de los mencionados compuestos definen al proceso de *andisolización* o *andosolización*. Los suelos volcánicos se encuentran en diversos climas, pero están mejor expresados en climas húmedos, siendo raros en regiones áridas. Se hallan en muchos casos bajo vegetación de bosques. El factor tiempo es importante ya que en suelos muy jóvenes las características volcánicas aún no se han manifestado. Los suelos en que las características están mejor expresados se incluyen en el orden Andisol de Taxonomía de Suelos (TS). El nombre (del japonés *an*: oscuro, *do*: suelo) refleja el color de los horizontes superficiales, calificados en algunos casos como epipedones melánicos, en los cuales se pueden formar complejos muy estables de materia orgánica y aluminio. Los Andisoles deben poseer *condiciones ándicas* (densidad aparente $<0,9 \text{ g m}^{-3}$, retención de fosfatos $\geq 85\%$ y $\text{Al} + \frac{1}{2}\text{Fe} \geq 2,0\%$); cuando hay vidrio volcánico ($\geq 5\%$) se admite menor contenido de $\text{Al} + \frac{1}{2}\text{Fe}$ ($\geq 0,4\%$) y de retención de fosfatos ($\geq 25\%$). El grupo de suelos de referencia Andosol del sistema WRB debe poseer *propiedades ándicas* o *vítricas*, cuyos requerimientos son similares a los de TS. Los suelos que no cumplen los requerimientos y poseen esas propiedades en forma atenuada, se identifican a nivel de subgrupo (ándico, vitrándico, etc) en otros órdenes en TS o mediante calificativos principales o suplementarios en otros grupos del sistema WRB. Los Andisoles se extienden principalmente en regiones con volcanes que están activos o lo han estado en el Holoceno o Pleistoceno Tardío. En la Argentina ocupan 47.000 km^2 (1,7% de la superficie del país), principalmente en áreas cordilleranas de la Patagonia, donde se concentra alrededor del 90%. Los suelos volcánicos son muy productivos sobre todo respecto a la fertilidad física. La fertilidad química es más variable por alta fijación de fósforo y en algunos casos (suelos no-alofánicos) acidez elevada y toxicidad por aluminio. Se describen suelos de la Argentina afectados por sucesivas lluvias de cenizas, especialmente en la Región Pampeana, que poseen cantidades menores de materiales volcánicos y cuyos nombres en las clasificaciones no revelan la herencia volcánica.

Palabras clave

Suelos volcánicos; Andisoles; Andisolización; Clasificaciones de suelos.

**Extended
abstract****Characteristics and classification of volcanic soils**

Volcanic soils exhibit unique physical and chemical properties (low density, high water holding capacity, variable charges, phosphorus fixation, thixotropy, etc.), which become less evident as the participation of volcanic materials decreases. Volcanic ash is the more common material consisting mostly of volcanic glass. The weathering of glass produces amorphous or short-range-order minerals, which are responsible for those properties. In order to describe these soils from a classification point of view, they have been divided into three groups. 1) Soils with abundant volcanic minerals and well expressed properties, in which the classification reveals the volcanic origin at high taxonomic levels. 2) Soils whose volcanic characteristics are less expressed and are dominated by other properties; the volcanic influence is indicated at lower taxonomic levels. 3) Soils in which volcanic materials are scarce and no reference to a volcanic origin is indicated in the classification. As this chapter deals mainly with taxonomic aspects, only the soils of the two former groups (termed as “volcanic soils”) are described in detail; however the soils of the third group are briefly discussed and identified as “soils with volcanic materials”.

The parent material is usually considered as the most important forming factor of volcanic soils. The more common component is volcanic glass, an amorphous species composed mainly of Si and, to a lesser degree, Al and Fe. Glass weathers rapidly, especially when it occurs in fine particles (ash) in humid climates and produces a colloidal fraction constituted mainly of short-range-order minerals (allophane, imogolite, ferrihydrite). In addition to volcanic materials, other minerals may be present such as loess, alluvium, etc., containing kaolinite, quartz, feldspars, etc.

Volcanic soils occur in a variety of climates and vegetation, but they are best expressed in humid climates; for example, in Argentina they are found in the Andean region of Patagonia under udic moisture regime and forest communities; under xeric regime and graminous shrub steppe they are less expressed. They are uncommon in arid regions. These soils are found in various landforms, from steep slopes in mountainous regions to flat areas such as plateaus, piedmont plains, fluvial terraces and glacial plains, as well as in depressed localities. Time is an important factor because a minimum time is necessary for the short-range-order minerals to form; therefore, very young soils do not exhibit volcanic properties and in advanced stages of evolution crystalline minerals may form and the peculiar characteristics of volcanic soils are no longer present.

The process of andosolization or andisolization involves the formation of a fine colloidal fraction dominated by short-range-order minerals (allophane, imogolite, ferrihydrite and metal-humus complexes) formed by the synthesis of soluble Al, Si or Fe released from volcanic glass or other minerals (mainly feldspars and mafic minerals) via rapid dissolution and hydrolysis, normally under moderately acid and humid conditions. Andisolization has some similarities with podzolization, but whereas the former is associated with the immobilization of metal cations by organic matter complexation, in podzolization the organic acids assist in the mobilization of those cations. Andisolization is usually accompanied by other processes such as melanization, littering, gleization, migration and accumulation of silica, etc.

The profiles of volcanic soils exhibit weak or moderate development, with A-C, A-AC-C or A-Bw-C sequences: Organic horizons (Oi) are usually found under forests. Buried A horizons and discontinuities between ash layers are common (e.g., A-Bw-2Ab-2Bwb-2C, A-2Ab-3ABb-3Bwb-4C-5C, etc.). Typical of these soils are the dark A horizons due to the high content of organic matter which forms very stable complexes with Al. The structure is generally granular or crumb in the A horizons and subangular blocky in the Bw horizons. Wet samples have a smeary feel which is an indication of thixotropy. They have low bulk density and high porosity and water holding capacity. A characteristic of many soils is the

presence of variable charges mostly due to non-crystalline minerals and organic matter. Anion adsorption may be significant in many cases; this has environmental benefits, as reduced leaching of nitrates, phosphorous and arsenic has been observed. As most of these soils are acid, CEC measured at pH 7 is abnormally high when compared with the effective CEC (exchangeable bases + Al). Phosphorus is mainly in soluble forms in fresh tephras, but its solubility decreases with advance of weathering and formation of allophane, imogolite, Al-humus complexes and ferrihydrite.

Despite their unique properties, the classification of these soils was made only in relatively recent times. The *Ando soils* were included in the old USA system as late as 1949. The system of 1960 (7th Approximation) included the volcanic soils in the *Inceptisol* order as a suborder (*Andept*). Due to serious defects, a proposal for its reclassification was made. A special committee (ICOMAND) developed a new definition which implied the elevation of the suborder to a new order (*Andisol*) included in the Keys to Soil Taxonomy (ST) of 1990. In the latest edition (2014) it is placed in the fourth place in the key to orders, after the Gelisols, Histosols and Spodosols. Andisols should possess andic properties in >36 cm of the upper 60 cm. For soils with root limiting layers above 60 cm, andic properties must constitute >60% of the zone above these layers. The andic properties include requirements of organic carbon (<25%), bulk density ($\leq 0.9 \text{ g cm}^{-3}$), phosphate retention ($\geq 85\%$) and $\text{Al} + \frac{1}{2} \text{Fe}$ by ammonium oxalate ($\geq 2.0\%$). In less altered soils, with higher content of volcanic glass ($\geq 5\%$), there are lower requirements of phosphate retention ($\geq 25\%$) and $\text{Al} + \frac{1}{2} \text{Fe}$ ($\geq 0.4\%$). At the second level, seven suborders were distinguished based on moisture regimes (*Aquands*, *Torrands*, *Xerands*, *Ustands*, *Udands*), temperature regimes (*Gelands*, *Cryands*) and composition (*Vitrands*). At lower levels, 31 great groups and 222 subgroups were differentiated. In the Keys of 1990 the *melanic epipedon* was introduced to differentiate Andisols at the great group level (e.g. *Melanudands*) exhibiting a dark horizon with andic properties and high concentrations of organic carbon (>6%), derived mostly from the root residue of grasses and similar vegetation (humic acids/fulvic acids ratio; melanic index <1.7).

The FAO classification introduced the name *Andosol* at the highest level. It was used in the legend of the soil map of South America in 1971. In the latest edition of the WRB system (2015) Andosols are in the 10th place of the key to the Reference Soil Groups, which includes 32 groups. Andosols should have one or more layers with *andic* or *vitric properties*, whose definitions are approximately similar to the andic properties of ST. Andic properties may be divided into *silandic* and *aluandic properties*, which are indicated as principal qualifiers at the second level. The former indicate a predominance of allophane, imogolite and similar minerals, with strong to neutral reaction. The soils with aluandic properties are darker, have a dominance of Al complexed with organic acids, and the reaction is extremely acid to acid. They are informally termed “*non-allophanic soils*”. The vitric properties indicate a lesser degree of weathering than the andic properties, evidenced by the presence of volcanic glass and a lower amount of short-range-order minerals and/or organo-metallic complexes. This system has introduced the *melanic* and *fulvic horizons* which are mutually exclusive; the requirements of the melanic horizon are similar to those of ST, whereas the fulvic horizon has lighter colors and the melanic index is ≥ 1.7 .

Other classifications that have volcanic soils at the highest level are those of France (*Andosols*), Japan (*Kuroboku soils*), China (*Andosols*), Slovakia (*Andozem*), Czech Republic (*Andosoly*) and Romania (*Andosol*). The New Zealand classification has three orders (highest level): *Allophanic soils*, *Pumice soils* and *Granular soils*. Other classifications include these soils at lower levels, e.g., Russia, Australia.

Volcanic soils are in general highly productive, especially with respect to physical fertility, due to medium textures, friable consistence, suitable structure for deep rooting, good tilth, high water holding capacity and good drainage. The presence of indurated layers or rock fragments may restrict farming in some cases. The chemical fertility is more variable. In most cases they have high contents of well humified organic matter and moderately acid reaction. P fixation is often a limitation for common crops. Suitability for farming decreases drastically in non-allophanic soils due to extremely acid reaction and Al toxicity. Erosion is not common, but it may occur in steep slopes. Undisturbed volcanic soils have high strength, but it decreases sharply when they are excavated or otherwise disturbed. Thixotropy may generate landslides during, for example, earthquakes.

The Andisols extend mainly around the “ring of fire” of the Pacific Ocean, from Argentina and Chile in South America to New Zealand in Oceania. Other volcanic areas occur in Africa (Rift Valley), Iceland, etc. Total area covered with these soils is about a million km², ~1% of the global land surface. Despite this small area, these soils generally support high population densities. In Argentina, Andisols cover about 47,000 km², ~1.7% of the country's area. They extend along the Andean cordillera provinces, especially in Patagonia, where ~90% of the Andisols are concentrated. They occupy 16,000 km² (17% of the province) in Neuquén and 14,000 km² in Santa Cruz (6%). These two provinces concentrate 65% of the country's Andisols, while Chubut and Río Negro occupy ~25%. Small areas occur in Salta, Jujuy, Tucumán and Catamarca provinces.

In the third group of soils -soils with volcanic materials- the volcanic heritage is revealed mainly from the mineralogy in different regions of Argentina. The most common characteristic is the presence of volcanic glass, which appears as an important component of the light minerals of loess, mainly in the Pampean Region. This is a consequence of successive ashfalls in the geological past. Deep layers with abundant glass in paleosols of this region have been used for a regional correlation of sedimentary units. Thin layers of fresh tephra from recent eruptions (e.g., Quizapú, 1932) are still found near the surface in soils of eastern La Pampa and western Buenos Aires provinces. The effects of volcanic ash in the soils are diverse. The abundance of sodic soils in the Depressed Pampa has been ascribed to the presence of Na in the ashes; this cation was largely leached in well drained soils but it accumulated in low-lying areas. The presence of arsenic in groundwaters of many regions of Argentina is attributed to the alteration of volcanic glass, although some authors suggest that other minerals (biotite, amphiboles, pyroxenes, etc.) would also contribute.

Key words

Volcanic soils; Andisols; Andisolization; Soil classifications.

INTRODUCCIÓN

Los suelos que poseen materiales volcánicos exhiben propiedades físicas, químicas y mineralógicas singulares (baja densidad, alta retención de agua, cargas variables, fijación de fósforo, materia orgánica abundante, minerales amorfos o de baja cristalinidad, etc.), que se atenúan o desaparecen a medida que la participación de tales materiales disminuye en el tiempo. La ceniza volcánica es el material más común, en cuya composición domina el vidrio, componente amorfo debido al rápido enfriamiento de los materiales eyectados. La me-

teorización del vidrio origina minerales amorfos o con baja cristalinidad responsables de aquellas propiedades (principalmente, alofano, imogolita, ferrihidrita). A los fines de su descripción, hemos diferenciado a estos suelos en tres grupos:

1. Suelos en los que los materiales volcánicos, o los productos de su meteorización, se encuentran en abundancia y las propiedades físicas y químicas asociadas se manifiestan muy claramente. Ellos se agrupan en las categorías más altas de las clasificaciones, e.g., nivel de *Orden* (*Andisoles*, según Taxo-

nomía de Suelos -TS- SSS, 2014) o nivel de *Grupo de Suelos de Referencia* (Andosoles, según la Base Referencial Mundial del Recurso Suelo o Sistema WRB; IUSS, 2015).

2. Suelos en los que las características volcánicas están menos expresadas y subordinadas a otras que dominan y definen la clasificación en los niveles más altos. De esta manera, los suelos se ubican en niveles taxonómicos bajos, *e.g.*, subgrupos en TS (subgrupos *ándicos* en Espodosoles o Entisoles) y en el segundo de nivel (calificadores) en el Sistema WRB (*andic* en Podzols o *tephric* en Phaeozems).
3. Suelos cuyas propiedades no permiten ubicarlos en ninguno de los niveles taxonómicos que hagan referencia a vulcanismo, es decir que el nombre del suelo no revela ese origen. Se incluyen suelos cuya herencia volcánica la revelan algunos minerales, *e.g.*, vidrio volcánico en suelos de la Región Pampeana formados en loess. Otros suelos serían aquellos formados sobre cenizas muy antiguas, cuyos minerales amorfos han evolucionado a formas cristalinas.

En razón de que este capítulo trata principalmente sobre aspectos taxonómicos, cuando se mencionan a los “suelos volcánicos” nos referimos a algunos de los suelos ubicados en los dos primeros grupos, es decir a aquellos cuyo nombre permite identificar el origen volcánico en cualquier nivel taxonómico. Al final del capítulo haremos referencia a los suelos del tercer grupo a los que denominamos “suelos con materiales volcánicos”.

FACTORES DE FORMACIÓN Y PROCESOS PEDOGENÉTICOS

Antes de referirnos a la clasificación de los suelos volcánicos, caracterizaremos a los *Factores de*

Formación, cuya combinación da origen a los *Procesos Pedogenéticos*, los cuales son conceptos abstractos que tienen su representación objetiva en las *Propiedades* (morfológicas, físicas, etc.), todo lo cual se puede esquematizar de la siguiente manera:

Factores de Formación → Procesos Pedogenéticos
→ Propiedades

Factores de formación

Los Andisoles, junto con los Vertisoles, son los dos únicos órdenes de TS en que el material originario (mineral) ha sido el principal factor de formación que se tuvo en cuenta para su clasificación en ese nivel. En una escala de importancia de los factores en once órdenes de TS (excluidos los Histosoles), Wilson (2019) indica para los Andisoles: material originario > tiempo > relieve > clima > vegetación. En los demás órdenes la importancia de los materiales se ha subestimado según este autor, lo que sería atribuible a la escuela rusa (*e.g.*, Dokuchaiev) que enfatizaba la acción del clima y la vegetación, conceptos que luego influyeron en la escuela norteamericana. Por el contrario, la escuela alemana del siglo XIX consideraba a la roca madre la base para la clasificación de suelos (Macias & Chesworth, 1992). Este criterio fue utilizado por Fallou¹ para diferenciar distintos tipos de suelos en sus trabajos. Wilson (2019) considera que se debería llegar a una visión más equilibrada, otorgando al material originario mayor importancia; en este sentido advierte una disminución del número de publicaciones relacionadas con mineralogía de suelos desde 1980 en varias revistas científicas.

El concepto de *endemismo*, usado comúnmente en ecología, ha sido extendido a los suelos que poseen una combinación particular de factores de formación o bien a la presencia de un factor preponderante que posee singularidad (*uniqueness*). Un ejemplo son los suelos volcánicos por tener un

¹ Friedrich Albert Fallou (Sajonia, 1794-1877). Abogado, tasador de tierras y geólogo autodidacta. Uno de los fundadores poco conocidos de la ciencia del suelo. Creó el término *Pedología* en el sentido de ciencia independiente que estudia el suelo como cuerpo natural, siendo en este sentido precursor de Dokuchaiev. Su obra principal es *Pedologie oder allgemeine und besondere Bodenkunde* (*Pedología o ciencia del suelo general y especial*) publicada en 1862 (Boulaine, 1989).

material originario singular como la ceniza volcánica que otorga una serie de propiedades particulares. Otros ejemplos son las arcillas esmectíticas (Vertisoles) y la serpentinita (suelos serpentiniticos) (Guo *et al.*, 2003; Bockheim, 2005).

Material originario. Como se ha dicho, el material volcánico se considera el factor de formación que más ha influido en la evolución de estos suelos. Estos materiales pueden ser *piroclásticos* (de origen explosivo) o *epiclásticos* (removilizados después de su depositación). Los primeros incluyen fragmentos eyectados durante una erupción y transportados por el aire a distancias variables según su tamaño, englobados en el término *tefra*². Menos comúnmente los materiales originarios son lavas.

Desde el punto vista mineralógico, predominan ampliamente los minerales livianos, principalmente el vidrio volcánico, seguido por plagioclasas, minerales de SiO₂ (sobre todo cuarzo) y mica. Los minerales pesados incluyen principalmente hipersteno, opacos, augita y hornblenda (Dahlgren *et al.*, 1993). El vidrio volcánico tiene características amorfas debido al rápido enfriamiento del material fundido eyectado; está constituido principalmente por Si y en menor proporción por Al y Fe. El vidrio se meteoriza con relativa rapidez y en la escala de estabilidad de Jackson (1964) aparece en los últimos lugares, sólo por encima de la apatita y la olivina. De todas maneras, su meteorización varía según la composición, siendo más estables los vidrios ácidos, con mayor contenido de sílice. En climas húmedos se altera rápidamente, especialmente cuando se presenta en partículas finas (ceniza), junto con otros componentes de los materiales eyectados (*e.g.*, feldespatos, minerales fe-

romagnesianos); su disolución origina soluciones con diferentes composiciones, pero que contienen principalmente sílice disuelta y sus cationes. De estas soluciones se forman los productos secundarios por neogénesis que cristalizan como nuevas fases sólidas (Churchman, 2000). El vidrio volcánico se suele diferenciar en incoloro y coloreado; el primero se encuentra en cenizas provenientes de rocas riolíticas, dacíticas y andesíticas (índice de refracción 1,49-1,52) y el segundo en cenizas de rocas basálticas y andesíticas basálticas (índice de refracción >1,52), siendo la formación de suelo más rápida con el vidrio coloreado. En ambos casos se origina una fracción coloidal constituida principalmente por *minerales amorfos*³ (alofano, imogolita, ferrihidrita, sílice opalina), aunque pueden encontrarse también minerales cristalinos (caolinita, vermiculita, esmectitas, hematita, goethita, gibbsita).

Las cenizas se pueden clasificar por su composición química y específicamente por el contenido de SiO₂, ya que ésta se correlaciona con los principales elementos, excepto K, y se las clasifica en riolíticas (100-70% SiO₂), dacíticas (70-62%), andesíticas: (62-58%), andesíticas basálticas (58-53,5%) y basálticas (53,5-45%) (Shoji *et al.*, 1975). Para cenizas frescas de Japón se consignan los siguientes composiciones: SiO₂: 48-73%, Al₂O₃: 12-20%, Fe₂O₃ + FeO: 2-12%, óxidos de Ca, Mg, Na, K, Ti: <10%. La concentración de SiO₂ disminuye considerablemente al avanzar la meteorización, sobre todo en climas húmedos, mientras que el Al, Fe y Ti tienden a acumularse debido a su baja movilidad. El Ca y el Na son muy móviles y se lixivian, siendo muy escasos en suelos muy meteorizados,

2 **Tefra** (Del griego τέφρα -*tephra*- cenizas). Cualquier tipo de material piroclástico, es decir eyectado durante una erupción y transportado por el aire. El término no indica tamaño, composición o vesicularidad. Según el tamaño se diferencia en: ceniza (<2 mm), lapilli (2-64 mm) y bloques y bombas (>64 mm), (Adaptado parcialmente del Glosario de la SSSA, 2001). Conjunto o acumulación de eyectos que todavía no se han consolidado (Teruggi, 1984).

3 **Minerales amorfos** El término *amorfo* debería aplicarse estrictamente sólo al vidrio volcánico. Los otros minerales citados serían *amorfos a los rayos X*. También se denominan minerales de *baja cristalinidad*, o de *orden en corta distancia* (*short-range order*) o de *orden local*, debido a que el ordenamiento de los átomos sólo se observa en muy pequeña escala (del orden de unos pocos nanómetros); por esto también se denominan *minerales de nanoescala*. (*nanoscale minerals*) o *materiales nanocristalinos* (*nanocrystalline materials*). Se ha propuesto también el siguiente ordenamiento de mayor a menor cristalinidad: *cristalino* > *paracristalino* > *microcristalino* > *criptocristalino* > *orden en corta distancia* > *amorfo* (Nater, 2007). Con las salvedades antedichas, mantendremos el término amorfo a los fines de la brevedad.

mientras que el Mg y el K tienden a disminuir a medida que los suelos evolucionan. Las formas activas de Al y Fe constituyen una de las más importantes propiedades en el concepto central de Andisoles, determinando sus propiedades físicas y químicas y su productividad ya que están presentes en los minerales amorfos y en los complejos con humus. Las formas activas de Al y Fe se combinan con diversos componentes del suelo, pero se encuentran principalmente como alofano, imogolita, complejos Al/Fe-humus y ferrihidrita y se extraen con una solución de oxalato ácido 0,15-0,2 M (Al_o , Fe_o). El Al y el Fe que se hallan complejados con el humus se extraen preferentemente con una solución 0,1 M de pirofosfato de Na (Al_p , Fe_p). Por consiguiente, el Al incorporado al alofano y la imogolita se puede estimar restando $\text{Al}_o - \text{Al}_p$ (Nanzyo *et al.*, 1993).

El alofano⁴ y la imogolita⁵ se formarían por coprecipitación de aniones Si monoméricos o condensados con hidroxil-Al. Las condiciones que favorece su formación son pH 5 a 7, bajo contenido de compuestos orgánicos complejantes, ceniza volcánica rica en bases, ocupación de la intercapa por polímeros de hidroxil-Al y ausencia de filosilicatos 2:1. El alofano se compone de cantidades variables de O^{2-} , OH^- , Al^{3+} y Si^{4+} , con predominio de enlaces Si-O-Al. La relación entre Al y Si varía, aunque en suelos predomina el alofano rico en Al (relación Al:Si ~2:1). Una fórmula propuesta es $(1-2)\text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot (2-3)\text{H}_2\text{O}$. Aparece bajo microscopio electrónico como nanoesferas huecas de 3,5-5 nm de diámetro. El contenido de alofano es mayor en los horizontes B donde se puede encontrar ~2% en suelos poco meteorizados hasta ~40% en Andisoles bien desarrollados. Se lo halla disperso como pasta, o como revestimientos, puentes o rellenos en vesículas y canaliculos de raíces.

La imogolita se presenta como túbulos huecos de 2 nm de diámetro externo, agrupados (dos o

más) en paquetes o haces de 10-30 nm de espesor y varios micrómetros de largo; su fórmula es $(\text{OH})\text{SiO}_3 \cdot \text{Al}_2(\text{OH})_3$. Se considera que tiene orden en corta y larga distancia y se lo califica como *mineral paracristalino* debido a que la disposición de los átomos en los túbulos es regular, aunque presenta cierta aleatoriedad en el ordenamiento de los túbulos al formar los haces (Wada, 1989). Se ha identificado también a la *proto-imogolita* como precursor de la imogolita. La ferrihidrita se asemeja a la hematita, excepto que el Fe falta en algunas posiciones y algunos grupos O y OH son reemplazados por H_2O ; una de las fórmulas brutas propuestas es: $5\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$. Se presenta como partículas esféricas de 2-5 nm que se agrupan formando agregados de 100-300 nm de diámetro. Está asociada a materiales más básicos e imparte matices rojizos (Theng & Yuan, 2008).

Los materiales volcánicos pueden depositarse mezclados con otros minerales provenientes de polvos eólicos (loess), aluvios, etc. que contienen caolinita, cuarzo, feldespatos, etc. Los minerales 2:1 de la fracción arcilla pueden contribuir a las propiedades de los Andisoles no alofánicos. Por otro lado, se pueden formar suelos con características volcánicas con determinadas combinaciones de materiales y climas, como se indica en la sección *Clasificaciones*. Asimismo, la formación de minerales no cristalinos puede ocurrir por meteorización de aluminosilicatos de materiales no volcánicos, como los Andisoles que describen García-Rodeja *et al.* (1987) en Galicia, España, formados a partir de gabbros, anfíbolitas y esquistos.

Clima. Los suelos volcánicos se encuentran en una diversidad de climas, pero están mejor expresados en climas húmedos. En este sentido, Duchaufour (1968) estima que para su evolución es muy importante una humedad constante en el perfil, pues la desecación modifica profundamente las propiedades de los compuestos alofánicos ya

4 **Alofano** (también **alófano**, **alofana**). Del griego ἄλλος -allos- otro, diferente; φαίνεσθαι -phainesthai- aparecer, aludiendo al cambio de aspecto según el contenido de agua, de vítreo en húmedo a terroso en seco.

5 **Imogolita**. Por *Imago*, nombre del suelo volcánico en que se encontró este mineral (isla de Kyushu, sur de Japón).

que no es posible la rehidratación y la formación de complejos con la materia orgánica; por ello, en los climas áridos tienen escasa difusión. En climas cálidos, donde la meteorización es intensa, puede conducir a la formación de minerales cristalinos (caolinita, óxidos). El Si se lixivia en gran medida bajo clima húmedo en áreas bien drenadas. Hay una relación directa entre temperatura y Al activo (Al_o), como lo indican los siguientes contenidos en horizontes A de Andisoles de Japón: clima cálido 4,07%, templado 3,09% y fresco-frío 2,10%. En ese país se observa también relación entre clima y C orgánico: clima húmedo 5,22%, mediterráneo 1,91% y semiárido 1,83% (Shoji *et al.*, 2006).

En la provincia del Neuquén Ferrer *et al.* (2006) señalan que la andosolización está mejor expresada en la Región Andina y especialmente en la Subregión Húmeda Montañosa, con régimen údico (1000-3000 mm anuales). Hacia el E, en la Subregión Subhúmeda Montañosa, donde las precipitaciones disminuyen (750-1000 mm) y el régimen de humedad es xérico, el proceso es menos evidente, influyendo también que los depósitos de ceniza son menores. Finalmente, en la Región Extraandina, con régimen arídico, no se observa andosolización. En una transecta O-E en Chubut, La Manna *et al.* (2019) encuentran abundancia de alofano en Los Alerces (1400 mm anuales) y de imogolita en Trevelin (950 mm), mientras que en Esquel (750 mm) dichos minerales están ausentes. Debe incluirse también en el factor clima al viento, que determina según su intensidad y dirección en el área de dispersión y el espesor de la ceniza.

Vegetación. Debido a la diversidad de climas en que se desarrollan estos suelos, la vegetación es también variable. Muchos se forman bajo vegetación de bosque, tanto en climas templado-húmedos como en regiones tropicales. En pastizales existen suelos con horizontes A muy oscuros y ricos en materia orgánica, aunque en estepas herbáceas con régimen xérico esas características están menos expresadas (*e.g.*, Neuquén, Ferrer *et al.*, 2006). En regiones frías (*e.g.*, Islandia) se forman bajo vegetación de musgos, brezo y pastos. Debido a la alta capacidad de retención de agua, los suelos

volcánicos de regiones semiáridas o subhúmedas tienen vegetación más abundante que en otros suelos del mismo ambiente (Kimble *et al.*, 2000). En la región andina patagónica de la Argentina y Chile dominan especies arbóreas como pehuén o araucaria (*Araucaria araucana*), ciprés de la cordillera (*Austrocedrus chilensis*) y del género *Nothofagus*: lenga (*N. pumilio*), coihue (*N. dombeyi*), raulí (*N. alpina*) y ñire (*N. antarctica*) (Ferrer *et al.*, 2006; Luzio Leighton, 2010). En la Argentina, en transición a la estepa extraandina hacia el E, se encuentra la estepa subarborescente gramínea con especies tales como coirón amargo (*Stipa speciosa*), neneo (*Mulinum spinosum*), cardoncillo (*Eriogonum paniculatum*), entre otras (Bonvissuto *et al.*, 1993; Broquen *et al.*, 2013).

Respecto a la influencia de la vegetación, Ugo lini *et al.* (1988) encuentran, en una climo-biosecuencia de Japón con el mismo material volcánico, que bajo vegetación de pastizal se produce andosolización y bajo coníferas podzolización. El tipo de humus también difiere entre ambos tipos de vegetación (ver *Clasificación de EE.UU.*). Bockheim *et al.* (1996) describen en Oregon (oeste de EE.UU.) Andisoles en pastizales de terrazas costeras, transformados en Espodosoles luego de un levantamiento de las terrazas y una sucesión hacia bosques de coníferas (*Picea sitchensis*). Según Broquen *et al.* (2005), la influencia de la vegetación fue escasa en Andisoles del SO de Neuquén, influyendo principalmente el material originario y el régimen hídrico. Pereyra *et al.* (2011) afirman que en esa provincia la vegetación ha afectado el espesor de la tefra, que es mayor hacia el O, donde la mayor densidad del bosque y sotobosque han atenuado la erosión.

Relieve. El relieve en que se encuentran estos suelos es diverso, desde áreas montañosas hasta depresiones. Son más comunes en faldeos de áreas montañosas cercanas a volcanes, influyendo el gradiente de las pendientes en lo que respecta a la acumulación de ceniza y al grado de susceptibilidad a la erosión hídrica. También se desarrollan en áreas más o menos planas como mesetas, planicies pedemontanas, planicies glaciales y glaciifluviales,

etc. y en áreas deprimidas con anegamiento frecuente y nivel cercano a la superficie, donde la acumulación de materia orgánica puede ser mayor. En la provincia de Santa Cruz, Villegas *et al.* (2009) señalan que los depósitos más ricos en tefras son las terrazas fluviales y glacifluviales y las morenas, mientras que los más pobres se encuentran donde la morfodinámica es más intensa y las pendientes más abruptas, como abanicos aluviales y depósitos coluviales. En áreas deprimidas se desarrollan suelos con régimen ácuico, que poseen algunas características particulares, como la presencia de capas endurecidas (ver *Propiedades morfológicas*).

La orientación de las pendientes influye en la humedad del suelo, en la vegetación y, como señalan Ferrer *et al.* (2006) para la provincia del Neuquén, en los espesores de cenizas, que son mayores en las pendientes a sotavento. Buduba *et al.* (2020, este libro) señalan para la Patagonia andina que las exposiciones al E, SE y S acumulan más ceniza, mientras que los menores espesores se encuentran al O y N por estar más expuestas a los vientos y la menor insolación. También influye la variación altitudinal por aumento de las precipitaciones y disminución de las temperaturas. Debemos señalar también un factor que no es estrictamente el relieve sino la ubicación geográfica, la que determina el espesor y composición de la ceniza, que varían en función de la distancia a la fuente emisora.

Tiempo. El tiempo es un factor muy importante en estos suelos, ya que se requiere un período mínimo para que se formen los minerales amorfos a partir del material piroclástico. Es el segundo factor en importancia, después del material originario, según la escala de Wilson (2019) ya mencionada. Poco después de terminada la deposición de tefra, la alta vesicularidad del vidrio retiene gran cantidad de agua y libera nutrientes, permitiendo la implantación de la vegetación, lo que puede considerarse el tiempo cero de formación del suelo. En general, se considera que el proceso es relativamente rápido en climas húmedos. Un horizonte A se puede formar en pocos siglos, mientras que el desarrollo de un horizonte Bw requiere varios siglos o milenios, según el clima y el tipo

de tefra (Shoji *et al.*, 1993b). En zonas templadas como Japón, muchos suelos tienen entre ~5.000 y 10.000 años, aunque se han encontrado otros de ~25.000 años (Takesako & Muranaka, 2006). En Nueva Zelanda se identificaron suelos jóvenes con abundante vidrio volcánico (Vitrandes) de ~700-1800 años y otros más desarrollados (Udandes) de ~20.000-25.000 años, aunque se han encontrado algunos de ~60.000 años (McDaniel *et al.*, 2012). En climas fríos se han datado Andisoles de 12.000 años en Alaska (Kimble *et al.*, 2000) y de pocos siglos a más de 10.000 años en Islandia, aunque en este país se han clasificado como Andisoles a suelos desarrollados en tefras basálticas de menos de 100 años (Arnalds *et al.*, 1995).

En estadios muy avanzados de la evolución se pueden formar minerales cristalinos y las características propias de los suelos volcánicos desaparecen en gran medida. En este sentido, Macías & Chesworth (1992) afirman que todos los suelos son efímeros, pero los suelos volcánicos lo son especialmente; lo ilustran mediante una probable secuencia evolutiva de suelos de Francia e Islas Canarias desarrollados en materiales volcánicos antiguos: Leptosoles → Andosoles → Luvisoles → Ferralsoles. (Según TS la secuencia sería Entisoles → Andisoles → Alfisoles → Oxisoles). Se ha propuesto también la siguiente transformación: ceniza → alofano → haloisita. La última etapa ha sido dividida por algunos autores en dos subetapas: haloisita hidratada y haloisita deshidratada o metahaloisita (Allen & Hajek, 1989). La haloisita se formaría en <4000 años en San Vicente, Indias Occidentales, con clima tropical húmedo (Hay, 1960) y <2500 años en la Isla Norte de Nueva Zelanda, con clima húmedo y fresco (McIntosh, 1979).

Procesos pedogenéticos

Los suelos volcánicos se caracterizan por sus perfiles estratificados resultantes de la acumulación de sucesivas capas de cenizas provenientes de diversas erupciones. Durante los períodos de reposo entre erupciones la tefra experimenta una pedogénesis descendente normal. Sin embargo,

cuando se incorpora nuevo material a la superficie se pueden presentar dos situaciones según la frecuencia y espesor de la tefra acumulada: 1) acumulación intermitente de depósitos muy delgados (pocos milímetros) que se incorporan al perfil existente en una pedogénesis descendente, lo que ocurre generalmente en áreas distales; se considera una *acreción formacional* (*developmental upbuilding*) y 2) acumulación de capas espesas (decenas de centímetros) de tefra debido a erupciones de gran magnitud en áreas cercanas a los volcanes. El suelo preexistente es sepultado y queda aislado de los procesos que actuaban, comenzando la formación de un nuevo suelo en el material recientemente acumulado; se considera una *acreción regresiva* (*retardant upbuilding*) (McDaniel *et al.*, 2012).

Las transformaciones que experimentan los materiales volcánicos, especialmente las tefras, con formación de compuestos amorfos o de baja cristalinidad, definen al proceso de *andisolización* o *andosolización* (de *Andisol/Andosol*, ver abajo). Duchaufour (1968) fue uno de los primeros autores que describió el proceso, señalando que está mejor expresado con materiales volcánicos y clima húmedo, condiciones que generan compuestos minerales amorfos, los cuales forman complejos con la materia orgánica que la protege de la biodegradación y produce su acumulación. Schaetzl & Anderson (2005) definen a la andisolización como los procesos que actúan en suelos con gran proporción de material volcánico, tal como ceniza, en el cual la fracción fina está dominada por compuestos amorfos. Según McDaniel *et al.* (2012), la andosolización constituye la formación de alofano, imogolita y ferrihidrita por síntesis de Al, Si o Fe, liberados del vidrio volcánico u otros minerales (principalmente feldespatos y minerales máficos) por disolución rápida e hidrólisis, normalmente en condiciones ácidas moderadas y húmedas. Al referirse a suelos volcánicos de la provincia del Neuquén, Ferrer *et al.* (2006) definen a la andosolización, que también denominan *alofanización*, como la alteración, hidratación y liberación rápida de silicatos amorfos, con riqueza en Fe, bajos teno-

res en sílice de los materiales originarios, esencialmente volcánicos.

La formación de materiales amorfos se debe en parte a la meteorización rápida del vidrio volcánico, poco estable. Debido a esa rapidez, se liberan elementos antes de que se puedan formar minerales cristalinos. Según van Breemen & Buurman (1998) la meteorización de minerales fácilmente alterables produce una alta concentración de Ca, Mg, Al, Fe y SiO₂ en solución; así, las soluciones se sobresaturan con respecto a los minerales de baja solubilidad y, si el tiempo es insuficiente, no se produce un ordenamiento cristalino adecuado. Por ello, Al, Fe y Si precipitan como componentes amorfos y la mayoría de los cationes básicos y parte de H₄SiO₄ se eliminan con el agua de drenaje.

La alteración comprendería dos procesos: 1) disolución rápida de la superficie del vidrio con liberación de Na, K, Mg y Ca y 2) reacción hidrolítica que libera a Si y Al de los enlaces Si-O-Si y Si-O-Al. (Shoji *et al.*, 2006). Por otro lado, los materiales eyectados pueden contener minerales ferromagnesianos y feldespatos, cuya disolución origina soluciones de diferente composición, pero que contienen especialmente sílice disuelta. De estas soluciones se forman por neogénesis productos secundarios como nuevas fases sólidas. El alofano se formaría según Hiradate & Wada (2005) por meteorización del vidrio volcánico, comenzando con la disolución del Al y formación de láminas semejantes a gibbsita. Simultáneamente, se disolvería el polímero de Si similar a gel de sílice formando ácido monosilícico en la solución. El alofano se formaría al reaccionar dichas láminas con el ácido monosilícico disuelto (**Fig. 1**).

La ceniza volcánica contiene generalmente escasos minerales precursores (*e.g.*, mica), que al meteorizarse puedan formar filosilicatos 2:1 y 1:1 cristalinos. Legros (2007) afirma que los precursores de las arcillas, muy fugaces en otros suelos, son en este caso muy visibles, *e.g.*, ópalo, geles de Fe, alofano, imogolita. Según Neall (2009), el alofano se formaría dentro de los fragmentos de vidrio o granos de pómez alterados donde la hidrólisis del

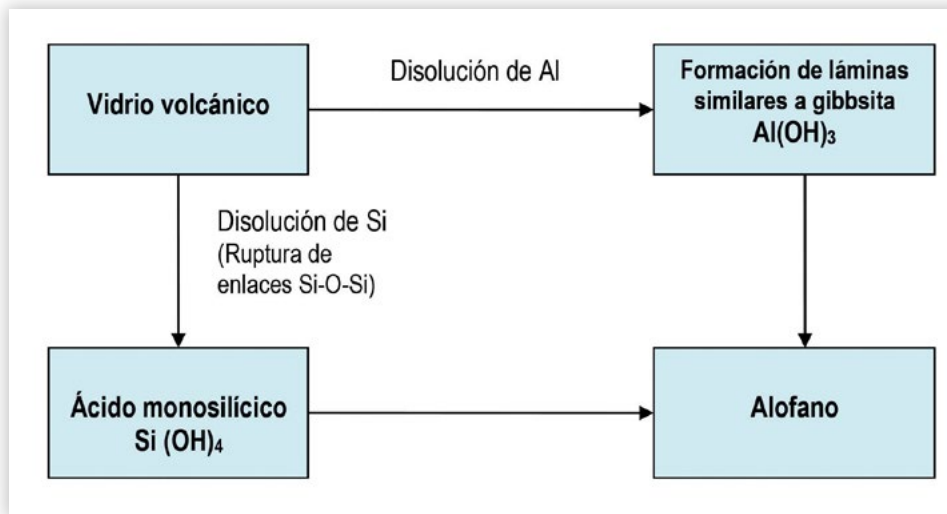


Figura 1. Formación de alofano a partir de vidrio volcánico (basado en Hiradate & Wada, 2005).

Figure 1. Allophane formation from volcanic glass (based on Hiradate & Wada, 2005).

vidrio se produce con alta concentración de Si y pH elevado; la imogolita se formaría externamente, posiblemente por alteración del alofano expuesto a soluciones externas con menor concentración de Si y mayor acidez o por precipitación a partir de esas soluciones. Parfitt *et al.* (1983) proponen que los minerales secundarios que se forman dependen de la concentración de Si en la solución de suelo. A partir de datos de varios autores, Lowe (1995) resume los niveles críticos de Si (en g m^{-3}) que favorecen la formación de los distintos minerales, a saber: ≥ 10 : haloisita o alofano rico en Si; ≤ 10 : alofano rico en Al y ≤ 1 : gibbsita. Según Macías & Chesworth (1992), la formación de haloisita o de imogolita a partir del alofano probablemente depende de la actividad termodinámica del Si en solución: si la actividad es alta se formaría haloisita, si es baja se formaría imogolita. En algunos casos la haloisita se podría formar directamente de los materiales volcánicos, como en el caso de un drenaje deficiente (Bleeker & Parfitt, 1974; Dudas & Harward, 1975). Según McDaniel *et al.* (2012) el modelo de formación de haloisita por meteorización o “cristalización” en estado sólido del alofano no sería válido porque requeriría un reordenamiento completo de las estructuras atómicas, lo que sólo puede ocurrir por disolución y reprecipitación.

Los materiales amorfos predominan en la mineralogía de los suelos jóvenes; sin embargo, con el tiempo, se produce neoformación de otros minerales cristalinos a partir de los minerales vítreos y la influencia de la ceniza disminuye lentamente (Schaetzel & Anderson, 2005). Esta etapa correspondería a lo que Legros (2007) denomina “desandosolización” (*désandolisation*), que implica en parte una mineralización parcial de la materia orgánica que bloqueaba la formación de minerales cristalinos (haloisita, caolinita); también puede haber diferenciación del Fe y en algunos casos migración de arcilla. Esta evolución puede ser muy lenta (miles de años) o brusca, como en el caso de la puesta en cultivo de los suelos.

El Al liberado por la meteorización se une a compuestos orgánicos formando complejos Al-humus, acompañando comúnmente el Fe. La alta relación metal/sustancias húmicas (principalmente ácidos húmicos) otorga baja solubilidad y movilidad a estas macromoléculas, acumulándose en el horizonte superficial, el que adquiere contenidos elevados de C orgánico y colores muy oscuros. Es común encontrar estos horizontes sepultados por acumulaciones más recientes de cenizas, con escasa o nula lixiviación hacia el horizonte subyacente (Bw).

Si la cantidad de materia orgánica es muy elevada y el pH es cercano a 5 o menor, la mayoría del

Al se une muy fuertemente a aquélla y no reacciona con la sílice. La concentración de ésta aumenta en la solución del suelo; una parte se lixivia y otra precipita como sílice opalina. En estos casos, se inhibe la formación de alofano y otros minerales como la imogolita, mientras que la fracción arcilla puede estar constituida por filosilicatos 2:1. Se forman así los llamados “*Andisoles no alofánicos*”, diferenciados de los *Andisoles alofánicos*. Éstos se formarían en tefras en que domina el vidrio coloreado, que libera más Ca y Mg y el pH es más alto, mientras que los suelos no alofánicos se formarían en tefras ricas en vidrio incoloro (Shoji & Fujiwara, 1984; Saigusa & Shoji, 1986). Ambos suelos comparten varias propiedades (alta retención de agua, baja densidad, alta fijación de P, etc.) y se diferencian en otras según Shoji (1985), como se indica en la **Tabla 1**.

Mizota & van Reeuwijk (1989) proponen diferenciar a ambos suelos relacionando el Al extraído con pirofosfato y con oxalato (Al_p/Al_o); así, relaciones elevadas corresponderían a los Andisoles no alofánicos. Al respecto, Nanzyo *et al.* (1993) mencionan para estos suelos valores de 0,8-1,0 y para los Andisoles alofánicos valores de 0,1-0,4. El alofano se forma cuando hay suficiente cantidad de Al no complejoado con el humus y la reacción es neutra o ligeramente ácida ($pH > 5,0$). Se deduce entonces que la formación de complejos Al-humus y la formación de alofano son mutuamente competitivas o que hay una competencia del humus y la sílice por el aluminio (FAO, 2001); se ha dicho al respecto que la materia orgánica desempeña un papel “antialofánico”. Sin embargo, en Andisoles

del SO del Neuquén Broquen *et al.* (2005) encuentran los mayores contenidos de alofano en los suelos con mayores contenidos de C orgánico.

El proceso tiene aspectos en común con la podzolización, pero en ésta la relación metal/sustancias húmicas (principalmente ácidos fúlvicos) es menor y hay movilidad de los complejos organo-metálicos que se lixivian y acumulan en un horizonte B (Bh, Bs, Bhs). Duchaufour (1968) considera que la andosolización se diferencia de la podzolización por su evolución en un medio biológicamente activo, en que los compuestos orgánicos solubles son protegidos de la biodegradación por la abundancia de cationes complejantes e insolubilizantes (sobre todo Fe y Al). Ugolini *et al.* (1988) y Ugolini & Dahlgren (1991) estudiaron la diferencias entre ambos procesos a través del análisis de la fase líquida, determinando que en la andosolización se produce una acumulación de Fe, Al y C orgánico disueltos en el horizonte A, con escasa lixiviación hacia el horizonte B, en el cual domina la alteración *in situ*. En cambio, la podzolización comienza en la parte superior del perfil por los ácidos orgánicos originados en la vegetación y el humus, los que disminuyen el pH y promueven la formación de complejos móviles con Fe, Al, que migran como complejos metal-humus al horizonte B donde se inmovilizan. Según Schaetzl & Anderson (2005) la andosolización se asocia a una *inmovilización* de cationes metálicos por una complejación con la materia orgánica, constituida principalmente por moléculas grandes de ácidos húmicos, mientras que en la podzolización intervienen ácidos fúlvicos que favorecen una *movilización* de esos cationes.

Tabla 1. Algunas diferencias entre Andisoles no alofánicos y alofánicos (adaptado de Shoji, 1985).
Table 1. Some differences between non-allophanic and allophanic Andisols (adapted from Shoji, 1985).

Propiedades	Andisoles no alofánicos	Andisoles alofánicos
Arcillas	Filosilicatos 2:1	Alofano-imogolita
Al activo principal	Complejo Al-humus	Alofano-imogolita
Acidez	Fuerte y muy fuerte	Media y leve
Al intercambiable (extraíble con KCl)	Abundante	Muy escaso o ausente
Toxicidad por Al	Frecuente	Rara

La andosolización constituye el proceso mayor de los suelos volcánicos, aunque en casos particulares otros procesos subordinados lo acompañan. Por ejemplo, Porta *et al.* (1994) señalan, entre otros: oscurecimiento (melanización), humificación, gleización, acumulación y cementación de Fe, translocación y acumulación de sílice. Ferrer *et al.* (2006) mencionan para la provincia del Neuquén los procesos de: acumulación de mantillo, humificación, melanización y desaturación del complejo de intercambio.

PROPIEDADES

Como ya se indicó, los *Factores de formación* al combinarse de diversas maneras dan origen a los *Procesos pedogenéticos*. Los procesos son conceptos abstractos que se deducen a partir de características objetivas observables o medibles del suelo, como son las *Propiedades*. Algunas propiedades físicas, químicas y mineralógicas deben determinarse a fin de identificar a los suelos volcánicos en las clasificaciones (e.g., densidad aparente, contenidos de C orgánico, Al, Fe, fosfatos y vidrio volcánico). También se han utilizado algunas propiedades morfológicas (color, textura, estructura, consistencia) para determinar en el campo la presencia de materiales volcánicos, aunque con menor precisión y sólo con alcance regional (Gardner, 2007).

Propiedades morfológicas

Los perfiles de los suelos volcánicos están constituidos por horizontes que indican un desarrollo incipiente o moderado. Así, las secuencias más comunes son: A-C, A-AC-C, A-C-2R, A-Bw-C y A-AB-Bw-C. En algunos suelos más evolucionados se pueden encontrar horizontes Bt argílicos o kándicos. Bajo vegetación de bosque es común la presencia de horizontes orgánicos (O) en superficie. A diferencia de otros suelos, los horizontes superficiales están menos meteorizados que los horizontes B subyacentes porque periódicamente se acumulan nuevos materiales en la superficie (McDaniel *et al.*, 1993). Es común la presencia de horizontes A sepultados y discontinuidades entre

capas de ceniza (e.g., A-Bw-2Ab-2Bwb-2C, A-2Ab-3ABb-3Bwb-4C-5C, etc.). Algunos autores denominan *multisecuales* (*multisequum*) a estos perfiles (Shoji *et al.*, 1993a). Respecto a estas características, Arnalds *et al.* (1995) consideran que por ser tan comunes dichas capas de cenizas, no sería recomendable diferenciarlas como materiales originales separados, es decir que no habría que establecer discontinuidades.

Los colores oscuros son conspicuos en los horizontes A superficiales y enterrados debido a los complejos de materia orgánica y Al. Dominan matices 10YR o N (neutros) y luminosidades (*values*) e intensidades (*chromas*) bajas (1, 2). Esta característica se ha tomado en cuenta para designar a estos suelos en clasificaciones modernas y para establecer algunos horizontes como el *epipedón melánico* (Ver *Clasificaciones*). En profundidad la luminosidad aumenta y los matices se tornan a veces más rojos (7,5YR, 5YR, 2,5YR), generalmente por presencia de ferrihidrita. Los horizontes A tienen generalmente estructura granular o migajosa, mientras que los horizontes Bw suelen presentar bloques subangulares. Algunos horizontes subsuperficiales (AC o C) pueden carecer de estructura (masivos o grano suelto); en muchos casos pueden ser blandos y pulverulentos o ligeramente duros en seco y friables o muy friables en húmedo. La plasticidad y la adhesividad son ligeras o están ausentes. Pueden tener consistencia untuosa al tacto por el fenómeno de tixotropía (ver abajo). En suelos volcánicos con drenaje deficiente de Chile (suelos *ñadis*; pantano en mapuche) se observan a profundidades variables capas delgadas cementadas por Fe y Al, denominadas localmente “fierriños”, que corresponderían a los horizontes plácicos de TS (Luzio Leighton, 2010). También pueden presentar horizontes endurecidos por sílice (duripanes) o por hierro (horizontes plácicos) (Shoji *et al.*, 1993a).

Propiedades físicas

La granulometría es variable, desde medianamente gruesa a medianamente fina, siendo común

la presencia de fragmentos gruesos de tamaño variable. En suelos del Neuquén, Ferrer *et al.* (2006) determinan texturas arenosas a franco arenosas y contenidos de arena variables entre 55 y 70%, con presencia frecuente de fragmentos gruesos de diversos tamaños, desde grava muy fina hasta fragmentos gruesos de piedra pómez (denominados localmente “chicharrón”). Debe tenerse en cuenta que, en general, los materiales volcánicos presentan dificultades para la dispersión debido a que las nanoesferas de alofano colapsan al deshidratarse y forman agregados que no se deshacen al rehumectarlos. Por ello, los datos granulométricos deben interpretarse a veces con cautela pues se subestiman los contenidos de arcilla y se sobreestiman los de limo y arena (La Manna *et al.*, 2016). Asimismo, a veces se utiliza la textura al tacto denominada “textura aparente” (SSDS 1993; Broquen *et al.*, 2013; La Manna *et al.*, 2018), aunque debe tenerse en cuenta que la deshidratación disminuye la plasticidad y el suelo se puede comportar como arenoso al tacto. La deshidratación también produce aumento de la densidad aparente, disminución de la capacidad de retención de agua y costras superficiales.

Los minerales amorfos y el humus forman agregados estables que otorgan al suelo una porosidad elevada, y una densidad aparente baja (generalmente $<1,0 \text{ Mg m}^{-3}$). En una transecta en el NO de la provincia del Neuquén, Broquen *et al.* (2004) encuentran en promedio una densidad aparente de $0,75 \text{ Mg kg}^{-1}$ en Andisoles bajo régimen údico hacia el O y $1,1 \text{ Mg kg}^{-1}$ hacia el E con régimen xérico en Andisoles y Molisoles transicionales a éstos (*Haploxeroles vitrándicos*). Este aumento hacia las áreas más secas se explicaría por el menor contenido de alofano, mayor cantidad de arcilla cristalina y menor contenido de C orgánico. La baja densidad explica la alta permeabilidad de estos suelos, aunque puede variar según el grado de meteorización y, en algunos casos, por cementaciones por diversas sustancias, *e.g.*, sílice.

La capacidad de retención de agua es muy alta, y en algunos casos puede superar el 100% en el punto de marchitez permanente (1500 kPa). Esta propiedad está relacionada principalmente con

la alta superficie específica del alofano ($700\text{-}1500 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$) y los contenidos de sustancias húmicas. La presencia de fragmentos gruesos puede reducir apreciablemente la retención de agua. En *Fulvudandes* y *Hapludandes* del Neuquén, Ferrer *et al.* (2006) determinaron valores de capacidad de campo de 60% (intervalo 34-123%) y de punto de marchitez permanente de 48% (19-114%). Bajo régimen xérico (*Haploxerandes*) y con alto contenido de vidrio (*Udivitrandes*) los promedios fueron: 20% de CC y 12% de PMP.

Generalmente tienen elevados límites líquidos (60-350%) y plásticos (70-180%), y un índice de plasticidad bajo (0-10%). Una propiedad común es la *tixotropía* (del griego *θιγγάνειν* -*thigganein*- tocar y *τρέπεσθαι* -*trepesthai*- cambiar), que consiste en el pasaje del estado plástico sólido al líquido al presionar una masa de suelo muy húmedo, volviendo al estado sólido al cesar la presión. Se halla asociada a la presencia de geles derivados de alofano, imogolita y ferrihidrita.

Propiedades químicas

Los suelos volcánicos poseen contenidos elevados de materia orgánica (MO) bien humificada en los horizontes A, con predominio de ácidos húmicos, especialmente bajo climas fríos y húmedos. Bajo vegetación de bosque los horizontes superficiales pueden ser orgánicos. En climas más secos con vegetación esteparia y en suelos jóvenes, los contenidos disminuyen apreciablemente. Por ejemplo, en Andisoles del Neuquén, bajo bosques de *Nothofagus*, se encuentran contenidos de C orgánico de 30-40% en horizontes O y 7-10% en horizontes A; en estepa herbácea los contenidos descienden en este horizonte a ~2% (Ferrer *et al.*, 2006). En horizontes A de suelos con vegetación de *Austrocedrus* de Chubut, Morales *et al.* (2010) encuentran valores promedio de 16% de MO, aunque no tienen diferencias significativas con suelos formados en materiales glaciarios. Con frecuencia el contenido de MO disminuye irregularmente en profundidad por la presencia de horizontes A en-

terrados (Ab) que indican sucesivas depositaciones de tefras o ambientes aluviales.

Una propiedad que caracteriza a muchos de estos suelos es su carácter anfótero por la presencia de cargas variables, atribuibles principalmente a las arcillas alofánicas y sustancias húmicas. Así, las cargas positivas se generan en condiciones ácidas y las negativas cuando aumenta el pH. Los sitios negativos se originan principalmente en: a) grupos SiO⁻ en el alofano tamaño arcilla y minerales cloritizados 2:1 y b) grupos carboxilos -COO⁻ de las sustancias húmicas. La capacidad de intercambio catiónico medida a pH 7 oscila entre 10 y 40 cmolc kg⁻¹ (Wada, 1989). Como la mayoría de estos suelos son ácidos, estos valores son artificialmente altos. Esto se comprueba cuando se la compara con la capacidad de intercambio catiónico efectiva (CICE, suma de bases intercambiables + Al intercambiable con KCl), la cual puede ser 25-30% más baja en suelos de EE.UU. (McDaniel *et al.*, 2012), aunque en Chile se describen varios Andisoles en que esa reducción es aun mayor, como lo indican los siguientes pares de valores (en cmolc kg⁻¹): horizontes A: CIC 40,5/CICE 4,3; 48,6/3,4; 42,7/7,4; horizontes Bw: 28,7/0,7; 36,5/2,2; 34,9/3,3 (Luzio Leighton, 2010). Asimismo, el porcentaje de saturación de bases suele subestimarse cuando se relaciona con la CIC medida a pH 7; el valor aumenta si se valora al pH del suelo debido a la disminución de la CIC, como ya se indicó. Las cargas positivas se originan en grupos =AlOH₂⁺ de arcillas alofánicas, polímeros hidroxil-Al en las intercapas de minerales 2:1 cloritizados y el grupo =FeOH₂⁺ de la ferrihidrita. La capacidad de intercambio aniónico de arcillas alofánicas varía entre 5 y 30 cmolc kg⁻¹ medida a pH 4 (Wada, 1989).

La reacción tiende a ser casi siempre ácida, desde fuerte a moderada. En muchos casos el pH es más bajo en los horizontes superficiales con mayor cantidad de MO, aunque en otros suelos la tendencia puede ser inversa o mantenerse en valores más o menos similares en todo el perfil. La acidez puede originarse por: a) ionización de grupos carboxilos de las sustancias húmicas; b) disociación de protones de bordes rotos de aluminosilicatos no cristalinos ($\equiv\text{SiOH} \rightarrow \equiv\text{SiO}^- + \text{H}^+$) y c) presencia de aluminio intercambiable ($\text{Al}^{3+} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{AlOH}^{2+} + \text{H}^+$). Según Nanzzyo *et al.* (1993) la acidez depende de la presencia de alofano y de la abundancia de humus, según lo indican los valores aproximados de pH hidrolítico y potencial para suelos de Japón (Tabla 2). En los Andisoles no alofánicos la reacción puede ser fuertemente ácida, el Al se encuentra unido a la MO y puede liberarse produciendo toxicidad para los vegetales. Sobre la base de una recopilación de datos de Andisoles del SO de la provincia del Neuquén. Broquen *et al.* (2013) encuentran valores medios de pH (H₂O) de 5,6 bajo régimen údico y 6,5 bajo régimen xérico. En bosques de *Austrocedrus chilensis* de Chubut, Morales *et al.* (2010) determinaron un pH promedio de 5,9 en materiales volcánicos y 6,6 en materiales glaciarios.

El P se encuentra principalmente en formas solubles en tefras frescas, pero su solubilidad disminuye al avanzar la meteorización ya que es retenido por el Al activo del alofano y la imogolita, por el Al complejoado con el humus y por el Fe activo de la ferrihidrita. Este problema es menor en climas tropicales donde la mayor temperatura aumenta la liberación del P.

La presencia de materiales alofánicos y complejos Al-humus puede detectarse mediante el ensayo

Tabla 2. Intervalos de pH para suelos alofánicos y no alofánicos de Japón (Nanzzyo *et al.*, 1993).

Table 2. pH ranges in allophanic and non-allophanic soils of Japan (Nanzzyo *et al.*, 1993).

Tipo de suelo		pH hidrolítico (H ₂ O)	pH potencial (KCl)
Alofánico	Humus escaso	5,2 - 6,0	5,0 - 5,6
	Humus abundante	5,0 - 5,7	4,3 - 5,0
No alofánico		4,8 - 5,3	3,8 - 4,4

de Fieldes & Perrott (1966). Consiste en observar el viraje de la fenolftaleína en una muestra de suelo luego de aplicar gotas de fluoruro de sodio (NaF, 1 M, pH 7,5). La reacción es positiva si el pH llega a 9,5 en 2 minutos. La prueba se basa en la adsorción de iones fluoruro (F^-) y liberación de iones OH^- . No es adecuada para suelos sódicos, carbonáticos o muy ricos en MO; la reacción también puede ser producida en algunos horizontes espódicos o ricos en arcilla. Por esta razón, Hétier (1968) propuso considerar materiales volcánicos sólo aquellos que dan pH 10 en 40 segundos. Para suelos de Río Negro y Neuquén, Apcarian & Irisarri (1993) estiman la presencia de alofano, haloisita o imogolita según la reacción por encima o por debajo de un pH de referencia (9,2) a los 2 y 60 minutos.

CLASIFICACIONES

Introducción

A pesar de sus características particulares, estos suelos han sido incluidos en tiempos relativamente recientes en las clasificaciones científicas. La razón de ello derivaría de su escasa difusión y su presencia en áreas marginales en los países más desarrollados en la Ciencia del Suelo, por ejemplo Hawaii en los EE.UU. y la península de Kamchatka en Rusia. En cambio, existían diversos nombres vernáculos entre los campesinos, pero sólo con alcance local. Así por ejemplo, en Japón se los conocía como *kurobo-ku* o *kurotsuchi*; en Perú *kuntayu*, (Krasilnikov *et al.*, 2009); en Chile *trumao* y *ñadis* (Luzio Leighton, 2010). Asimismo, algunos suelos formados a partir de materiales volcánicos con capas con endurecimiento reversible (fragipán) o irreversible (duripán, horizonte plácico, etc.) reciben también nombres locales específicos, por ejemplo: *tepetate* (México), *talpetate* (Nicaragua), *cangahua* (Ecuador), *sillar* (Perú), *fierrillos* (Chile), *nigatsuchi*, *kora* o *masa* (Japón), etc. (Quantin, 1994).

A mediados del siglo XX se comenzó a prestar atención a estos suelos, en coincidencia de una mayor demanda de alimentación que requería una transferencia de agrotecnología más eficiente, ya que en muchos casos tenían mayor difusión en re-

giones densamente pobladas. En la actualidad están incluidos en los niveles más altos de las clasificaciones que pretenden tener alcance mundial como la *Taxonomía de Suelos* (TS) de EE.UU. (orden *Andisoles*), el *Sistema WRB* y la clasificación francesa (*Andosoles*). Asimismo, han sido reconocidos con distintos nombres en las clasificaciones nacionales de países donde tienen amplia representación areal como Japón, Nueva Zelanda y en otros donde su participación es menor (e.g., Rusia, China, Rumania, República Checa, Eslovaquia, Australia).

Los Andisoles/Andosoles se definen sobre la base de propiedades heredadas de los productos de meteorización del material volcánico; esto significa que la simple presencia de estos materiales no obliga a clasificarlos en este orden si la meteorización no ha avanzado lo suficiente para otorgar al suelo las propiedades especiales de este orden (*propiedades ándicas* según TS y WRB). Por ejemplo, en el norte de Chile con clima árido y semiárido se encuentran suelos muy jóvenes formados en materiales volcánicos que han tenido mínima evolución pedogenética, clasificados como Entisoles o, si ha habido una evolución incipiente, como Inceptisoles (Luzio Leighton, 2010). Es decir, la formación de estos suelos implica una meteorización de los materiales volcánicos, lo que requiere un tiempo que varía en función del clima, siendo más comunes en climas húmedos. En cambio, en climas muy secos, cuando los materiales volcánicos son muy jóvenes las propiedades ándicas prácticamente no se desarrollan.

Por otro lado, puede haber Andisoles en materiales que no son volcánicos, formados en ambientes ricos en materia orgánica, especialmente en climas frescos y húmedos, donde se pueden formar compuestos organo-metálicos con propiedades ándicas. Los Andisoles no volcánicos también se pueden formar en materiales ricos en silicatos ácidos y bajo climas cálidos y húmedos que promueven una rápida meteorización. Ya se mencionó a García-Rodriguez *et al.* (1987), quienes describen Andisoles de España formados a partir de gabbros, anfíbolitas y esquistos, siendo muchas de sus propiedades similares a las de los Andisoles no alofánicos de Japón.

Al respecto, Kimble *et al.* (2000) señalan que los Andisoles se clasifican sobre la base de un conjunto de propiedades físicas, químicas y mineralógicas adquiridas durante su evolución, no exclusivamente por el origen de los materiales.

En suelos muy antiguos y situados en ambientes estables, con climas húmedos, la evolución puede originar la pérdida de las características volcánicas y la clasificación en otros órdenes. Al respecto, Be-soain (1985) hace referencia a suelos de Chile derivados de cenizas volcánicas antiguas, en los cuales una parte del material habría evolucionado hacia minerales cristalinos, como haloisita y caolinita. Luzio Leighton (2010) señala que estos suelos poseen condiciones ándicas, excepto la densidad que es muy alta (hasta $1,5 \text{ Mg m}^{-3}$) y se clasificarían como Ultisoles (*Hapludultes típicos*). Colmet-Dâage (1981) presenta dos transectas con variaciones de materiales, clima y tiempo de Chile, desde las cercanías de los volcanes Osorno y Antillaca hasta la costa. En las laderas de los volcanes, con precipitaciones muy elevadas ($\sim 3000 \text{ mm}$), se encuentran suelos jóvenes con características alofánicas y alto contenido de vidrio. Hacia el O se observan suelos alofánicos muy hidratados (*Hidrudandes*). Le siguen suelos volcánicos típicos (*trumao* o *Hapludandes*) con precipitaciones algo superiores a 1000 mm . Finalmente, cerca de la costa se encuentran depósitos más antiguos con mayor participación de minerales cristalinos, con suelos haloisíticos o intergrados alofánicos-haloisíticos (Alfisolos o Ultisoles). Salazar *et al.* (2005) han establecido correlaciones entre suelos de la Región de los Lagos de Chile clasificados según TS y WRB, muchos de ellos derivados de cenizas volcánicas.

Clasificaciones de EE.UU.

Antecedentes. Las clasificaciones de EE.UU. reconocieron la presencia de suelos volcánicos en tiempos relativamente recientes. La clasificación de 1938 (Baldwin *et al.*, 1938) no los consideraba en ningún nivel. Comenzaron a estudiarse en ese país a partir de reconocimientos realizados en Japón entre 1945 y 1949, aunque sus propiedades no coincidían con

ninguno de los grandes grupos vigentes. Tenían alguna semejanza morfológica con los suelos de Pradera, los Pardo Forestales y los Latosoles, aunque diferían marcadamente en sus propiedades químicas. Algunos suelos de Hawaii se clasificaron como *Hydrol Humic Latosols* y *Latosolic Brown Forest Soils* (USDA, 1939). Finalmente, se decidió introducir un nuevo gran grupo en el orden Suelos Intrazonales. Se propuso inicialmente el nombre *Ando Podzolic Soils*, en el cual el término *Ando* deriva de las palabras japonesas “*an*” (oscuro) y “*do*” (suelo), a pesar de que ese término es infrecuente en el idioma japonés y que no todos estos suelos son oscuros. Posteriormente se suprimió el término “*Podzolic*”. El término *Ando soils* apareció por primera vez en la versión actualizada de 1949 (Thorpe & Smith, 1949). El nuevo taxón fue luego reconocido en otras regiones, como Alaska, Francia y Nueva Guinea.

Algunas de las propiedades de los suelos Ando de Japón descritas originariamente eran: a) horizontes A espesos y oscuros; b) alto contenido de MO (hasta 30%) y relación C/N elevada (13-25); c) ausencia de horizontes E; d) reacción moderada a fuertemente ácida (pH 4,5-5,6); e) bajo contenido de bases de intercambio ($2-9 \text{ cmolc kg}^{-1}$); f) contenidos de Al intercambiable $>3 \text{ cmolc kg}^{-1}$; g) relaciones sílice/sesquióxidos de las fracciones coloidales entre 0,4 y 2,0 en los horizontes A y 0,67 y 1,0 en horizontes más profundos.

En el nuevo sistema que comenzó a elaborarse en EE.UU. desde principios de la década de 1950 el término Ando desapareció, aunque se conservó la raíz “*and-*”. En la Séptima Aproximación (Soil Survey Staff, SSS, 1960) se incluyó a estos suelos en el orden Inceptisol y en el suborden *Andept* (2° en la clave de subórdenes), definido tentativamente como el que posee $\geq 60\%$ de alofano en la fracción arcilla (límite aproximado que implicaba sólo dominio de alofano en esa fracción) o $\geq 60\%$ de ceniza volcánica en la fracción limo y arena. Podía tener epipedón ócrico, mólico o úmbrico (si era ócrico debía poseer horizonte cámbico). Otras características comunes eran: densidad aparente baja e intensidades (*chromas*) más altos que para los Acueptes. Se proponían cinco grandes grupos cuya clave y definiciones eran

tentativas (*Criandeptes*, *Durandeptes*, *Ocrandeptes*, *Umbrandeptes* e *Hidrandeptes*).

En la versión del sistema consolidado, denominado *Soil Taxonomy* (SSS, 1975), se mantuvo a los suelos en el suborden Andept, precisando más las exigencias: 1) densidad aparente $<0,85\text{ g cm}^{-3}$ y complejo de intercambio dominado por materiales amorfos, o 2) $\geq 60\%$ del suelo (en peso) constituido por materiales vítricos, ceniza volcánica, *cinder* u otros materiales piroclásticos. Se establecieron siete grandes grupos: *Criandeptes*, *Durandeptes*, *Hidrandeptes*, *Placandeptes*, *Vitrandeptes*, *Eutrandeptes* y *Distrandeptes*.

El orden Andisol. Guy Smith, principal autor de Taxonomía de Suelos, advirtió serias deficiencias en la clasificación de los Andeptes, en parte debido a que se habían basado casi exclusivamente en suelos de EE.UU. (Oeste, Alaska, Hawaii); por ello propuso su reclasificación a nivel de orden, para el que sugirió el término *Andisol* (Smith, 1978). Se formó al efecto el *International Committee for the Classification of Andisols* (ICOMAND) presidido por Mike Leamy de Nueva Zelanda. Dentro de ese marco se realizaron talleres, reuniones de trabajo y congresos en diversos lugares del mundo y se redactaron 10 circulares (*Circular Letters*) entre 1979 y 1988. Las actividades del Comité hasta 1990 se han incluido en un Informe Final (Leamy *et al.*, 1990).

La inclusión del nuevo orden se concretó en la versión 1990 de las “*Keys to Soil Taxonomy*” (SSS, 1990) donde se lo ubicó en el segundo lugar de la clave de órdenes y se los definía así:

Suelos con **propiedades ándicas** en subhorizontes, enterrados o no, con un espesor acumulado de $\geq 35\text{ cm}$ dentro de los primeros 60 cm de la superficie del suelo mineral o el límite superior de una capa orgánica que posea propiedades ándicas, según cual sea más somero.

En la 2ª. edición de la versión completa (SSS, 1999) los Andisoles pasaron al 4º lugar de la clave de órdenes después de los Gelisoles, Histosoles y Espodosoles. En la última actualización (SSS, 2014) los requerimientos son aproximadamente similares:

Suelos que tienen propiedades ándicas en el 60% de su espesor, que comprende:

- 1. Los primeros 60 cm, medidos desde la parte superior del suelo mineral o de una capa orgánica con propiedades ándicas, según cual sea más somero, o
- 2. Entre la parte superior del suelo mineral o de una capa orgánica con propiedades ándicas, según cual sea más somero, y un contacto dénsico, lítico o paralítico, duripán u horizonte petrocálcico si se encuentra por encima de los 60 cm.

Las propiedades ándicas incluyen requerimientos de C orgánico, densidad aparente, retención de fosfatos y contenidos de Fe y Al, como se indica en los puntos 1 y 2 de la **Tabla 3**. En suelos menos alterados, con mayor contenido de vidrio volcánico, disminuyen las exigencias de retención de fosfatos y contenidos de Fe y Al (punto 3 de la **Tabla 3** y **Fig. 2**). Los requerimientos del punto 3 son simi-

Tabla 3 Requerimientos de las propiedades ándicas según Taxonomía de Suelos (SSS, 2014).
Table 3. Required characteristics of andic properties according to Soil Taxonomy (SSS, 2014).

1	2	3
$<25\%$ C orgánico	a) Densidad aparente $\leq 0,90\text{ g cm}^{-3}$ (a 33 kPa), y b) $\geq 85\%$ de retención de fosfatos, y c) $\geq 2,0\%$ de Al + $\frac{1}{2}$ Fe (por oxalato de amonio)	a) $\geq 30\%$ de la tierra fina se halla en la fracción 0,02-2,0 mm, y b) $\geq 25\%$ de retención de fosfatos, y *c) $\geq 0,4\%$ de Al + $\frac{1}{2}$ Fe (por oxalato de amonio), y *d) $\geq 5\%$ de vidrio volcánico, y *e) $[\% \text{ Al} + \frac{1}{2} \text{ Fe} \times 15,625] + [\% \text{ vidrio volcánico}] = \geq 36,25$

* Ver Fig. 2

lares a las *propiedades vítricas* del sistema WRB (**Tabla 5**).

La inclusión del Al se debe a su presencia en el alofano y en los complejos Al-humus. El Fe ha sido incluido para incluir sobre todo algunos suelos que contienen ferrihidrita (se usa $\frac{1}{2}$ Fe porque el peso atómico de este catión es aproximadamente el doble que el Al).

Se advierte que para el orden Andisol se exigen condiciones ándicas, pero ningún horizonte de diagnóstico subsuperficial específico; el horizonte B es generalmente cámbico. Algunos Andisoles pueden tener horizonte argílico, kándico, espódico, cálcico, petrocálcico, óxico o plácico. Para los horizontes superiores se ha previsto el *epipedón melánico*, que caracteriza sólo a algunos Andisoles; en otros casos pueden tener epipedones *hístico*, *folístico*, *úmbrico* o *mólico*.

El horizonte melánico. En la cuarta edición de las Claves para la Taxonomía de Suelos (SSS, 1990) se introdujo el *epipedón melánico* (griego μέλας -*mélas*- negro) para diferenciar en algunos Andisoles a un horizonte superficial oscuro, con altos contenidos de materia orgánica proveniente de gramíneas asociada a minerales de baja cristalinidad o complejos aluminio-húmicos. Según

la última edición (SSS, 2014) este horizonte de diagnóstico debe cumplir los siguientes requerimientos:

- 1) *Límite superior en ≤ 30 cm de la superficie del suelo mineral o el límite superior de una capa orgánica con propiedades ándicas, según cual sea más somero, y*
- 2) *En capas con un espesor acumulado de ≥ 30 cm dentro de un espesor total de 40 cm la totalidad de los siguientes características: a) propiedades ándicas en todas sus partes; b) luminosidad -value- (húmedo) $\leq 2,5$ e intensidad -chroma- ≤ 2 (Munsell); c) índice melánico $\leq 1,70$; y d) $\geq 6\%$ de C orgánico como promedio ponderado y $\geq 4\%$ en todas las capas.*

El *índice melánico* (Honna *et al.*, 1988) se calcula mediante la relación ácidos húmicos/ácidos fúlvicos extraídos con NaOH y cuantificados por colorimetría según la relación entre las absorbancias en 450 y 520 nm (450/520). Este índice permite reconocer el "Humus A" formado bajo vegetación de pastos y diferenciarlo del humus originado en vegetación de bosque. Según Shoji *et al.* (1988) en Japón el primero se forma especialmente en pastizales de *Miscanthus sinensis* (Poácea) y el segundo en bosques de hayas (*Fagus crenata*). El 6%

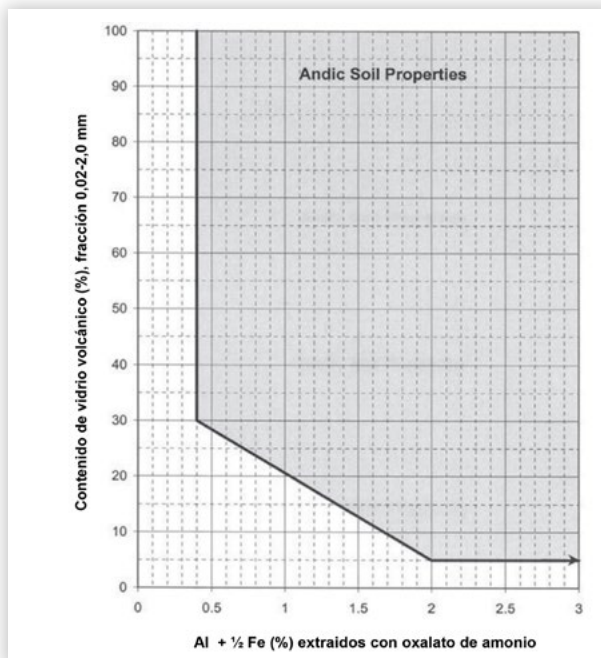


Figura 2. Representación gráfica de los requerimientos de propiedades ándicas respecto a los contenidos de Al, Fe y vidrio volcánico (puntos 3c, 3d y 3e en **Tabla 3**) (SSS, 2014).

Figure 2. Plot showing requirements of andic properties related to Al, Fe and volcanic glass contents (items 3c, 3d and 3e in **Table 3**) (SSS, 2014).

de C orgánico ha sido elegido porque varias de las propiedades físicas de los Andisoles (e.g., densidad baja, límites líquido y plástico altos) se manifiestan a partir de ese valor. Takahashi *et al.* (1994) han identificado a este epipedón en bosques de coníferas de California, donde el fuego pudo haber contribuido a su formación por la presencia de abundantes fragmentos de carbón.

El epipedón melánico se utiliza en cuatro subórdenes a nivel de gran grupo: *Melanacuandes*, *Melanocriandes*, *Melanoxerandes* y *Melanudandes*. Para los suelos que cumplen con todos los requerimientos del epipedón melánico, salvo el de color, se ha previsto el gran grupo *Fulv-* (latín *fulvus*: amarillo) en los *Criandes* (*Fulvicriandes*) y *Udandes* (*Fulvudandes*). A ambos suelos se los suele llamar de manera general *Andisoles melánicos* y *Andisoles fúlvicos*. El sistema WRB también ha adoptado este horizonte y el índice melánico con algunas variantes y ha creado el *horizonte fúlvico* (**Tabla 7**).

Niveles de suborden, gran grupo y subgrupo. En el segundo nivel se diferenciaron ocho subórdenes sobre la base de los regímenes de humedad o temperatura o, en un caso (*Vitrandes*), de su composición, indicada indirectamente por su menor retención de agua (<15% a 1500 kPa en muestras secas al aire). Los subórdenes están ordenados en la correspondiente clave de la siguiente manera: 1.*Acuandes*, 2.*Gelandes*, 3.*Criandes*, 4.*Torrandes*,

5.*Xerandes*, 6.*Vitrandes*, 7.*Ustandes* y 8.*Udandes*. Debido a la necesidad de un ambiente más o menos húmedo para originar la meteorización del material volcánico, los Andisoles formados en régimen árido (*Torrandes*) tienen escasa difusión. Por ello, Kimble *et al.* (2000) dudan de su existencia y sugieren que se habrían originado en áreas en que se concentra humedad por mecanismos diferentes de la lluvia. Este suborden, temporariamente suprimido, fue reincorporado por su presencia en Siria e Islas Canarias. Respecto a los *Vitrandes*, no hay exigencias sobre contenidos de vidrio sino sobre retención de agua: <15% (a 1500 kPa) en muestras secas al aire y <30% en muestras no secadas en ≥60% del espesor dentro de los primeros 60 cm.

En el tercer nivel de esta versión se diferenciaron 31 grandes grupos y en el cuarto nivel 222 subgrupos. Los subórdenes más desarrollados son los *Acuandes* con 8 grandes grupos y los *Criandes* y *Udandes* con 6 cada uno (**Tabla 4**), siendo el gran grupo *Hapludand* el que posee mayor cantidad de subgrupos (21), lo que indica la influencia de la humedad en el desarrollo y diversidad de los Andisoles. Los subgrupos más abundantes son, exceptuando el *Típico: Lítico, Táptico, Dúrico y Ácuico*.

El subgrupo *Lítico* se usa en Andosoles que tienen un contacto lítico dentro los primeros 50 cm desde la superficie del suelo mineral o desde la parte superior de una capa orgánica con propiedades ándicas, según cual sea más somero.

Tabla 4. Subórdenes y grandes grupos de los Andisoles ordenados según las respectivas claves de Taxonomía de Suelos (SSS, 2014).
Table 4. Suborders and great groups of Andisols ordered according to the respective keys of Soil Taxonomy (SSS, 2014).

Acuand	Geland	Criand	Torrand	Xerand	Vitrand	Ustand	Udand
Gelacuand	Vitrigeland.	Duricriand	Duritorrand	Vitrixerand	Ustivitrand	Durustand	Placuand
Criacuand		Hidrocriand	Vitritorrand	Melanoxerand	Udivitrand	Haplustand	Duracuand
Placuand		Melanocriand	Haplotorrand	Haploxerand			Melanudand
Duracuand		Fulvucriand					Hidrudand
Melanacuand		Vitricriand					Fulvudand
Epiacuand		Haplocriand					Hapludand
Endoacuand							

El subgrupo *Táptico* (*Thaptic*; del griego θάπτειν -*thaptein*- enterrar) sólo se aplica en Andisoles y se creó porque muchos de estos suelos tienen perfiles *multisecuales* (*multisequum*) que reflejan deposiciones frecuentes de tefra y subsiguiente formación de suelos enterrados. Se aplica a suelos que tienen una capa de ≥ 10 cm de espesor con los colores del epipedón mólico y $>3\%$ de carbono orgánico, que subyacen a uno o más horizontes con un espesor de ≥ 10 cm que tienen colores más claros y menores contenidos de carbono orgánico.

El subgrupo *Dúrico* corresponde a Andisoles que tienen un horizonte de ≥ 15 cm de espesor con $\geq 20\%$ (vol.) de material cementado dentro de los primeros 100 cm del suelo mineral.

Otros subgrupos característicos de los Andisoles son el *Hídrico* y el *Álico*. El subgrupo *Hídrico* (*Hydric*) se aplica a suelos que poseen alguna capa de ≥ 35 cm de espesor con muy alta capacidad de retención de agua ($\geq 70\%$ a 1500 kPa en muestras no secadas). Este subgrupo se utiliza además en los Histosoles en un solo caso (*Haplohemistes hídricos*), pero con un significado diferente al antedicho. El subgrupo *Álico* (*Alic*) es utilizado para Andisoles fuertemente ácidos y con niveles tóxicos de Al intercambiable (>2 cmolc kg^{-1} extraído con KCl 1 N); comprendería los llamados *Andisoles no alofánicos*. El subgrupo *Páquico* (*Pachic*, del griego πάχης -*pakhis*- grueso) se usa en algunos Andisoles para indicar la presencia de un horizonte superficial espeso (≥ 50 cm de espesor dentro de los primeros 60 cm), además de $>6\%$ de C orgánico y colores de un epipedón mólico. En algunos Andisoles más evolucionados se pueden encontrar los horizontes argílico o kándico (Bt), identificados mediante los

subgrupos *Últico* y *Álfico* según tengan saturación con bases baja ($<35\%$) o alta ($\geq 35\%$), respectivamente.

Nivel de familia. Para los suelos que tienen propiedades ándicas o alto contenido de vidrio volcánico, pómez, *cinders*⁶ (Andisoles y muchos subgrupos ándicos y vitrándicos de otros órdenes), TS considera que los materiales no se pueden dispersar fácilmente, por lo cual no se pueden caracterizar adecuadamente a nivel de familia mediante las clases normales de tamaño de partículas. Por ello, se han establecido varios nombres como sustitutos, cuya determinación se efectúa mediante la siguiente clave resumida del capítulo 17 de TS (SSS, 2014):

A) Sección de control con $<10\%$ de tierra fina y en todo el suelo $>60\%$ (peso) de ceniza volcánica, *cinders*⁶, lapilli⁷, pómez y fragmentos pumíceos. En la fracción ≥ 2 mm tiene:

1) $\geq 2/3$ (vol.) de pómez o fragmentos pumíceos:

Clase *pumícea* (*pumiceous*)

2) $<2/3$ (vol.) de pómez o fragmentos pumíceos:

Clase *cindérica* (*cindery*)

B) Sección de control con $\geq 10\%$ de tierra fina. Se consideran según los casos: presencia o ausencia de propiedades ándicas, contenido de: agua a 1500 kPa, vidrio volcánico, pómez o fragmentos rocosos. Se diferencian nueve clases: *pumícea-cinérea* (*ashy-pumiceous*), *esquelética-cinérea* (*ashy-skeletal*), *cinérea* (*ashy*), *pumícea-media* (*medial-pumiceous*), *media* (*medial*); *pumícea hidratada* (*hydrous-pumiceous*), *esquelética-hidratada* (*hydrous-skeletal*), *hidratada* (*hydrous*) y *esquelética-media* (*medial-skeletal*).

6 **Cinder** (Inglés, del francés *cenre*: ceniza). Lapillo⁷ más o menos vesicular, con diámetro entre 4 y 32 mm. Según otras clasificaciones (International Union of Geological Sciences, IUGS) los tamaños son: 2-64 y 5-50 mm. Uso internacional; poco difundido en la Argentina (Diccionario Sedimentológico, Teruggi, 1984).

Material piroclástico, vesicular, vítreo, no cementado de más de 2 mm, por lo menos en una dirección. Su densidad, incluyendo vesículas, varía entre $>1,0$ y $<2,0$ (Glosario, SSSA, 2001).

Cindérica: Adjetivo propuesto para identificar a la familia mineralógica.

7 **Lapillo** Piroclasto de dimensiones entre 2 y 32 mm (4-32 mm o 2-64 mm según otras clasificaciones, incluida la IUGS) (Teruggi, 1984).

Lapilli (Latín, plural de *lapillus*, piedrita. Otras grafías *lapilos*, *lapilios*). Tefra formada por piroclastos de tamaño lapillo (Teruggi, 1984). Partículas piroclásticas poco o nada vesiculares, de 2 a 76 mm por lo menos en una dirección, con una densidad $\geq 2,0$. (Glosario, SSSA, 2001).

Según Shoji *et al.* (1993c) las clases cinérea, media e hidratada corresponderían en los suelos sin características ándicas a las clases texturales arenosa, franca y arcillosa, respectivamente.

En suelos como los volcánicos y otros, la clase mineralógica consiste en clases sustitutas, al igual que con las clases por tamaño de partículas, a saber: *amórfica* (*amorphous*), *ferrihidráulica* (*ferrihydric*), *vítrea* (*glassy*) y *mixta* (*mixed*). Las clases *amórfica* y *ferrihidráulica* deben tener una determinada relación entre los porcentajes de Si y Al extraídos de la tierra fina con oxalato de amonio, a saber: la suma de 8 veces el %Si más 2 veces el %Fe debe ser igual o superior a 5 ($8\text{ Si} + 2\text{ Fe} \geq 5$). Además, en la clase *amórfica* el producto de 8 veces el %Si debe ser mayor que el producto de 2 veces el %Fe ($8\text{ Si} > 2\text{ Fe}$). La clase *vítrea* debe tener $\geq 30\%$ (conteo de granos) de vidrio volcánico en la fracción 0,02-2,0 mm.

Dentro las clases mineralógicas de otros suelos se incluye la clase *isóptica* (*isotopic*) aplicada a suelos que en más de la mitad de la sección de control: 1) carecen de carbonatos libres; 2) el pH con NaF es $\geq 8,4$ y 3) la relación entre contenido de agua a 1500 kPa y contenido de arcilla es $\geq 0,6$. Esta clase fue establecida por TS para dividir la clase mineralógica mixta y permitir que se identifique a los suelos que poseen propiedades de minerales amorfos, pero no cumplen con todos los requerimientos de las propiedades ándicas; sin embargo, su aplicación ha originado problemas de correlación de series en varias regiones de EE.UU. (Wilson *et al.*, 2002; Chiaretti *et al.*, 2003).

Subgrupos de otros órdenes. Existen suelos con características volcánicas, pero que no cumplen con todos los requerimientos de las propiedades ándicas exigidas a los Andisoles. Para estos suelos se han contemplado subgrupos en los otros órdenes, excepto Histosoles, Oxisoles y Vertisoles, a saber: *ándico*, *acuándico*, *udándico*, *vitrándico*, *vitritorrándico* y *vitrixerándico*. Uno de los subgrupos más comunes es el *ándico*, aplicado a suelos que tienen densidad aparente $\leq 1\text{ g cm}^{-3}$ (medida a 33 kPa) y un contenido de $\text{Al} + \frac{1}{2}\text{ Fe} > 1\%$. El

subgrupo *vitrándico* se aplica a suelos que tienen: 1) $> 35\%$ (vol.) de partículas $\geq 2\text{ mm}$ ($> 66\%$ *cinders*, pómez o fragmentos pumíceos); o 2) $\geq 30\%$ partículas 0,02-2 mm de diámetro con $\geq 5\%$ vidrio y $(\% \text{Al} + \% \frac{1}{2} \text{Fe} \times 60) + \% \text{vidrio} \geq 30$.

En Neuquén se han usado en Molisoles (*Haploxeroles vitrándicos*) (Ferrer *et al.*; 2006), en Santa Cruz en Entisoles (*Criortentes vitrándicos*) y Espodosoles (*Haplocriodes ándicos*) (Villegas *et al.*, 2009). En el Atlas de Suelos de la Argentina, el INTA (1990) incluye en los Entisoles a los *Criortentes andépticos* en Catamarca, Jujuy y Salta y los *Fluvacuantes andacuépticos* en Mendoza; ambos subgrupos no existen en la actual versión de TS ya que corresponden a la clasificación anterior a la introducción de los Andisoles. En Chile se han descrito en Inceptisoles (*Distrudeptes ándicos*) y Ultisoles (*Haplohumultes ándicos*), entre otros (Luzio Leighton, 2010).

El Sistema WRB

El sistema de clasificación de suelos *Base Referencial Mundial del Recurso Suelo*, conocido comúnmente como sistema WRB (*World Reference Base for Soil Resources*) tiene su antecedente en el proyecto emprendido en 1961 por la FAO (*Food and Agriculture Organization*, Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura) y la UNESCO (*United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization*, Organización de las Naciones Unidas para la Educación, la Ciencia y la Cultura). El objetivo fue la elaboración de un mapa de suelos del mundo en escala 1:5.000.000 y su correspondiente leyenda, que fue una de las recomendaciones del 7º Congreso Mundial de Suelos de Madison, (EE.UU.) en 1960. El primer borrador de la clasificación se presentó en 1968 en el Congreso de la Sociedad Internacional de la Ciencia del Suelo en Adelaida (Australia) donde se aprobó la leyenda, las definiciones de las unidades de suelos y la nomenclatura propuesta. Las primeras hojas se publicaron en 1971 y correspondieron a América del Sur (FAO-UNESCO, 1971) y las dos últimas dos hojas, de un total de 19, aparecieron en 1981. En esa primera versión

ya se había introducido el término *Andosoles* en el primer nivel, tomando el prefijo *Ando* de la nueva clasificación de EE.UU.

El sistema WRB se considera una clasificación “plana” en el sentido que considera sólo dos niveles taxonómicos: 1er. nivel: *Grupos de Suelos de Referencia* (GSR) y 2º nivel: *Calificadores*, adjetivos que se anteponen (*calificadores principales*) o posponen (*calificadores suplementarios*) al nombre del correspondiente GSR. La clasificación se realiza cotejando con los requerimientos de los *horizontes*, *propiedades* y *materiales de diagnóstico*. Los nombres de los suelos deben expresarse en el idioma inglés.

En la última versión de la WRB (IUSS, 2015) los Andosols se encuentran en el 10º lugar de la clave de los 32 GSR y deben cumplir dos requerimientos:

1. *Tienen una o más capas con propiedades ándicas o vítricas (Tabla 5) con un espesor combinado de:*
 - a) ≥ 30 cm dentro de los primeros 100 cm y que comienzan a ≤ 25 cm de la superficie, o
 - b) $\geq 60\%$ de todo el espesor del suelo si hay entre 25 y 50 cm roca continua, material duro técnico o capas cementadas o endurecidas, y
2. *Carecen de horizonte árgico, ferrálico, petroplúntico, pisoplúntico o espódico (a menos que esté enterrado a >50 cm de la superficie del suelo mineral).*

Las *propiedades ándicas* y *vítricas* se definen de acuerdo con determinadas propiedades químicas, físicas y mineralógicas (Tabla 5). En el sistema Taxonomía de Suelos ambas propiedades se combinan en la definición de las propiedades ándicas, como se indicó en la Tabla 3.

Tabla 5. Criterios de diagnóstico de propiedades ándicas y vítricas según WRB (IUSS, 2015).

Table 5. Diagnostic criteria of andic and vitric properties according to WRB (IUSS, 2015).

	Propiedades ándicas	Propiedad vítrica
Al + ½ Fe extraídos con oxalato	$\geq 2\%$	$\geq 0,4\%$
Retención de fosfatos	$\geq 85\%$	$\geq 25\%$
Densidad aparente	$\leq 0,9 \text{ kg dm}^{-3}$	-
Vidrio volcánico, agregados vítreos y otros minerales primarios revestidos de vidrio (en fracción $\geq 0,02$ y ≤ 2 mm)	-	$\geq 5\%$

Para clasificar en el segundo nivel, las propiedades ándicas se dividen en *propiedades silándicas* y *aluándicas*, aplicándose los prefijos principales *silandic* o *aluandic*, que son mutuamente excluyentes y se utilizan sólo en Andosoles. Las propiedades silándicas corresponden a suelos con predominio de alofano, imogolita y minerales similares, fuertemente ácidos a neutros. En los suelos con propiedades aluándicas predomina el Al que forma complejos con ácidos orgánicos, la reacción es extremadamente ácida a ácida y tienen colores más oscuros que los suelos con propiedades silándicas. Deben estar dentro de los primeros 100 cm en una o más capas con un espesor combinado de ≥ 15 cm. Las propiedades que diferencian a ambas propiedades se indican en la Tabla 6.

Tabla 6. Diferenciación de propiedades silándicas y aluándicas según WRB (IUSS, 2015).

Table 6. Differentiation of silandic and aluandic properties according to WRB (IUSS, 2015).

Propiedades	% Si (oxalato)	Al (pirofosfato) / Al (oxalato)
Silándicas	$\geq 0,6$	$< 0,5$
Aluándicas	$< 0,6$	$\geq 0,5$

Dos calificadores principales exclusivos de los Andosoles son *eutrosilic* y *hydric*. *Eutrosilic* (griego εὖ -eu- bueno, τροφή -trophae- alimento + silicio) se aplica a suelos que tienen dentro de los primeros 100 cm una o más capas con un espesor ≥ 30 cm con propiedades ándicas y una suma de bases intercambiables $\geq 15 \text{ cmolc kg}^{-1}$. El calificador *hydric* se usa para Andosoles que tienen en los primeros 100 cm capas con un espesor combinado de

≥35 cm, cuyo contenido de agua es ≥100% a una tensión de 1500 kPa (medido sin secar previamente la muestra). El calificador principal *vitric* es aplicado a Andosols, Histosols, Podzols y Cambisols que tienen dentro de los primeros 100 cm una o más capas con propiedades ándicas o vítricas con un espesor combinado de ≥30 cm, de las cuales ≥15 cm deben tener propiedades vítricas.

La presencia de tefra es común en los Andosols, aunque puede estar ausente, por lo cual se ha previsto el calificador *tephric* para indicar la presencia de *material téfrico*⁸ en los primeros 50 cm y en un espesor de ≥30 cm. Se puede usar en Andosols como calificador principal y como calificador suplementario en otros Grupos (Histosols, Technosols, Cryosols, Leptosols, Gleysols, Chernozems, Kastanozems, Phaeozems, Cambisols y Arenosols). Se ha contemplado el subcalificador *prototephric* (griego *πρότερον* -*próteron*- anterior, en el sentido de incipiente) para el caso de espesores menores de material téfrico (≥10 a <30 cm).

Una propiedad frecuente en los Andosols es la tixotropía, indicada con el calificador suplementario *thixotropic*, usado también en los Cryosols. Se define como la presencia de alguna capa dentro de los primeros 50 cm que, al presionarla, pasa de un estado plástico sólido a un estado líquido, volviendo al estado sólido al cesar la presión. Algunos calificadores principales adicionales son: *leptic*, *follic/histic*, *gleyic*, *chernic/mollic/umbric*, *skeletal*, *dystric/eutric* (los calificadores separados por barras son mutuamente excluyentes).

El sistema WRB ha introducido el *horizonte melánico* cuyas características son casi iguales a las del epipedón melánico de TS. Además, se ha incluido el *horizonte fúlvico* a fin de reflejar el grado de humificación, relacionando la cantidad de ácidos húmicos y fúlvicos mediante el índice melánico (**Tabla 7**). Así, en los Andosols se incluye a los calificadores suplementarios *fulvic* y *melanic*, mutuamente excluyentes, usados cuando esos horizontes comienzan a ≤ 30 cm. Cuando se encuen-

Tabla 7. Requerimientos del epipedón melánico (TS) y de los horizontes melánico y fúlvico (WRB).
Table 7. Required characteristics of the melanec epipedon (ST) and the melanec and fulvic horizons (WRB).

Taxonomía de Suelos (2014)		WRB (2015)	
Epipedón melánico		Horizonte melánico	Horizonte fúlvico
Propiedades ándicas	Debe poseerlas	Deben poseerlas	
Color (Munsell)	Luminosidad (value)	≤2,5 (h)	≤2 (h)
	Intensidad (chroma)	≤2	≤2 (h)
Índice melánico	≤1,70	<1,7	≥1,70 *
C orgánico	≥6% (promedio ponderado) ≥4% (en todas sus partes)	≥6% (promedio ponderado) ≥4% (en todas sus partes)	
Espesor	≥30 cm acumulativo en un espesor total de 40 cm	Espesor combinado de ≥30 cm y ≤10 cm de material no melánico	
Límite superior	Dentro de los 30 cm de la superficie del suelo mineral o desde una capa orgánica con propiedades ándicas.	No se especifica	

* Para los requerimientos de color e índice melánico del horizonte fúlvico es suficiente que se cumpla sólo uno de ellos.

8 Material téfrico (WRB): Debe: 1) tener ≥30% (recuento de granos) de vidrio volcánico, agregados vítreos y otros minerales primarios revestidos de vidrio en la fracción 0,02-2 mm y 2) carecer de propiedades ándicas o vítricas. Comprende productos inconsolidados, poco o nada meteorizados, de erupciones volcánicas (ceniza, *cinders*, lapilli, piroclastos vesiculares pumíceos, bloques y bombas volcánicas) o depósitos donde la tefra ha sido re TRABAJADA y mezclada con materiales de otras fuentes (e.g., loess téfrico, arena eólica téfrica, aluvio volcanogénico). Al avanzar la meteorización, el material desarrollará *propiedades vítricas* y ya no se considerará téfrico.

tran a mayor profundidad (entre ≥ 50 y ≤ 100 cm) se puede usar el especificador *Endo-* para construir subcalificadores, e.g., *endomelanic*.

Un calificador suplementario utilizado en varios GSR que no son Andosoles es *andic*, aplicado cuando los suelos tienen propiedades ándicas o vítricas, pero no cumplen ciertos requerimientos de profundidad, específicamente cuando dichas propiedades no comienzan dentro de los primeros 25 cm. Existe también el subcalificador *protoandic* aplicado a suelos en que no se cumplen los requerimientos de profundidad y espesor de los Andosols. Además, se puede usar el calificador *infraandic* en los suelos que no cumplen la exigencia de densidad aparente de las propiedades ándicas.

Clasificaciones francesas

La versión más reciente (Référéntiel Pédologique; AFES, 2008) incluye en su nivel más alto (*Grands Ensembles de Références -GER- Grandes Conjuntos de Referencias*), en forma abreviada *Références*) a los *Andosols*. Éstos se diferencian en el segundo nivel (*Grandes Catégories*) en *Vitrandosols*, *Silandosols* y *Aluandosols*. Los dos primeros se desarrollan en materiales piroclásticos recientes. Los Vitrandosols están constituidos por vidrio volcánico poco alterado, con escasa cantidad de alofano y compuestos húmicos. Los Silandosols han experimentado alteración muy rápida de partículas muy finas de vidrio con generación de minerales paracristalinos en los cuales el alofano está en cantidades que permiten generar propiedades andosólicas bien expresadas. Los Aluandosols han evolucionado a partir de materiales más compactos o antiguos por evolución de Silandosols; en ellos se forman complejos organominerales estables ácidos saturados en Al.

Duchaufour (1977) había propuesto una “clasificación ecológica”, basada en la clasificación francesa antigua, pero mejorada para darle un fundamento más ecológico. El sistema agrupaba en el nivel más alto a los suelos en tres divisiones: I: Pedogénesis ligada más o menos intimamente a la evolución de la materia orgánica. II. Pedogé-

nesis relativamente independiente de la materia orgánica y III: Pedogénesis ligada a condiciones locales de sitio. La División I consistía en seis clases; una de ellas, la clase II, correspondía a “suelos poco diferenciados humíferos desaturados”, la que incluía dos subclases: 1. *Rankers* (suelos con alofano ausente o escaso) y 2. *Andosoles* (suelos ricos en alofano). Éstos se diferenciaban en *Andosoles verdaderos* o *modales*, *Vitrosols* (poco evolucionados y ricos en vidrio) y *Suelos ándicos* o *intergradados* (*ranker ándico*, *suelo andopodzólico*, *suelo ándico empardecido -brunifié-* y *suelo ándico ferralítico*).

Clasificación de Nueva Zelanda

La versión más reciente de esta clasificación comprende tres niveles: orden, grupo y subgrupo (Hewitt, 1998). En el nivel más alto se diferencian tres órdenes para los suelos con materiales volcánicos: a) *Suelos alofánicos* (*Allophanic soils*), que contienen materiales alofánicos en los que predominan minerales de baja cristalinidad (alofano, imogolita, ferrihidrita). b) *Suelos pumíceos* (*Pumice soils*), contienen una capa con un esqueleto pumíceo y vítreo con bajo contenido de arcilla, principalmente alofano, además de un horizonte B meteorizado; se correlacionan principalmente con los Vitrandos de TS. c) *Suelos Granulares* (*Granular soils*), derivados principalmente de tefras muy meteorizadas y antiguas (>50.000 años), dominando minerales de arcilla del grupo de la caolinita, asociada con vermiculitas; algunos derivan de rocas basálticas y andesíticas y pueden incluir material eólico. La mayoría se correlacionan con los Ultisoles y algunos con Alfisoles de TS. Estos tres órdenes se subdividen en tres o cuatro grupos, principalmente en función del drenaje. En otro orden que incluye suelos muy jóvenes (*Suelos Recientes*, *Recent soils*), se ha contemplado el grupo *Téfrico* (*Tephric*) para suelos que contienen depósitos de tefra por lo menos en los primeros 30 cm.

Clasificación de Japón

Las versión más reciente de la clasificación japonesa ha sido elaborada por el *Fourth Committee for Soil*

Classification and Nomenclature en 2002. El sistema se limita a los suelos presentes en su territorio y se compone de cinco niveles: gran grupo, grupo, subgrupo, familia y serie. Por ser un país volcánico, la taxonomía de los suelos formados a partir de estos materiales está bien desarrollada. Debe señalarse que el término *Ando* usado en las clasificaciones de EE.UU. y otros países no se conoce en Japón. El término japonés más común, y usado en la clasificación, es *kuroboku* que significa “suelo blando negro”; también se usa *kurot-suchi* (“tierra negra”). Así, el primer nivel comprende al gran grupo *Suelos Kuroboku*, que se subdivide en seis grupos: 1) *Kuroboku Alofánicos*, 2) *K. Pardos*, 3) *K. Gley*; 4) *K. No Alofánicos*, 5) *K. Regosólicos* y 6) *K. Húmedos*. Cada uno de ellos se subdivide en subgrupos sobre la base de características secundarias o transicionales a otros suelos, en algunos casos por modificaciones antrópicas. Por ejemplo, los suelos *Kuroboku Alofánicos* se diferencian en: 1) *Antrácuicos*, 2) *Cumúlicos*, 3) *Subhúmicos*, 4) *Tapto-húmicos* y 5) *Típicos*. (Krasilnikov et al., 2009).

Clasificación de Rusia

La actual clasificación (Shishov et al., 2005) es un sistema jerárquico con ocho niveles taxonómicos. El primer nivel, denominado “*trunk*” (tronco) en inglés, comprende sólo dos suelos: “*Postlitogénicos*”, en que los procesos se producen en materiales previamente formados y la acumulación moderna es ínfima, y “*Sinlitogénicos*” que agrupa suelos en los que la pedogénesis se produce simultáneamente con la acumulación regular de material mineral nuevo sobre la superficie. Ello conduce a un rejuvenecimiento del sustrato y dificulta el desarrollo de perfiles maduros. Este tronco comprende en el segundo nivel (*órdenes*): a) *Suelos Aluviales*; b) *Stratozems* (suelos desarrollados en material estratificado humífero que sobreyace a suelo mineral enterrado); c) *Suelos Pobremente Desarrollados* y 4) *Suelos Volcánicos*. Éstos poseen un horizonte intermedio “*metamórfico ocre*” (equivalente a cámbico) en que se han producido transformaciones químicas y mineralógicas de capas de tefra junto con la migración de Al, Fe y humus (equivalente a las propiedades ándicas de TS). Luego se dife-

rencian en el tercer nivel en *tipos* sobre la base de, por ejemplo, presencia de horizontes orgánicos, de humus iluvial o podzólicos.

Clasificación de China

Esta clasificación tiene varias analogías con el sistema WRB. El nivel taxonómico más alto es el *orden*, subdividido en *subórdenes* y éstos en *grupos*. Los suelos volcánicos se han agrupado en el orden Andosol que incluye tres subórdenes: *Andosoles Críticos*, *A. Údicos* y *A. Vitrícos* (Krasilnikov et al., 2009).

Clasificación de Australia

Debido a la escasa superficie que ocupan los suelos volcánicos no se ha reservado para ellos un *orden* (nivel taxonómico más alto). Se los ha agrupado, junto con una diversidad de suelos en el orden *Tenosols* (latín *tenos*, joven). Las características específicas de los materiales aparecen en el tercer nivel (*gran grupo*) que incluye *Andic Black-Orthic Tenosols*, *Tephric Black-Orthic Tenosols*, *Andic Chernic Tenosols*, entre otros (Isbell, 2002; Krasilnikov et al., 2009).

Clasificación de FitzPatrick

FitzPatrick (1980, 1986) ha elaborado una clasificación que comprende 77 *horizontes de referencia*, identificados mediante un nombre y una abreviatura. La secuencia vertical de horizontes se expresa combinando las abreviaturas en una fórmula; ésta determina la clasificación del suelo en niveles superiores en forma flexible según requerimientos del usuario. Un ejemplo es el horizonte de referencia *Andon*, identificado con el símbolo *An*, que identifica a los Andosoles. Este horizonte posee las siguientes propiedades: profundidad entre 10 y 50 cm; color pardo, pardo rojizo o pardo amarillento; textura franca, franco limosa o limosa; estructura granular, en bloques o masivo; consistencia friable o pulverulenta, generalmente con tixotropía; densidad aparente $<1 \text{ Mg m}^{-3}$; pH 5-7; CIC: 15-80 cmolc kg^{-1} , variable según técnica usada; materia orgánica 3-8%; relación C/N 8-12; presencia dominante de alofano, micromorfología: matriz isotrópica pardo amarillenta; génesis: me-

teorización y formación *in situ* de hidróxido férrico y alofano. Dos fórmulas de Andosoles incluidos como ejemplos son [TnAn] y [KuAn], donde Tn = horizonte de referencia *Tannon* (equivalente a epipedón ócrico) y Ku = *Kuron* (epipedón úmbrico).

APTITUD Y USO

Los suelos volcánicos se reconocen en general por su alta productividad agrícola, especialmente desde el punto de vista de su fertilidad física derivada de sus texturas medias, estructuras adecuadas para un buen enraizamiento con alta porosidad, consistencia friable, facilidad para el laboreo, alta retención de agua y buen drenaje. En algunos casos la presencia de horizontes endurecidos puede reducir la profundidad efectiva (e.g., *Durudandes*, *Durustandes*, etc.; subgrupos *líticos* y *dúricos*); asimismo, la presencia de fragmentos gruesos también disminuye la aptitud por dificultades para las labranzas y menor retención de agua y nutrientes.

Respecto a la fertilidad química la aptitud es más variable. En general, poseen contenidos elevados de materia orgánica bien humificada y reacción moderadamente ácida. Aquellos suelos derivados de materiales basálticos están bien provistos de diversos elementos (e.g., Ca, Mg, Fe). En regiones tropicales se los consideran los suelos más productivos, en comparación con los Oxisoles y Ultisoles. La capacidad de adsorber aniones puede producir beneficios ambientales como disminución en la lixiviación de nitratos, fósforo y arsénico (McDaniel *et al.*, 2012); por otro lado, puede originar una reducción de la fertilidad química al disminuir la retención de cationes nutrientes. La aptitud agrícola se reduce drásticamente en los suelos no alofánicos por la reacción fuertemente ácida y los elevados contenidos de Al, que llega a ser tóxico cuando excede los 2 cmolc kg⁻¹ (extraíble con KCl). En la región cordillerana del Neuquén, con precipitaciones superiores a 2000 mm anuales, algunos Andisoles superan ese valor (INTA, 1990). Debido a su alta capacidad de fijar P, la mayoría de los Andosoles requieren dosis adicionales de fertilizantes fosforados. Los requerimientos de N varían de acuerdo con la

tasa de mineralización de la materia orgánica. En suelos de Chubut formados en depósitos piroclásticos (Andisoles y subgrupos ándicos de Molisoles), con vegetación de ciprés de la cordillera (*Austrocedrus chilensis*), Morales *et al.* (2010) encontraron que no poseían mayor fertilidad química que suelos derivados de materiales glaciares.

Los otros factores que determinan la aptitud de los suelos volcánicos son el relieve y el clima. Se considera que en muchos casos son resistentes a la erosión hídrica debido a su infiltración rápida, que reduce el escurrimiento, y por la estabilidad estructural elevada. Sin embargo, pueden ser erosionables cuando se encuentran en pendientes pronunciadas y, en particular, cuando disminuye su hidratación por el cultivo; en estos casos, la estructura se torna pulverulenta y no opone resistencia al escurrimiento concentrado, pudiendo ser afectados además por erosión eólica (Legros, 2007). Algunos suelos más arenosos (*Vitrandes*) también pueden ser susceptibles a la erosión eólica, además de tener baja retención de agua y dotación de nutrientes (Kimble *et al.*, 2000). En áreas subhúmedas de Chubut se han detectado pérdidas de suelo de ~15 cm en los últimos 50 años bajo pastizales arbustizados, plantaciones de pinos y bosques nativos abiertos y degradados (La Manna *et al.*, 2019).

En la Patagonia argentina, los Andisoles situados en pendientes de 25 a 45% se utilizan para ganadería ovina o bovina, forestación (e.g., *Pinus ponderosa*) o bosques nativos (*Nothofagus sp.*). En las provincias de Salta y Catamarca algunos Andisoles poco profundos y en pendientes se clasificaron con la subclases Vies o VIe de capacidad de uso (INTA, 1990). En el sur de Chile (Zona Mediterránea Húmeda, entre 37°-43° S), los Andisoles situados en pendientes de 20-30% tienen aptitud para la forestación, idealmente con especies nativas, y se les asignaron las clases IV, VI y VII de capacidad de uso por su susceptibilidad a la erosión hídrica. A los suelos en pendientes superiores al 50% se les asigna la clase VIII y se desaconseja cualquier tipo de intervención en ellos. En terrazas aluviales y depósitos fluvio-glaciares con escasas pendientes, se encuentran *Hapludandes* clasificados con la clases

II y III, que tienen como limitante común la alta retención de fósforo (Luzio Leighton, 2010).

Ya se mencionó que los Andisoles poseen elevados límites líquido y plástico y bajo índice de plasticidad en muestras tomadas a capacidad de campo. Los datos de plasticidad se pueden usar como orientativos respecto a la granulometría, cuyo análisis presenta problemas por las dificultades para la dispersión. Por otro lado, en muestras secadas al aire la plasticidad disminuye debido a los cambios irreversibles que produce el secado, presentando el suelo un comportamiento arenoso (Warkentin & Maeda, 1980). Los suelos volcánicos no disturbados tienen alta resistencia mecánica y pueden ser estables en pendientes moderadas y resistentes a la erosión, aunque cuando las pendientes son muy empinadas pueden producirse deslizamientos. La resistencia disminuye drásticamente cuando los suelos son disturbados por excavaciones y terraplenados y no son adecuados para el tránsito de maquinaria. Debe tenerse en cuenta también el fenómeno de tixotropía ya mencionado, por el cual cambia el comportamiento del suelo de sólido a líquido ante una perturbación, como ocurrió en Chile durante el terremoto de 1960, en que los deslizamientos produjeron la destrucción de caminos asentados sobre materiales volcánicos. La resistencia a la compresión no confinada es del orden de 10 a 23 Mg m⁻², cinco veces superior a la de suelos no volcánicos con el mismo contenido de agua. Esta resistencia disminuye al aumentar el contenido de materia orgánica; además, la resistencia mecánica no se incrementa con la profundidad, es decir al aumentar la presión de sobrecarga. Otra característica es la gran variabilidad de sus propiedades en cortas distancias (Maeda *et al.*, 1977).

Los materiales piroclásticos se utilizan en diversos países como sustrato para el cultivo de plantas, tanto para la provisión de nutrientes como para soporte. En la Argentina se realizaron estudios con materiales piroclásticos provenientes de la erupción del complejo volcánico Puyehue-Cordón Caulle en Río Negro y Neuquén (Barbaro *et al.*, 2014, 2015) y con depósitos sedimentarios originados por erupciones del complejo volcánico Cerro Blanco en la

Puna de Catamarca (Schalamuk *et al.*, 2016). También existen investigaciones orientadas al uso de la ceniza como material de construcción, como cemento y para la fabricación de bloques y ladrillos. En este sentido, se trabaja en un programa coordinado por la Universidad Nacional de Río Negro en que se utilizan cenizas de la erupción del cordón volcánico chileno Caulle-Puyehue en 2011 (*Programa Emergencia Volcánica, Proevo*).

DISTRIBUCIÓN

Los Andosoles se extienden principalmente en regiones con volcanes que están activos o lo han estado en el Holoceno o Pleistoceno Tardío. Incluyen el “anillo de fuego” del Océano Pacífico, desde Chile y Argentina en América del Sur hasta Alaska en el América del Norte, península de Kamchatka (Rusia), Japón, Filipinas e Indonesia en Asia y Nueva Zelanda y diversas islas en Oceanía. Otras áreas se encuentran en el valle de *rift* de África Oriental (Ruanda, Kenia, Etiopía, Madagascar), en islas del Atlántico (Islandia, Canarias, Azores, Madeira) y en Europa (Francia, Italia, Grecia, Alemania, Hungría).

De acuerdo con la distribución mundial de órdenes y subórdenes de TS (SSS, 1999) los Andisoles ocupan una superficie de 910.000 km², que representa un 0,7% del área libre de hielo, la menor superficie de los 12 órdenes, aunque incluye áreas con muy elevada densidad poblacional. Según la FAO (2001) la superficie es de alrededor de 1,1 millón de km², menos del 1% de la superficie terrestre. Los subórdenes más difundidos son Udandes y Vitrandes (280.000 km² cada uno), seguidos por los Criandes (260.000 km²), Ustandes (60.000 km²), Xerandes (32.000 km²) y Torrandes (1000 km²). Cerca de la mitad de los Andosoles se encuentra en regiones tropicales. Debe advertirse que, en la versión más reciente (SSS, 2014), se agregaron los subórdenes Acuandes y Gelandes, por lo cual algunos de los valores antedichos se han modificado. En los EE.UU. los Andisoles cubren poco más de 155.000 km², 1,7% de su territorio, sólo superando en extensión a los Histosoles y Oxisoles.

Distribución en la Argentina

Los primeros estudios estratigráficos sobre los depósitos piroclásticos de la Patagonia andina se deben a Auer (1950). Posteriormente, Laya (1969) realizó levantamientos cartográficos de suelos en Junín de los Andes, San Martín de los Andes y Río Manso (Río Negro), Trevelín y Río Chico (Chubut). En áreas con depósitos piroclásticos identifica *suelos Ando* según la clasificación de EE.UU. de 1949 o *Andepts* según la 7a. Aproximación de 1960; en particular encuentra *suelos Ando regosólicos* cuando tienen escaso desarrollo y *suelos Ando hidromórficos* o *Hydrandepts* en áreas con drenaje deficiente.

Estudios posteriores realizados por el INTA se recopilaron en el Atlas de Suelos de la Argentina (INTA, 1990). Sobre la base del mismo y actualizando la clasificación según la versión 2014 de TS, Rodríguez *et al.* (2019) establecen que los Andisoles ocupan 44.377 km², alrededor del 1,6% de la

superficie del país. La superficie ocupada por cada uno de los subórdenes se indica en la **Tabla 8**.

Los Andisoles tienen difusión en la zona cordillerana, especialmente en la Patagonia. Según el estudio cartográfico actualizado del Neuquén por Ferrer *et al.* (2006), los Andisoles ocupan 16.240 km², siendo la provincia en que tienen mayor extensión (17% de la provincia). Los subórdenes más extendidos son *Xerandes* (7180 km²) y *Udandes* (6490 km²). Los *Vitrandes* ocupan 2030 km² y los *Acuandes* 540 km². Ocupa el segundo lugar en extensión la provincia de Santa Cruz, donde Villegas *et al.* (2009) describen *Vitricriandes*, *Udivitrandes* y *Hapludandes*. Le siguen en extensión Chubut y Río Negro. En estas cuatro provincias se concentra cerca del 90% de los Andisoles del país. El resto se distribuye en cuatro provincias del Noroeste: Salta, Jujuy, Tucumán y Catamarca (**Tabla 9**).

A estos suelos deberían sumarse los intergrados a nivel de gran grupo (*Andacueptes*) y subgrupo

Tabla 8. Superficie y porcentaje de subórdenes de Andisoles en la Argentina (Rodríguez *et al.*, 2019).

Table 8. Extent and proportion of suborders of Andisols in Argentina (Rodríguez *et al.*, 2019).

Suborden	Superficie (km ²)	%
Xerandes	16.714	0,60
Udandes	12.239	0,44
Vitrandes	7.877	0,28
Criandes	3.460	0,12
Acuandes	2.158	0,08
Torrandes	1.574	0,06
Ustandes	305	0,01

Tabla 9. Superficie de Andisoles en provincias de la Argentina (Neuquén: Ferrer *et al.*, 2006; Andepts de otras provincias: INTA, 1990).

Table 9. Area occupied by Andisols in provinces of Argentina (Neuquén: Ferrer *et al.*, 2006; Andepts in other provinces: INTA, 1990).

Provincia	Superficie (km ²)	% respecto a la provincia	% respecto a superficie de Andisoles
Neuquén	16.240	17,3	34,4
Santa Cruz	14.418	5,9	30,5
Chubut	7.337	3,3	15,5
Río Negro	4.105	2,0	8,7
Salta	2.803	1,8	5,9
Jujuy	1.832	2,8	3,9
Tucumán	478	2,1	1,0
Catamarca	39	0,04	0,1

(*ándicos*, *andacuépticos*, *andépticos*, *vitrándicos*) en los órdenes Entisol, Inceptisol y Molisol (INTA, 1990; Ferrer *et al.*, 2006). En total ocupan alrededor de 8.000 km², distribuidos en la mayoría de las provincias antedichas, además de Mendoza y Tierra del Fuego. En Neuquén, Ferrer *et al.* (2006) describen *Haploxeroles vitrándicos* que ocupan una superficie de 962 km². Villegas *et al.* (2009) identifican en el oeste de Santa Cruz subgrupos de Entisoles (*Criortentes vitrándicos*) y Espodosoles (*Haplocriodes ándicos*). En Chubut, Irisarri *et al.* (2000) describen *Argiudoles* y *Hapludoles ándicos* y *Haploxeroles* y *Xeropsamentes vitrándicos*.

SUELOS CON MATERIALES VOLCÁNICOS

Cómo ya se mencionó, en este tercer grupo de suelos no puede deducirse la presencia de los materiales volcánicos a través de su clasificación. Sin embargo, la herencia volcánica es revelada en diversas regiones de la Argentina principalmente por la mineralogía, la que influye en algunas propiedades físicas y químicas. La descripción detallada de algunos de estos suelos se expone en los capítulos regionales de este libro. Acá sólo comentaremos algunos conceptos generales de este tema.

La característica más común de estos materiales es la presencia de vidrio volcánico que aparece como componente importante de los minerales livianos del loess, principalmente en la Región Pampeana. Teruggi (1957) calcula un porcentaje muy variable entre 1 y 25%, principalmente en la fracción limo fino, sin contar las intercalaciones de ceniza que se encuentran en muchas secciones de loess. En sedimentos del partido de Junín (provincia de Buenos Aires), Mauriño & Limousin (1963) determinaron valores promedio de 38% (intervalo 27-54%) en 22 muestras superficiales y subsuperficiales. En suelos y paleosuelos de los partidos de La Plata (2 perfiles, *Argialbol vértico* y *Argiudol vértico*) y San Pedro (1 perfil, *Argiudol típico*). Cumba & Imbellone (2004) encuentran trizas de vidrio volcánico en cantidades muy variables: desde <10% en muchos casos, hasta 50-70% en algunos paleohorizontes. Estas autoras utilizan

las capas profundas con abundante vidrio a los fines de una correlación regional de unidades sedimentarias, establecidas a 4,45-7,30 m y a 6,40 m en los perfiles de La Plata y 7,37-8,90 en el perfil de San Pedro; en tal correlación se han considerado además los rasgos micromorfológicos de los paleosuelos.

La presencia ubicua del vidrio volcánico es una consecuencia de las sucesivas lluvias de cenizas que afectaron gran parte del territorio en el pasado geológico. En épocas históricas, el primer registro de este fenómeno correspondería según Lehmann-Nitsche (1927) a Falkner, quien describe en 1749 o 1750 en las cercanías del Cabo San Antonio (provincia de Buenos Aires) “...una inmensa nube de ceniza que corría con los vientos y obscurecía todo el cielo: se extendió por toda la jurisdicción de Buenos Aires, atravesó el Río de la Plata, y derramó su contenido en ambas bandas del río, de suerte que el pasto en los campos quedó cubierto con la ceniza. La causa de todo esto fue la erupción de un volcán cerca de Mendoza...” (Falkner, 2008).

Posteriormente, se describen las erupciones de los volcanes chilenos Calbuco en 1893 y 1929 (a la altura de Bariloche) y Quizapú (sur de Mendoza) en abril de 1932. Del primero Larsson (1937) presenta una síntesis de las principales características de la ceniza incluyendo su composición química. Poco días después de la erupción del volcán Quizapú el gobierno argentino envió una expedición a fin de evaluar las características y consecuencias del fenómeno. La comisión estuvo dirigida por el ingeniero Erwin Kittl quien elaboró un estudio amplio sobre la erupción y el volcanismo en general del sur de Mendoza (Kittl, 1933). Los detalles de dicha expedición y de los primeros estudios sobre volcanismo en la Argentina son descriptos por Sruoga (2016). Sobre la base de datos propios y de varios autores, Larsson (1937) describe área de dispersión, espesores, (**Fig. 3**) y composición de la ceniza, como así también día y hora de comienzo de su caída. Esta capa ha tenido su mayor espesor en Mendoza en las cercanías del volcán (>10 cm), donde Rovere *et al.* (2012) señalan la presencia de una capa de ceniza que sepulta suelos y sedimen-

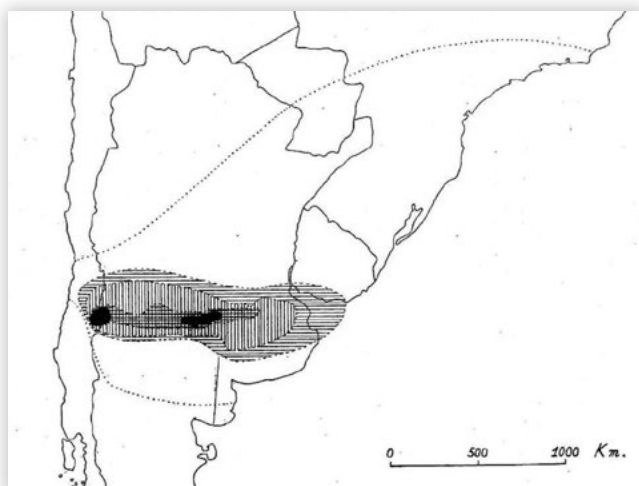


Figura 3. Distribución y espesores de ceniza del volcán Quizapú (Larsson, 1937). Referencias sobre espesores: Negro: >10 cm; líneas cruzadas 5-10 cm; líneas verticales 1-5 cm; líneas horizontales 0,1-1 cm, blanco <0,1 cm.

Figure 3. Distribution and thickness of ash from Quizapú volcano (Larsson, 1937). Thickness references: Black: >10 cm; crossed lines 5-10 cm; vertical lines 1-5 cm; horizontal lines 0,1-1 cm, white <0,1 cm.

tos de la laguna Llancanelo. Larsson (1937) señala otro sector con espesor >10 cm en el este de La Pampa y oeste de Buenos Aires (**Fig. 3**). En Trenal (La Pampa) Díaz-Zorita y Peinemann (1993) describen un *Haplustol* éntico no disturbado en un bosque de caldén (*Prosopis caldenia*), en el cual la capa de ceniza tiene 8 cm de espesor por debajo de una capa de sedimentos eólicos de 10 cm de espesor. En Buenos Aires, la ceniza ha sido reconocida en Carlos Tejedor y partidos vecinos en bordes de caminos con una espesor de 1-3 cm, sepultada por 10-15 cm de suelo; dentro de los campos es difícil observarla pues las labranzas la han incorporado al suelo (Hurtado *et al.*, 1982; Dillon *et al.*, 1985). La mayoría de estos suelos fueron clasificados como *Hapludoles tpto-árgicos*, subgrupo no reconocido por TS (**Fig. 4**). Estudios sedimentológicos, mineralógicos y micromorfológicos de la ceniza fueron realizados por Camilión & Imbellone (1984) e Imbellone & Camilión (1988). Más recientemente, se produjeron las erupciones del complejo volcánico Puyehue-Cordón Caulle (1960 y 2011) y de los volcanes Hudson (1991) y Chaitén (2008) que afectaron en distinta medida a suelos principalmente de la región patagónica.

Los efectos de las cenizas en los suelos han sido motivos de discusiones o investigaciones. Por ejemplo, Tricart (1973), en su estudio de la geomorfología de la Pampa Deprimida, afirma que la abundancia de suelos sódicos de esta región se debe a las sucesivas lluvias de cenizas que

han aportado Na al suelo. En áreas bien drenadas este catión ha sido lavado en gran parte, pero se ha acumulado en áreas con drenaje deficiente. Al respecto, el análisis de la ceniza del volcán Quizapú, incluido en la investigación de Larsson (1937), muestra un contenido de Na, expresado como óxido (Na_2O) de 4,46%, componente más abundante después de SiO_2 (70,2%) y Al_2O_3 (14,86%). La muestra del volcán Calbuco (erupción de 1893) tiene 3,70% Basándose en distintos autores, Villegas *et al.* (2009) consignan valores parecidos (4,86%, intervalo 3,92-6,25%) como promedio de seis muestras de tefra del volcán Hudson.

En el *Haplustol* éntico de La Pampa ya mencionado, Díaz-Zorita & Peinemann (1993) estudiaron la influencia de la ceniza en la inmovilización del fósforo, encontrando valores muy elevados y similares de P asimilable (~140 ppm) en los horizontes A que sobreyacen y subyacen a la capa de ceniza, siendo los valores de P asimilable también altos en la ceniza (88 ppm); sin embargo, en un suelo similar cercano pero cultivado en que la ceniza se hallaba mezclada con otros materiales el P era mucho menor (16 ppm).

En la provincia del Neuquén, Imbellone (2020, este libro) describe suelos bajo régimen xérico lindante al arídico (Molisoles, Alfisoles, Vertisoles, Entisoles) que poseen abundante material clástico volcánico, como minerales aislados y litoclastos de naturaleza andesítica y basáltica; se hallan mezclados con otros de naturaleza granítica; con muy

escasas trizas volcánicas y sin intercalaciones de capas piroclásticas. La abundancia de la arcilla fina de la mayoría de los suelos, predominantemente montmorillonítica y caolinítica, sería heredada del sedimento derivado de rocas tobáceas, de matriz sobre todo arcillosa.



Figura 4. Capa de ceniza del volcán Quizapú en un Hapludol tpto-árgico (Partido de Carlos Tejedor, provincia de Buenos Aires).

Figure 4. Ash layer from Quizapú volcano in a Thapto-argic Hapludoll (Carlos Tejedor district, Buenos Aires province).

Se ha atribuido a los materiales volcánicos los elevados contenidos de arsénico en las aguas subterráneas, causante de una dolencia crónica denominada Hidroarsenicismo Crónico Regional Endémico (HACRE), el cual afecta a la población de varias regiones de la Argentina. El As del agua, especialmente en el acuífero freático, provendría de la alteración del vidrio volcánico incluido como trizas en los sedimentos loésicos y en capas de ceniza (Bundschuh *et al.*, 2004; Aullon Alcaine *et al.*, 2018). Según algunos autores también participarían otros minerales como biotita, anfíboles y piroxenos, óxidos e hidróxidos de Fe, tanto amorfos como cristalinos, donde el As forma parte de su estructura cristalina y se movilizaría del medio sólido al acuoso (o viceversa) según el pH o Eh y a través de procesos de sorción/desorción (Blanco *et al.*, 2006, 2018; Díaz *et al.*, 2015; Sosa, 2018). Según Nicolli *et al.* (2012) los tres procesos principales causantes de los niveles elevados de As en acuíferos someros serían: 1) disolución del vidrio volcánico y/o hidrólisis y lixiviación de silicatos del loess; 2) desorción de la superficie de oxihidróxidos de Al, Fe y Mn a pH elevado y movilización como oxianiones complejos en aguas bicarbonatadas sódicas y 3) concentración por evaporación en regiones de clima semiárido y árido. Señalan además la influencia de factores locales como litología y mineralogía, suelos, geomorfología, clima actual y pasado, parámetros hidráulicos y tiempo de residencia de las aguas.

BIBLIOGRAFÍA

- AFES. 2008. Référentiel Pédologique. Association Française pour l'Étude du Sol. Éditions Quæ. Versailles, France. 405 pp.
- Allen BL & BF Hajek. 1989. Mineral occurrence in soil environments. En: JB Dixon & SB Weed (*eds.*) Minerals in soil environments. Cap. 5: pp. 199-278. Soil Science Society of America Book Series No. 1. Madison, USA.
- Apcarian, P & J Irisarri. 1993. Caracterización mineralógica de suelos desarrollados sobre cenizas volcánicas en las provincias de Neuquén y Río Negro (RA). Actas XX Jornadas de Vulcanología, Medio Ambiente y Defensa Civil. Zapala, Neuquén. 16 pp.
- Arnalds, O; CT Hallmark & LP Wilding. 1995. Andisols from four different regions of Iceland. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 59: 161-169.
- Auer, V. 1950. Las capas volcánicas como base de la cronología postglacial de Fuegopatagonia. *Revista de Investigaciones Agrícolas*. Ministerio de Agricultura y Ganadería. Buenos Aires. 3(2): 49-208.
- Aullon Alcaine, A; C Schulz; P Bhattacharya; E Mariño; CM Mört; A Ahmad & J Durán. 2018. Geogenic arsenic and fluoride in groundwater of the shallow aquifers impacted by volcanic ash in the province of La Pampa, Central Argentina. *Geophysical Research Abstracts* Vol. 20.
- Baldwin, M; CE Kellogg & J Thorp. 1938. Soil classification. En: Soils and men. Pp. 979-1001. U.S. Department of Agriculture Yearbook. U.S. Gvt. Printing Office. Washington DC.

- Barbaro, LA; A Mazzoni; MA Karlanián; MN Fernández & DE Morisigue. 2014. Cenizas del volcán Puyehue como sustrato para plantas. *Horticultura Argentina* 33(81): 44-53.
- Barbaro, LA; V Illa Healy; MA Karlanián & A Mazzoni. 2015. Ceniza volcánica como alternativa a la perlita en la formulación de sustratos para plantines florales. *Cienc. Suelo* 33(2): 213-219.
- Besoain, E. 1985. Los suelos. En: J Tosso (ed.). Suelos volcánicos de Chile. Pp. 23-126. Instituto Nacional de Investigaciones Agropecuarias, Ministerio de Agricultura. Santiago de Chile.
- Blanco, MC; JD Paoloni; HJM Morrás; CE Fiorentino & M Sequeiro. 2006. Content and distribution of arsenic in soils, sediments and groundwater environments of the Southern Pampa Region, Argentina. *J Environ Tox.* DOI 19: 1002/tox.20219.
- Blanco, MC; NM Amiotti & ME Espósito. 2018. Arsénico en suelos y sedimentos del sudoeste pampeano: origen, acumulación en el agua y riesgo para consumo humano. *Cienc. Suelo* 36(1): 182-195.
- Bleeker, P & RL Parfitt. 1974. Volcanic ash and its clay mineralogy at Cape Hoskins, New Britain, Papua New Guinea. *Geoderma* 11: 123-135.
- Bockheim, JG. 2005. Soil endemism and its relation to soil formation theory. *Geoderma* 129: 109-124.
- Bockheim, JG; JG Marshall & HM Kelsey. 1996. Soil-forming processes and rates on uplifted marine terraces in southwestern Oregon, U.S.A. *Geoderma* 73: 927-939.
- Bonvissuto, G; G Siffredi; J Ayesa; D Bran; R Sornio & G Becker. 1993. Estepas subarbustivo graminosas de *Mulinum spinosum* y *Poa ligularis* en el área ecológica de Sierras y Mesetas Occidentales en el noroeste de la Patagonia. En: Secuencias de deterioro en distintos ambientes patagónicos. Pp. 23-30. GTZ-INTA.
- Boulaine, J. 1989. Histoire des pédologues et de la science des sols. Institut National de la Recherche Agronomique (INRA). Paris. 285 pp.
- Broquen, P; F Candan; JC Lobartini & JL Girardin. 2004. Relaciones entre el carbono orgánico y propiedades edáficas y del sitio en suelos derivados de cenizas volcánicas, sudoeste de Neuquén (Argentina). *Cienc Suelo* 22(2): 73-82.
- Broquen, P; JC Lobartini; F Candan & G Falbo. 2005. Allophane, aluminum, and organic matter accumulation across a bioclimatic sequence of volcanic ash soils of Argentina. *Geoderma* 129: 167-177.
- Broquen, P; A Suárez; JL Girardin & JC Percaz. 2013. Procesos pedogenéticos en una secuencia de suelos desarrollados en cenizas volcánicas en el noroeste de Neuquén. *Cienc. Suelo* 31(2): 213-222.
- Buduba, CG; L La Manna & JA Irisarri. 2020. El suelo y el bosque en la Región Andino Patagónica. Cap. de este libro.
- Bundschuh, J; B Farias; R Martin & A Storniolo. 2004. Groundwater arsenic in the Chaco-Pampean Plain, Argentina: Case study from Robles County, Santiago del Estero Province. *Appl. Geochem.* 19(2): 231-243.
- Camilión MC & PA Imbellone. 1984. Caracterización de los materiales constituyentes de algunos suelos del partido de Carlos Tejedor. Provincia de Buenos Aires. *Cienc. Suelo* 2(1): 137-148.
- Chiaretti, JV; TD Torzón; RW Langridge; JA Lindahl; EF Tallyn & TW Hahn. 2003. The isotopic mineralogy class of Soil Taxonomy: issues and problems. *Soil Survey Horizons*. NRCS, USDA, Summer 2003. 45-2-1.
- Churchman, GJ. 2000. The alteration and formation of soil minerals by weathering. En: ME Sumner (ed.). *Handbook of Soil Science*. Pp. F3-F76. CRC Press. Boca Raton, USA.
- Colmet-Dâage, F. 1981. The Andisols of Central and South America. En: FH Beinroth; H Neel & H Eswaran (eds.). *Proceedings of the 4th International Soil Classification Workshop*. Pp. 184-201. Rwanda.
- Cumba, A & P Imbellone. 2004. Micromorphology of paleosols at the continental border of the Buenos Aires province, Argentina. *Rev. Mex. Cienc. Geol.* 21(1): 18-29.
- Dahlgren, R, S Shoji & M Nanzzyo. 1993. Mineralogical characteristics of volcanic ash soils. En: S Shoji; M Nanzzyo & R Dahlgren (eds.) *Volcanic ash soils: genesis, properties and utilization*. Chapter 5, pp. 101-143. *Developments of Soil Science*, 21. Elsevier.
- Díaz, SL; MC Blanco; ES Schmidt; NM Amiotti & ME Espósito. 2015. Geodisponibilidad de arsénico, hierro y sodio en suelos de la cuenca "El Divisorio" (Buenos Aires, Argentina). *Cienc. Suelo* 33(2): 303-312.
- Díaz-Zorita, M & N Peinemann. 1993. Dinámica del fósforo en cenizas de los volcanes Quizapú y Hudson y su contenido en nutrientes. *Rev. Facultad de Agronomía, La Plata*. 69(1): 31-36.

Características y clasificación de suelos volcánicos

- Dillon, AA; MA Hurtado; JE Giménez & RJ Castillo. 1985. Consideraciones geomorfológicas y estratigráficas como base del carteo de suelos de un sector de la Pampa Arenosa (provincia de Buenos Aires). *Actas Primeras Jornadas Geológicas Bonaerenses*, Tandil. Pp. 737-749.
- Duchaufour, P. 1968. *L'évolution des sols. Essai sur la dynamique des profils*. Masson et Cie., Éditeurs. Paris. 94 pp.
- Duchaufour, P. 1977. *Pédologie. 1. Pédogenèse et classification*. Masson, Paris. 477 pp.
- Dudas, MJ & ME Harward. 1975. Weathering and authigenic halloysite in soil developed in Mazama ash. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 39: 561-566.
- Falkner, T. 2008. *Descripción de la Patagonia*. (Traducción del inglés). Editorial Continente. 156 pp.
- FAO. 2001. *Lecture notes on the major soils of the world*. World Soil Resources Reports. Food and Agriculture Organization of the United Nations. Roma. N° 94, 334 pp.
- FAO-UNESCO. 1971. *Mapa mundial de suelos, 1:5.000.000. Volumen IV América del Sur*. Preparado por la Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación. UNESCO. Paris. 201 pp. y mapas.
- Ferrer, JA; JA Irisarri y JM Mendía. 2006. *Suelos de la provincia del Neuquén*. Ediciones INTA, Buenos Aires. 226 pp.
- Fieldes, M & KW Perrott. 1966. The nature of allophane in soils. Part 3: Rapid field and laboratory test for allophane. *New Zeal. J. Sci.* 9: 623-629.
- FitzPatrick, EA. 1980. *Soils. Their formation, classification and distribution*. Longman. 353 pp.
- FitzPatrick, EA. 1986. A comparison of Soil Taxonomy with FitzPatrick's system of soil designation and classification. *Cienc. Suelo* 4(2): 193-207.
- García-Rodeja, E; BM Silva & F Macías. 1987. Andosols developed from non-volcanic materials in Galicia, N.W. Spain. *J. Soil Sci.* 38: 573-591.
- Gardner, B. 2007. Field identification of andic soil properties for soils of north-central Idaho. En: D Page-Dumroese; R Miller; J Mital; P McDaniel & D Miller (eds.). *Volcanic ash-derived forest soils of the Inland Northwest: properties and implications for management and restoration*. Proceedings RMRS-P-44; Fort Collins, Colorado, USA.
- Guo, Y; P Gong & R Amundson. 2003. Pedodiversity in the United States of America. *Geoderma* 117: 99-115.
- Hay, RL. 1960. Rate of clay formation and mineral alteration in a 4000-year-old volcanic ash soil on St. Vincent, B.W.I. *Am. Journ. Sci.* 258: 354-368.
- Hétier, JM. 1968. *Étude de quelques sols andosoliques sur roches volcaniques primaires des Vosges*. Thèse, Faculté des Sciences, Université de Nancy 19. 54 pp.
- Hewitt, AE. 1998. *New Zealand Soil Classification*. 2nd edition. Maanaki Whenua-Landcare New Zealand Ltd. Lincoln, Canterbury. 122 pp.
- Hiradate, S & SI Wada. 2005. Weathering processes of volcanic glass to allophane determined by ^{27}Al and ^{29}Si solid-state NMR. *Clays Clay Miner.* 53: 401-408.
- Honna, T; S Yamamoto & K Matsui. 1988. A simple procedure to determine Melanic Index that is useful for differentiating melanitic from fulvic Andisols. *Pedologist* (Japón) 32:69-78.
- Hurtado, MA; JE Giménez; M Gardenal; A Dillon & RJ Castillo. 1982. *Estudio de geomorfología y suelos del partido de C. Tejedor*. CISAUA. Informe inédito. 12 pp.
- Imbellone, PA. 2020. *La herencia volcánica en los suelos*. Provincia del Neuquén. Argentina. Cap. de este libro.
- Imbellone PA & MC Camilión. 1988. Characterization of the buried tephra layer in soils of Argentina. *Pédologie* 38(2): 155-171.
- INTA. 1990. *Atlas de suelos de la República Argentina*. Escala 1:500.000 y 1:1.000.000. Centro de Investigaciones de Recursos Naturales. Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria. Tomo 1: 731 pp, Tomo 2: 677 pp. y anexo mapas.
- Irisarri, J; CG Buduba & MF Valenzuela. 2000. *Transecta Modelo Futaleufú – Esquel: Zonificación de información edáfica, climática y topográfica con relación al sitio forestal, como sustento para la toma de decisiones en la introducción y diversificación de especies arbóreas en la Región Andino Patagónica*. Informe Final Grupo Suelos. CIEFAP – GTZ. Esquel, Chubut. 34 pp.
- Isbell, RE. 2002. *Australian soil classification*. Revised edition. CSIRO Land & Water. Canberra. 144 pp.

- IUSS Working Group WRB. 2015. Base referencial mundial del recurso suelo 2014. Traducción al castellano y actualización 2015. Sistema internacional de clasificación de suelos para la nomenclatura de suelos y la creación de leyendas de mapas de suelos. Informes sobre Recursos Mundiales de Suelos No. 106. FAO, Roma.
- Jackson, ML. 1964. Chemical composition of soils. En: FE Bear (ed.). Chemistry of the soil. Pp. 71-141. Reinhold, New York.
- Kimble, JM; CL Ping; ME Sumner & LP Wilding. 2000. Andisols. En: ME Sumner (ed.). Handbook of Soil Science. E-209-E224. CRC Press. Boca Raton, USA.
- Kittl, E. 1933. Estudio sobre los fenómenos volcánicos y material caído durante la erupción del grupo del Descabezado en el mes de abril de 1932. *Anales del Museo Nacional de Historia Natural Bernardino Rivadavia* 37(13): 321-364.
- Krasilnikov, P; JJ Ibañez Martín; R Arnold & S Shoba (eds.). 2009. A handbook of soil terminology, correlation and classification. Earthscan, Londres. 440 pp.
- La Manna, L; CM Rostagno; CG Buduba; J Irisarri & A Navas. 2016. Determinaciones de granulometría en suelos volcánicos. Comparación entre distintos métodos analíticos. *Cienc. Suelo* 34(2): 355-364.
- La Manna, L; M Tarabini; F Gómez; PA Noli; B Vogel & CG Buduba. 2018. Estimación de la capacidad de retención de agua de suelos volcánicos en función de variables de fácil determinación a campo. *Cienc. Suelo* 36(1):23-29.
- La Manna, L; L Gaspar; M Tarabini; L Quijano & A Navas. 2019. ¹³⁷Cs inventories along a climatic gradient in volcanic soils of Patagonia: Potential use for assessing medium term erosion processes. *Catena* (Oct.) 181. Article 104092.
- Larsson, W. 1937. Vulkanische Asche vom Ausbruch des chilenischen Vulkans Quizapú (1932) in Argentina gesammelt. Eine Studie über äolische Differentiation. *Bulletin Geological Institution of Upsala* 26: 27-52.
- Laya, HA. 1969. a) Cartografía de los principales grupos de suelos y sus relaciones genéticas en la región de Junín y San Martín de los Andes (R.Negro). b) Cartografía expeditiva de los suelos del Valle del río Manso superior (R. Negro). c) Cartografía de los principales grupos de suelos y sus relaciones genéticas en la región de Trevelín (Chubut). d) Cartografía expeditiva de los suelos y sus relaciones genéticas, zona de Río Pico (Chubut). Actas 5a. Reunión Argentina de la Ciencia del Suelo. Santa Fe. 331-385.
- Leamy, ML; DI Kinloch & RL Parfitt. 1990. International Committee on Andisols: Final Report. Technical Monograph No. 20. Soil Management Support Services. Washington DC. 165 pp.
- Legros, JP. 2007. Les grands sols du monde. Presses Polytechniques et Universitaires Romandes. 567 pp.
- Lehmann-Nitsche, R. 1927. La caída de ceniza volcánica en la Pampa Bonaerense. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*. Buenos Aires. 30: 309-311.
- Lowe, DJ. 1995. Teaching clays from ashes to allophane. En: GJ Churchman, RW Fitzpatrick & RA Eggleton (eds.). Clays controlling the environment. Proc. 10th Int. Clay Conference. Pp 19-23. CSIRO Publishing, Melbourne, Australia.
- Luzio Leighton, W (ed.). 2010. Suelos de Chile. Universidad de Chile. Santiago. 364 pp.
- Macias, F & W Chesworth. 1992. Weathering in humid regions, with emphasis on igneous rocks and their metamorphic equivalents. En: IP Martini & W Chesworth (eds.). Weathering, soils and paleosols. Chapter 12 Pp. 283-306. Elsevier Science Publishers. Amsterdam.
- Maeda, T; H Takenaka & BP Warkentin. 1977. Physical properties of allophane soils. *Adv. Agron.* 29: 229-264.
- Mauriño, VE & TA Limousin. 1963. Los sedimentos del partido de Junín, provincia de Buenos Aires. *Anales Primeras Jornadas Geológicas Argentinas*. Buenos Aires. Tomo 2: 203-226.
- McDaniel, PA; MA Fosberg & AL Falen. 1993. Expression of andic and spodic properties in tephra-influenced soils of northern Idaho. *Geoderma* 58: 79-94.
- McDaniel, PA; DJ Lowe; O Arnalds & CL Ping. 2012. Andisols. En: PM Huang; Y Li & ME Sumner (eds.). Handbook of soil science. Properties and processes. Vol. 1: 33.29-33.48. CRC Press, Boca Raton, FL.
- McIntosh, PD. 1979. Halloysite in a New Zealand tephra and paleosol less than 2500 years old. *New Zeal. J. Sci.* 22: 49-54.
- Mizota, C & LP van Reeuwijk. 1989. Clay mineralogy and chemistry of soils formed in volcanic material in diverse climatic regions. International Soil Reference and Information Centre. Wageningen, Netherlands.
- Morales, D; L La Manna & C Buduba. 2010. Propiedades químicas de suelos desarrollados sobre distintos materiales originales bajo bosques de *Austrocedrus chilensis*. *Revista Facultad de Ciencias Agrarias UN Cuyo* 42(1): 185-200.
- Nanzzyo, M; R Dahlgren & S Shoji. 1993. Chemical characteristics of volcanic ash soils. En: S Shoji; M Nanzzyo & R Dahlgren (eds.) Volcanic ash soils: genesis, properties and utilization. Developments of Soil Science 21, Chapter 6: 145-187. Elsevier.

Características y clasificación de suelos volcánicos

- Nater, E. 2007. Allophane, imogolite and poorly crystalline materials. Minerals and Molecules Project. Dept. Soil, Water and Climate. Univ. Minnesota USA.
- Neall, VE. 2009. Volcanic soils. En: WH Verheye (ed.). Land use, land cover and soil sciences. Encyclopedia of Life Support Systems. Vol. VII: 23-45. UNESCO.
- Nicolli, HB; J Bundschuh; MC Blanco; OC Tujchneider; HO Panarello; C Dapeña & JE Rusansky. 2012. Arsenic and associated trace-elements in groundwater from the Chaco-Pampean plain, Argentina: Results from 100 years of research; Elsevier Science. *Sci. Total Environ.* 429: 36-56.
- Parfitt, RL; M Russell & GE Orbell. 1983. Weathering sequence of soils from volcanic ash involving allophane and halloysite, New Zealand. *Geoderma* 29: 41-57.
- Pereyra, FX; JA Irisarri & JA Ferrer. 2011. Suelos: factores de formación, procesos pedogenéticos y distribución. Relatorio XVIII Congreso Argentino de Geología. Neuquén. Pp. 871-880.
- Porta, J; M López-Acevedo & C Roquero. 1994. Edafología para la agricultura y el medio ambiente. Ediciones Mundi-Prensa, Madrid. 807 pp.
- Rodríguez, D; GA Schulz; A Aleksa & L Tenti Viegen. 2019. Distribution and classification of soils. En: G Rubio; RS Lavado & FX Pereyra (eds.). The Soils of Argentina. Pp 63-79. World Soils Book Series. Springer.
- Rovere, EI; RA Violante; E Rodríguez; A Osella & M de la Vega. 2012. Aspectos tefrológicos de la erupción del volcán Quizapú de 1932 en la región de la laguna Llancanelo, Payenia (Mendoza, Argentina). *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 19(2): 125-149.
- Quantin, P. 1994. Introduction à la connaissance et à la mise en valeur des sols volcaniques à horizons indurés. Transactions 15th World Congress of Soil Sci. Acapulco, México. Vol. 6a: Pp. 430-444.
- Saigusa, M & S Shoji. 1986. Surface weathering in Zao tephra dominated by mafic glass. *Soil Sci. Plant Nutr.* 32: 617-628.
- Salazar, O; M Casanova & W Luzio. 2005. Correlación entre World Reference Base y Soil Taxonomy para los suelos de la X región de "Los Lagos" de Chile. *Revista de la Ciencia del Suelo y Nutrición Vegetal* 5(2): 35-45.
- Schaetzl R & S Anderson. 2005. Soils. Genesis and geomorphology. Cambridge University Press. 817 pp.
- Schalamuk, S; LB Vence; AP Seoane; OR Valenzuela; JI Otero & HA Svartz. 2016. Pumicitas de Palo Blanco, Catamarca: determinaciones petrográficas y su caracterización como sustrato para plantas. *Cienc. Suelo* 34(2): 185-195.
- Shishov, LL; VD Tonkonogov; MI Gerasimova & II Lebedeva. 2005. New Classification System of Russian Soils. *Eurasian Soil Sci.* 38 (Suppl. 1): S35-S43.
- Shoji, S. 1985. Genesis and properties of non-allophanic Andisols in Japan. *Appl. Clay Sci.* 1: 83-88.
- Shoji, S; S Kobayashi; I Yamada & J Masui. 1975. Chemical and mineralogical studies on volcanic ashes. 1. Chemical composition of volcanic ashes and their classification. *Soil Sci. Plant Nutr.* 21: 311-318.
- Shoji, S & T Fujiwara. 1984. Active aluminum and iron in the humus horizons of Andosols from northeastern Japan: Their forms, properties, and significance in clay weathering. *Soil Sci.* 137: 216-226.
- Shoji, S; T Takahashi; M Saigusa; I Yamada & FC Ugolini. 1988. Properties of Spodosols and Andisols showing climosequential and biosequential relations in southern Hokkoda, North-eastern Japan. *Soil Sci.* 145: 135-150.
- Shoji, S; R Dahlgren & M Nanzyo. 1993a. Morphology of volcanic ash soils. En: S Shoji; M Nanzyo & R Dahlgren (eds.) Volcanic ash soils: genesis, properties and utilization. Developments of Soil Science 21, Chapter 2. Pp. 7-35. Elsevier.
- Shoji, S; R Dahlgren & M Nanzyo. 1993b. Genesis of volcanic ash soils. En: S Shoji; M Nanzyo & R Dahlgren (eds.) Volcanic ash soils: genesis, properties and utilization. Developments of Soil Science 21, Chapter 3. Pp. 37-71. Elsevier.
- Shoji, S; R Dahlgren & M Nanzyo. 1993c. Classification of volcanic ash soils. En: S Shoji; M Nanzyo & R Dahlgren (eds.) Volcanic ash soils: genesis, properties and utilization. Developments of Soil Science 21, Chapter 4. Pp. 74-100. Elsevier.
- Shoji, S; M Nanzyo & T Takahashi. 2006. Factors of soil formation: climate. As exemplified by volcanic ash soils. En: G Certini & R Scalenghe (eds.). Soils: basic concepts and future challenges. Cambridge University Press. 10. 131-149.
- Smith, GD. 1978. The Andisol proposal. A preliminary proposal for reclassification of Andepts and some Andic subgroups. (Re-impreso en 1984 como: The Andisol Proposal. New Zealand Soil Bureau. Record 96).

- Sosa, NN. 2018. Análisis del contenido de arsénico en los depósitos terciarios y cuaternarios de la llanura pampeana: factores litogénicos que determinan su concentración en las aguas subterráneas. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata. 323 pp.
- Sruoga, P. 2016. Volcanología. En: I Podgorny *et al.* (Consejo editorial). Diccionario histórico de las ciencias de la Tierra en la Argentina. Archivo Histórico del Museo de La Plata. Pp. 385-389. Prohistoria Ediciones, Rosario.
- SSDS. 1993. Soil survey manual. Soil Survey Division Staff. Soil Conservation Service. U.S. Department of Agriculture. Handbook No. 18 Washington DC. 437 pp.
- SSS. 1960. Soil Classification. A Comprehensive System. 7th Approximation. Soil Survey Staff. Soil Conservation Service, U.S. Department of Agriculture. Washington DC. 265 pp. (Hay traducción al castellano realizada por el INTA)
- SSS. 1975. Soil Taxonomy. A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys. Agriculture Handbook No. 436. Soil Survey Staff, NRCS, U.S. Department of Agriculture. 754 pp.
- SSS. 1990. Keys to Soil Taxonomy. Soil Survey Staff, U.S. Department of Agriculture. 4th edition. 422 pp.
- SSS. 1999. Soil Taxonomy. A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys. 2nd. edition. Soil Survey Staff NRCS, U.S. Department of Agriculture. 869 pp.
- SSS. 2014. Keys to Soil Taxonomy. Soil Survey Staff. U.S. Department of Agriculture. 12th edition. 360 pp.
- SSS. 2015. Illustrated guide to Soil Taxonomy. Version 2. Soil Survey Staff, NRCS, U.S. Department of Agriculture. Lincoln, Nebraska.
- SSSA. 2001. Glossary of soil science terms. Soil Science Society of America. Madison WI, USA. 135 pp.
- Takahashi, T; RA Dahlgren & T Sase. 1994. Formation of melanlic epipedons under forest vegetation in the xeric moisture regime of northern California. *Soil Sci. Plant Nutr.* 40(4): 617-628.
- Takesako, H & S Muranaka. 2006. Paleoenvironmental change in central Japan: a ca 33 ka record based on physico-chemical analysis of a multilayered sequence of tephra deposits and andic paleosols. En: H Takesako (*ed.*). Proc. Int. Symp. on Volcanic Ash Soils and Field Workshop. Mt Fuji Area. Pp. 81-92. Meiji University, Kawasaki.
- Teruggi, ME. 1957. The nature and origin of Argentine loess. *J. Sediment. Petrol.* 27(3): 322-332.
- Teruggi, ME. 1984. Diccionario Sedimentológico. Ediciones Científicas Argentinas (ECAL). Buenos Aires. 2 volúmenes.
- Theng, BKG & G Yuan. 2008. Nanoparticles in the soil environment. *Elements* 4: 395-399.
- Thorp, J & GD Smith. 1949. Higher categories of soil classification. *Soil Sci.* 67: 117-126.
- Tricart, J. 1973. Geomorfología de la Pampa Deprimida. Colección Científica INTA XII. Buenos Aires. 202 pp.
- Ugolini, FC; S Shoji & T Ito. 1988. An example of andosolization and podzolization as revealed by soil solution studies, southern Hakkoda, northeastern Japan. *Soil Sci.* 145: 111-125.
- Ugolini, FC & RA Dahlgren. 1991. Weathering environments and occurrence of imogolite/allophane in selected Andisols and Spodosols. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 55: 1166-1171.
- USDA. 1939. Soil Survey. Territory of Hawaii. United States Department of Agriculture. Soil Conservation Service. Series 1939 No. 25.
- van Breemen, N & P Buurman. 1998. Soil formation. Springer. 377 pp.
- Villegas, DC; FX Pereyra; AM Viaggio & JA Ferrer. 2009. Ocurrencia de materiales piroclásticos en suelos de tres sectores del oeste de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 64(2): 303-311.
- Wada, K. 1989. Allophane and imogolite. En: JB Dixon & SB Weed (*ed.*). Minerals in soil environments. 2nd. edition. Book Series No. 1. Chap. 21. Pp. 1051-1087. Soil Science Society of America, Madison, USA.
- Warkentin, BP & T Maeda. 1980. Physical and mechanical characteristics of Andisols. En: BKG Theng (*ed.*). Soils with variable charge. New Zealand Society of Soil Science. Lower Hutt. New Zealand.
- Wilson, MA; R. Burt & RJ Ottersberg. 2002. Isotopic mineralogy: Criteria review and application in Blue Mountains, Oregon. *Soil Sci.* 167(7): 465-477.
- Wilson, MJ. 2019. The importance of parent material in soil classification: a review in a historical context. *Catena* Vol. 182. Article 104131.

Materiales parentales de los suelos de la Llanura Pampeana: el aporte volcánico andino

Marcelo A. Zárate¹ y Adriana Mehl²

Instituto de Ciencias de La Tierra y Ambientales de La Pampa (CONICET-UNLPam).
Avenida Uruguay 151, 6300 Santa Rosa, La Pampa, Argentina
Autor de contacto: ¹marcelozarate55@yahoo.com.ar ; ²adrianamehl@gmail.com

Resumen

La mayor parte de los suelos pampeanos se desarrollan a partir de una extensa cubierta sedimentaria de depósitos loésicos hacia el este y mantos de arena -campos de dunas hacia el oeste, acumulados principalmente en los últimos ~30.000 años. El objetivo de este capítulo es evaluar el papel del vulcanismo en la generación de los materiales parentales caracterizados por la dominancia de partículas de naturaleza volcánica (trizas vítreas, líticos volcánicos, minerales volcánicos) procedentes de los Andes. El comienzo de la acumulación de sedimentos volcánicos andinos en la llanura pampeana se vincula con el levantamiento andino durante el Mioceno (~12 Ma), motivo por el cual se los clasifica como materiales sedimentarios sinorogénicos. Los aportes volcánicos andinos directos (caída de cenizas a partir de erupciones en la cordillera) proceden de la zona volcánica del sur (33°-38°S), la Puna (zona volcánica central, *sensu* Stern, 2004) y la Patagonia austral (e.g. volcán Hudson, Puyehue) al sur de los 38°S. La señal geoquímica (elementos traza y elementos de tierras raras) es importante para rastrear las fuentes de emisión de las cenizas. La re-suspensión de las partículas en los meses posteriores es un mecanismo de importancia a tener en cuenta en las consideraciones e interpretaciones generales sobre la adición de partículas volcánicas en la superficie de los suelos.

Palabras clave

Material parental; vulcanismo; mineralogía; tefras; antepaís andino.

Parent materials of Pampean Plain soils: the Andean volcanic source

Extended abstract

The Pampean plain, east of the Andes (~32-38°S, Fig. 1), is the economic and agricultural center of Argentina. The origin and evolution of the Pampean soils of central Argentina is the subject of numerous contributions including several studies on the composition of the parent materials. The outstanding feature of the sediments is the dominance of Andean volcanic particles (volcanic glass, volcanic lithics, volcanic minerals). The goal of this chapter is to discuss the role played by the volcanism in the generation of the parent material of the Pampean plain soils. In this respect, several questions are posed ¿Why was there Andean supply to the Pampean plain?, What process is responsible for the abundance of volcanic material? ¿When did the Andean supply begin?, was it chronological restricted? ¿Was there a continuous supply of Andean sediments, since when?. Why the Pampean plain was the depositional setting of the Andean volcanic sediments?. The Pampean plain is a vast geomorphological environment (~600.000 km²) of transitional boundaries with low relative relief and heights gradually decreasing to the Atlantic Ocean. The wide latitudinal and longitudinal range of the plain is dominated by temperate climate with precipitations gradually decreasing from NE to SW. The parent material of the Pampean soils in an extensive loessial sedimentary cover eastwards and sand mantles-sand dunes westwards, resulting from the aeolian dynamic during the last ~30,000 yr. The accumulation occurred under more arid and colder conditions during most

of the last Glacial Maximum and the deglaciation, until the early Holocene/mid Holocene (~11, 700- 8000 yr BP), and the mid Holocene (~5000 yr BP), according to the sector of the Pampean plain considered (Zárate, 2015 and references therein).

The still meager geochemical analysis of the parent material, reveals a compositional variation during the last 12 Ma (*i.e.* since the Late Miocene to the present) showing a more silicic trend which indicates a compositional change in the Andean magmatic arc (Schultz *et al.*, 2006).

A remarkable characteristic of the Pampean soil parent material is the occurrence of interbedded tephras with variable thicknesses and ages ranging from the late Miocene -Pliocene to the Holocene (*e.g.* Frenguelli, 1928; Kraglievich, 1952; Bigazzi *et al.*, 1995, 1996; Gentile & Ribot, 2001). The tephras represent ash falls episodes (sand grain size) from Andean eruptions, basically the Southern volcanic zone (Ramos & Almeida, 2000; Stern, 2004). The eruption of the Quizapú volcano (April 10, 1932) located in the Andes of southern Mendoza, was the focus of numerous contributions. It was the greatest XXth century volcanic event, a plinian eruption that generated ~9.5 km³ of pyroclastic material (Hildreth & Drake, 1992).

The grain size zonation and the mineralogical-geochemical composition indicate that most of the soil parent material come from outcrops of volcanic and pyroclastic sedimentary rocks exposed in the Andes Cordillera. Also, contributions from different secondary sources are present according to the area considered (Pampa Ondulada, Pampa Arenosa, Pampa Interserrana). The occurrence of volcanic episodes in the Cordillera de los Andes and the resulting generation of pyroclastic sediment and volcanic rocks since the late Miocene, are related to the general geotectonic setting. Accordingly, the evolution of the Pampean plain, located in the distal Andean foreland, is associated with the tectonic dynamic of the Andes, and the expansion of the South Atlantic Ocean. Hence, the volcanic activity is related to the development and evolution of the magmatic arc resulting from the collision of the South American plate with the Pacific plate (Aguilera, this volume). Thus, the volcanic activity generated by the Andes uplift, determined the abundance of volcanic and pyroclastic rocks of the Andes Cordillera.

The Andean volcanic sediments were accumulated in the Cordillera piedmont environments represented by ample alluvial fans of the drainage system located in the fringe of the Pampean plain (Colorado river system, and its major tributary Desaguadero-Salado-Chadileuvú-Curacó). The fluvial system drains the Andes Cordillera and the mountain blocks of the fragmented foreland along an extensive latitudinal segment (~29°-41°S). A complex mechanism of erosion, transport and sedimentation in the alluvial fans has been continuous since the Andean uplift up to the present. The alluvial fans are geomorphological settings of high sediment availability from which the volcanic particles were deflated and transported to the Pampean plain. Also, extensive outcrops of volcanoclastic sediments are present south of 38°S, at the headwaters of the Colorado and Negro rivers (Andreis, 1965), another source area of the volcanoclastic sediment of the southern Pampas (Zárate & Blasi, 1993).

The deposits of the Mendoza piedmont and the Colorado-Negro rivers have been subjected to repeated cycles of erosion, transport, and reworking, explaining the occurrence of rounded grains of heavy mineral in the loess deposits. The sedimentary material was deflated, and accumulated in the Pampean plain (*e.g.* Pampa Interserrana, Buenos Aires province, Zárate & Blasi, 1993).

The dynamic of the tectonic setting in southern South America gave way to the Andean uplift and the beginning of the volcanic sediments accumulation around 12 Ma (late Miocene) (Folguera & Zárte, 2009). It is the beginning of the low relief environment of the Pampean plain. The history of its development is recorded by an average thickness of 200 meters of Miocene-Pliocene and Quaternary sandy silts made up of sedimentary material related to the uplift of the Andes Cordillera. As a result, the sedimentary sequence including the parent material of the Pampean soils at the surface, is composed of sinorogenic deposits (*i.e.* related to the uplift of the Andes, Folguera & Zárte, 2009).

Due to the latitudinal range of the Pampean plain, direct volcanic supplies come from eruptions in the Southern Volcanic zone (33°-38°S), the Puna (central volcanic zone, *sensu* Stern, 2004) and southern Patagonia, south of 38°S (*e.g.* Hudson, Puyehue volcanoes). Supplies of volcanic ashes from Puna eruptions are present in the northern Pampas. Consequently, the heterogeneity of the Andean volcanic sediments must be considered when the soils profiles are analyzed. The geochemical signature (trace elements, REE elements) is essential to track the source of the volcanic ashes. Besides, the volcanic eruptions of the last decades permitted to understand the dynamic of the direct supply of pyroclastic material (*e.g.* volcanic ash) to the soil profile. The process is controlled not only by the type of volcanic eruption itself, but the weather conditions during and after the event. The re-suspension of particles already accumulated after an eruption can be added to the soil surface.

Key words

Volcanism; mineralogy; tephras; Andean foreland; parent material.

INTRODUCCIÓN

La llanura pampeana, extendida hacia el este de los Andes (~32-38°S, **Fig. 1**), constituye el centro de las actividades agropecuarias y económicas de Argentina; concentra los núcleos urbanos más populosos del país. Por tal motivo, sus atributos y propiedades para el desarrollo de la agricultura y ganadería han sido objeto de numerosos estudios. En relación con ello, los suelos han sido el foco de atención de investigaciones vinculadas con su génesis, la productividad, el manejo y la conservación. Así, en el espectro de temas relacionados con el origen y evolución de la cubierta pedogenética de la región central de Argentina, se cuenta con un amplio abanico de contribuciones enfocadas en la composición de los materiales parentales de los suelos pampeanos (*e.g.* Arens, 1969; Scoppa, 1976 entre otros trabajos pioneros en este aspecto). La característica sobresaliente es la notoria dominancia de partículas de naturaleza volcánica (trizas vítreas, líticos volcánicos, minerales volcánicos) procedentes de los Andes. Esto plantea una serie de interrogantes que ameritan ser evaluados: ¿Por qué hubo aporte volcánico de procedencia andina?

¿Qué proceso explica la abundancia de partículas volcánicas? ¿El aporte volcánico andino ha estado acotado en escala de tiempo geológico, es decir, se restringe a un intervalo particular de la historia de la Tierra? ¿Ha sido un aporte constante en el tiempo? En tal caso, ¿Desde cuándo? ¿Por qué la llanura pampeana ha sido el receptáculo en el que se acumularon sedimentos andinos?

En consecuencia, el objetivo de este capítulo es evaluar el papel del vulcanismo en la generación de los materiales parentales de los suelos de la llanura pampeana. A fin de dar respuestas a los interrogantes planteados efectuamos una revisión general de la información disponible. De la nutrida lista de contribuciones existentes, sólo nos referiremos a algunos trabajos considerados fundamentales para analizar el papel desempeñado por el vulcanismo andino. A partir de esta información, así como de nuestra experiencia de trabajo en distintos ámbitos de la llanura pampeana, discutimos el origen, las posibles áreas de procedencia, así como los procesos de transporte y de acumulación involucrados en la generación de los materiales parentales de los suelos.

Ambiente y clima de la llanura pampeana

La llanura pampeana es un vasto territorio de alrededor de 600.000 km², caracterizado por su escaso relieve relativo y alturas que descienden gradualmente hacia el océano Atlántico. Constituye un ambiente geomorfológico de límites transicionales (**Fig. 1**). Así, hacia el norte, a través de la zona del sistema fluvial del río Salado del Norte (prov. de Santa Fe), pasa, en la provincia de Chaco, al ambiente con el que conforma la llanura Chaco-Pampeana o Chaco-Bonaerense de algunos autores (*e.g.* Ramos, 1999). Hacia el oeste, en las provincias de La Pampa y centro sur de San Luis (~34-38°S) limita con el piedemonte andino distal definido por el sistema fluvial del río Desaguadero-Salado-Chadileuvú-Curacó; entre los 31-34°S con el piedemonte del sector austral de las Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis (**Fig. 1**). Hacia el sur, a partir del área del Valle Argentino-Utracán (provincia de La Pampa) y el lineamiento del salitral de la Vidriera-Laguna de Chasicó (provincia de Buenos Aires), se integra gradualmente a los ambientes de la meseta patagónica extra-andina.

El límite oriental está definido por el tramo terminal del río Paraná-Río de la Plata y la costa atlántica de la provincia de Buenos Aires.

La amplia faja latitudinal y longitudinal que abarca la llanura pampeana está dominada por condiciones climáticas templadas y precipitaciones decrecientes gradualmente desde el NE hacia el SO. Las lluvias, concentradas durante la primavera-verano, son el producto de vientos húmedos procedentes del Anticiclón del Atlántico Sur (Prohaska, 1976). Los inviernos son secos. En consecuencia, el este-noreste de la llanura pampeana presenta condiciones húmedas-subhúmedas que gradan a subhúmedas-secas en el extremo sudoccidental (Burgos & Vidal 1951). Un reflejo de este gradiente climático está evidenciado por los regímenes de humedad de suelo, desde údico en el NE a ústico en el sector centro-occidental y árido en el extremo oeste (**Fig. 1**), próximo al límite con el piedemonte andino distal (Van Wambeke & Scoppa, 1976). Estos cambios climáticos transicionales son reflejados por la vegetación nativa manifestada a través de la presencia de una fisonomía de pastizal en el E-NE (Provincia fitogeográfica

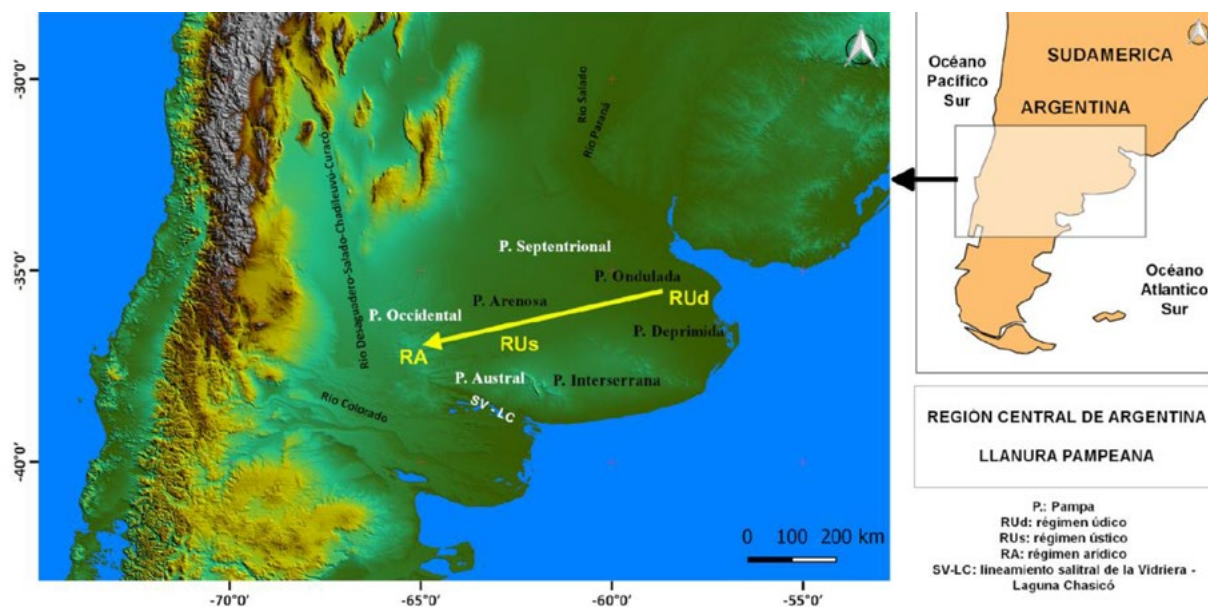


Figura 1. Ubicación de la llanura pampeana en la región central de Argentina. Se indican los distintos nombres propuestos y el régimen de humedad de los suelos en un gradiente NE-SO.

Figure 1. Location map of the Pampean plain in central Argentina. Units identified in the plain (*e.g.* Pampa Ondulada, Pampa Deprimida) following on-going subdivision; NE-SW gradient of soil moisture regime is indicated.

Pampeana), el bosque xerófilo (Provincia fitogeográfica del Espinal) en el sector centro-occidental (provincia La Pampa y sur de provincia de San Luis en particular) y el arbustal (Provincia fitogeográfica de Monte) hacia el SO. Hacia el norte, pasa en transición a la Provincia fitogeográfica Chaqueña (Cabrera 1971). En la actualidad, la vegetación nativa de la llanura pampeana coexiste con numerosas especies exóticas y está profundamente impactada por las actividades agropecuarias.

Las variaciones climáticas generales antes mencionadas quedan claramente expresadas en las asociaciones dominantes de suelos de la llanura pampeana. Los Molisoles son el orden más importante y de mayor extensión (Liu *et al.*, 2012). En este orden, los Argiudoles y Hapludoles son los Grandes Grupos de mayor representatividad (Rubio *et al.*, 2019). Alfisoles y Entisoles son otros órdenes de suelos presentes en la llanura; los primeros, más frecuentes en la cuenca del río Salado, mientras que los Entisoles dominan los campos de dunas del oeste y en los ambientes de planicies de inundación de los principales ríos de la región (Rubio *et al.*, 2019).

El escaso relieve que caracteriza la región y que determina su naturaleza de ambiente geomorfológico de llanura, es una simplificación a escala continental que enmascara su complejidad al analizarla en escalas de mayor detalle. La conformación geológica del subsuelo, el clima, las redes de drenaje y las formas de paisaje dominantes de la llanura pampeana, en apariencia monótono, revelan una significativa heterogeneidad en sus rasgos generales, que se manifiesta en la diversidad de ambientes existentes. Por tal motivo, la llanura ha sido subdividida en diversas unidades de acuerdo con criterios distintos (Zárate y Rabassa 2005 y referencias allí citadas) tales como topografía y drenaje (Pampa Ondulada, Pampa Deprimida, Pampa Interserrana), clima (Pampa húmeda, Pampa seca), sedimentos superficiales (Pampa Arenosa) o simplemente por su posición general (Pampa Austral, Pampa Septentrional, Pampa occidental) (**Fig. 1**). Todas estas unidades son de uso amplio y frecuente en la literatura. La complejidad resul-

tante de la llanura pampeana se refleja en las variaciones que exhiben las asociaciones dominantes de los suelos en cada una de las grandes unidades antes mencionadas (*e.g.* Pampa Ondulada, Pampa Deprimida, Pampa Interserrana).

Origen y composición de los materiales parentales

El material parental de la mayor parte de los suelos pampeanos es una extensa cubierta sedimentaria integrada por sedimentos loésicos, así como mantos de arena y campos de dunas hacia el oeste. Este vasto manto es resultado fundamentalmente de la dinámica sedimentaria eólica acontecida en los últimos 30.000 años aproximadamente. La acumulación de estos sedimentos se produjo en condiciones climáticas más frías y de mayor aridez que las actuales, durante gran parte del Máximo de la Última Glaciación y durante la deglaciación hasta el Holoceno temprano (~ 8000 años AP) o incluso Holoceno medio (~5000 años AP), según el sector de la llanura que se considere (Zárate, 2015 y referencias allí citadas). A estos materiales parentales deben sumarse aquellos depósitos acumulados por acción fluvial en las planicies de inundación de los ríos que integran las redes de drenaje de la llanura y los sedimentos producto de remoción en masa que participan de los perfiles de suelo en los ambientes serranos. En todos estos últimos casos, presentan una distribución areal mucho más restringida en relación con la cubierta eólica.

Si se consideran los 5 factores formadores (*sensu* Jenny, 1941) que determinan la evolución de la cubierta pedogenética pampeana, el material parental también presenta variaciones regionales, ya sea en el tamaño de grano o bien en su composición mineralógica, según la unidad de llanura considerada (*e.g.* Pampa Deprimida, Pampa Ondulada, Pampa Interserrana, Pampa Arenosa). El tamaño de grano de los materiales parentales exhibe una gradación granulométrica general en dirección E-NE/O-SO. De tal manera, los más finos (mayor participación de la fracción limo fino/arcilla) componen el mate-

rial parental de los suelos de la llanura pampeana nororiental (e.g. Pampa Ondulada). Hacia el SO, predomina la fracción arenosa (Pampa Interserrana bonaerense); en el sector centro occidental de la cuenca del río Salado (Pampa Deprimida) los materiales gradan a extensos mantos de arena fina y a los campos de dunas del oeste (Pampa Arenosa) (Zárate & Tripaldi, 2012) (**Fig. 1**).

En líneas generales, la interpretación vigente de la composición y génesis de los sedimentos loésicos pampeanos, está basada en los trabajos pioneros de Teruggi *et al.* (1957) y Teruggi (1957). En ellos, se establecieron la caracterización mineralógica general y los fundamentos, los que ajustados y modificados posteriormente, sentaron las bases del conocimiento sobre su naturaleza. El objeto de estudio de esas contribuciones fue la sucesión sedimentaria aflorante en las barrancas costeras de Chapadmalal (sudeste de la provincia de Buenos Aires), ubicadas en el piedemonte sudoccidental de Tandilia. Tal sucesión representa el lapso del Plioceno medio/tardío-Cuaternario, es decir los últimos ~3.5/4 millones de años (ver Zárate 2005 y referencias allí citadas). Los resultados obtenidos revelaron un predominio neto de partículas de origen volcánico. La fracción limo grueso presenta porcentajes variables entre 15 y 60% con cantidades de 30 y 40% como las más abundantes; el limo medio, usualmente, tiene más de 60% de trizas vítreas, en el limo fino, las trizas vítreas y los agregados de montmorillonita son más de las 3/4 partes de la fracción. En consecuencia, de acuerdo con Teruggi *et al.* (1957, pag. 238) “...las rocas que han suministrado la mayor parte de los minerales de los sedimentos estudiados son principalmente vulcanitas de tipo andesítico y basáltico; han tenido una participación menor y más difícil de establecer las rocas de naturaleza ácida, en especial riolitas y pórfidos. Los componentes de origen metamórfico están también representados, aunque en cantidades reducidas. Por último, hay abundancia de vidrio volcánico, fresco y alterado en montmorillonita, cuya naturaleza piroclástica es innegable...” Las conclusiones de Teruggi y coautores fueron luego extrapoladas al resto de la

llanura pampeana, lo que condujo a una simplificación de la procedencia de los sedimentos. Por un lado, otras fuentes de aporte no fueron consideradas y por otro, en la generalización resultante, los sedimentos de la llanura pampeana e incluso los del Chaco, se consideraron procedentes en su conjunto de los Andes de Mendoza y Neuquén o del norte de la Patagonia. Años después, González Bonorino (1965) realizó un estudio mineralógico detallado de la sucesión sedimentaria cuaternaria de la Pampa Ondulada bonaerense. Los resultados revelaron, no sólo la importante contribución de material volcánico andino, como además, la participación secundaria de partículas procedentes de las Sierras de Córdoba y el macizo brasileiro.

Las consideraciones e interpretaciones generales sobre la composición mineralógica de los sedimentos de la llanura pampeana fueron reconfirmados con posterioridad. En la Pampa Ondulada de la provincia de Buenos Aires, en cercanías de La Plata, Teruggi e Imbellone (1987) mencionan que la composición mineralógica de la fracción arena de la sucesión pleistoceno-holocena incluye, entre otros, litoclastos de rocas ácidas y básicas, cuarzo, vidrio volcánico y biotita como el más abundante de los minerales pesados. Posteriormente, en afloramientos próximos, Tonni *et al.* (1999) y Blasi *et al.* (2001) coinciden en que los depósitos se caracterizan por una relativa homogeneidad mineralógica. Blasi *et al.* (2001) señalan que los componentes minerales más abundantes de la fracción arena fina en la sucesión de Gorina, son el par plagioclasa-cuarzo en relación 1:1 a 2:1 y los líticos. Según estos autores, el vidrio volcánico, en cambio, presenta un aumento en su frecuencia relativa, supera en abundancia a las demás especies en dos niveles de la sucesión de Gorina. Esta mayor participación relativa de las trizas vítreas en ciertos niveles, también fue mencionada por González Bonorino (1965), Teruggi & Imbellone (1987) y Tonni *et al.* (1999).

En su estudio de los depósitos loésicos cuaternarios del norte de la llanura pampeana (provincia de Santa Fé), Kröhling (1999) señala la presencia dominante de materiales de origen volcanoclástico

(granos de cuarzo policristalino, vidrio y fragmentos líticos). Secundariamente aparecen minerales plutónicos-metamórficos (cuarzo, feldespato) procedentes de las Sierras Pampeanas.

En la Pampa Interserrana bonaerense, la fracción modal de arenas muy finas y limo grueso del loess arenoso (Pleistoceno tardío-Holoceno, ~40/30 ka) del flanco sudoccidental de Tandilia (material parental de los suelos actuales), se caracteriza por una asociación de minerales livianos compuesta por abundante vidrio volcánico, plagioclasas, feldespatos K, cuarzo y partículas de rocas volcánicas, estas últimas muy comunes; la asociación de minerales pesados compone entre 1-2% de la fracción e incluye minerales opacos que son abundantes (magnetita es el más frecuente), anfíboles, piroxenos y micas; en general, están muy frescos o ligeramente alterados (Zárate & Blasi, 1991). Esta composición mineralógica, según los autores, permite clasificarlos como limos arenosos volcanoclásticos, término que incluye sedimentos compuestos por detritos piroclásticos y detritos volcánicos terrígenos de origen epiclásico (Fisher, 1961).

En el oeste de la llanura pampeana, en los campos de dunas de la provincia de La Pampa, los entisoles están desarrollados a partir de depósitos arenosos del Pleistoceno tardío-Holoceno, compuestos por arenas arcóscas vitroclásticas alteradas y arenas líticas vitroclásticas alteradas (Szczegowski *et al.*, 2004). El aporte según los autores, ha procedido de las coladas basálticas de Payunia, del sistema fluvial del Desaguadero-Salado-Chadileuvú-Curacó, así como de rocas ígneas y metamórficas aflorantes en el oeste de la provincia de La Pampa (sierras de Lihue Calel, afloramientos del basamento de Sierras Pampeanas del oeste de la provincia de La Pampa).

Paralelamente a los trabajos sobre los depósitos loésicos neógenos y cuaternarios, otras contribuciones se enfocaron en la mineralogía de suelos de distintas localidades (*e.g.* Arens, 1969; Scoppa, 1976; Camilión, 1984; Camilión e Imbellone, 1984). Teruggi e Imbellone (1983) realizaron

un estudio de diversos molisoles del sector septentrional de la llanura pampeana (provincia de Santa Fe y NO de la Pampa Ondulada de Buenos Aires) en el que analizan la composición mineralógica con la finalidad de proponer índices de estabilidad mineral en suelos. Señalan una composición que se asemeja a la mencionada por Teruggi (1957) constituida por una asociación mineral de naturaleza volcánico-piroclástica, andesítica-dacítica con algunos elementos basálticos. Posteriormente, a escala regional sobre la base de análisis mineralógicos y geoquímicos de suelos (*e.g.* contenido de P en los suelos), Morrás (1999) infiere una composición heterogénea del material parental. Señala sedimentos procedentes de la Cordillera de los Andes, pero también un aporte secundario de las Sierras Pampeanas y la cuenca del Paraná, esta última con material procedente del macizo brasilero. Etchichuri & Tofalo (2004) estudiaron la mineralogía de suelos en lo que denominan el sector austral de la cuenca chacoparanense (amplia región que comprende no sólo la llanura pampeana, sino el sur de la llanura chaqueña y la Mesopotamia). Según sus resultados, la abundancia de plagioclasas, litoclastos de volcanitas y trizas de vidrio volcánico con predominio alternante y superando las frecuencias del cuarzo, caracteriza la llanura pampeana en territorio de las provincias de Buenos Aires, Córdoba, el sur de Santa Fe y el noreste de La Pampa. Según Etchichuri & Tofalo (2004), es una asociación de origen volcánico piroclástico dominante con un escaso aporte ígneo. Secundariamente, señalan minerales procedentes de las volcanitas mesozoicas del norte patagónico, del basamento de las Sierras Pampeanas y de las erupciones piroclásticas pleistocenas.

Un caso ilustrativo de interés es el análisis detallado del sitio arqueológico Arroyo Seco 2 (Tres Arroyos, Buenos Aires) ubicado en la Pampa Interserrana; el contexto sedimentario de las ocupaciones humanas se ubica en el perfil de suelo actual (Politis *et al.*, 2016). En dicha localidad, el material parental del suelo (> 1.5 metros de potencia) se interpreta como un loess caracterizado por una asociación mineralógica volcano-piroclástica con abundan-

cia de trizas de vidrio volcánico y plagioclasas. Los autores diferencian informalmente 4 unidades en la que la superficial es el horizonte A, el que como consecuencia de la abundante presencia de vidrio volcánico, es definido como un loess vitroclástico.

Los análisis geoquímicos, hasta el momento el aspecto menos explorado del material parental de los suelos de la llanura pampeana, revelan además una variación de la composición durante los últimos 12 millones de años (desde el Mioceno tardío hasta la actualidad); así, los más antiguos presentan una composición geoquímica que se torna más silícica, es decir más ácida, hacia la actualidad; esto indicaría cambios en la evolución magmática de arco de la cordillera de los Andes (Schultz *et al.*, 2006).

La gradación granulométrica regional con un incremento progresivo del tamaño de partícula hacia el O-SO, así como la composición mineralógica y geoquímica de los sedimentos, son los indicadores principales que permiten inferir la procedencia

andina de la mayor parte del material parental de los suelos. Las áreas de aporte son aquellas zonas ubicadas en el piedemonte andino con alta disponibilidad de material susceptible de ser deflacionado y transportado a distancia por el viento hasta acumularse. El resultado es la formación de la extensa cubierta eólica que tapiza la llanura pampeana y constituye el material parental de los suelos.

En sectores proximales del piedemonte andino, Mehl (2011) y Mehl *et al.* (2012) indicaron la ocurrencia de arenas aluviales del Pleistoceno tardío y Holoceno de la cuenca del Arroyo La Estacada, provincia de Mendoza, (Fig. 2a, e), con una composición Cuarzo:Feldespatos:Fragmentos líticos (C:F:Fl) que se corresponde con las arenitas líticas de la Asociación Argentina de arenas modernas, dominio Andino de Potter (1994) y dominada por fragmentos de rocas volcánicas (relación C:F:Fl de 26:18:56). El vidrio volcánico es uno de los componentes mayoritarios reportado para estas arenas finas aluviales, variando entre un 4% a un 71%; co-

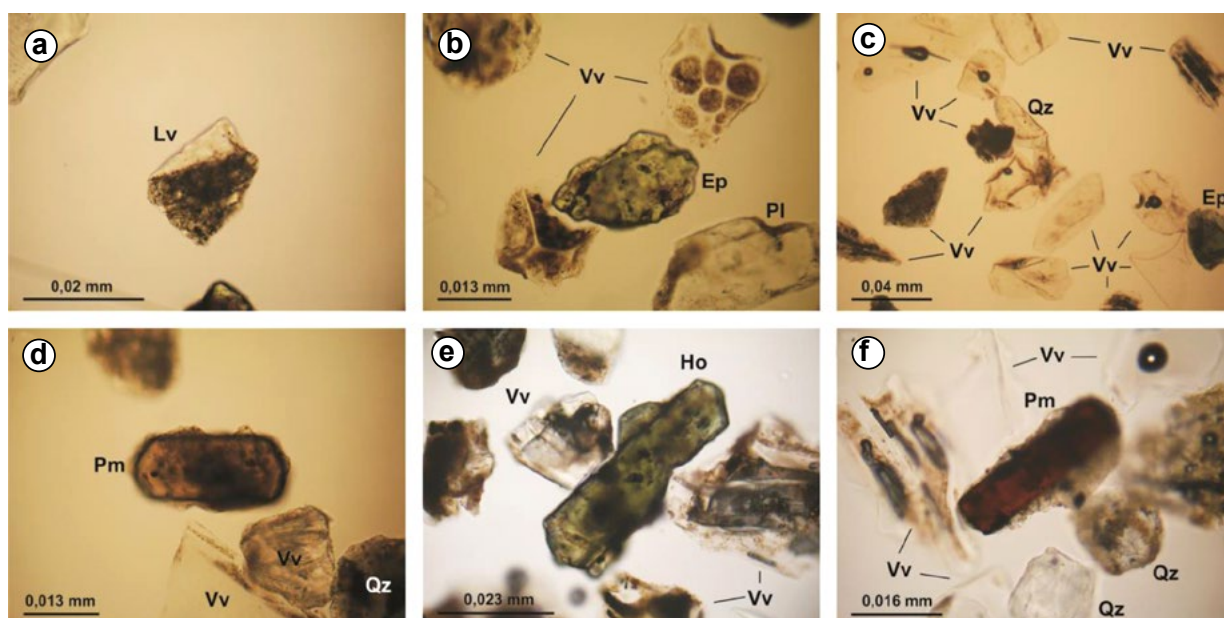


Figura 2. Mineralogía de arenas del piedemonte andino mendocino, cuenca Arroyo La Estacada. a) Lítico volcánico (Lv, cuarzo, pasta félsica); b) vidrio volcánico (Vv), epidoto (Ep), plagioclase (Pl); c) vidrio volcánico (Vv), epidoto (Ep), cuarzo (Qz); d) Piroclasto mixto (Pm, hipersteno y vidrio volcánico); e) hornblenda (Ho), vidrio volcánico; f) Piroclasto mixto (Pm, hornblenda basáltica y vidrio volcánico), cuarzo.

Figure 2. Sand mineralogy of the Mendoza Andean piedmont, Arroyo La Estacada basin a) volcanic lithic (Lv, quartz, felsic matrix); b) volcanic glass (Vv), epidote (Ep), plagioclase (Pl); c) volcanic glass, epidote, quartz (Qz); d) mixed pyroclast (Pm, hypersthene and volcanic glass); e) hornblende (Ho), volcanic glass; f) mixed pyroclast (Pm, basaltic hornblende, volcanic glass), quartz.

responde a trizas vítreas angulares a subangulares, en general con estructura fluidal, microvacuolas y un aspecto 'sucio' debido a los rellenos arcillosos en las vacuolas y canales. Las trizas vítreas limpias y macizas, también están presentes. Las trizas incolores son dominantes; hay una menor proporción de partículas castaño claras. Los fragmentos líticos en estas arenas derivan principalmente de rocas volcánicas, *e.g.* clastos con texturas afaníticas o felsíticas con abundantes fenocristales tabulares de feldespatos y/o cuarzo, a veces recubiertos por vidrio volcánico (*i.e.* piroclastos mixtos, clastos que indican la procedencia desde erupciones vol-

cánicas violentas que producen enormes volúmenes de materiales piroclásticos (Meyer, 1971; Teruggi *et al.*, 1978); **Fig. 3d, f**); se observan también texturas traquíticas, traquitoides y/o poiquiliticas y granos poliminerale. Los minerales pesados también están presentes en cantidades subordinadas, entre ellos, piroxenos y anfíboles son los más comunes. El hipersteno es el más abundante entre los primeros con menores cantidades de augita, enstatita y diópsido; mientras que, entre los anfíboles, prevalece la hornblenda en sus variedades de tonos verdosos. El epidoto y el olivino aparecen raramente y los granos opacos también están

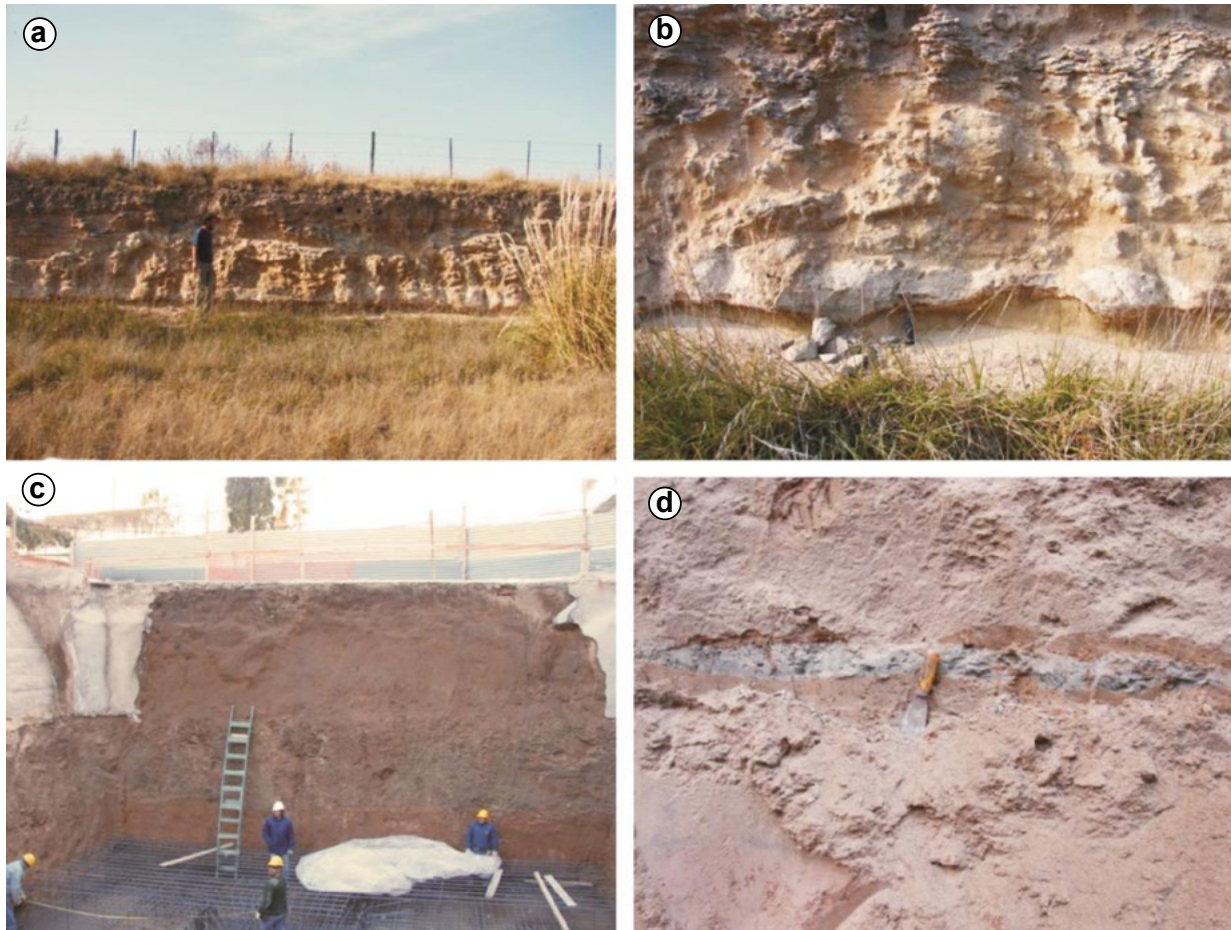


Figura 3. Niveles de cenizas volcánicas (tefras) en sucesiones sedimentarias cuaternarias de la llanura pampeana. a, b) Afloramientos en las Lagunas Encadenadas del Oeste, prov. de Buenos Aires, y detalle del nivel de tefra aflorante -piqueta como escala-. c, d) Excavación de una obra civil en la ciudad de Santa Rosa, prov. de La Pampa, y detalle del nivel de tefra aflorante.

Figure 3. Tephra layers in Quaternary sedimentary sequences of the Pampean plain a, b) Outcrop at Lagunas Encadenadas del Oeste, Buenos Aires, and close up of the tephra layer c, d) Building excavation in downtown Santa Rosa, La Pampa, and close up of the exposed tephra layer (hammer, scale).

presentes. Además de los detritos volcániclasticos, los detritos metamórficos también participan en las sucesiones sedimentarias aluviales del Cuaternario tardío del piedemonte andino (Mehl, 2011; Mehl *et al.*, 2012); sin embargo, su acumulación en la llanura pampeana es restringida en relación con los materiales volcániclasticos.

Erupciones volcánicas y caída de cenizas volcánicas

Una característica de las sucesiones sedimentarias de distintas localidades de la llanura pampeana, es la existencia de niveles intercalados de cenizas volcánicas (niveles de tefra). Los espesores son muy variables y las edades comprenden desde el Mioceno tardío-Plioceno hasta el Holoceno (*e.g.* Frenguelli, 1928; Kraglievich, 1952; Bigazzi *et al.*, 1995, 1996; Gentile & Ribot, 2001). Representan episodios de caída directa de material piroclástico fino (tamaño arena) procedentes de erupciones acontecidas en la cordillera andina, fundamentalmente de la zona volcánica del sur (*Southern volcanic zone*, Ramos & Almeida, 2000; Stern, 2004). Bloom (1991 com. escrita) reporta un nivel de ceniza en las barrancas del río Paraná cerca de la localidad de Zárate, cuya composición geoquímica sugiere una erupción procedente de la Puna, en el NO Argentino. En la Pampa Interserrana bonaerense y en el flanco norte de Tandilia, en las proximidades de Mar del Plata, Valente *et al.* (1998) identificaron 9 niveles de tefras en sucesiones sedimentarias que abarcan desde el Plio-Pleistoceno hasta el Pleistoceno-Holoceno. Los análisis mineralógicos y geoquímicos efectuados indican una composición ácida (Valente *et al.*, 1998). Por su parte, Corbella *et al.* (1998) señalan una composición riolítica para un nivel de tefra aflorante en la localidad de Camet Norte (norte de Mar del Plata) cuya composición según los autores indicaría que provino de una erupción del volcán Pino Hachado (provincia de Neuquén). Recientemente, Bia *et al.*, (2017) determinan una composición riolítica para un nivel de cenizas en las lagunas Encadenadas del Sudoeste de la prov. de Buenos Aires (**Fig. 3a, b**). Así mismo, depósitos del Cuaternario tardío del

subsuelo de la ciudad de Santa Rosa, prov. de La Pampa, registran también, al menos un nivel enterrado de ceniza volcánica (**Fig. 3c, d**).

La erupción de abril de 1932 del volcán Quizapú, ubicado en el sur de la prov. de Mendoza, fue objeto de numerosas contribuciones, tanto en su momento (*e.g.* Schiller, 1934; Kittl, 1933) como posteriormente (Hildreth & Drake, 1992, Rovere *et al.*, 2012 entre otros). Este evento eruptivo representó un estudio de caso paradigmático para comprender la dinámica y mecanismos sedimentarios involucrados en la dispersión y acumulación de cenizas volcánicas. Fue la mayor erupción del siglo XX, producto de una explosión pliniana que arrojó $\sim 9.5 \text{ km}^3$ de material piroclástico (Hildreth & Drake, 1992).

La caída de ceniza afectó principalmente una franja latitudinal ($\sim 34\text{-}35^\circ\text{S}$) de la llanura pampeana (**Fig. 4a, b, c**). En el este (La Plata) Schiller (1934) reportó un espesor aproximado de 0.5-1 mm de “polvo” que tapó el suelo durante varios días; en cuanto a su composición, se refiere a “...sustancia esencial vítrea, unos cuantos listoncitos diminutos de ortoclasa y plagioclasa...” (Schiller, 1934, página 91). Esta capa de apenas 1 mm de espesor se incorporó luego al horizonte A de los suelos. En el oeste de la llanura pampeana, sin embargo, la caída de cenizas del Quizapú fue de mayor potencia y quedó preservada en los perfiles de suelo (**Fig. 4c**); sondeos y pozos de observación a lo largo del tramo entre Canalejas (provincia de San Luis) y General Villegas (provincia de Buenos Aires) la registran a profundidades variables. Así, en el NO de Buenos Aires, Imbellone & Camilión (1988) mencionan el nivel de ceniza con un espesor de 2 cm a unos 18 cm de profundidad. Están cubiertas por un manto de arenas finas producto de las reactivaciones eólicas que ocurrieron en el centro del país en las condiciones de fuerte déficit hídrico y sequía de las décadas del 30 al 50, las que produjeron la erosión de suelos y la movilización y acumulación de material arenoso (Tripaldi *et al.*, 2014).



Figura 4. Erupciones y caída de cenizas volcánicas. a, b) Depósitos de cenizas derivadas de la erupción del volcán Quizapú en las calles de la ciudad de General Pico (prov. de La Pampa) y acumuladas para permitir el tránsito (abril de 1932; Archivo Histórico Provincial, La Pampa). c) nivel de ceniza del Quizapú enterrado, perfil de suelo del NE de La Pampa (Trebolares) d) Cenizas de la erupción del volcán Puyehue en 2012; acumuladas en la superficie de un automóvil, Bahía Blanca (prov. de Buenos Aires).

Figure 4. Eruption and volcanic ash falls. a, b) Ash material from the Quizapú volcano in General Pico urban area (La Pampa) accumulated alongside the street to allow vehicles traffic (April 1932; Archivo Histórico Provincial, La Pampa). c) Buried tephra layer of the Quizapú volcano at a soil profile, NE La Pampa Province (Trebolares) d) Ash from the 2012 Puyehue volcanic eruption on a car in Bahía Blanca (Buenos Aires).

El caso de la erupción del volcán Quizapú se utilizó para estimar el espesor de sedimentos piroclásticos de caída directa que componen la columna sedimentaria del loess pampeano. En consecuencia, sobre la base de la cantidad de ceniza depositada por el Quizapú en la zona de La Plata (~0.5-1 mm), Teruggi *et al.* (1957) estimaron que una erupción por siglo de esta envergadura, daría cuenta de 5-10 metros acumulados de material piroclástico durante el lapso representado por la sucesión de Chapadmalal (3.5/4 Ma). Fue por cierto una estimación mínima que ilustraba con claridad la significación de los episodios de caída de cenizas

como mecanismo generador de los materiales parentales de los suelos. Para el sudeste bonaerense, sobre la base de la composición mineralógica, se estimó en el orden de un 10% del espesor total de los depósitos, el aporte al paquete de loess arenoso del sudeste de la Pampa Interserrana por caída directa de cenizas (Zárate & Blasi, 1993).

Transcurrieron varias décadas hasta que, en 1991, se produjo la erupción del volcán Hudson en la Cordillera Patagónica austral; si bien afectó particularmente a la provincia de Santa Cruz, las cenizas del Hudson llegaron tiempo después al sudeste de la provincia de Buenos Aires. En los

meses posteriores a la erupción, Mar del Plata y alrededores fueron cubiertas por una capa milimétrica de cenizas de esta erupción, producto de la re-suspensión de los potentes depósitos de caída primaria de ceniza que cubrieron el NE de Santa Cruz. Desde el punto de vista sedimentológico fue un hecho significativo pues no se habían tenido en cuenta las repetidas oportunidades en que el material piroclástico es re-suspendido, removilizado y transportado hacia las áreas de acumulación, en nuestro caso la llanura pampeana. El fenómeno se repitió con las siguientes erupciones acontecidas en los Andes patagónicos, los volcanes Puyehue, Chaitén. Las cenizas de estas erupciones del norte de la cordillera patagónica, también llegaron a la llanura pampeana días después y en varias ocasiones por re-suspensión del material piroclástico (**Fig. 4c, d**). Sin embargo, no todo el material piroclástico en suspensión en alta atmósfera llega siempre a la superficie del suelo de la llanura pampeana. En el caso del Puyehue, se depositaron en el sur de la zona pampeana (Bahía Blanca, Guaminí), pero pasaron a gran altitud por el noreste bonaerense. Para su acumulación en la superficie se necesitan determinadas condiciones meteorológicas (Ulke *et al.*, 2016). La dinámica pedológica como en el caso del Quizapú, incorporó las cenizas de las distintas erupciones en el horizonte A. Es un ejemplo actual del proceso de adición de partículas sedimentarias a la superficie del suelo durante su desarrollo (Simonson, 1995)

El papel del vulcanismo andino

Tanto la zonación granulométrica como la composición mineralógico-geoquímica indican que la mayor parte del material parental de los suelos procede de afloramientos de rocas y sedimentos volcánicos aflorantes en la zona andina. Hay aportes sedimentarios locales y secundarios de importancia relativa variable, según la zona de la llanura que se considere (Pampa Ondulada, Pampa Arenosa, Pampa Interserrana,). Por caso, los aportes del Macizo brasilero son más importantes y significativos en la Pampa Ondulada (*e.g.* Morrás & Moretti, 2015) e

inexistentes en el sur de la llanura bonaerense (Pampa Interserrana).

En primer lugar, los factores que explican la existencia de episodios volcánicos en la Cordillera de los Andes y la consecuente generación de rocas y sedimentos de tal naturaleza desde hace varios millones de años, así como su acumulación en la llanura pampeana, están vinculados con el marco geotectónico del que forma parte. En tal sentido, la llanura pampeana se desarrolla en lo que se denomina el antepaís distal de los Andes; su evolución está asociada con la dinámica tectónica producto del levantamiento de la Cordillera en el oeste del continente y la expansión del Atlántico sur hacia el este. Por lo tanto, la actividad volcánica desde el Neógeno hasta la actualidad se asocia con el desarrollo y evolución del arco magmático andino resultante de la colisión entre la placa sudamericana y la placa oceánica del Pacífico (Aguilera, este volumen). De esta manera, la actividad volcánica que promovió el levantamiento andino ha determinado la abundancia de rocas volcánicas y materiales piroclásticos aflorantes en el ambiente cordillerano. Un caso ilustrativo es el de la Asociación Piroclástica Pumícea (Polanski, 1963) con espesores de decenas de metros; cubre un amplio sector de la cuenca intramontana del graben de Tunuyán (*sensu* Polanski, 1963) que forma parte del piedemonte de Cordillera Frontal en Mendoza (**Fig. 5a, b**). Estos depósitos producto de la erupción que dio lugar a la formación de la caldera del volcán Diamante, es el sustrato en el que se ha excavado un sector de la red de drenaje del río Tunuyán (**Fig. 5b**). Una situación similar se presenta unos 100 km hacia el este de la localidad de El Sosneado; allí, el canal del río Atuel está excavado también en un sustrato de otros depósitos piroclásticos pumíceos (**Fig. 5c**).

Los sedimentos volcánicos andinos se acumularon en el piedemonte de la cordillera en ambientes de grandes abanicos aluviales generados por las redes de drenaje que marginan la llanura pampeana, tanto hacia el oeste como hacia el sur. Incluyen específicamente el sistema del río Colorado y su mayor tributario el Desaguadero-Salado-Chadileuvú-Curacó. Este sistema drena la Cordillera de los

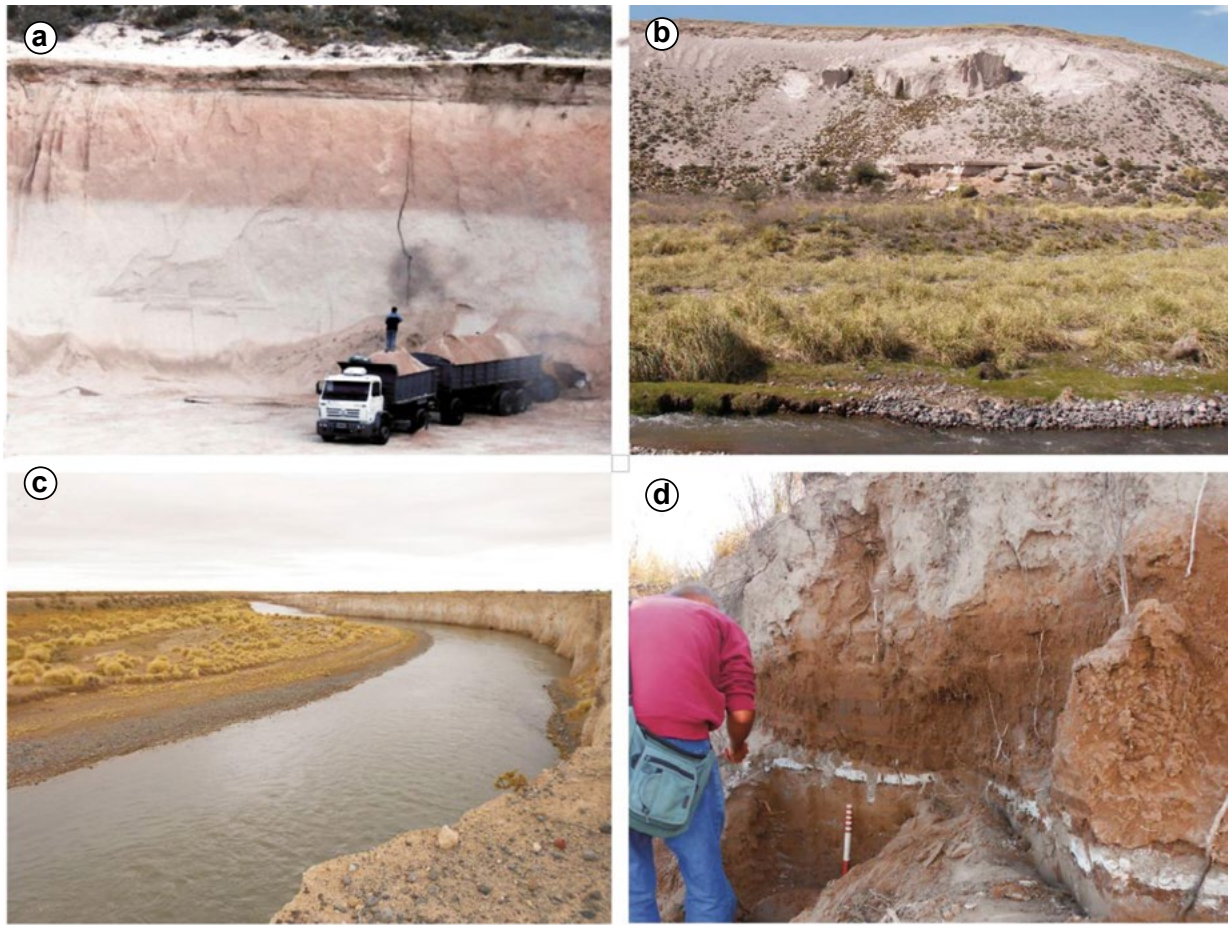


Figura 5. Afloramientos de sedimentos piroclásticos en el piedemonte proximal de Cordillera Frontal, Mendoza. a, b) Cantera de explotación de material piroclástico pumíceo (Asociación Piroclástica Pumícea) y afloramientos en las márgenes del Arroyo Papagayo, ambas al sur de la localidad de San Carlos, prov. de Mendoza. c) Flujo piroclástico pumíceo aflorante en las barrancas del río Atuel, al este de la localidad del Sosneado (prov. de Mendoza). d) Nivel de tefra, bioturbado, en depósitos holocenos en las márgenes del Río Salado, La Pampa (36° S).

Figure 5. Outcrops of pyroclastic sediments in the proximal piedmont of Cordillera Frontal, Mendoza a, b) Active quarry of pumiceous pyroclastic material (Asociación Piroclástica Pumícea) and outcrops at the margin of arroyo Papagayos, southwards of San Carlos, Mendoza. c) Pyroclastic flow deposits exposed at the bankfull of the Atuel river, east of El Sosneado (Mendoza). d) Tephra layer, bioturbated, in Holocene deposits at the margin of the Salado river, La Pampa (36° S).

Andes, así como las cercanas montañas de bloques del antepais fragmentado, a lo largo de un extenso segmento latitudinal entre ~29° y 41° S. El mecanismo complejo de erosión, transporte y sedimentación en abanicos aluviales ha sido continuo desde el levantamiento andino y persiste en la actualidad. Los abanicos aluviales resultantes han sido ambientes de alta disponibilidad de material sedimentario, donde las partículas sedimentarias fueron deflacionadas por el viento y transportadas hacia la llanura pampeana. Al mismo tiempo, en las cabeceras de

la cuenca del río Colorado y del río Negro afloran extensamente sedimentos cuya composición mineralógica es volcániclastica (Andreis, 1965). Estos depósitos han sido también fuente de aporte de material sedimentario volcániclastico (Zárate & Blasi, 1993). En este marco general, se interpreta la composición de las arenas de las playas del litoral atlántico de Buenos Aires, un margen pasivo, integradas por material volcániclastico andino (Potter, 1984); son el producto de la acumulación por acción marina de sedimentos transportados por los ríos Negro

y Colorado desde los Andes hacia sus desembocaduras en el ambiente costero.

Tanto estos depósitos como los del piedemonte andino de Mendoza, han estado sujeto a repetidos ciclos de erosión y transporte. Ello daría cuenta del redondeamiento que exhiben algunos granos de minerales pesados, de origen volcánico, del loess del sudeste bonaerense. Son el resultado de un proceso complejo de transporte y acumulación fluvial y eólica en distintos momentos. Por lo tanto, son materiales sedimentarios reciclados en varias oportunidades, deflacionados y finalmente acumulados en la llanura pampeana (e.g. Pampa Interserrana de la provincia de Buenos Aires, Zárate & Blasi, 1993). Las partículas volcánicas de rocas ácidas mencionadas en los depósitos de loess, se vincularían con la exhumación por levantamiento y posterior erosión de los conjuntos rocosos ácidos ignimbrítico-riolíticos que caracterizaron la segunda fase del magmatismo gondwánico (Grupo Choiyoi ~250 Ma). Estas rocas afloran extensamente en el Bloque de San Rafael (provincia de Mendoza), Macizo de Chadileuvú (suroeste de la provincia de la Pampa) y la Cordillera Frontal.

Por otro lado, el sector septentrional de la llanura pampeana ha recibido aporte de cenizas volcánicas por caída directa a partir de erupciones acontecidas en la Puna. Bloom (1990) planteó la hipótesis que una parte considerable de los depósitos de loess pampeano procedía de la Puna a partir de la observación de plumas eólicas actuales que se originaban en los salares de esa región.

CONSIDERACIONES FINALES

El contexto geotectónico general y la dinámica resultante en el sur de Sudamérica, determinaron que, como consecuencia del levantamiento andino, la llanura pampeana haya comenzado a recibir sedimentos de composición similar a los materiales parentales de los suelos actuales, hace unos 12 Ma (Mioceno tardío) (Folguera & Zárate, 2009). Ese momento del tiempo geológico indica el comienzo del desarrollo del ambiente de escaso relieve general que en la actualidad constituye la llanura pampeana.

Dicha historia está documentada por espesores promedio de unos 200 metros de limos arenosos a arenas limosas mio-pliocenas y cuaternarias, compuestas por materiales sedimentarios vinculados con el proceso de formación y levantamiento de la cordillera de los Andes. Por lo tanto, este paquete sedimentario que incluye en su parte cuspidal los materiales parentales de los suelos pampeanos, está compuesto por sedimentos resultantes del levantamiento de la cordillera, por lo que reciben el nombre de depósitos sinorogénicos (Folguera & Zárate, 2009).

La vastedad de la llanura pampeana, extendida a lo largo de un amplio arco latitudinal y caracterizada por los gradientes climáticos y sus parámetros meteorológicos (viento en particular), han determinado que los aportes volcánicos andinos directos (caída de cenizas por erupciones cordilleranas) no se hayan restringido a la actividad de la Zona Volcánica del Sur (33°-38°S), sino también al aporte de aquellos eventos eruptivos de la Puna (Zona Volcánica Central, *sensu* Stern, 2004) cuya influencia llega al norte de la llanura pampeana. Lo mismo sucede con el aporte potencial de la Patagonia austral (volcán Hudson, Puyehue, etc.) ubicados en el segmento de la zona volcánica austral, al sur de los 38°S. En consecuencia, los sedimentos volcánicos andinos también manifiestan heterogeneidad tal como otros atributos de la llanura pampeana, que deben considerarse cuando se analizan los perfiles de suelos y sus materiales parentales. La mineralogía y la composición en elementos mayoritarios permiten solo una caracterización general. Así, es sumamente importante tener en cuenta la ubicación del perfil de suelo analizado en función de las distintas unidades o sectores que integran la llanura pampeana, a fin de inferir y estimar las posibles áreas de aporte andino. En relación con ello, la señal geoquímica, a través del contenido en elementos traza y elementos de tierras raras, es fundamental para rastrear las fuentes de emisión de las cenizas.

Por otro lado, los episodios eruptivos de las últimas décadas han brindado la posibilidad de comprender con mayor detalle la dinámica del aporte directo de material piroclástico a los suelos; es un proceso que depende no solo del tipo

de erupción, sino además de las condiciones meteorológicas durante y posteriormente al evento. La re-suspensión de las partículas en los meses posteriores es un mecanismo de importancia que debemos tener en cuenta en las consideraciones e interpretaciones generales sobre la adición de partículas volcánicas a la superficie de los suelos.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a Perla Imbellone y Osvaldo Barbosa por la invitación a participar de este libro, así como por los comentarios editoriales que contribuyeron a mejorar la calidad del manuscrito. También al Dr. Cristian Alvarez por habernos facilitado fotografías de perfiles de suelo.

BIBLIOGRAFÍA

- Aguilera E Y. Vulcanismo. En: Suelos y Vulcanismo, Argentina editado por P A Imbellone y O Barbosa. AACs. Buenos Aires
- Andreis, R. 1965. Petrografía y paleocorrientes de la Formación Río Negro. *Revista Museo La Plata (Geología)* 5(36):245-310.
- Arens, P L. 1969. La interpretación de resultados de análisis mineralógicos de la fracción arena de los suelos, con referencia especial a los suelos de la Región Pampeana. 5^{ta} Reunión de la Cienc. del Suelo, Santa Fe.
- Bia, G L; M G García & L Borgnino. 2017. Changes in the As solid speciation during weathering of volcanic ashes: A XAS study on Patagonian ashes and Chacopampean loess. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 212: 119–132
- Bigazzi, G; F P; Bonadonna; G Leone & G Zanchetta. 1995 Primeros datos geoquímicos y geocronológicos a partir de algunas cineritas del área bonaerense. En *Evolución biológica y climática de la Región Pampeana durante los últimos cinco millones de años. Un ensayo de correlación con el Mediterráneo occidental*, editado por M T Alberdi, G Leone y E P Tonni, pp. 107-118. Museo Nacional de Ciencias Naturales. Madrid.
- Bigazzi, G; FP Bonadonna & G Zanchetta 1996. Farola Monte Hermoso: fission-track dating of Darwin's mammals deposit in Argentina. *Journal of Quaternary Science* 11(3): 423-426.
- Blasi, A M; M A Zárate & R A Kemp 2001. Sedimentación y pedogénesis cuaternaria en el noreste de la pampa bonaerense: la localidad Gorina como caso de estudio. *Asociación Argentina de Sedimentología, Revista* 8(1): 77-92.
- Bloom A. 1990. Some questions about the Pampean Loess. En *Simposio Internacional sobre Loess, Resúmenes Expandidos*, editado por M Zárate. Mar del Plata, Noviembre, 1990: 29-31.
- Burgos, J J & A L Vidal. 1951. Los climas de la República Argentina según la nueva clasificación de Thornthwaite. *Meteoros* 1: 1-32.
- Cabrera A L. 1971. Fitogeografía de la República Argentina. *Bol. de la Soc. Arg. de Botánica* 14: 1-42.
- Camilión, MC. 1984. Estudio mineralógico de algunos suelos del partido de Coronel Pringles. *Actas IX Congreso de la Asociación Argentina de la Ciencia del Suelo, III*, 1193–1208.
- Camilión, MC & PA Imbellone 1984. Características de los materiales constituyentes de algunos suelos del Partido de Carlos Tejedor, Provincia de Buenos Aires. *Cienc.del Suelo* 2(1): 137-148.
- Corbella, H; G Martínez & P Nabel. 1998. Composición química y mineralógica de algunas cineritas de la costa atlántica marplatense y su posible procedencia. *Quintas Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses* 2: 239-241. Mar del Plata.
- Etchichuri MC & R Tofalo. 2004. Mineralogía de arenas y limos en suelos, sedimentos fluviales y eólicos actuales del sector austral de la cuenca Chacoparanense. Regionalización y áreas de aporte *Rev. de la Asoc. Geol. Arg.* 59 (2): 317-329.
- Fisher R V. 1961 Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. *Geol. Soc. of Am. Bull.* 72(9): 1409-1414.
- Folguera, A & M A Zárate. 2009. La sedimentación neógena continental en el sector extra-andino de Argentina central. *Rev. de la Asoc. Geol. Arg.* 64(4): 692-712.
- Frenguelli, J. 1928. Observaciones geológicas en la región costera sur de la Provincia de Buenos Aires, en *Anales de la Facultad de Ciencias de la Educación* II, 1–145. Paraná. 1928.
- Gentile, O & A Ribot. 2001. Niveles de tefras en sedimentos continentales del Pleistoceno tardío-Holoceno (Provincia de Buenos Aires). *Intersec. en Antrop.* 2: 47-59.
- González Bonorino, F. 1965. Mineralogía de la fracción arcilla y limo del Pampeano en el área de la Ciudad de Buenos Aires y su significado estratigráfico y sedimentológico. *Rev. de la Asoc. Geol. Arg.* 20: 67-148

Materiales parentales de los suelos de la Llanura Pampeana: el aporte volcánico andino

- Hildreth W & R Drake. 1992. Volcan Quizapú, Chilean Andes. *Bull. of Volcanology*, 54: 93-125.
- Imbellone, PA & MA Camilión. 1988. Characterization of the buried tephra layer in soils in Argentina. *Pédologie* 28: 155-171.
- Jenny, H. 1941. Factors of Soil Formation: A System of Quantitative Pedology. Dover Publications, New York, 281 pp.
- Kraglievich J L. 1952. El perfil geológico de Chapadmalal y Miramar, provincia de Buenos Aires. Resumen preliminar *Revista Museo Munic. Cs Nat. y Trad.*, Mar del Plata, 1(1): 8-37.
- Kittl, E. 1933. Estudio sobre los fenómenos volcánicos y material caído durante la erupción del Grupo del “Descabezado”, en el mes de abril de 1932. *Anales del Museo Nacional de Historia Natural “Bernardino Rivadavia*, Buenos Aires, tomo XXXVII, Mineralogía y Geología, Publicación. 13: 321-364.
- Kröhlhling, D M. 1999. Upper Quaternary geology of the lower Carcarañá Basin, North Pampa, Argentina. *Quat. Int.* 57/58: 135-148.
- Liu, X.; CL Burras; YS Kravchenko; A Duran; T Huffman; H Morrás; G Studdert; X Zhang; RM Cruse & X Yuan. 2012. Overview of Mollisols in the world: Distribution, land use and management. *Can. Jour. of Soil Sci.* 92(3): 383-402.
- Mehl, AE. 2011. Sucesiones aluviales del Pleistoceno tardío-Holoceno, Valle de Uco (provincia de Mendoza): inferencias paleoambientales y paleoclimáticas. Tesis doctoral. UNLP. La Plata, Buenos Aires. 355 p.
- Mehl, A; A Blasi & M Zárate. 2012. Composition and provenance of Late Pleistocene–Holocene alluvial sediments of the eastern Andean piedmont between 33 and 34° S (Mendoza Province, Argentina. *Sed. Geol.* 280: 234-243.
- Meyer, J. 1971. Glass crust on intratelluric phenocrysts in volcanic ash as a measure of eruptive violence. *Bull. of Volcanology* 35 (2): 358-368.
- Morrás, H. 1999. Geochemical differentiation of Quaternary sediments from the Pampean region based on soil phosphorus contents as detected in the early 20th century. *Quat. Int.* 62: 57–67.
- Morrás, H. & L Moretti. 2015. A new soil-landscape approach to the genesis and distribution of Typic and Vertic Argiudolls in the Rolling Pampa of Argentina. En: *Geopedology – An Integration of Geomorphology and Pedology for Soil and Landscape Studies*, editado por A Zinck, G. Metternich, G. Bocco & H. del Valle, Springer, Heidelberg, 193-210 p.
- Polanski, J. 1963. Estratigrafía, neotectónica y geomorfología del Pleistoceno pedemontano entre los ríos Diamante y Mendoza. *Rev. de la Asoc. Geol. Arg.* 17(3-4): 127-349.
- Politis, G.; MA Gutiérrez; D Rafuse & A Blasi. 2016. The Arrival of Homo sapiens into the Southern Cone at 14,000 Years Ago. *Plos One* 11(9): 1-27.
- Prohaska, F. 1976. The Climate of Argentina, Paraguay and Uruguay. En *Climate of Central and South America*, editado por W. Schwerdtfeger. World Survey of Climatology, Elsevier, Amsterdam.
- Potter, PE. 1984. South American modern beach sand and plate tectonics. *Nature* 311: 645–648.
- Potter, PE. 1994. Modern sands of South American: composition, provenance and global significance. *Int. Jour. of Earth Sci.* 83: 212-232.
- Ramos, V. 1999. Las provincias geológicas del territorio argentino. En *Geología Argentina*, editado por R. Caminos. Anales del Instituto de Geología y Recursos Minerales 29(3): 41-96, Buenos Aires.
- Ramos, V. & A Almeida. 2000. Tectonic evolution of the Andes. En: *Tectonic Evolution of South America* editado por UG. Cordani, EJ Milani, A. Thomaz Filho, & DA Campos, pp. 635-685.
- Rovere, E.; Violante RA; Rodríguez E; Osella A & M de la Vega. 2012. Aspectos tefrológicos de la erupción del Volcán Quizapú de 1932 en la región de la laguna de Llancanelo, Payenia (Mendoza, Argentina). *Latin Am. Jour. of Sed. and Basin Anal.* 19 (2): 125-149
- Rubio G.; F Pereyra & M Taboada. 2019. Soils of the Pampean Region. En: *Soils of Argentina* editado por G Rubio, R Lavado & F Pereyra. Springer, pp 81-100.
- Scoppa, CO. 1976. La mineralogía de los suelos de la llanura pampeana de la interpretación de sus génesis y distribución. Relatorio Comisión VII Mineralogía. Acta. 7º RACS, en *IDIA*, Suplemento n° 33. pp. 659-673.
- Schiller, W. 1934. Lluvia de ceniza volcánica en el litoral del Río de La Plata, caída el 11-12/4/1932. *Notas Preliminares del Museo de La Plata* 3: 89-94.
- Simonson, R W. 1995. Airborne dust and its significance to soils. *Geoderma* 65: 1-43.
- Stern, CR. 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Rev. de Geol, Chile* 31(2): 161-206.

- Szelagowski, M; M Zárate & A Blasi. 2004. Aspectos sedimentológicos y procedencia de arenas eólicas cuaternarias de la provincia de la Pampa. *Rev. Arg. de Sed.* 11(2): 69-84.
- Schultz, P; M Zárate; W Hames; R C Harris; T E Bunch; C Koeberl; P Renne & J Wittke. 2006. The record of Miocene impacts in the Argentine Pampas. *Meteoritics and Plan. Sci.* 41(5): 749-771.
- Teruggi, ME. 1957. The nature and origin of Argentine loess. *J. of Sed. Petrology* 27 (3): 322-332.
- Teruggi ME; MC Etchichury & JR Remiro. 1957. Estudio sedimentológico de las barrancas de la zona de Mar del Plata-Miramar. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia". Ciencias Geológicas* 4(2): 167-250.
- Teruggi, ME; MM Mazzoni; LA Spalletti & RR Andreis. 1978. Rocas piroclásticas. Interpretación y sistemática. Publicaciones especiales de la Asociación Geológica Argentina. Series 'B' (Didáctica y complementaria) N° 5, 55 pp. Buenos Aires, Argentina.
- Teruggi, ME & PA Imbellone. 1983. Perfiles de estabilidad mineral en suelos desarrollados sobre loess de la Región Pampeana septentrional. Argentina. *Cienc. del Suelo* 1(1): 65-74.
- Teruggi, ME & PA Imbellone. 1987. Paleosuelos loésicos superpuestos en el Pleistoceno superior-Holoceno de la región de La Plata. Provincia de Buenos Aires. Argentina. *Cienc. del Suelo* 1(2): 173-188.
- Tonni, E.; P Nabel; AL Cione; M Etchichury; R Tofalo; G Scillato Yané; J San Cristóbal; A Carlini; & D Vargas. 1999. The Ensenada and Buenos Aires formations (Pleistocene) in a quarry near La Plata, Argentina. *Jour. of South Am. Earth Sci.* 12: 273-291
- Tripaldi, A; M Zárate; S Forman & M Doyle. 2014. Geological evidence for a drought episode in the western Pampas (Argentina, South America) during the early-mid 20th century. *The Holocene* 23: 1731-1746.
- Ulke, A G; M Torres Brizuela; G Raga & D Baumgardner. 2016. Aerosol properties and meteorological conditions in the city of Buenos Aires, Argentina, during the resuspension of volcanic ash from the Puyehue-Cordón Caulle eruption. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 16: 2159-2175.
- Valente, M; M Zárate & E Domínguez. 1998. Tefras del Cenozoico Tardío en la Pampa Interserrana. Quintas Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses 2: 267-269. Mar del Plata.
- Van Wambeke, A. & CO Scoppa. 1976. Los taxas climáticos de los suelos argentinos. Determinación de las definiciones del Soil Taxonomy mediante el modelo matemático de Newhall y su resolución por computación en Fortran IV. *RIA*, 53, vol XIII, pp 7-39.
- Zárate, M. 2005. El Cenozoico tardío continental de la provincia de Buenos Aires. En Geología y Recursos Minerales de la provincia de Buenos Aires, editado por R de Barrio, R Etcheverry, M Caballé & E Llambías: pp 139-149. Relatorio del 16° Congreso Geológico Argentino, auspiciado por la Asociación Geológica Argentina. Quick Press, La Plata.
- Zárate, M. 2015. South American Loess record. *Encyclopedia of Quaternary Science*. Elsevier. 1466-1479 p.
- Zárate, M. & A Blasi. 1991. Late Pleistocene and Holocene eolian deposits of the southeastern Buenos Aires province, Argentina. *Geojournal* 24: 211-220.
- Zárate, M & A Blasi. 1993. Late Pleistocene-Holocene eolian deposits of the southern Buenos Aires Province, Argentina: a preliminary model. *Quat. Int.* 17: 15-20.
- Zárate, M & A Tripaldi. 2012. The aeolian system of central Argentina. *Aeolian Research* 3: 401-417.
- Zára, M & J Rabassa. 2005. Geomorfología de la provincia de Buenos Aires. En: Geología y Recursos Minerales de la provincia de Buenos Aires, editado por R de Barrio, R Etcheverry, M Caballé & E Llambías: pp 119-138. Relatorio del 16° Congreso Geológico Argentino, auspiciado por la Asociación Geológica Argentina. Quick Press, La Plata.

La ceniza del volcán Quizapú en los suelos de San Luis

Carlos A. Peña Zubiate¹ - Edgardo N. Strasser² - Osvaldo A. Barbosa³

¹ Ex - Investigador en suelos, EEA INTA San Luis.

² Ex - Profesor de Edafología y Sedimentología, FCFMyN, UNSL.

³ Profesor Titular Edafología, FICA, UNSL.

Autor de contacto: baldibarbosa@yahoo.com.ar

Resumen

En este capítulo se documenta la presencia y distribución de la ceniza en los suelos del sur de la provincia de San Luis, proveniente de la erupción del Quizapú ocurrida en abril de 1932. Esta ceniza volcánica se encuentra en Molisoles y Entisoles ocupando el 20% del total provincial, aproximadamente 1.550.000 ha. En la mayoría de los casos es de poco espesor, por lo que afecta muy poco las actividades agronómicas que se desarrollaban en el sector, tales como el manejo y conservación de las tierras y los pastizales; aparentemente con poca influencia en la génesis de los suelos. La provincia de San Luis posee un clima continental frío de característica seca a semiárida por el bajo índice de humedad y marcado déficit hídrico; el área de estudio se encuentra comprendida entre las isohietas de 650 mm en el este a 350 mm en el oeste. Se presenta la distribución de los suelos afectados en la provincia donde se encuentran actualmente acumulaciones continuas o discontinuas de ceniza volcánica mediante la observación directa. Se observa en cuatro ambientes geomorfológicos: 1) la planicie loésica con bosque de caldén, 2) las áreas de cubetas y sectores ligeramente deprimidos incluidos en la planicie loésica con bosque de caldén, 3) la planicie medanosa con pastizales y, 4) la planicie loésica con monte bajo y pajonales.

En el primer sector el material volcánico se presenta como una capa de ceniza continua entre 1 a 5 cm de potencia, cubierta por un sedimento eólico más moderno. Comprende las series Estancia La Felicidad (Haplustol páquico), Arizona (Haplustol éntico), Ingeniero Foster (Haplustol éntico), La Verde (Ustortent típico) y Anchorena (Ustipsament típico). El suelo presenta colores claros en el primer horizonte donde se encuentra la ceniza volcánica, variando desde la serie Arizona con ceniza superficial hasta la mezcla de ceniza con sedimentos eólicos con colores más oscuros en la serie Anchorena. El primer horizonte (Ap) se encuentra débilmente estructurado y posee identidad granulométrica y mineralógica, con una discontinuidad litológica en la base, que se registra por un cambio textural abrupto, analíticamente en las subfracciones arena fina, limos, y mineralogía. Adicionalmente, acompañada por un aumento del contenido de carbono orgánico en el horizonte subyacente (2A2). La mineralogía de la fracción modal de arena (arena fina: 100-250 µm) de todos los suelos muestra que la concentración mayor de ceniza volcánica se encuentra en el horizonte Ap, con un máximo de 58% de trizas volcánicas en la serie Arizona y un mínimo del 26% en la serie Estancia La Felicidad. En los horizontes subyacentes no existen diferencias notorias en cuanto a la mineralogía y contenido porcentual de los minerales pesados y livianos. Una característica común es el mayor contenido de feldespatos potásicos que cuarzo y plagioclasas, y siempre con tenores menores, en el horizonte superficial. En las áreas deprimidas de la planicie loésica con bosque de caldén el espesor de la capa de ceniza suele tener en algunos casos hasta 20 cm debido a la removilización y deposición de sedimentos por procesos eólicos.

En sectores de la planicie medanosa con pastizales y la planicie loésica con monte, se pueden encontrar concentraciones discretas, discontinuas, irregulares y subredondeadas como

pequeños núcleos y también como una mezcla indiferenciada de ceniza volcánica con materiales epiclásticos y sólo visible microscópicamente. Estas situaciones acontecen cuando fue realizado el desmonte para cultivo, remoción por pisoteo del ganado, acción de la mesofauna y removilización eólica. Este sector comprende las series Batavia (Torripsament ústico), Nahuel Mapa (Torripsament típico), Río Salado (Torripsament típico) y Alto Negro (Torriortent típico). A casi 90 años de la caída de ceniza volcánica, por condiciones climáticas de aridez y semiaridez en la zona, en algunos sitios la tefra se mantiene casi intacta, pudiendo utilizarse como reloj natural y de referencia para cualificar y cuantificar la evolución de la erosión y sedimentación eólica, la textura, mineralogía y grado de meteorización de los minerales. De esta manera, su presencia es útil como recurso para ajustar métodos de datación de intervalos muy cortos o simplemente servir de referencia exacta para medir eventos naturales de distinta naturaleza. Por tratarse de una ceniza que posee apatito (en pequeñas cantidades), en condiciones de humedad favorable pueden potenciar la fertilidad de estos suelos.

A los efectos descriptivos y analíticos de los perfiles de suelos se proponen tres posibilidades: 1) cuando la ceniza volcánica posee espesor menor de 5 cm se incorporaría a la descripción morfológica del horizonte Ap, se mencionaría y muestrearía como muestra compuesta. La secuencia de horizontes sería: Ap (que incluye la tefra), 2A, 2AC, 2C. 2) cuando el espesor de la tefra es mayor de 5 cm y guarda una cierta regularidad catenaria en el paisaje, se describiría por separado como una capa de sedimento, colocando el número arábigo 2 en la secuencia del perfil, pero indicando que es la misma serie de suelos que en el caso anterior. La secuencia de horizontes: Ap, 2C, 3A, 3AC y 3C. 3) cuando la capa de ceniza se encuentra mezclada con el sedimento superior, es conveniente identificar y mencionar su posición en la descripción morfológica. La secuencia de horizontes: Ap (con ceniza volcánica mezclada), A2, AC.

Palabras clave

Quizapú; suelos; tefra; provincia de San Luis; Argentina.

The ash of the Quizapú volcano in the soils of San Luis province. Argentina

Extended abstract

This chapter describes the presence and distribution of volcanic ash in soils of southern San Luis province originated in the eruption of the Quizapú volcano in April 1932. The ash is found in Mollisols and Entisols and occupies 20% of the province, about 1,550,000 hectares. In most cases, it is thin and has little effect on management and conservation practices, on grasslands and on soil genesis. The climate of the province is cold continental, arid to semiarid due to a low moisture index and marked water deficit. Mean annual rainfall ranges from 600 mm to the East to 350 mm to the West. The distribution of soils with continuous or discontinuous presence of volcanic ash is shown. Four geomorphologic settings are observed: 1) loessial plain with Caldén (*Prosopis caldenia*) forest; 2) areas with hollows and slightly depressed areas included in the loessial plain with Caldén forest; 3) dune fields with grasslands and 4) loessial plain with shrubland and grasslands.

In the first sector the volcanic material appears as a continuous 1-5 cm thick layer of ash underlying a more recent eolian sediment. The soils belong to the following series: Estancia La Felicidad (Pachic Haplustoll), Arizona (Entic Haplustoll), Ingeniero Foster (Entic Haplustoll), La Verde (Typic Ustorthent) and Anchorena (Typic Ustipsamment). The soils exhibit light colors in the upper horizon where the ash is found, varying from 10YR 7/1 (dry) in the Arizona series with subsurface ash, to 10YR 6/3 (dry) in the Anchorena series with darker colors, where the ash is intermingled with eolian sediments. The Ap horizon has a weak structure with a lithological discontinuity at the base marked by a sharp change in the fine sand and silt fractions. It is accompanied by an increase in organic carbon in the underlying horizon

(2A). The mineralogy of the modal sand fraction (100-250 μm) of all the soils shows that the highest concentration of volcanic ash is in the A horizon, with a maximum of 58% volcanic shards in the Arizona series and a minimum of 26% in Estancia La Felicidad. Commonly, the contents of K feldspar is higher than quartz and plagioclases, with the lowest contents in the upper horizon. The underlying horizons have no remarkable differences in mineralogy or heavy and light minerals. In the depressed areas of the loessial plain with caldén forest the thickness of the ash layer is variable, with a maximum of 20 cm due to eolian remobilization and deposition in the lowest-lying positions.

Some sectors of the dune fields with grasslands, cleared for cultivation and/or exposed due to cattle trampling, exhibit discrete, discontinuous, irregular and subrounded concentrations of ash as small nuclei. Moreover, an undifferentiated mixture of volcanic ash and extraneous material is observed under the microscope. This sector includes the following series: Batavia (Ustic Torripsamment), Nahuel Mapa (Typic Torripsamment), Río Salado (Typic Torripsamment) and Alto Negro (Typic Torriorthent). Nearly 90 years after the ashfall, the tephra is preserved almost intact in some sites due to the arid and semiarid conditions. Thus, it can be used as a natural clock and a reference to evaluate the evolution of wind erosion and sedimentation, as well as the grain-size, mineralogy and weathering degree of minerals, etc. It is useful to adjust dating methods at very short time intervals and as an exact reference to measure different natural events. As this ash contains some apatite, soil fertility may be enhanced under favorable moisture conditions.

In the description of soil profiles three possibilities are proposed: a) When the volcanic ash is less than 5 cm thick, it would be included in the morphological description of the A horizon, and the sequence of horizons would be as follows: A (which includes the tephra), 2A, 2AC, 2C. b) When the thickness of the tephra is 5 cm or more and exhibits a catenary regularity in the landscape, it would be described separately as a sedimentary layer, including the digit 2 in the sequence. It would be considered a soil horizon, but indicating that it belongs to the same soil series of the previous case. The sequence would be: A, 2C (tephra), 3A, 3AC, 3C. c) When the ash layer is intermingled with the overlying sediment, its position in the morphological description would be identified as follows: A (mixed with volcanic ash), A2, AC.

Key words Quizapú volcano; soils; tephra; San Luis province; Argentina.

INTRODUCCIÓN

La ceniza volcánica es un producto de la actividad volcánica y no es más que roca fundida que es arrojada al exterior por la fuerza explosiva del interior de la Tierra, originada principalmente por alta presión y temperatura de los gases y vapores. El material expulsado es rápidamente solidificado y su composición depende del grado de cristalización alcanzada antes de la erupción. El material es transportado a diferentes distancias según su granulometría y peso. A medida que el material cae más alejado del volcán el manto de ceniza posee menos espesor y las texturas son más finas (Finocchiaro, 2011; Botto *et al.*, 2015).

La ceniza (piroclastos entre 2-0,062 mm de diámetro) y el polvo volcánico (< 0,062 mm) de las erupciones efusivas son los materiales que se depositan más lejos del centro efusivo. Todos los materiales expulsados por un volcán efusivo se denominan materiales piroclásticos (*Gr. piro*: fuego; *clastos*: romper), y los depósitos, tefras, que pueden ser de cenizas, aunque las hay también de otros tamaños (Capítulo 1 de esta obra). La secuencia de caída por el tamaño de los piroclastos se denominan: bombas o bloques, lapilli, ceniza y polvo, según la terminología de Teruggi (1982).

Argentina y Chile forman parte del *Cinturón de Fuego del Pacífico*, donde la subducción producida en el margen occidental del continente americano

genera una gran actividad sísmica y volcánica que se observa a lo largo de la Cordillera de los Andes. Allí se encuentran cientos de volcanes de edades geológicas relativamente recientes. Gran parte han presentado algún tipo/intensidad de actividad eruptiva en los últimos 14.000 años, y alrededor de 60 volcanes han tenido erupciones históricas, en los últimos 500 años (INPRES, 2016).

Las continuas erupciones, sumada a las particulares condiciones atmosféricas de la parte sur del continente sudamericano, determinan que las densas nubes de cenizas cubran gran parte de la superficie de Argentina, generando efectos muy nocivos en la fauna y flora, especialmente en los cultivos, la salud humana, la navegación y los sistemas económicos. Como resultado, se ha avanzado en los estudios de las cenizas volcánicas y particularmente en aquellas fracciones “respirables” (Rovere *et al.*, 2012) en particular a las denominadas PM10 (partículas sólidas cuyo diámetro aerodinámico es menor o igual a 10 μm).

En los últimos años han entrado en proceso eruptivo varios volcanes andinos del lado chileno, y al menos hubo cinco manifestaciones importantes en territorio argentino (INPRES, 2016): Viedma (Santa Cruz, 1988), Copahue (Neuquén, 1992, 1995, 2000), Planchón-Peteroa (Mendoza, 1991, 1998, 2010, 2011), Tupungatito (Mendoza, 1980, 1986) y Aracar (Salta, 1993). La problemática de las fracciones respirables fue percibida a partir de la erupción del volcán Hudson (1991); pero desde la erupción del volcán Chaitén en 2008 se han incrementado los estudios relacionados a los impactos en la salud humana a través de los trabajos de Leonard *et al.* (2009), Martin *et al.* (2009), Watt *et al.* (2009), Wilson *et al.* (2009) y Rovere *et al.* (2012), entre otros.

En nuestro país las cenizas volcánicas provenientes de distintas erupciones han caído repetidamente a través del tiempo, así lo atestigua su presencia en los materiales originarios de los suelos y sus horizontes, tanto en el sector pampeano como en los materiales volcánicos patagónicos andinos (varios Capítulos de esta obra). La provin-

cia de San Luis no ha sido la excepción, y la más importante, que se conserva como registro en los suelos, fue la de abril de 1932, especialmente en el sur de la provincia, constituyendo en la actualidad: a) una mezcla con materiales de otro origen en los horizontes superficiales de los suelos y/o, b) como una intercalación blanca discontinua de 1 a 5 cm de espesor. En el primer caso, la abundancia de vitroclastos se detecta por análisis mineralógicos, en cambio la segunda se ve a simple vista en los perfiles de suelo. También en ambos casos hay cubierta sedimentaria actual de más o menos 10 cm, en áreas protegidas por el bosque de caldén. Esta ceniza volcánica no constituye depósitos aprovechables por la industria debido a su escaso espesor. Por otro lado, hasta ahora se consideró que no tendría influencia en la génesis de los suelos y el manejo de las tierras; por eso hasta ahora no hay estudios pedológicos detallados. De todas maneras, su presencia en los perfiles de suelo constituye un registro del alcance de los eventos volcánicos acaecidos en abril de 1932, como se indican en las Cartas de suelos de la provincia de San Luis (INTA-Gobierno de la Provincia de San Luis, 1991, 1992a).

ORIGEN DE LA CENIZA VOLCÁNICA DEL SUR DE SAN LUIS

La ceniza volcánica que se encuentra ocupando el sur de la provincia de San Luis, procede del volcán Quizapú (INTA-Gobierno de la provincia de San Luis, 1991), ubicado en el límite argentino-chileno, al sur de la provincia de Mendoza, aproximadamente 450 y 550 km al suroeste de las ciudades de San Luis y Villa Mercedes respectivamente.

El Quizapú (Figs. 1, 2 y 3) es uno de los volcanes dentro de un grupo que ocupa un gran aparato en ruinas de 25 km de diámetro (Kittl, 1933), denominado grupo Descabezado grande-Cerro azul y la erupción que llevó la ceniza hasta la provincia de San Luis ocurrió entre los días 9 al 13 de abril de 1932, extendiéndose la pluma volcánica a gran parte del continente.



Figura 1. Vista hacia el este del grupo de volcanes Descabezado Grande-Cerro Azul, a la derecha laguna La Invernada (Google Earth).

Figure 1. East view of the Descabezado Grande-Cerro Azul volcanic group. On the right, La Invernada lake (Google Earth).



Figura 2. Vista del cráter del volcán Quizapú; al fondo Volcán Descabezado Grande (tomado de INPRES, 2016).

Figure 2. View of the crater of the Quizapú volcano. Behind, Descabezado Grande volcano (from INPRES, 2016).

Figura 3. Vista detallada del cráter del volcán Quizapú (tomado de Farías Vega, 2018).

Figure 3. Close view of the crater of Quizapú volcano (from Farías Vega, 2018).



El Quizapú, algunas veces mal llamado Cerro Azul, es un estratovolcán activo, 35° 37' 59" S; 70° 45' 22" O (Smithsonian Institution, 2020). Se encuentra ubicado en la comuna de San Clemente, Región del Maule en la República de Chile y consiste en capas o estratos de ceniza volcánica y coladas de lava (USGS, 2020). En estricto rigor, corresponde a una chimenea secundaria del volcán Cerro Azul, surgida en 1846, que junto con el Descabezado Grande forma un conjunto volcánico. Posee un cráter de 500 metros de ancho (Fig. 2 y 3) y cuenta con numerosos conos de escoria y respiraderos de flanco. Forma parte de la Zona Volcánica Sur (ZVS), la cual se extiende desde la zona central de Chile hasta el sur de Argentina (Fig. 4). La zona incluye al menos nueve complejos volcánicos, más de setenta estratovolcanes y campos volcánicos que han permanecido activos en el Cuaternario, además de algunos centros eruptivos menores. La Zona Volcánica Sur es la región volcánica más activa de Chile, donde se produce al menos una erupción por año. La mayor erupción registrada fue en el cráter del Quizapú, en 1932, mientras que los volcanes más activos son el Llaima y Villarrica (Stern *et al.*, 2007).

El volcán Quizapú se ubica a escasos 4,5 kilómetros al sur del Descabezado Grande, y unos 2 km al norte del Cerro Azul formando parte del complejo volcánico Descabezado Grande-Cerro Azul (Smith-

sonian Institution, 2020), que son dos grandes edificaciones volcánicas homónimas, con varios respiraderos de menor tamaño y doce calderas del Holoceno (Hildreth & Drake, 1992; Wulff, 2003). Ambos volcanes se encuentran en la parte superior del escudo volcánico Casitas, una meseta conformada por más de cien flujos de lava que hizo erupción en al menos doce episodios volcánicos durante el Cuaternario. Las capas superiores de lava datan de unos 340 ka (Hildreth & Drake, 1992; Wulff, 2003).

En 1846, una erupción efusiva formó la abertura en el sitio que hoy se encuentra el cráter del Quizapú, en la cara norte del Cerro Azul. Esta erupción dio paso a un campo de lava de 8 a 9 km². El volcanismo estromboliano de la zona entre 1907 y 1932 originó su cráter. El domingo 10 de abril de 1932, el Quizapú registró una violenta erupción en la que arrojó cenizas hasta lugares muy lejanos siendo su última erupción en 1967. El cono del volcán Quizapú tiene un volumen total de 11 km³, el que está compuesto de piroclastos aglutinados y, en menor cantidad, lavas dacíticas y andesíticas (Hildreth & Drake, 1992). Este sería un segundo cono adventicio del Cerro Azul (Fig. 5), ya que el primer cono adventicio localizado entre ambos tuvo una vida relativamente corta que no le permitió individualizarse (Fuenzalida Villegas, 1943).

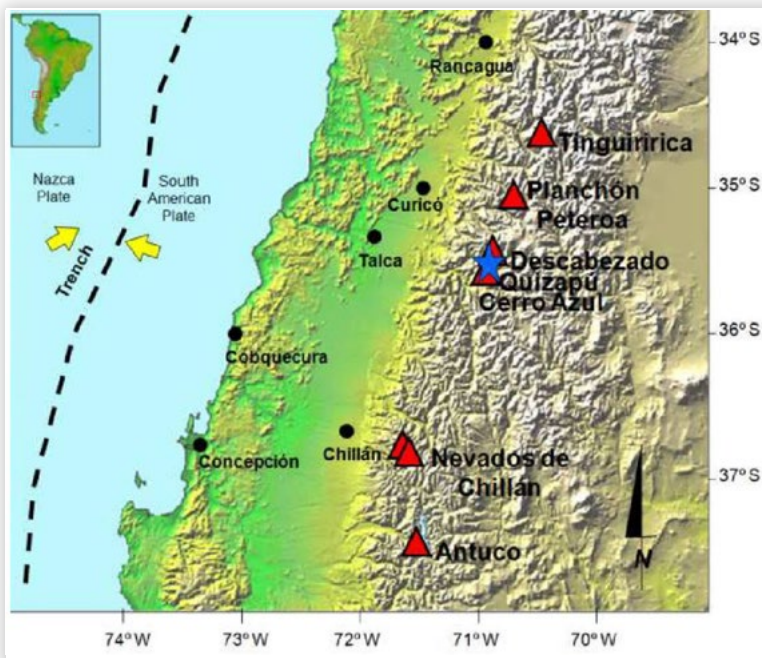


Figura 4. Ubicación del volcán Quizapú. Se ubican los volcanes más importantes entre los 34° y 37° Sur. SRTM (Romero & Arias, 2011).

Figure 4. Location of Quizapú volcano. The most important volcanoes are located between 34° and 37° South. SRTM (Romero & Arias, 2011).

Otros cráteres ubicados en los flancos del cono principal son el Cráter Caracol, Cráter los Quillayes, Cráter la Resolana y Cráter sin Nombre. Todos los cráteres se ubican entre los 2000 y 3000 m s.n.m. a excepción del Cráter Quizapú, el cual está a 3292 m s.n.m. (Smithsonian Institution, 2020). La cima del Cerro Azul está coronada por un cráter asimétrico de alrededor de 500 metros de diámetro que ha sido erosionado enérgicamente por los hielos durante las épocas glaciales, de tal modo que su frente occidental presenta una gran escotadura, que ha puesto al descubierto la estructura interna, facilitando considerablemente su estudio (Fuenzalida Villegas, 1943).

LA ERUPCIÓN DEL VOLCÁN QUIZAPÚ

Diversos autores han realizado investigaciones relativas a aquella erupción. Sin embargo, debe destacarse que algunos trabajos se refieren a efusiones a partir de centros que no han sido definidos con precisión, particularmente en los estudios más antiguos, debido a la inaccesibilidad del área y a la carencia de sistemas de monitoreo aéreo (satelital) en aquellos tiempos (Rovere *et al.*, 2012). Un ejemplo es el de Kittl (1933) que estudió el fenómeno entre el 26 de abril y el 21 de mayo de 1932, es decir 13 días después de la erupción y fue alentado

en esa época por el mismo presidente de la Nación Argentina, Ing. Agustín Pedro Justo. Sin embargo, Kittl y otros investigadores no pudieron precisar exactamente cuál de los volcanes es el que erupcionó. Kittl llegó a solo 30 km del origen, pero por el mal tiempo tuvo que regresar. Afirman que erupcionó uno solo tal vez el Quizapú, que juntamente con el Cerro Azul son los más jóvenes. Posteriormente, Bustos-Navarrete (1934) y Cerda-Schuyler (1934) realizaron exploraciones terrestres y aéreas que determinaron definitivamente que el Quizapú fue el volcán que entró en erupción. En función de todos estos datos la red mundial de registros volcánicos (Smithsonian Institution, 2012) compiló los registros de efusiones de varios de esos cráteres bajo una misma base de datos.

Según Kittl (1933), el Complejo Volcánico Descabezado se originó en el “Cuaternario preglacial”, en la fase de “abovedamiento” manifestado a través del Basalto III (Groeber, 1929). Durante el “Cuaternario interglacial” continuó el desarrollo extrusivo con los Basaltos IV o Basaltos de Terraza (andesitas y traquiandesitas), en el “Cuaternario postglacial” (Basaltos V-VII) hubo un predominio de traquitas y “liparitas” o dacitas con abundante potasio, según Backlund (1923), continuando su actividad hasta la actualidad.

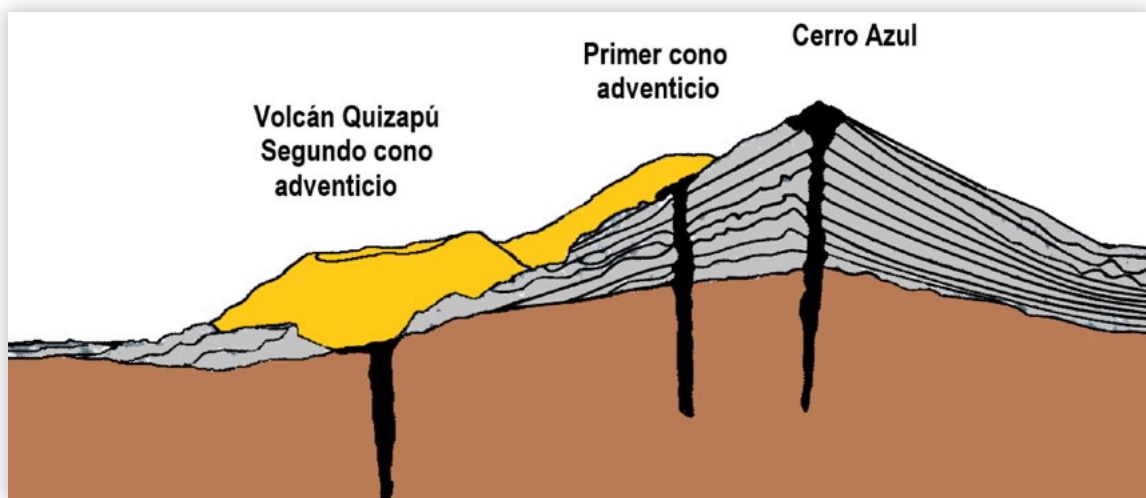


Figura 5. Corte esquemático a través de la estructura del Cerro Azul-Quizapú (adaptado de Fuenzalida Villegas, 1943).

Figure 5. Schematic diagram showing the structure of Azul-Quizapú mount (adapted from Fuenzalida Villegas, 1943).

Desde 1846 ese Complejo ha sufrido una sucesión de erupciones (Smithsonian Institution, 2012), las cuales se han caracterizado por una explosividad moderada (VEI 2, *Volcanic Explosivity Index of eruption*) que comenzó a ascender ligeramente a partir de 1912, para culminar en el evento de 1932 que alcanzó el valor de explosividad VEI 5. Este índice de explosividad volcánica es una escala de 8 grados con la que los vulcanólogos miden la magnitud de una erupción volcánica y es la combinación de varios factores mensurables o apreciables de la actividad volcánica. Por ejemplo, se considera el volumen total de los productos expulsados por el volcán (lava, piroclastos, ceniza volcánica), altura alcanzada por la nube eruptiva, duración de erupción, inyección troposférica y estratosférica de productos expulsados, y algunos otros factores sintomáticos del nivel de explosividad (Newhall & Self, 1982).

La erupción del cráter del Quizapú del 10 de abril de 1932 fue de carácter pliniano (Kittl, 1933; Walker, 1981; Hildreth & Drake, 1992; González Ferrán, 1993; Ruprecht & Bachmann, 2010) iniciándose con lava andesítica y finalizando con escoria basáltica, con un amplio intervalo en el contenido de sílice (50 - 72%) aunque más del 95% de los eyectos fueron pumicitas dacíticas (67-68% de SiO_2) con escasos líticos. La fecha del origen de la apertura del cráter del Quizapú es incierta. Según Kittl (1933) en abril de 1932 tuvo lugar la explosión que le dio origen. En cambio, Hildreth y Drake (1992) consideran que ese cráter se formó en 1846 a través de un conducto (*vent*) lateral en el flanco norte del estratocono basáltico-riodacítico del Cerro Azul, por la emisión de un flujo de lava de 5 km^3 de dacita hornblendífera, con escasa tefra acompañante. Según estos últimos autores, entre 1907 y 1932 la actividad freática y estromboliana incrementó el diámetro y profundizó el cráter actual, a través de una erupción de 4 km^3 de magma dacítico “idéntico” al de 1846, que produjo el gran evento del 10 de abril de 1932.

González Ferrán (1995) hace mención sobre el origen de un cráter de explosión del Descabezado Grande, ubicado en su flanco norte, denominado “Respiradero”, durante una erupción ocurrida en junio de 1932. Es probable que este evento haya pasado desapercibido o considerado como una leve reactivación del Quizapú, debido a su proximidad y a la gran magnitud de tefras caídas y removilizadas en los meses anteriores. El volumen de tefra liberada durante la erupción de 1932 fue calculado por González Ferrán (1993) entre 25 y 30 km^3 estimando unas 150 ton km^{-2} aunque el Smithsonian Institution (2012) menciona 9,5 km^3 . Hildreth & Drake (1992), hacen referencia al total del volumen de lava eruptado entre las erupciones de 1846 y 1932 en 9 km^3 y el de tefras en 9,5 km^3 . Según Kilian *et al.* (2003) la erupción de 1932 fue una de las mayores ocurridas durante el Holoceno debido a la gran magnitud de tefras depositadas (18 km^3).

La altura de la pluma alcanzó entre los 14 km (Wilcox, 1959) y 15 km (Kittl, 1933), siendo arrasada por fuertes vientos y depositada en una ancha franja a lo ancho de toda Sudamérica. Según Brüggén (1932) y Vogel (1932) (en Wilcox, 1959) las fuertes explosiones comenzaron al mediodía del 10 de abril alcanzando un clímax hacia el final de la tarde. Posteriormente, Larsson (1936), realizó un minucioso estudio de las partículas de cenizas y un mapeo de su distribución junto con cálculos de velocidades. En sus observaciones describe que “el frente de cenizas llegó a Buenos Aires a las 6:00 A.M. del 11 de abril, lo cual implica una velocidad del viento de alrededor de 40 millas por hora en dirección recta de oeste a este. Desde Buenos Aires el frente de cenizas giró y se desplazó lentamente hacia el noreste a lo largo de la costa Atlántica, alcanzando Río de Janeiro (Brasil), ubicado a 1850 millas del volcán, poco antes del mediodía del 15 de abril”.

Por su parte, González-Ferrán (1993) consideró que la columna eruptiva alcanzó hasta 30 km de altura desarrollando un hongo de más de 50 km de diámetro, y fue desplazándose hacia el este-noreste a una velocidad entre 25 y 60 km h^{-1} . El depósito de tefra formado en las prime-

ras 18 horas posteriores al inicio de la erupción fue excepcionalmente uniforme (Hildreth & Drake, 1992), con una manifiesta dispersión en una secuencia granodecreciente con la distancia. Según Kittl (1933), cerca del volcán (hasta la altura del río Grande), cayeron piroclastos de hasta 6 cm de diámetro semejantes a la “piedra pómez”, conteniendo cristales, mientras que el espesor depositado alcanzó 45 cm. En regiones algo más alejadas (hasta la localidad de Malargüe) se acumularon 15 cm de tefras tamaño arena y gravilla de hasta 2 ó 3 mm de diámetro. Al este de Malargüe cayeron piroclastos < a 5 mm, de tamaño limo y arcilla, con espesores de algunos pocos centímetros; aproximadamente el 82% de los eyectos fueron de tamaño < a 1 mm (Kittl, 1933). El mismo autor atribuye al fraccionamiento eólico la variación composicional y la pérdida de cristales, líticos y trizas máficas con la distancia. Kreutz & Jurek (1932) realizaron análisis composicionales de tefras a más de 800 km al este del Quizapú corroborando los hallazgos de Kittl.

Según Hildreth & Drake (1992), el intervalo de composición magmática (extrusiva) es enormemente amplio (52-70% SiO₂), señalando también que la inflexión en la isopaca de 10 cm a 110 km al este del volcán (en las cercanías de Malargüe) indica que a partir de allí comienza una deposición lenta de ceniza pliniana. Toda la región del sur de Mendoza fue severamente afectada por la erupción. Abraham & Prieto (1993) efectuaron una recopilación de los efectos e impactos sociales, en la agricultura, la ganadería y las economías regionales, destacando la intensa desertificación en el sur de Mendoza como consecuencia de la erupción. Por otro lado, González Ferrán (1993), señala el incremento del efecto “aerosol” que indujeron a una disminución en la cantidad de energía solar irradiada a la Tierra que duró unos dos años. Este fenómeno trajo aparejado los descensos en las temperaturas de la región en los años siguientes al evento manifestada en los registros climáticos de la Estación Meteorológica Malargüe (Abraham & Prieto, 1993).

El 10 de abril comienza la depositación de la ceniza en la provincia de San Luis y pobladores del norte de la ciudad de Villa Mercedes, cerca del Cerro El Morro, informaron que la ceniza llegó “como una llovizna que oscureció la media tarde del día 10 de abril, acompañada de tormentas eléctricas y desprendimiento de chispas luminosas de los alambrados”. El depósito de ceniza sobre el suelo fue una fina capa que a los pocos días fue dispersada por un viento del NE que la hizo desaparecer.

DISTRIBUCIÓN ORIGINAL DE LA CENIZA VOLCÁNICA

Larsson (1936) publicó un trabajo sobre la erupción volcánica de abril de 1932, donde muestra un mapa con la distribución de los materiales piroclásticos del evento del volcán Quizapú. En la Fig. 6 se observa la distribución continental que alcanzó la ceniza extruida del Quizapú.

La reconstrucción histórica de la erupción del volcán Quizapú, como fuera descripta anteriormente, ofrece un campo de estudio significativo en todos los aspectos que hacen a la tefrología, las características eruptivas, la dispersión de las cenizas, el estudio de los aspectos sedimentológicos de los depósitos, hasta su impacto en el ambiente y la sociedad (Rovere *et al.*, 2012). Esta erupción fue una de las mayores registradas a nivel mundial en el siglo XX (Fernandez Turiel *et al.*, 2012; Smithsonian Institution, 2012), la cual afectó a gran parte del territorio argentino debido a su explosividad y el efecto de los vientos dominantes del oeste que incrementaron la dispersión de las tefras hacia el este, depositándose en las provincias de Mendoza, Río Negro, Neuquén, San Luis, La Pampa y Buenos Aires, llegando aún al litoral del Atlántico, alcanzando las costas de Uruguay y Brasil llegando incluso hasta Paraguay (Kittl, 1933; Larsson, 1936; Imbellone & Camilión, 1988; Hildreth y Drake, 1992; Rovere *et al.*, 2006; entre otros). Según Kittl (1933), los procesos y efectos de la dispersión se reflejaron mucho tiempo después de finalizado el evento.

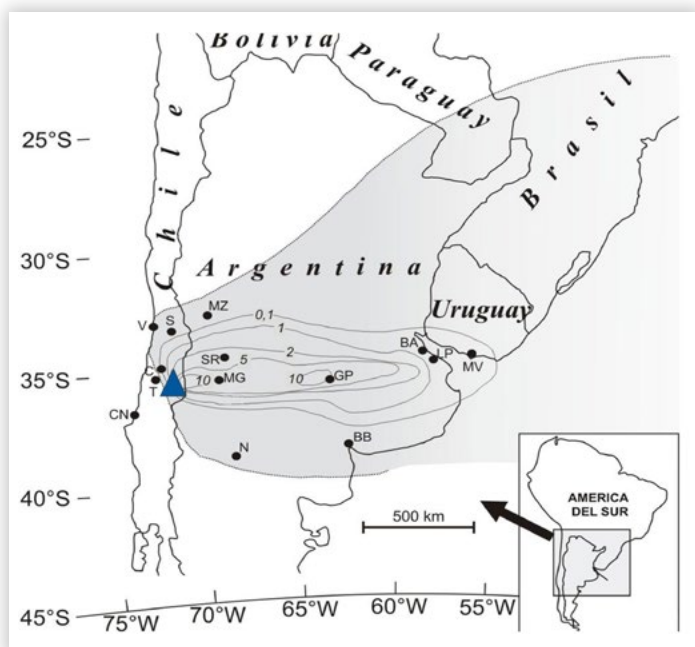


Figura 6. Alcance de la dispersión de la ceniza volcánica. Volcán Quizapú (triángulo azul) y área de la dispersión (sombreada en gris) cubierta por tefras (modificado por Rovere *et al.* (2012) de Hildreth & Drake, 1992). Las isopacas y espesores (en letra cursiva) están expresadas en cm. Nombres de localidades: BA: Buenos Aires; LP: La Plata; MV: Montevideo; BB: Bahía Blanca; GP: General Pico; N: Neuquén; MZ: Mendoza; SR: San Rafael; MG: Malargüe; S: Santiago de Chile; V: Valparaíso; C: Curicó; T: Talca; CN: Concepción.

Figure 6. Dispersion area of ash from Quizapú volcano (blue triangle) and area covered by tephras (in gray) (modified by Rovere *et al.* (2012), from Hildreth & Drake, 1992). Isopachs and thicknesses (in italics) in centimeters. Names of localities: BA: Buenos Aires; LP: La Plata; MV: Montevideo; BB: Bahía Blanca; GP: General Pico; N: Neuquén; MZ: Mendoza; SR: San Rafael; MG: Malargüe; S: Santiago de Chile; V: Valparaíso; C: Curicó; T: Talca; CN: Concepción.

LÍMITE DETECTABLE ACTUAL DE LA CENIZA VOLCÁNICA EN LA PROVINCIA DE SAN LUIS

En ocasión del reconocimiento semidetallado de los suelos en el sur de la Provincia de San Luis, efectuados por el INTA (EEA San Luis) y el Gobierno de la provincia de San Luis, en más de 800 observaciones documentadas en fichas edafológicas de campo se encuentran registros de la ceniza volcánica de la erupción del Quizapú. Esta ceniza afectó principalmente al departamento Gobernador Dupuy ubicado al sur de la provincia (Fig. 7).

Los límites actuales detectables a simple vista de la ceniza volcánica en los diferentes ambientes del sur de la provincia de San Luis se observan en la Fig. 8, en donde la ceniza volcánica se encuentra en los suelos ocupando aproximadamente 1.550.000 ha, el 20% del total provincial.

Este límite actual norte abarca sectores hasta donde todavía se encuentran vestigios discontinuos de ceniza volcánica en los suelos a observación directa. Este coincide aproximadamente con el límite original con espesores mayores de 1 cm de ceniza, señalado por Larsson (1936) (Fig. 6). En la actualidad el máximo espesor detectado es en las planicies loésicas con bosque de caldén con 5 cm y en áreas deprimidas de la misma zona, de 15



Figura 7. Ubicación del departamento Gobernador Dupuy en la provincia de San Luis, donde se encuentran las series de suelos estudiadas.

Figure 7. Location of Gobernador Dupuy department in San Luis province, where the studied soil series are located.

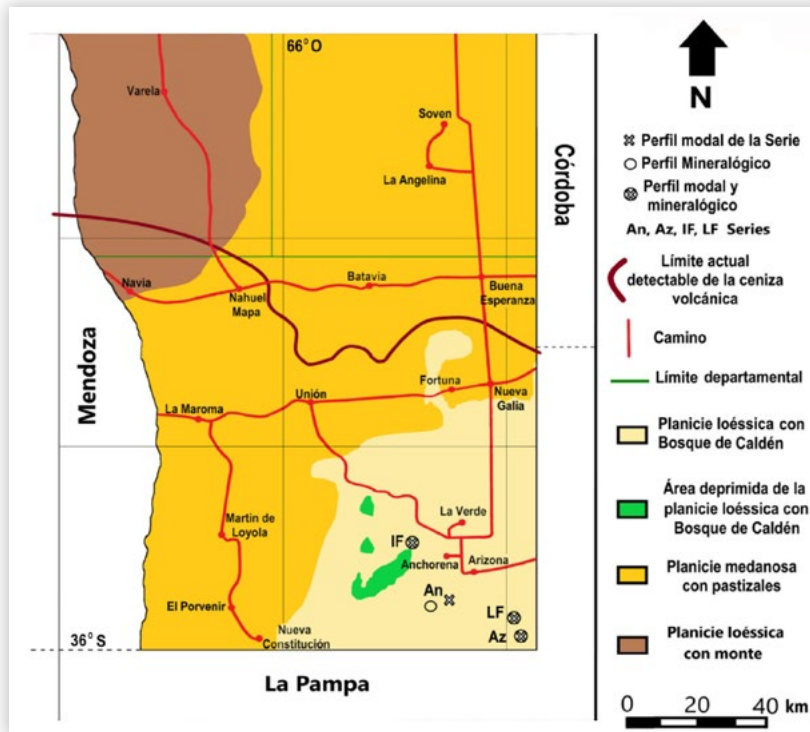


Figura 8. Distribución de la ceniza volcánica en los ambientes del sur de la provincia de San Luis, departamento de Gobernador Dupuy. Ubicación de los perfiles modales y mineralógicos de las Series Anchorena (An), Arizona (Az), Ingeniero Foster (IF) y Estancia La Felicidad (LF) ubicados en la planicie loésica con bosque de caldén.

Figure 8. Distribution of volcanic ash in southern San Luis province, Gobernador Dupuy department. Location of modal and mineralogical profiles of Anchorena (An), Arizona (Az), Ingeniero Foster (IF) and Estancia La Felicidad (LF) series located in the loessial plain with caldén forest.

cm, excepcionalmente en muy pocos lugares puede alcanzar hasta los 30 cm. El límite actual sur excede el límite político provincial sur y se ubica en la provincia de La Pampa. Por similitud con el espesor del depósito original ($>$ de 1 cm), podría

ubicarse arriba de la línea este-oeste con una alineación aproximada entre las ciudades de Catrilló, Santa Rosa y Paso de los Algarrobos, en La Pampa. La **Fig. 9** muestra una foto histórica en la ciudad de General Pico (La Pampa).



Figura 9. Limpieza de la calle 20 en General Pico (La Pampa) en 1932 durante la caída de ceniza (Infopico 2019, Fototeca Bernardo Graff, Archivo Histórico Provincial "Prof. Fernando E. Aráoz", Santa Rosa, La Pampa).

Figure 9. Cleanup of 20th street at General Pico (La Pampa) in 1932 during the ashfall (Infopico 2019, Fototeca Bernardo Graff, Archivo Histórico Provincial "Prof. Fernando E. Aráoz", Santa Rosa, La Pampa).

PROPIEDADES COMPOSICIONALES DE LA TEFRAS DEL VOLCÁN QUIZAPÚ

El promedio de la densidad de la ceniza volcánica caída en Buenos Aires es 0,87 mientras que en Los Coroneles (Mendoza) es 0,81 (Kittl, 1933).

Muchos autores han realizado análisis a la tefra del Quizapú algunos de ellos son Kittl (1933); Bustos-Navarrete (1934); Imbellone & Camilión (1988); Fierstein *et al.* (1989) y Rovere *et al.* (2012) (Tabla 1).

Si bien la localización de los muestreos de tefras realizados por los diferentes autores para la realización de esta tabla son de lugares totalmente distantes, los resultados juntamente con otros datos de Hildreth & Drake (1992) y Ruprecht *et al.* (2012) muestran que la composición de elementos mayoritarios y minoritarios es semejante. Hay un neto predominio de SiO₂ y Al₂O₃. Sin embargo, algunos autores han encontrado variabilidad re-

gional en la composición, ya que tefras próximas al volcán presentan valores menores de sílice total que los contenidos en el material de la erupción inicial (Rovere *et al.*, 2013). Según Wilcox (1959), el material eruptado fue andesítico o dacítico con aproximadamente 64% de sílice, 16% de alúmina y 4% total de óxidos de hierro. Larsson (1936), que estudió cómo variaba la composición total en relación con las grandes distancias respecto del volcán, encontró que la ceniza a 100 millas (161 km) de distancia contenía 67,5 km de sílice, a 500 millas (805 km) tenía 70,25% y a 700 millas (1.126 km) 69,75%, incrementando un 6% de sílice con los cambios concomitantes en otros óxidos, comparado con el material eruptado cerca del conducto.

La variabilidad observada en el contenido de SiO₂ de la Tabla 1, reflejan la posibilidad de que las cenizas sean de distintos pulsos eruptivos, especialmente en los muestreos de Fierstein *et al.* (1989) y Rovere *et al.* (2013), cuya localización es

Tabla 1. Composición química comparativa de diferentes estudios de la tefra del Quizapú. I: Río Diamante en Los Coroneles, Mendoza (Kittl, 1933); II: tefra caída en Chile, realizado por la Universidad Católica de Santiago (Bustos-Navarrete, 1934); III: Estancia Olguita, Córdoba (Larsson, 1936); IV: Carlos Tejedor, provincia de Buenos Aires (Imbellone & Camilión, 1988); V: contenidos mínimos y máximos en muestras de los volcanes Azul, Quizapú y Descabezado (Fierstein *et al.*, 1989); VI: contenidos mínimos y máximos de muestras en los alrededores de la Laguna Llanquanelo, Mendoza (Rovere *et al.*, 2012).

Table 1. Comparative chemical composition from different studies of Quizapú tephra. I: Río Diamante at Los Coroneles, Mendoza (Kittl, 1933); II: tephra-fall in Chile, Catholic University of Santiago (Bustos-Navarrete, 1934); III: Estancia Olguita, Córdoba (Larsson, 1936); IV: Carlos Tejedor, Buenos Aires province (Imbellone & Camilión, 1988); V: minimum and maximum contents in samples from Azul, Quizapú and Descabezado volcanoes (Fierstein *et al.*, 1989); VI: minimum and maximum contents of samples from the vicinity of Laguna Llanquanelo, Mendoza (Rovere *et al.*, 2012).

%	I	II	III	IV	V	VI
SiO ₂	67,45	71,11	70,20	64,4	52,8-64,7	49,97-70,06
TiO	0,45	0,35	0,60	0,62	0,83-1,09	0,45-2,81
Al ₂ O ₃	17,28	15,17	14,86	16,4	4,77-8,54	15,36-36,08
Fe ₂ O ₂	1,37	3,73	0,96	2,87	4,77-8,62	1,45-14,75
FeO	0,90	-	1,26	-	-	-
MnO	0,09	0,03	0,06	0,08	0,11-0,14	-
MgO	1,05	1,02	0,54	0,48	1,34-4,32	0,87-8,1
CaO	3,15	2,07	1,88	2,2	3,28-8,08	2,02-5,04
Na ₂ O	4,76	2,98	4,46	6,73	3,74-5,37	4,11-14,73
K ₂ O	3,20	3,50	4,43	6,2	1,15-2,77	1,92-6,21
H ₂ O ⁻	0,16	-	0,15	-	-	-
H ₂ O ⁺	0,70	-	0,80	-	-	-
P ₂ O ₆	0,22	-	0,10	0,06	0,24-0,32	-

a unos pocos km y a 130 km del volcán Quizapú respectivamente. Por otro lado, la bibliografía no describe con precisión cuántos pulsos caracterizaron a esta erupción, considerando que Kittl (1933) y Hildreth & Drake (1992) mencionaron varias explosiones y nubes de cenizas “blancas y negras”. Asimismo, los resultados de los análisis de la tabla concuerdan con otros resultados de tefras de otras partes del mundo (Ewart, 1963; Powers & Wilcox, 1964), asociándose a episodios volcánicos cuaternarios en los Andes con rocas asociadas como riolitas vitrofíricas (González Ferrán & Vergara Martínez, 1962).

En general las cenizas del Quizapú, tienen la composición de las rocas traquiandesíticas, es decir desde rocas basálticas hasta andesíticas. Según Pastore (1933) la mineralogía de la ceniza volcánica en Buenos Aires posee: vidrio volcánico transparente, vidrio volcánico oscuro con acumulación de óxido de hierro, ortosa, plagioclasas, hornblenda, augita, magnetita y apatita. Kittl (1933), encontró hornblenda verde oscura, algo de piroxeno, olivino, vidrio manchado con limonita, plagioclasa y magnetita. Posteriormente Wilcox (1959), señala que el material eruptado fue andesítico y/o dacítico. Díaz Zorita & Peinemann (1993), encontraron que las cenizas volcánicas del Quizapú enterrada en un caldenal de Trenel (La Pampa), poseía un contenido mayor de Ca-P que el sedimento eólico superior y el horizonte inferior enterrado, e incluso mayor que el contenido de ceniza de la erupción de Hudson (1991) en Los Antiguos y Fitz Roy (Santa Cruz).

SUELOS AFECTADOS POR CENIZA VOLCÁNICA DEL SUR DE SAN LUIS

En el área estudiada no se registran aportes posteriores a la caída principal mencionada precedentemente.

La provincia de San Luis posee un claro clima continental frío de característica seca a semiárida por el bajo índice de humedad de Thornthwaite y marcado déficit hídrico. Del régimen de heladas se puede destacar la gran variabilidad de las pri-

meras y últimas heladas, con registros en marzo y noviembre respectivamente, si bien actualmente se estarían concentrando en los meses de junio, julio y agosto. Analizando el régimen de vientos se observa una alta frecuencia de éstos de dirección noreste en casi todo el año, y en orden decreciente de magnitud los de dirección este durante el semestre cálido y los del sector sur en el semestre frío. Las velocidades medias son máximas a la salida del invierno (septiembre-octubre) y mínimas en el mes de junio (Barbosa *et al.*, 2008).

La provincia se halla ubicada dentro de un intervalo de precipitaciones que va desde alrededor de 350 mm/año en el extremo oeste hasta algo más de 650 mm/año en el límite este. Se caracteriza por presentar un semestre seco y frío (otoño-invierno) que contrasta nítidamente con el semestre cálido, en el que se concentra más del 70% del total anual de lluvias. En las últimas décadas se ha observado un aumento de los promedios anuales de precipitaciones en el sector central de la República Argentina. Si bien todavía no hay una tendencia fija, en las décadas pasadas este fue un hecho fundamental, produciéndose el corrimiento de las isolíneas de precipitación hacia el oeste. La consecuencia de las mayores precipitaciones es el avance de la agriculturización hacia las regiones semiáridas, en suelos de alta erodabilidad (Barbosa, 2005). Es prominente el carácter eólico del paisaje; fue identificado dentro del Sistema Eólico Pampeano como “*campos de dunas de las pampas del oeste*” cuyas geoformas típicas son dunas parabólicas, “blowouts” y mantos eólicos (Zárate y Tripaldi, 2012). Toda la zona posee una compleja historia de depositación eólica y reactivación con acreción de mantos de arena durante el Holoceno, y más recientemente, desde inicios del siglo XX (95-65 a antes del presente) (Tripaldi & Forman, 2010; Tripaldi *et al.*, 2013; Forman *et al.*, 2014, y trabajos en ellos citados). Estos artículos documentan detalladamente aspectos sedimentológicos, cronológicos y estratigráficos de la región.

Los suelos estudiados son Molisoles y Entisoles (Soil Survey Staff, 2014) poco evolucionados, de perfil sencillo A-AC-C (Tabla 2). Toda la informa-

Tabla 2. Clasificación taxonómica de las series de suelos del sur de la provincia de San Luis que presentan ceniza volcánica.**Table 2.** Taxonomic classification of soil series with volcanic ash from southern San Luis province.

Orden	Subgrupo	Familia	Serie
Molisol	Haplustol páquico	Franco gruesa, mixta, térmica	Ea. La Felicidad
	Haplustol éntico	Franco gruesa, mixta, térmica	Arizona
		Arenosa, mixta, térmica	Ingeniero Foster
	Ustortent típico	Franco gruesa, mixta, térmica	La Verde
Entisol	Ustipsament típico	Mixta, térmica	Anchorena
	Torripsament ústico	Mixta, térmica	Batavia
	Torripsament típico	Mixta, térmica	Nahuel Mapa
		Mixta (calcárea), térmica	Río Salado
	Torriortent típico	Franco gruesa, mixta, térmica	Alto Negro

ción básica de suelos mencionada en este trabajo proviene de las cartas de suelos (INTA-Gobierno de la Provincia de San Luis, 1991, 1992a y 1992b) y de experiencia propia de los autores.

En la actualidad la ceniza volcánica se puede encontrar ocupando cuatro ambientes geomorfológicos determinados: I. planicie loésica con bosque de caldén. II. áreas de cubetas y sectores ligeramente deprimidos incluidos en la planicie loésica con bosque de caldén. III. planicie medana con pastizales. IV. planicie loésica con monte bajo y pajonales.

En estos ambientes el material volcánico se presenta de distintas formas, siendo la más conspicua una capa de ceniza continua intercalada en el suelo en los horizontes superficiales, especialmente donde existe bosque de caldén. Ejemplo: Series Arizona e Ingeniero Foster. En otros suelos puede estar como: a) concentraciones discretas discontinuas, irregulares y subredondeadas como pequeños núcleos, que se encuentran en la planicie arenosa con pastizales y planicie loésica con monte bajo y pajonales. Ejemplo: Serie Río Salado. b) Una mezcla indiferenciada de ceniza y materiales de otro origen sólo visible microscópicamente, cuando fue realizado el desmonte para cultivo y/o removido por pisoteo del ganado. Ejemplo: Serie Anchorena.

Queda claro entonces que existe un aporte generalizado de ceniza volcánica en toda el área sur

de la provincia de San Luis, se encuentre o no visible a simple vista en el perfil del suelo. La individualización de la tefra en los perfiles de suelo del oeste de la Región Pampeana se menciona en distintos trabajos desde la década de los '80 (Imbellone & Camilión, 1988; Imbellone & Teruggi, 1993; Tripaldi & Zárate, 2014; entre otros), aunque a los fines de simplificación la mención de la tefra suele ser omitida en algunas descripciones morfológicas de suelos (Rubio *et al.*, 2019).

En todos los casos, la ceniza caída fue protegida por la vegetación, pero cabe aclarar que dentro del bosque de caldén fue conservada de manera más homogénea que en las planicies arenosas con pastizal en donde fue removilizada por acción eólica principalmente. Esta acción de entrappe que realiza la vegetación fue demostrada por diferentes autores (Broquen *et al.*, 2003; Buduba, 2006; La Manna *et al.*, 2018).

La presencia de ceniza volcánica en los suelos del sur de San Luis, y norte de la provincia de La Pampa, puede causar dificultades y dar lugar a distintas interpretaciones principalmente en las siguientes temáticas:

Aspectos descriptivos de la morfología del perfil de los suelos

En estas cartas de suelos del sur de la provincia de San Luis (INTA-Gobierno de la Provincia de

San Luis, 1991, 1992a) se trató de dejar plasmadas las diferencias morfológicas de campo que generaba la presencia de la tefra en el perfil. La carta de suelos Arizona propone una descripción de estos suelos consistente en incorporar las letras “u y h”, que indicarían un horizonte no diferenciado (ing.: *undifferentiated*) y acumulación de materia orgánica humificada, respectivamente, como sufijos en la subdivisión del horizonte principal A. Por lo tanto, su propuesta de descripción fue: Au1, sedimento eólico sin ceniza visible a simple vista; Au2, capa de ceniza volcánica continua; luego Ah, AC y C. Cuando la ceniza se encontró mezclada con el sedimento eólico superior, la descripción propuesta fue: Au, Ah, AC y C. A pesar de estos intentos de individualización de los aportes volcánicos en suelos, esta nomenclatura no se utilizó posteriormente.

En todos los casos, los autores trataron de evitar interpretaciones erróneas al nombrar horizontes similares como si fuesen diferentes desde el punto de vista práctico. Es decir, que la manera de describir los primeros 10 a 15 cm superficiales de sedimento acumulado de los últimos 88 años y con una capa de ceniza volcánica, que forman la parte superior de los suelos, podría magnificar pequeñas diferencias que inducirían a pensar, desde el punto de vista cartográfico en la presencia de suelos de distintas series o en la presencia de suelos enterrados. En realidad, tenga o no ceniza volcánica, se considera como una única *serie de suelo*, que en una cartografía detallada podría eventualmente separarse en fases, ya sea por categorías como *cubierta mineral* o *depósitos*. Tampoco es conveniente indicar al suelo que está por debajo de la cubierta más moderna y la ceniza (horizonte A y capa de ceniza) como suelo enterrado *thapto*, según el uso por extensión que se hace en Argentina del término para Molisoles. Por el escaso espesor de “*manto*” del primer horizonte (A de 10 cm con 1 a 5 cm de ceniza volcánica) no se considera que sepulsen a los horizontes subyacentes, ya que se requieren para esa condición por lo menos 30 cm (Soil Survey Staff, 2014).

Tampoco es recomendable denominarlos genéticamente como paleosuelos, porque los procesos

de remoción y deposición eólica que formaron el primer horizonte superficial A y la ceniza volcánica son muy recientes y activos.

Aspectos Taxonómicos

Los suelos con ceniza volcánica del sur de la provincia de San Luis y norte de La Pampa son Molisoles o Entisoles y no es posible considerarlos como un *intergrado* (transición) de los órdenes Molisoles o Entisoles hacia los Andisoles. Las exigencias para ser comprendido como un *intergrado* hacia los Andisoles, requieren la presencia de propiedades ándicas, además de otras condiciones específicas (Soil Survey Staff, 2014). Los suelos estudiados quedarían incluidos en aquellos de diversos órdenes con presencia de componentes de naturaleza volcánica, en este caso sin evolución pedológica en ese sentido (Capítulo 2 de esta obra).

Aspectos cartográficos

En el reconocimiento de suelos semidetallado de escala 1:100.000 del sur de San Luis, en las cartas Arizona y Martín de Loyola, solamente se mencionó la presencia de ceniza volcánica, y no fue considerado otro suelo diferente (serie) de aquellos que no la presentan; tampoco se los consideró como *variante* ya que, si bien difieren morfológicamente de una serie de suelos establecida, no varían significativamente en propiedades importantes para el uso y manejo (Soil Science Division Staff, 2017).

A estos suelos con ceniza volcánica si fueran cartografiados en escala detallada, por ejemplo, E: 1:20.000, solamente se los podría considerar *fase de suelos*. La *fase* es un agrupamiento de suelos creada para servir a propósitos aplicados específicos en estudios de suelos a cualquier nivel taxonómico. Para diferenciar las fases pueden ser utilizadas cualquier propiedad o combinación de propiedades que sea útil para los propósitos del estudio, por ejemplo, *fase por presencia de tosca* (Soil Science Division Staff, 2017).

De todas las fases aceptadas, los suelos estudiados se podrían separar como suelos en “*fase*

por depósitos” o “fase por cubierta mineral”, pero para ello debe verificarse que requieren manejo y métodos de conservación de suelos distintos respecto del suelo que se toma como serie de referencia. Hasta ahora no se han utilizado las categorías mencionadas porque se considera que las propiedades de la ceniza no son determinantes para que estos suelos necesiten otros métodos de manejo y conservación.

Lo más adecuado sería hacer uso de una licencia que la taxonomía denomina “unidad calificada” (Soil Survey Staff, 2014). Se usa cuando los suelos tienen horizontes diagnósticos o restricciones que le hacen perder capacidad de clasificación por encontrarse, por ejemplo, *muy profundo* (tosca a más de 1,5 m de profundidad), en nuestro caso *muy superficial*, por encontrarse en escasa proporción y profundidad. Si por estudios se demuestra que la ceniza podría ser importante en obras de ingeniería, o que impidan el crecimiento de vegetación de gramíneas naturales e implantadas, podría señalarse en la carta la porción de tierra con ceniza con la grafía “Área”. Del siguiente modo: *Arizona Área, ceniza volcánica, 2 a 5 cm espesor, 10 cm de profundidad*. Si bien no hay estudios relacionados con este tema en nuestra provincia, Ferreiro *et al.* (capítulo 10 de esta obra) indican que la capa de tefra puede llegar a ser un impedimento para la emergencia de plántulas, pero en nuestro caso hay que considerar el escaso espesor alcanzado por la misma y el efecto del pisoteo bovino mezclándola con el suelo superficial.

A continuación, se muestran las principales características de cada uno de los ambientes geomorfológicos y las principales series que se encuentran en ellos.

I. Planicie loésica con bosque de caldén

Son formas sobresalientes, con aspecto colinado cuyas pendientes varían entre 1 al 3%. Constituyen relieves antiguos, que los procesos de deposición eólica arenosa reciente no han logrado atenuar (INTA-Gobierno de la Provincia de San Luis, 1991). Esta planicie loésica se encuentra

bajo régimen ústico, con precipitaciones que comprenden 650 mm de promedio hacia el este limitando con la provincia de La Pampa, y alrededor de los 400 mm al oeste, limitando con el régimen de humedad arídico. Posee textura franca a franca arenosa, con abundante carbonato de calcio en concreciones y también en forma de tosca (horizonte petrocálcico). La vegetación comprende un bosque de caldén (*Prosopis caldenia*, Fig. 10) y con otros arbustales altos, por ejemplo: de jarilla (*Larrea* sp.), con pastizales de gramíneas debajo de ellos, especialmente del género *Stipa* sp. En cuanto al bosque se encuentra todas las variantes: alto abierto, medianos abiertos y medianos cerrados, hasta renovales.

El agua de lluvia llega al suelo espacialmente heterogénea por la intercepción de las copas de los árboles y el resto de la vegetación. Los estudios muestran valores mayores de precipitación en zonas desmontadas que dentro del bosque. A su vez, la distribución del agua debajo de la canopia es centripeta, es decir disminuye desde el borde de la copa al centro del árbol; el caldén intercepta un 28,3% del agua de la lluvia; que escurre por el tronco y se infiltra en su base (Losada *et al.*, 1983).

El contenido de mantillo debajo de los caldenes es de 2076 g MS/m² (5,5 cm de espesor), mientras que en abras es de 302,6 g MS/m² (Orquín *et al.*, 1983). Este alto contenido de mantillo, junto a las especies presentes, aumenta la eficiencia de las precipitaciones porque minimiza el escurrimiento superficial, la precipitación efectiva es más alta y la evaporación mínima, a diferencia de lo que ocurre en áreas desmontadas.

Por otro lado, no es un área uniforme geomorfológicamente, ya que también se encuentran incluidos sectores arenosos hasta con médanos donde la ceniza se encuentra mezclada en el primer horizonte. En estos sectores arenosos predomina el olivillar (*Hyalis argentea*) acompañada con tupe (*Panicum urvilleanum*), roseta (*Cenchrus pauciflorus*), paja blanca (*Stipa tenuissima*), paja escoba (*Schizachirium plumigerum*) y paja vizcachera (*Stipa eriostachya*).



Figura 10. Vista del bosque de caldén con gramíneas como herbáceas. Área de planicies loésicas con bosque de caldén (Barbosa & Privitello, 2005).

Figure 10. View of the caldén forest with grasses. Area of loessial plains with caldén forest.

En los sectores de suelos más estables de textura franca a franca arenosa, el horizonte A es un sedimento eólico, producto de removilización eólica posterior a la erupción por condiciones de extrema sequía, estudiadas detalladamente en dunas de San Luis (Tripaldi *et al.*, 2013; Tripaldi & Zarate, 2014). La ceniza volcánica subyace apoyada en forma abrupta, cubriendo un suelo previamente formado. En esta área, la ceniza se presenta como una banda blanquecina de 1 hasta 5 cm de espesor, observable en cortes de caminos, calicatas edafológicas o esparcidas en la superficie de campos recién desmontados, como consecuencia de las labores culturales que las han llevado a la superficie y/o mezclado en el horizonte superior de los suelos, como se señala en la descripciones morfológicas de los suelos extraídas de las cartas de suelos (INTA-Gobierno de la Provincia de San Luis, 1991, 1992a y 1992b).

Cabe mencionar que cuando se desmonta el bosque de caldén, la superficie del suelo removido y mezclado por el laboreo queda con un color blanquecino producto de la mezcla con la ceniza volcánica (Fig. 11). Esta situación puede aumentar el albedo y la superficie del suelo se puede enfriar más de lo normal e interferir retrasando la germinación en los cultivos de cosecha y forrajeras.

A los efectos de la descripción y análisis de los perfiles de suelos se sugieren tres posibilidades para el ambiente de planicies loésicas con bosque de caldén.

- 1- cuando la ceniza volcánica posee espesores menores de 5 cm en el perfil debajo del sedi-



Figura 11. Mezcla del horizonte superficial por labores culturales. Obsérvese la aparición de colores blanquecinos de la ceniza como si fueran cristales de sales.

Figure 11. Mixing of the upper horizon by plowing. Note the ash with whitish colors similar to salt crystals.

mento eólico más reciente, se debe incorporar a la descripción morfológica del horizonte A e informar de su presencia, espesor y características. La secuencia de horizontes sería: Ap (que incluye la tefra), 2A, 2AC, 2C (Fig. 12a). El muestreo se haría mezclando la tefra con otros sedimentos epiclásticos.

- 2- cuando el espesor de la tefra es mayor de 5 cm y guarda una cierta regularidad en el paisaje debería describirse por separado, como una capa, dando identidad a la tefra y colocando el número arábigo 2 en la secuencia del perfil (Fig. 12b), pero indicando que es el mismo suelo o serie de suelos que el anterior. La secuencia de horizontes sería: Ap, 2C (tefra), 3A, 3AC y 3C. El muestreo se haría individualmente en cada horizonte.
- 3- cuando la capa de ceniza se encuentra mezclada con el sedimento superior, es conveniente identificar y mencionar su posición en la descripción morfológica (Fig. 12c). La secuencia de horizontes sería: Ap (con ceniza volcánica mezclada), A2, AC.

De acuerdo con las cartas de suelos del sector (INTA-Gobierno de la Provincia de San Luis, 1991), la planicie loésica con bosque de caldén estaría ocupadas por:

- A) al este y limitando con la provincia de La Pampa predominan las series: Arizona, Estancia La Felicidad y La Verde.
- B) al centro del sector predominan las series Ingeniero Foster y Anchorena.
- C) al oeste predominan las series Arizona y Anchorena limitando con la planicie medana con pastizales.

Este último sector comprende áreas de cubetas y cuencas cerradas que son tratadas como unidades cartográficas de Complejo en las cartas de suelos, y se presentan separadamente (ambiente geomorfológico II).

Descripción de las Series de las planicies loésicas con bosque de caldén

Serie Arizona. Esta serie es la más extendida de esta área y corresponde a un Haplustol éntico. Ocupa sectores suavemente ondulados y áreas planas a lige-

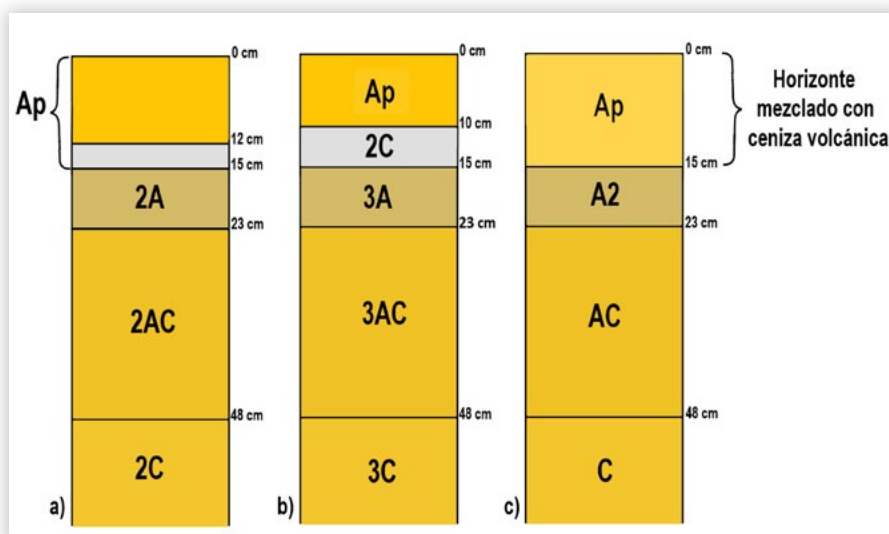


Figura 12. Perfiles esquemáticos de los suelos más frecuentes en las planicies loésicas con bosque de caldén, mostrando las formas de ocurrencia de la ceniza volcánica: a) sedimento eólico reciente sobre tefra menor de 5 cm de espesor, horizonte Ap; b) sedimento eólico reciente sobre tefra mayor de 5 cm, horizontes Ap, 2C; c) sedimento eólico reciente mezclado con ceniza volcánica, no visible en el perfil e identificable microscópicamente, horizonte Ap.

Figure 12. Schematic profiles of the more frequent soils in the loessial plains with caldén forest showing volcanic ash: a) recent eolian sediment above less than 5 cm thick tephra, Ap horizon; b) recent eolian sediment above more than 5 cm thick tephra, Ap, 2C horizons; c) recent eolian sediment mixed with volcanic ash, not visible in the profiles and identified under microscope, Ap horizon.

ramente deprimidas, con pendientes variables entre 0 a 1% de gradiente. La isohieta de 450 mm es el límite más seco y su altura es de 320 m s.n.m. (INTA-Gobierno de la Provincia de San Luis, 1991). Presenta un sedimento eólico reciente (**Fig. 13**) que se apoya sobre la tefra. Esta es una de banda con 1 a 5 cm de espesor, y a veces, cuando fue realizado el desmonte fue mezclada con el sedimento eólico moderno. Debajo de la tefra se encuentra el suelo desarrollado antes de la caída de la ceniza en 1932.

Estos suelos poseen textura franca arenosa con carbonato de calcio en forma pulverulenta diseminado en todo su espesor, que generalmente se concentra en el horizonte C. También aparecen concreciones y costras calcáreas en forma compacta y discontinua, en

este caso los autores establecieron una variante petro-cálcica (**Fig. 14 a**) en donde la costra puede ubicarse alrededor de los 50 cm (zonas inclinadas) hasta mayor profundidad 100 cm (áreas llanas).

Las fracciones granulométricas (exceptuando la capa más superficial) promedian, arcilla 7%, limo total entre 22-30% y el resto arenas, de las cuales la arena fina solamente representa el 45%. Posee drenaje excesivo, con permeabilidad rápida y moderada capacidad de retención hídrica. Desmontados poseen alta susceptibilidad a la erosión eólica y se encuentran ligeramente erosionados. La capa freática es muy profunda presentando agua de muy mala calidad (INTA-Gobierno de la Provincia de San Luis, 1991).

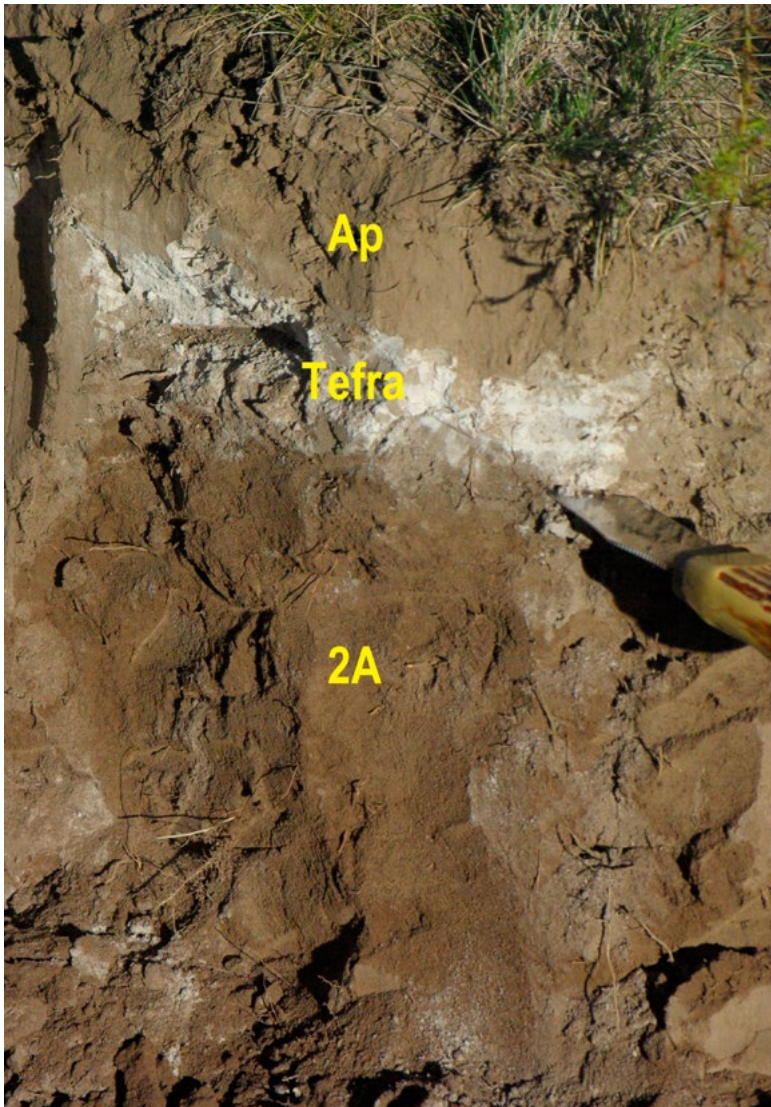


Figura 13. Perfil de suelo de la serie Arizona. El marcador señala la base de la tefra. Secuencia de horizontes: Ap, tefra (4 cm), 2A. Se observa claramente el cambio de color entre los horizontes A por encima y debajo de la tefra.

Figure 13. Profile of the Arizona series. Marker at the tephra base. Sequence of horizons: Ap, tephra, 2A. Color change clearly seen between both A horizons is separated by the tephra.

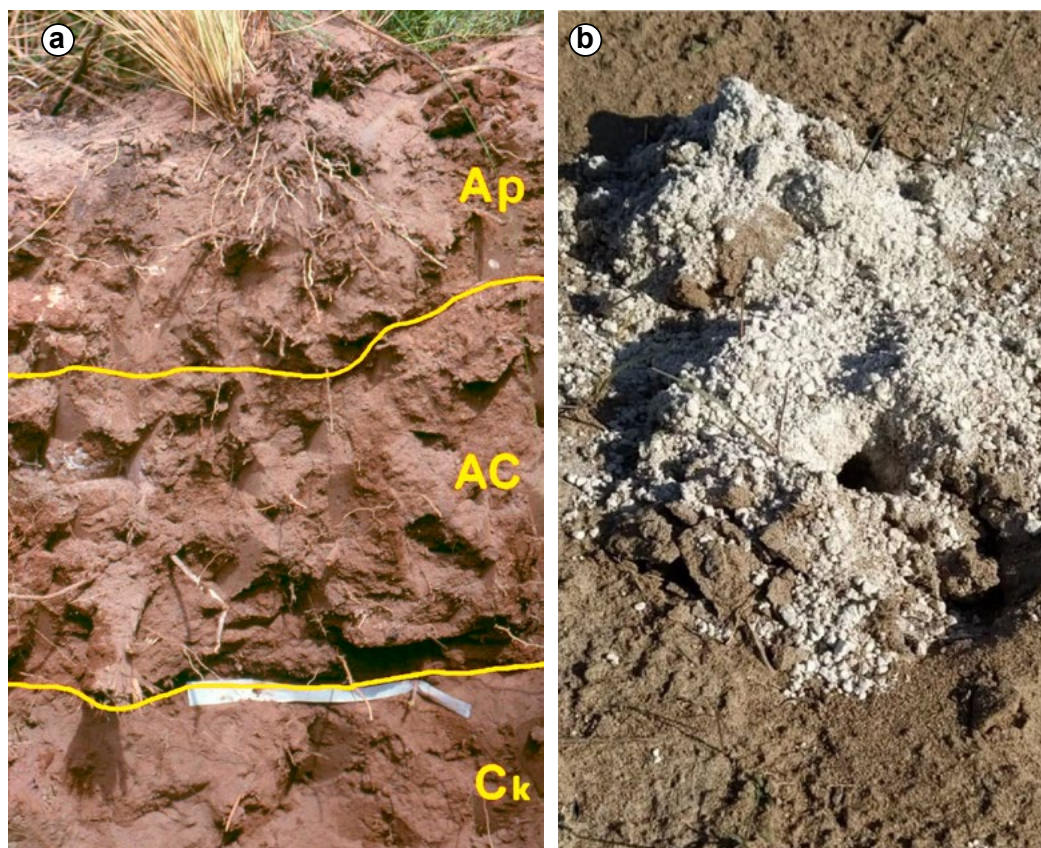


Figura 14. a) Serie Arizona variante petrocálcica, con núcleos de ceniza en el Ap y AC producida por remoción por bioturbación. b) Bioturbación en la serie Arizona por la mesofauna. Se observa ceniza volcánica llevada a superficie.

Figure 14. a) Arizona series, petrocalcic variant, with ash nuclei in the Ap and AC horizons disturbed by bioturbation. b) Bioturbation by macrofauna in the Arizona series showing volcanic ash carried upward to the surface.

Serie Estancia La Felicidad. Esta serie corresponde a un Haplustol páquico. Se desarrolla en áreas planas relativamente bajas o en sectores ligeramente deprimidos. No son muy extensos y se encuentran asociados a la serie Arizona (INTA-Gobierno de la Provincia de San Luis, 1991). El horizonte superficial es de poco espesor (5 a 10 cm) casi siempre con ceniza volcánica mezclada por pastoreo (Fig. 15). La textura es franca con aproximadamente 10-15% de arcilla, 30 a 45% de limo total y el resto arenas, con carbonato de calcio que se localiza a profundidades entre los 25 cm a 45 cm. Poseen un espeso horizonte oscuro, textura franca y moderada capacidad de retención de humedad. Son suelos bien drenados (INTA-Gobierno de la Provincia de San Luis, 1991).

Serie La Verde. Esta serie corresponde a un Usertent típico y se localiza en pendientes y áreas

onduladas con gradientes variables entre 1 y 2%, tanto al este como al oeste de la planicie loésica. Presenta horizontes superficiales pobres en materia orgánica con cálcarea desde la superficie o desde aproximadamente 20 cm, siendo muy susceptibles de erosión eólica y ligera a moderada erosión hídrica. Esta serie se encuentran rodeando cubetas y áreas ligeramente deprimidas (INTA-Gobierno de la Provincia de San Luis, 1991). En esta serie la carta de suelos no menciona la presencia de ceniza volcánica y se supone que la misma fue eliminada por erosión eólica.

Serie Ingeniero Foster. La serie Ingeniero Foster es un Haplustol éntico y se encuentra en áreas llanas (con pendientes menores de 0,5%) de sectores medanosos, incluso se prolonga por el sur hacia la provincia de La Pampa (INTA-Gobierno

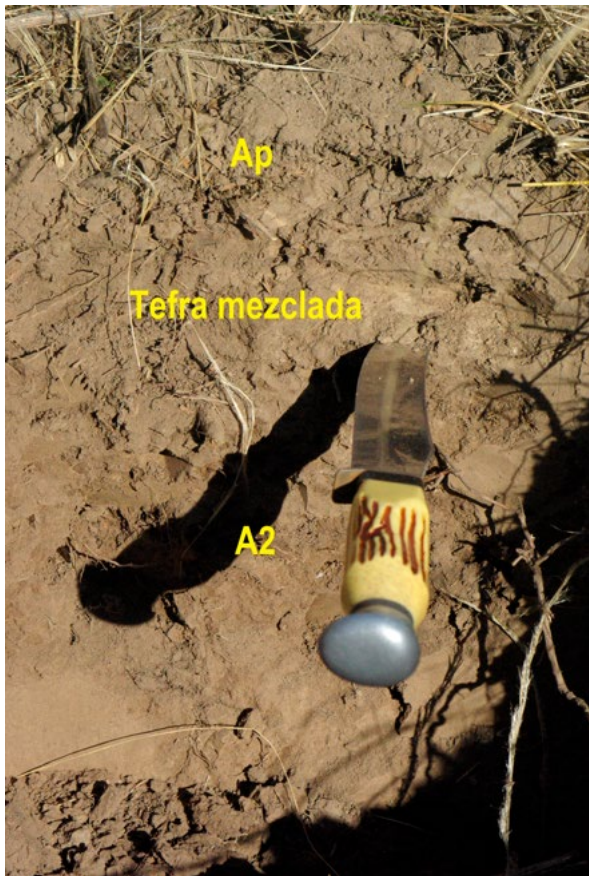


Figura 15. Perfil de suelo de la serie Estancia La Felicidad. El marcador señala la base de la tefra mezclada. Secuencia de horizontes: Ap, tefra mezclada (2 cm), A2.

Figure 15. Soil profile of the "Estancia La Felicidad" series. The marker shows the mixed tephra base. Horizons sequence: Ap, tephra, A2.

de la Provincia de San Luis, 1991). Como la serie Arizona, presenta un sedimento reciente sobre la tefra, excepto cuando fue mezclado por laboreo. Tienen drenaje natural algo excesivo, con infiltración relativamente rápida y la capacidad de retención de la humedad deficiente. En parte estos suelos se encuentran erosionados por el viento y son muy susceptibles a este tipo de erosión (INTA-Gobierno de la Provincia de San Luis, 1991).

La textura del perfil es arenosa franca fina, exceptuando la capa superficial actual que es franca arenosa (**Fig. 16**). Los valores de las fracciones granulométricas son: arcilla 4%, limo total 16% y el resto son arenas, de las cuales, solo la arena fina alcanza contenidos de 54%. El carbonato de

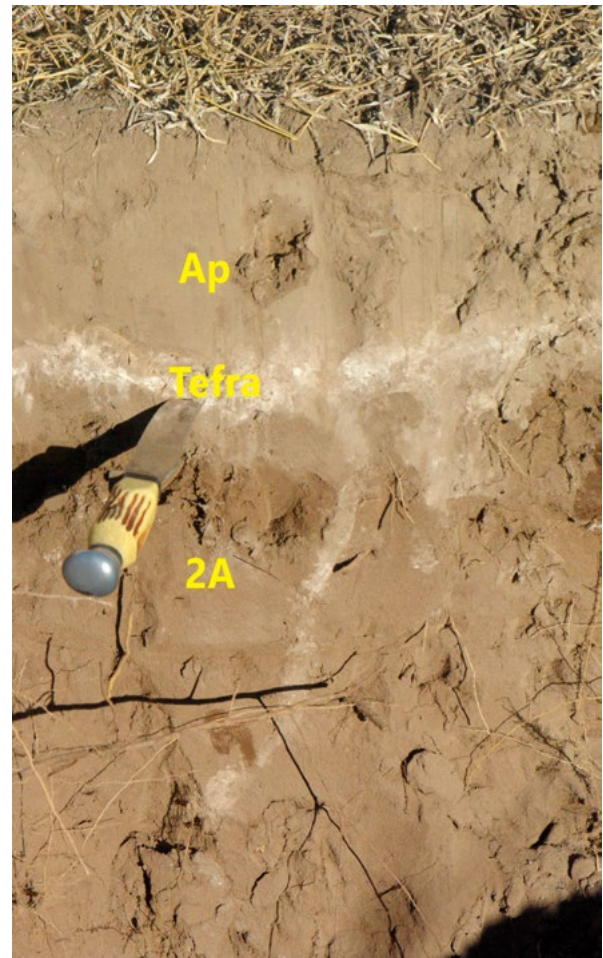


Figura 16. Serie Ingeniero Foster con remoción por bioturbación. El marcador señala la base de la tefra. Secuencia de horizontes: Ap, tefra (3-4 cm), 2A.

Figure 16. Profile of the "Ingeniero Foster" series, disturbed by bioturbation. The marker shows the tephra base. Horizons sequence: Ap, tephra, 2A.

calcio suele aparecer alrededor del metro de profundidad diseminado en toda la masa, en ocasiones alrededor de 1,5 m aparece una plancha discontinua de tosca. La capa freática se encuentra profunda (INTA-Gobierno de la Provincia de San Luis, 1991).

Serie Anchorena. La serie Anchorena es un Ustisamment típico que se desarrolla en áreas arenosas del sureste de la provincia de San Luis. Posee pendientes locales con gradientes entre 0,5 y 1% ubicándose entre las isohietas de 400 a 500 mm y altitudes que oscilan entre los 300 a 350 ms.n.m. (INTA-Gobierno de

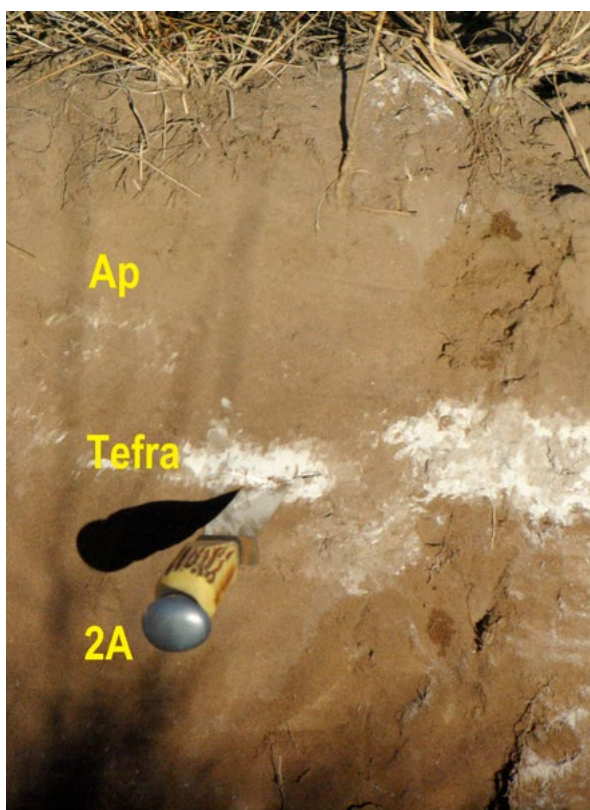


Figura 17. Perfil de suelo de la serie Anchorena. El marcador señala la base de la tefra. Secuencia de horizontes: Ap, tefra (4-5 cm), 2A.

Figure 17. Soil profile of the Anchorena series. The marker shows the tephra base. Horizons sequence: Ap, tephra, 2A.

la Provincia de San Luis, 1991). La textura es arenosa con el horizonte superficial generalmente mezclado con ceniza volcánica, aunque algunas veces descansa abruptamente sobre una pequeña capa de menos de 5 cm de espesor (**Figs. 17 y 18**). Otras veces presenta cálcarea en el horizonte C. Poseen drenaje excesivo, baja capacidad de retención de humedad, con signos de erosión eólica pasada y actual, con alta susceptibilidad a este tipo de erosión y capa freática profunda (INTA-Gobierno de la Provincia de San Luis, 1991).

Propiedades morfológicas, físicas y químicas de las series de las planicies loésicas con bosque de caldén

En la **Tabla 3** se presentan algunas propiedades morfológicas, físicas y químicas de los perfiles estudiados del ambiente de planicies loésicas con bosque de caldén. Los colores son más claros en el primer horizonte donde se encuentra la ceniza volcánica, variando desde el primer perfil de la serie Arizona con ceniza superficial hasta la mezcla de ceniza con sedimentos eólicos en la serie Anchorena con colores más oscuros tanto en seco como en húmedo. El horizonte Ap se encuentra débilmente estructurado. Se puede advertir un cambio de texturas limosas y francas a arenosas, en sentido E-O, a la medida que



Figura 18. Serie Anchorena. Vista de un “pozo de toro” en donde se observa la capa de ceniza.

Figure 18. Anchorena series. View of a “bull wallow” showing the ash layer.

Tabla 3. Propiedades morfológicas, físicas y químicas seleccionadas de los perfiles de suelos del área planicies loésicas con bosque de caldén.**Table 3.** Selected morphological, physical and chemical properties of soil profiles from the the loessial plain with caldén forest.

Horizontes	Profund. (cm)	Límite (tipo/ forma)	Color		Estructura (tipo, clase, grado)	Consistencia			Granulometría			CO (%)	pH (1:2,5)	Resist Ohms cm ⁻¹	CaCO ₃ (%)	
			Seco	Húmedo		Seco	Húm	Clase textural	Arena	Limo	Arcilla					
Haplustol éntico, familia franco gruesa, mixta, térmica, Serie Arizona 1 (perfil modal)																
Ap	0-9	Ab/-	10YR 7/1	10YR 5/3	BS d → Gs	-	-	FL	27,03	67,91	5,06	0,59	6,0	9000	0,15	
2A	9-24	Cla/pl	10YR 5/3	10YR 4/3	BS m mod	-	Fr	Fa	70,99	21,64	7,37	0,86	7,0	6470	0,22	
2AC	24-48	Ab/-	10 YR 5/3	10YR 3/3	BS – d	-	-	Fa	68,71	24,85	6,44	0,62	7,6	6350	0,23	
2Ck	+48		10 YR 5/3	10 YR 3/3	Gs	-	-	Fa	68,18	25,21	6,61	0,55	8,0	7340	2,47	
Haplustol éntico, familia franco gruesa, mixta, térmica, Serie Arizona 2																
Ap	0-8	Ab/pl	10YR 6/2	10YR 3/2	BS m d	Su	Fr	FL	43,02	52,35	4,63	0,80	6,0	2800	0,11	
2A	8-22	Ab/pl	10YR 4/3	10YR 3/3	BS m d	Su	Fr	Fa	69,94	26,06	4,00	0,58	7,2	5100	0,11	
2ACk	22-42	-/-	10YR 5/3	10YR 3/4	BS m d → Gs	-	Fr	Fa	68,97	25,33	5,70	0,47	8,3	5100	1,20	
2Ck	42-100 +		10YR 5/3	10YR 4/4	Gs	-	Fr	Fa	71,86	23,29	4,85	0,37	8,4	5100	2,60	
Haplustol páquico, familia franco gruesa, mixta, térmica, Serie Estancia La Felicidad																
Ap	0-5	Ab/-	10YR 6/2	10YR 3/3,5	BS m mod	-	Fr	Fa	46,49	39,67	6,82	0,74	6,3	11205	0,20	
2Ak	5-23	Cla/-	10YR 5/3	10YR 3/3	BS m mod	-	Fr	F	40,78	47,12	12,10	0,98	7,7	4980	0,80	
2ACk	23-45	Dif/-	10YR 5/3	10YR 3/3	BS m d	-	Fr	F	42,74	48,24	9,02	0,78	7,8	4980	2,85	
2Ck	+45		10YR 5/3	10YR 3/3	B → Gs	-	-	F	43,60	48,24	8,16	0,66	8,0	5105	2,98	
Haplustol éntico, familia arenosa, mixta, térmica, Serie Ingeniero Foster																
Ap	0-8	Ab/-	10YR 6/2	10YR 4/2	B - d	Bla	Fr	Fa	55,24	40,34	4,42	0,74	6,1	4210	0,15	
2A	8-27	Cla/-	10YR 4/3	10YR 3/3	BS m mod	Lig du	Fr	aF	77,83	17,34	4,83	0,86	7,2	6474	0,15	
2AC	27-53	Dif/-	10YR 4/3	10YR 3/3,5	BS m d	Bla	Fr	aF	80,63	15,75	3,62	0,32	7,4	7470	0,15	
2C	+ 53		10YR 5/3	10YR 4/3	Gs	-	-	aF	79,40	16,99	3,61	0,17	7,6	9711	0,15	
Ustipsament típico, familia mixta, térmica, Serie Anchorena																
Ap	0-10	Ab/-	10YR 6/3	10YR 3/3	BS - d → Lam	-	-	Fa	65,47	30,45	4,08	0,43	6,6	7752	-	
A2	10-24	Gr/-	10YR 5/4	10YR 3/4	B	Su	Fr	a	90,13	6,88	2,99	0,27	7,6	10260	-	
AC	24-44	Gr/-	10YR 5/4	10YR 3/4	Gs	Su	Fr	a	90,74	5,61	3,65	0,20	8,2	12540	-	
C	+ 44		10YR 5/4	10YR 3/4	Gs	-	-	a	91,34	5,79	2,87	0,08	8,3	13110	0,23	

Tipo de límite: Ab: abrupto; Cla: claro; Gr: gradual; Dif: difuso. *Forma de límite:* pl: plana. *Tipo de estructura:* BS: bloques subangulares; B: bloques; Gs: grano suelto; Lam: laminar. *Clase de estructura:* m: medio. *Grado de estructura:* mod: moderado; d: débil. La flecha (→) indica tendencia a otra estructura. *Consistencia:* Su: suelto; Bla: blando; Lig du: ligeramente duro; Fr: friable. *Clase textural:* FL: franca limosa; Fa: franca arenosa; F: franca; aF: areno franca; a: arenosa.

Type of boundary: Ab: abrupt; Cla: clear; Gr: gradual; Dif: diffuse. *Shape of boundary:* pl: smooth. *Type of structure:* BS: subangular blocky; B: blocky; Gs: single grain; Lam: platy. *Class of structure:* m: medium. *Grade of structure:* mod: moderate; d: weak. Arrow (→) shows the tendency to other structure. *Consistence:* Su: loose; Bla: soft; Lig du: slightly hard; Fr: friable. *Textural class:* FL: silt loam; Fa: sandy loam; F: loam; aF: loamy sand; a: sand.

se avanza de las series Arizona y Estancia La Felicidad (ubicados contra la provincia de La Pampa) hacia la serie Anchorena (ubicada hacia el oeste de este ambiente). Asimismo, claramente se observa una discontinuidad litológica (DL) entre el primer horizonte y el infrayacente por un salto textural en la arena y limo, que se confirma en el análisis por subfracciones. En la mayoría de los suelos, excepto la Serie Arizona 2, hay aumento de carbono y colores más oscuros en el horizonte que subyace a la tefra. El valor de pH es muy

semejante en todas las series, no existiendo evidencias de condiciones salinas; la profundidad en la que se localiza el carbonato de calcio es variable entre los 5 y 48 cm de profundidad.

Granulometría de las series de la planicie loésicas con bosque de caldén

En este ambiente, las series Arizona 1 (modal), Arizona 2, La Verde, Ingeniero Foster y An-

chorena presentan DL entre el Ap y el horizonte subsuperficial verificables en las fracciones granulométricas arena fina, limo grueso y limo fino (Fig. 19), mientras por debajo de ellos la granulo-

metría presenta semejanzas entre las subfracciones. Por otro lado, la serie Estancia La Felicidad presenta DL entre el Ap y A2 en la subfracción arena fina, mientras en las otras subfracciones se

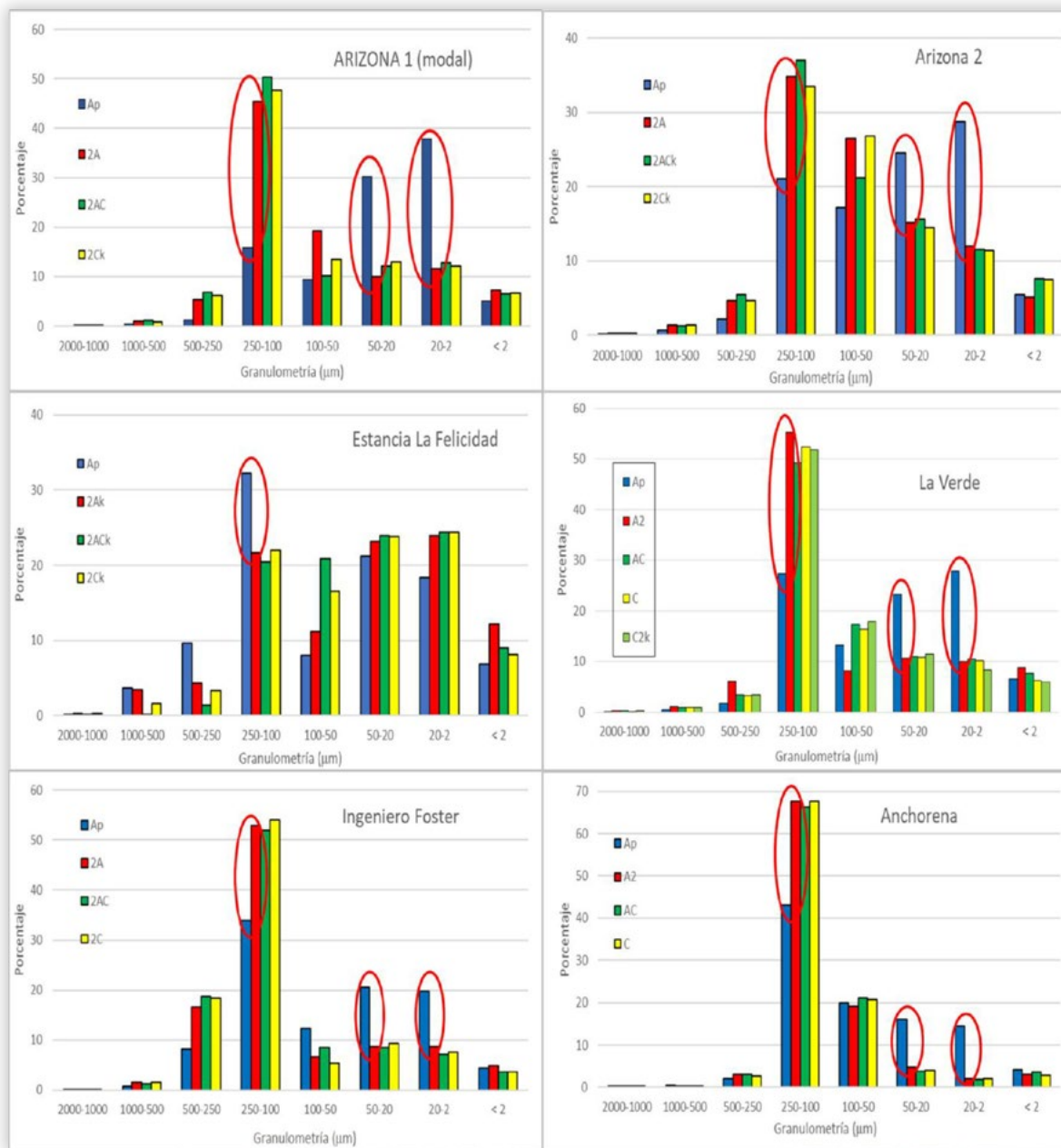


Figura 19. Histograma de distribución granulométrica de las series Arizona 1 (modal), Arizona 2, Estancia La Felicidad, La Verde, Ingeniero Foster y Anchorena. Se muestra con círculos la discontinuidad litológica entre Ap y el horizonte subsuperficial (arena muy gruesa 1000-2000 μm ; arena gruesa 500-1000 μm ; arena media 250-500 μm ; arena fina 100-250 μm ; arena muy fina 50-100 μm ; limo grueso 20-50 μm , limo fino 2-20 μm ; arcilla <2 μm).

Figure 19. Histogram of grain-size distribution of Arizona 1 (modal), Arizona 2, Estancia La Felicidad, La Verde, Ingeniero Foster and Anchorena series. Circles show lithological discontinuities between Ap and subsurface horizons (very coarse sand 1000-2000 μm ; coarse sand 500-1000 μm ; medium sand 250-500 μm ; fine sand 100-250 μm ; very fine sand 50-100 μm ; coarse silt 20-50 μm , fine silt 2-20 μm ; clay <2 μm).

mantienen semejantes en los horizontes inferiores. Para señalar las DL se ha utilizado un valor de referencia mínimo del 10% de diferencia entre las subfracciones consideradas inmóviles.

Mineralogía de grano suelto de las series de las planicies loésicas con bosque caldén

A continuación, se muestra la distribución mineralógica porcentual de la fracción arena fina (100-250 μm) de los perfiles de este ambiente (**Tabla 4**).

La información muestra que solamente existen diferencias marcadas en cantidad de especies mineralógicas registradas, entre el horizonte Ap y los que se encuentran subyaciendo. Particular-

mente se destaca el alto contenido de trizas de vidrio que indican la presencia de la tefra, aunque no hay precisiones acerca de la forma de muestreo de la porción superior de los perfiles. Es decir, si se hizo una muestra compuesta con material epiclástico y tefra. De todas maneras, aunque no se haya muestreado la tefra individualmente, su influencia queda indicada por los elevados valores de trizas en el horizonte superior. Por debajo del horizonte Ap hay homogeneidad mineral cualitativa y no existen diferencias notorias en cuanto a la mineralogía y contenido porcentual de los minerales livianos y pesados, aunque esos horizontes poseen mayor cantidad de feldespatos potásicos y de minerales pesados. Cabe mencionar que entre todos los análisis mineralógicos solamente en el horizonte superficial fueron detec-

Tabla 4. Descripción mineralógica de los perfiles modales de las series estudiadas en el área de planicies loésicas con bosque de caldén. (Az: Arizona; LF: La Felicidad; IF: Ingeniero Foster; An: Anchorena). Trizas: trizas de vidrio volcánico; Pes: minerales pesados; Alte: alteritas; Fel K: feldespato potásico; Plag: plagioclasas; Cz/Feld: relación cuarzo/feldespatos. Porcentajes determinados en la fracción 100-250 μm .

Table 4. Mineralogical description of modal profiles of the studied series in the loessial plain with caldén forest (Az: Arizona; LF: La Felicidad; IF: Ingeniero Foster; An: Anchorena). Trizas: volcanic glass shards; Pes: heavy minerals; Alte: alterites; Fel K: potassium feldspar; Plag: plagioclases; Cz/Feld: quartz/feldspars ratio. Percentages determined in the 100-250 μm fraction.

Minerales	Trizas	Pes	Alte	Cuarzo	Fel K	Plag	Cz/feld
Az 1 Ap	58	1	-	4	27	10	1:9,3
2A	8	6	3	14	55	14	1:4,9
2AC	7	6	5	13	58	11	1:5,3
2Ck	10	7	3	13	57	10	1:5,2
Az 2 Ap	42	4	2	8	39	5	1:5,5
2A	14	7	6	14	52	7	1:4,2
2ACk	11	9	9	15	47	9	1:3,7
2Ck	9	10	11	19	46	5	1:2,7
LF Ap	26	5	19	6	31	13	1:7,3
2Ak	7	9	14	6	51	13	1:10,7
2ACk	13	7	5	5	53	17	1:14,0
2C	9	8	10	4	53	16	1:17,3
IF Ap	38	3	2	12	31	10	1:3,4
2A	6	5	20	11	42	16	1:5,3
2AC	6	6	17	7	59	5	1:9,1
2C	6	6	15	18	42	13	1:3,1
An Ap	27	4	7	5	42	15	1:11,4
A2	8	6	8	14	48	16	1:4,6
AC	14	7	9	5	48	17	1:13,0
C	10	5	5	6	57	17	1:12,3
Ck2	12	7	4	14	54	9	1:4,5

tados cristaloclastos de apatita. Por otro lado, la baja relación cuarzo/feldespatos (cuarzo/feldespatos K + plagioclasas), indican un débil grado de madurez mineralógico y corrobora el escaso desarrollo edafogenético del suelo.

Como rasgo destacable en todos los suelos es la abundancia de feldespato potásico, que en el horizonte superior se encuentra entre 27 y 42% y en los subyacentes entre 42 y 59%. Esta composición mineralógica concuerda con la mencionada por Zárate y Tripaldi (2012), como una mezcla de materiales procedentes de rocas metamórficas y graníticas de las Sierras Pampeanas y de la cordillera de los Andes. El horizonte Ap presenta en forma general para todos los perfiles entre un 42 a 60% de material epiclástico y un 40 a 58% de cenizas volcánicas.

II. Áreas deprimidas dentro de la planicie loésica con bosque de caldén

Son antiguas lagunas, desecadas en forma natural, hoy grandes bajos, como por ejemplo Bajo de las vacas, laguna La verde y Las Taperas. En estas depresiones, la ceniza volcánica puede llegar a tener espesores variables de hasta 15 cm y en la provincia de La Pampa hay espesores de 20 cm cerca de la estación La Maruja. Los bajos no son extensos ni numerosos y los suelos son Torrip-

sament típicos y ácuicos (INTA-Gobierno de la Provincia de San Luis, 1991) con una distribución heterogénea, por ello en las cartas de suelos se los señala como una unidad cartográfica de *complejo*. Actualmente estas tierras se aprovechan para cultivos anuales o solamente como campos naturales de pastoreo.

Estas antiguas lagunas se alimentaban del agua pluvial ya que la capa de agua freática se encuentra por debajo de 100 m de profundidad y por lo general son sumamente saladas. Lucio V. Mansilla en 1869 se refirió a la laguna La Verde, como “*Hermosa laguna de agua dulce*”, esta misma laguna según los pobladores se terminó de secar en 1965. La laguna La Verde era el último y más próximo descanso hacia el *aduar* de los indios Ranqueles, en los alrededores de la laguna Leuvucó (“*agua que corre en araucano*”), hoy tierras que pertenecen a la estancia San Juan, situada a 15 km al norte de la ciudad de Victorica en la provincia de La Pampa.

Asimismo dentro de la planicie loésica con bosque de caldén se encuentran numerosas cubetas de deflación de diferentes tamaños. En una de ellas con un tamaño aproximado de 40 m de diámetro (**Fig. 20**) a escasos km del municipio de Arizona fue encontrada una deposición ex-



Figura 20. Vista de la cubeta de deflación.

Figure 20. View of the deflation basin.

cepcional de ceniza que posee hasta 60 cm de espesor enterrada por sedimentos eólicos más modernos. Una vista detallada del perfil se observa en la **Fig. 21a** donde es posible observar varias capas de tefra depositadas (**Fig. 21b**). La primera comprende 3 capas de ceniza (2C) con un espesor de 3 cm aproximadamente cada una de ellas y con color gris claro (10 YR 7/1). La segunda (3C) comprende varias capas con idénticos colores que las tres primeras y un espesor entre 25 a 30 cm. Ambas fueron removilizadas en días posteriores a la erupción del Quizapú. La más profunda (4C) con color blanco (10 YR 8/1) de aproximadamen-

te 10 a 15 cm de espesor fue depositada el primer día que ocurrió la caída de la tefra. Estas capas fueron enterradas por un sedimento moderno de 30 cm de espesor.

III. Planicie medanosa con pastizales

En esta área pueden encontrarse algunos sectores con suelos libres de ceniza a simple vista. Pero por lo general se encuentran mezcladas con material epiclástico y a veces de difícil discriminación a simple vista, por haber actuado la erosión eólica. Podemos sintetizar agrupando del

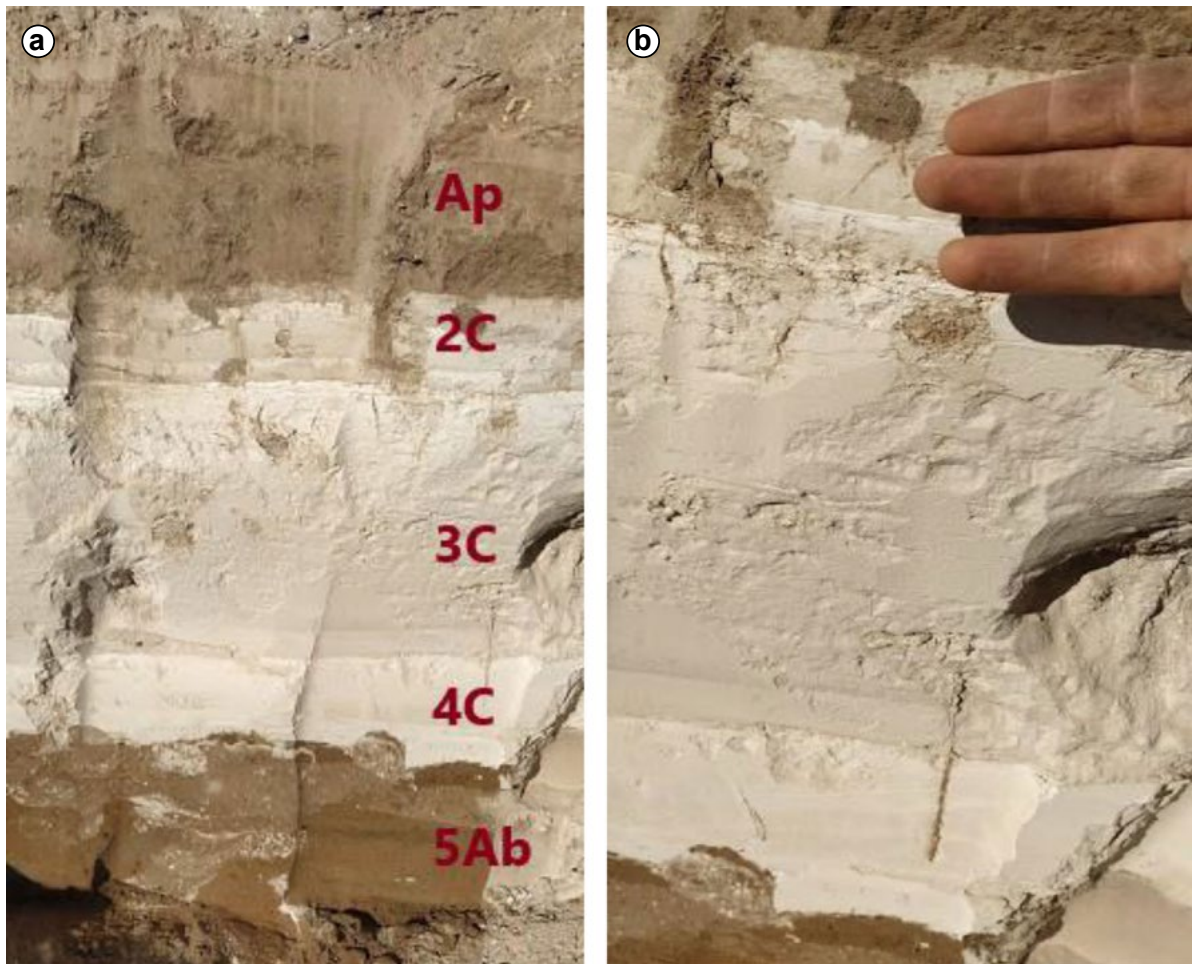


Figura 21. Caso excepcional de espesor de la ceniza volcánica en una cubeta de deflación cercana al municipio de Arizona: a) vista del perfil (secuencia de horizontes: Ap, 2C, 3C, 4C, 5Ab); en el último horizonte y fondo del perfil se observa ceniza removilizada por bioturbación; b) vista detallada de las capas de ceniza.

Figure 21. Exceptional thickness of volcanic ash in a deflation basis near Arizona Municipality: a) horizon sequence of the profile: Ap, 2C, 3C, 4C, 5A b); the lowest horizon at the bottom exhibits ash disturbed by bioturbation; b) detail of the ash layers.

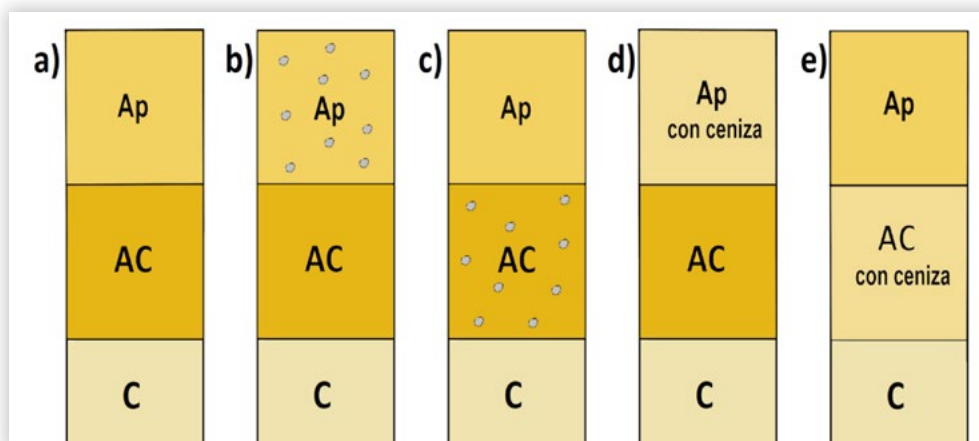


Figura 22. Perfiles más frecuentes en la planicie medanosa con pastizales: a) perfiles con horizontes A y AC sin ceniza; b) horizonte superficial A con núcleos de ceniza en todo su espesor o solamente en la base del A (generalmente por bioturbación); c) Horizonte AC con núcleos de ceniza, en este caso el horizonte A es un sedimento eólico muy reciente, sin ceniza a simple vista; d) Horizonte superficial A con ceniza mezclada y e) horizonte AC con ceniza mezclada, el horizonte A es un sedimento eólico posterior a la caída de la ceniza volcánica y sin ceniza visible a simple vista.

Figure 22. More frequent profiles in the dune plain with grasslands: a) profiles with A and AC horizons without ash; b) upper A horizon with ash nuclei throughout or only at the base (generally due to bioturbation), c) AC horizon with ash nuclei where the A horizon is a very recent sediment without visible ash; d) upper A horizon with mixed ash; e) AC horizon with mixed ash, the A horizon is a sediment deposited after the ashfall and without visible ash.

siguiente modo las formas reconocidas de la presencia de ceniza volcánica mezclada por bioturbación y/o con material epiclástico por procesos eólicos, dentro de los perfiles (Fig. 22).

Excepcionalmente se encuentra la tefra en forma de bandas para lo cual es válido lo mencionado

para la planicie loésica con bosque de caldén en cuanto a la descripción y análisis de los perfiles de suelos (corte de una loma Fig. 23). En este caso, la capa de ceniza fue enterrada por un depósito de sedimentos modernos con un espesor promedio de 23 cm.



Figura 23. Corte de camino (1 km al este de Polledo por Ruta Nacional 188) donde se observa una tefra continua que se extiende a lo largo de 40 m de la loma de la duna.

Figure 23. Roadcut (1 km to the east of Polledo along National Route 188) showing continuous tephra extending along 40 m from the dune crest.

Este sector comprende suelos bajo régimen de humedad árido. En cuanto a la vegetación, comprende pastizales de paja de las vizcacheras y paja blanca con isletas de chañar (*Geoffroea decorticans*) alternando con caldenes aislados y algarrobos (*Prosopis spp.*). Además, se presentan olivillares (*Hyalis argentea*) con pasto escoba (*Schizachyrium plumigerum*), también roseta (*Cenchrus pauciflorus*) y tupe (*Panicum urvilleanum*) (Fig. 24).

La fisonomía cambia en la parte occidental limitando con la provincia de Mendoza cuyo límite es el complejo Río Salado-Desaguadero, en donde se encuentran un arbustal de jarilla (*Larrea spp.*) con algarrobales (*Prosopis spp.*) y pajonal de paja vizcachera.

De acuerdo con las cartas de suelos del sector, las planicies medanosas con ceniza estarían ocupadas:

a) al este y en vecindad de la planicie loésica en la parte sur predominan la serie Anchorena-Ingeniero Foster y al norte predomina la serie Batavia. b) el centro del sector estaría ocupado mayoritariamente por la serie Nahuel Mapa. c) al oeste contra el complejo Río Salado-Desaguadero, por la serie Río Salado.

Serie Batavia. Son suelos comprendidos en el sector semiárido de la provincia. Es un Torripsa-

mentústico que presentan pendientes variables, menores a 3%, desde los sectores llanos de las zonas interdunales hasta el máximo en los cordones medanosos. Presentan drenaje natural excesivo, con permeabilidad muy rápida, baja capacidad de retención de humedad con la capa freática profunda. Generalmente presenta perfil sencillo tipo AC-C. Presentan bajos contenidos de arcilla (4%) limo entre 6 a 10% y el resto arenas de las cuales la fina representa el 56%. Muchos de los perfiles muestran intercalaciones de ceniza volcánica. Se dedican a ganadería de tipo extensiva (INTA-Gobierno de la Provincia de San Luis, 1992a).

En la Fig. 25 se observa un perfil con dos episodios depositacionales de sedimentos posteriores a la caída original de la ceniza. El primero con un espesor de 18 cm mientras el segundo con un espesor de 13 cm. La ceniza se presenta en bandas con un espesor de 4 cm y en la mayoría de los casos mezclada.

Serie Nahuel Mapa. Los suelos de esta serie se desarrollan en áreas medanosas muy onduladas con pendientes hasta el 2%. Corresponden a un Torripsament típico. Son excesivamente drenados, de permeabilidad muy rápida y baja retención hídrica, con poco desarrollo del perfil (tipo AC-C) de textura arenosa, con contenidos de arcilla del

Figura 24. Vista de la planicie medanosa con pastizales.

Figure 24. View of the dune plain with grasslands.



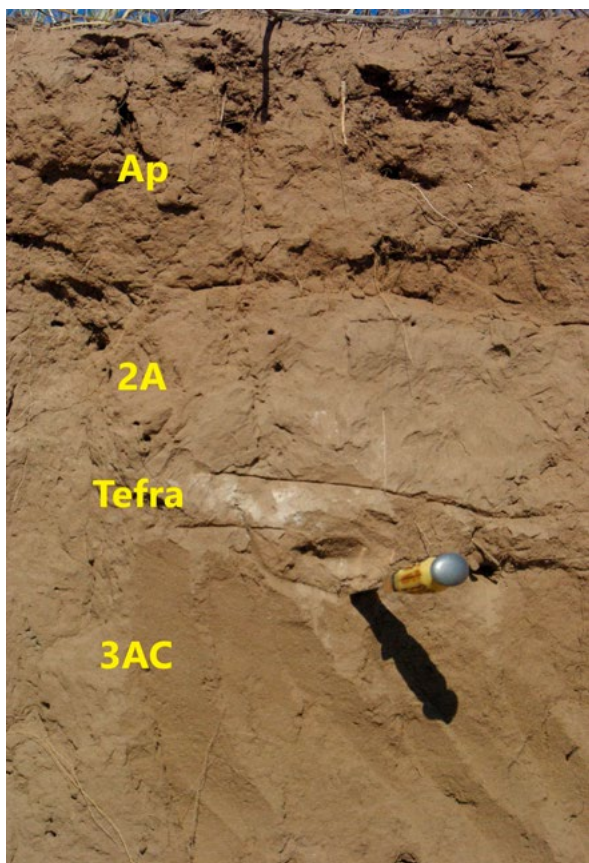


Figura 25. Perfil de suelo de la serie Batavia. El marcador señala la base de la tefra. Secuencia de horizontes: Ap, 2A, tefra, 3AC.

Figure 25. Soil profile of “Batavia” series. Marker at the tephra base. Horizons sequence: Ap, 2A, tephra, 3AC.

2%, limo entre 6-9% y el resto arenas de la cual la arena fina comprende entre un 60 a 70%. Se dedican a pastoreo extensivo y la carta de suelo no menciona la presencia de ceniza (INTA-Gobierno de la Provincia de San Luis, 1992a), posiblemente erosionada eólicamente.

Se conoce que la ceniza volcánica es un abrasivo muy activo (dureza 5) (Narváez Porras & Cano Valle, 2004) que potencia al de la arena. Los pobladores de la localidad de Unión afirman que después de depositada la ceniza sobre los campos del área que cubrió los pastizales, el ganado vacuno en su mayoría a los seis meses perdió las piezas dentarias. Asimismo, indican que al norte de la localidad mencionada las piezas dentarias de los vacunos se conservan bien hasta 8 años en los suelos

sin ceniza, mientras que al sur en suelos con ceniza solamente hasta los 6 años. Este efecto de abrasión dentaria también fue estudiado por Wilson *et al.* (2013), en la erupción del Complejo volcánico Puyehue-Cordón Caulle del 2011.

Serie Río Salado. Estos suelos se encuentran limitando con la provincia de Mendoza en una franja de unos pocos km. Corresponden a un Torripsament típico. Poseen textura arenosa franca, con contenidos de arcilla del 5%, limo 10% y el resto arenas de las cuales la arena fina totaliza un 50%. Son suelos excesivamente drenados, de permeabilidad rápida y escurrimiento lento, con calcáreo aproximadamente a los 25 cm. Son pocos desarrollados y con ceniza en el horizonte superior en listas de menos de 3 cm o en formas de pequeños núcleos, y se dedican a ganadería de tipo extensiva (INTA-Gobierno de la Provincia de San Luis, 1992b).

IV. Planicie loésica con monte bajo y pajonales

Este sector es pequeño y se ubica en la parte occidental limitando con la provincia de Mendoza, bajo régimen de humedad arídico y comprende un monte bajo de jarilla (*Larrea spp*) o de algarrobo (*Prosopis flexuosa*), en ambos casos con pajonales de paja vizcachera dominante. La ceniza volcánica se presenta mezcladas con material epiclástico, generalmente de difícil discriminación a simple vista, por haber actuado la erosión eólica. Poseen la misma distribución de formas reconocidas de ceniza dentro del perfil que las planicies medanosas con pastizales (Fig. 22). El relieve es ondulado encontrándose la serie Alto Negro.

Serie Alto Negro. Los suelos de esta serie presentan un material originario eólico de textura areno franco con calcáreo en su masa. Es un Torriortent típico. El contenido de arcilla es del 6%, limo 16% y el resto arenas, la fina totaliza el 53%. Las pendientes no superan el 1%, son suelos excesivamente drenados, de baja retención de humedad y poseen capa freática profunda. El calcáreo aparece a los 20 cm y el horizonte Ck se expresa antes de los 50 cm, y se utilizan

para pastoreo extensivo (INTA-Gobierno de la Provincia de San Luis, 1992b).

Propiedades morfológicas, físicas y químicas de las series de las planicies medanosas con pastizal y planicie loésica con monte bajo y pajonales.

En la **Tabla 5** se presentan algunas propiedades morfológicas, físicas y químicas de los perfiles de estos ambientes.

El primer horizonte presenta colores claros, sobre todo en seco, que indica la ceniza volcánica mezclada, y se encuentra débilmente estructurado. Se puede observar que son de texturas areno franca a arenosas, con contenidos de materia orgáni-

ca menores al 1%. Sus valores de pH varían desde neutros a ligeramente alcalinos, aumentando en profundidad, donde en muchos casos se presenta carbonatos de calcio diseminado en la masa. No presentan rasgos de salinidad. La diferenciación pedológica es mínima, solo apreciable a veces por un ligero aumento de materia orgánica y estructura en bloques débiles en el horizonte superior.

Granulometría de las series de la planicie medanosas con pastizales y planicie loésica con monte bajo y pajonales

En este ambiente, las series Ingeniero Foster y Anchorena que también pertenecen a las planicies loési-

Tabla 5. Propiedades morfológicas, físicas y químicas seleccionadas de los perfiles de suelos del área planicies medanosas con pastizales (Series Batavia, Nahuel Mapa y Río Salado) y planicie loésica con monte (Serie Alto Negro).

Table 5. Selected morphological, physical and chemical properties of soil profiles from the dune plains with grasslands (Batavia, Nahuel Mapa and Río Salado series) and the loessial plain with shrubland (Alto Negro series).

Horizontes	Profund. (cm)	Límite (tipo/ forma)	Color		Estructura (tipo, clase, grado)	Consistencia		Clase textural	Granulometría			CO (%)	pH (1:2,5)	Resist Ohms cm ⁻¹	CaCO ₃ (%)
			Seco	Húmedo		Seco	Húm		Arena	Limo	Arcilla				
Torripsament ústico, familia mixta, térmica, Serie Batavia															
AC	0-23	Gr/-	10YR 5/3	10YR 3/3	BS m d→Gs	Su	Fr	aF	85,64	10,04	4,32	0,35	6,8	11772	0,19
C1	23-140	Gr/-	10YR 6/3	10YR 4/3	Gs	Su	Fr	a	90,77	5,9	3,33	0,08	7,6	9320	0,36
C2	+140		10 YR 6/3	10YR 4/3	Gs	-	-	a	-	-	-	-	-	-	-
Torripsament típico, familia mixta, térmica, Serie Nahuel Mapa															
AC	0-30	Gr/pl	10YR 5/3	10YR 3/4	BS m d→Gs	-	Fr	a	87,78	9,98	2,24	0,24	6,5	8550	0,09
C	+ 30	-/-	10YR 5/3	10YR 3/4	Gs	-	-	a	92,66	6,32	1,02	0,08	7,3	11970	0,25
Torripsament típico, familia mixta (calcárea), térmica, Serie Río Salado															
Ap	0-23	Ab/-	10YR 6/2	10YR 3/2	BA m d	Su	Fr	aF	83,2	12,6	4,2	0,42	7,0	-	-
AC	23-50	Gr/-	10YR 6/3	10YR 3/3	BS g d	Su	Fr	aF	82,8	10,0	7,2	0,26	8,0	-	-
Ck	+50	-/-	10YR 5/3	10YR 3/4	Gs	Su	Fr	aF	85,0	11,5	3,5	0,23	8,8	-	1,9
Torriortent típico, familia franca gruesa, mixta, térmica, Serie Alto Negro															
Ap	0-20	-/-	10YR 5/3	10YR 4/3	BS m d	-	Fr	aF	76,52	17,69	5,79	0,46	7,92	6408	0,58
ACk	20-45	-/-	10YR 6/3	10YR 4/3	BS m d	-	-	aF	78,16	15,77	6,07	0,40	8,20	7707	1,71
Ck	+ 45	-/-	10YR 6/4	10YR 4/4	Gs	-	-	aF	77,34	16,59	6,07	0,15	8,29	7374	1,97

Tipo de límite: Ab: abrupto; Cla: claro; Gr: gradual; Dif: difuso. Forma de límite: pl: plana. Tipo de estructura: BS: bloques subangulares; B: bloques; Gs: grano suelto; Lam: laminar. Clase de estructura: m: medio. Grado de estructura: mod: moderado; d: débil. La flecha (→) indica tendencia a otra estructura. Consistencia: Su: suelto; Bla: blando; Lig du: ligeramente duro; Fr: friable. Clase textural: FL: franca limosa; Fa: franca arenosa; F: franca; aF: areno franca; a: arenosa.

Type of boundary: Ab: abrupt; Cla: clear; Gr: gradual; Dif: diffuse. Shape of boundary: pl: smooth. Type of structure: BS: subangular blocky; B: blocky; Gs: single grain; Lam: platy. Class of structure: m: medium. Grade of structure: mod: moderate; d: weak. Arrow (→) shows tendency to other structure. Consistence: Su: loose; Bla: soft; Lig du: slightly hard; Fr: friable. Textural class: FL: silt loam; Fa: sandy loam; F: loam; aF: loamy sand; a: sand.

La ceniza del volcán Quizapú en los suelos de San Luis

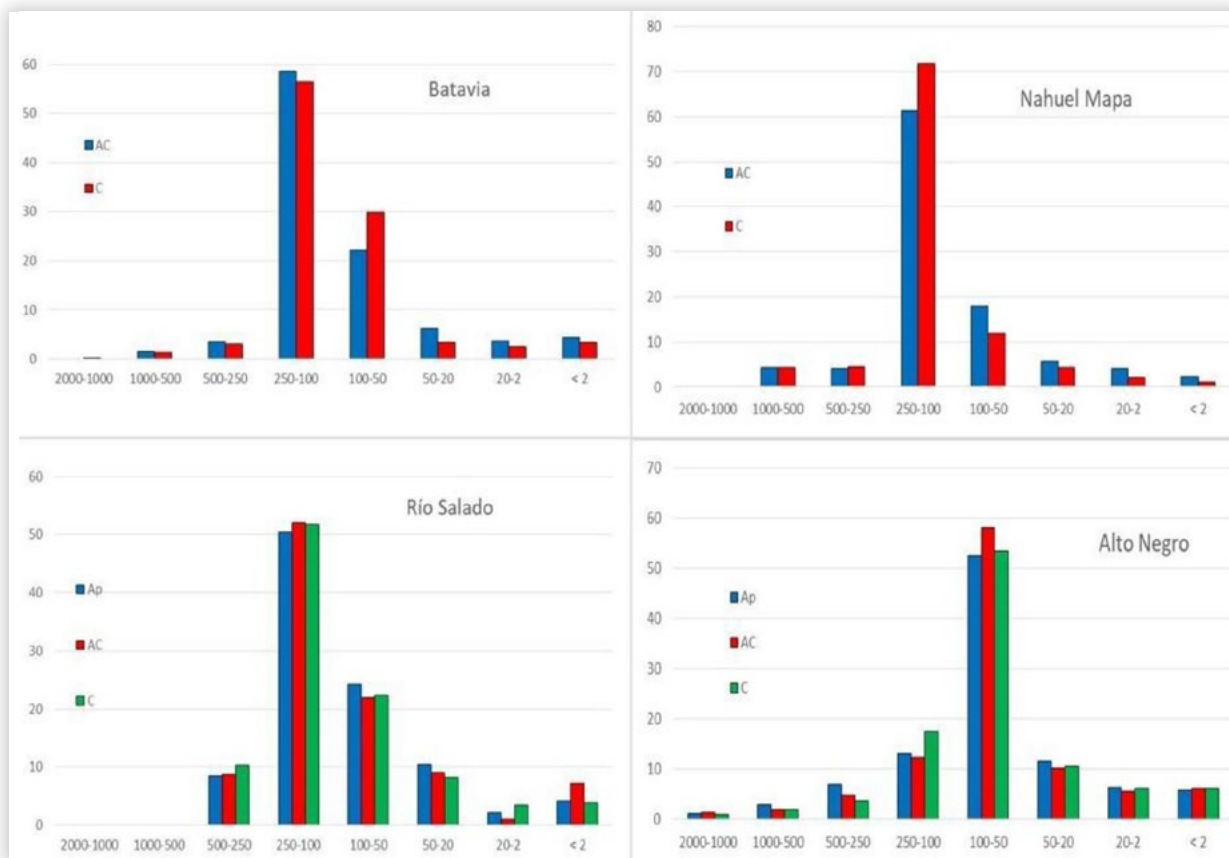


Figura 26. Histograma de distribución granulométrica. Series Batavia, Nahuel Mapa, y Río Salado de las planicies medanosas con pastizales y serie Alto Negro de la planicie loésica con monte (arena muy gruesa 1000-2000 μm ; arena gruesa 500-1000 μm ; arena media 250-500 μm ; arena fina 100-250 μm ; arena muy fina 50-100 μm ; limo grueso 20-50 μm ; limo fino 2-20 μm ; arcilla <2 μm).

Figure 26. Histogram of grain-size distribution. Batavia, Nahuel Mapa and Río Salado series located in the dune plains with grasslands and Alto Negro series in the loessial plain with forest (very coarse sand 1000-2000 μm ; coarse sand 500-1000 μm ; medium sand 250-500 μm ; fine sand 100-250 μm ; very fine sand 50-100 μm ; coarse silt 20-50 μm ; fine silt 2-20 μm ; clay <2 μm).

cas con bosque de caldén son las únicas que presentan DL entre el Ap y el horizonte subsuperficial verificables en las fracciones granulométricas arena fina, limo grueso y limo fino (ver **Fig. 19**), mientras por debajo de ellos la granulometría presenta semejanzas entre las subfracciones. Las series Batavia, Nahuel Mapa, Río Salado y Alto Negro no presentan DL (**Fig. 26**), siendo la granulometría homogénea en todo el perfil y por otra parte, los suelos poseen muy poca diferenciación pedológica.

CONCLUSIONES

La presentación descriptiva interpretativa del tema permite documentar la presencia y distribu-

ción de ceniza volcánica en el Sur de la provincia de San Luis desde el punto de vista pedológico, ya que en aspectos geomorfológicos y cronológicos se conocen numerosas precisiones.

El material piroclástico proveniente del volcán Quizapú, documentado por numerosos investigadores, se encuentra en suelos Molisoles y Entisoles, ocupando 1.550.000 ha, superficie que constituye aproximadamente el 20% del total de la provincia de San Luis. La ceniza de la erupción mencionada se depositó en gran parte de la Región Pampeana como un manto de ceniza volcánica que cubrió los suelos preexistentes con una tefra de aproximadamente 5 cm de potencia. Particularmente en el área estudiada, todavía se encuentra en los suelos, a pe-

sar de la intensa acción eólica que afecta al área en su conjunto. Hasta el momento se considera que el escaso espesor de la tefra ejerció poca influencia en la génesis de los suelos y afectó muy poco las actividades agronómicas que se desarrollaban en el sector, referentes al manejo y conservación de las tierras y los pastizales. Sin embargo, hay referencias del efecto nocivo causado en la dentadura de los bovinos y posiblemente en la emergencia de las plántulas.

Desde el punto de vista geomorfológico, los depósitos téfricos de caída se encuentran actualmente en cuatro ambientes geomorfológicos determinados: 1) la planicie loésica con bosque de caldén, 2) las áreas de cubetas y sectores ligeramente deprimidos incluidos en la planicie loésica con bosque de caldén, 3) la planicie medanosa con pastizales, y 4) la planicie loésica con monte bajo y pajonales. El espesor y morfología del depósito original ha sido modificado por procesos de epigénesis natural y antrópica. Por lo tanto, en estos ambientes el material volcánico se presenta de manera prístina o modificada por pedoturbación, como:

- a) una capa de ceniza continua intercalada en los horizontes superficiales de los suelos en su posición original y características propias.
- b) concentraciones discretas, discontinuas, irregulares y subredondeadas como pequeños núcleos, cuando ha sido parcialmente disturbada por prácticas culturales. Aún se reconocen visualmente las propiedades de la tefra.
- c) una mezcla indiferenciada de ceniza y materiales epiclásticos sólo visible microscópicamente, cuando fue disturbada por realización de desmontes para cultivo y/o removido por pisoteo del ganado y/o acción de la mesofauna.

En la zona de planicies loésicas con bosque de caldén, la información granulométrica y mineralógica muestra claramente la individualización del horizonte superior Ap, con respecto al resto del perfil. La granulometría del perfil señala DL

en la base del primer horizonte de los perfiles estudiados para las fracciones arena fina, limo grueso y limo fino en las series Arizona, Ingeniero Foster y Anchorena y arena fina en la serie Estancia La Felicidad. En cuanto a la mineralogía de la fracción arena fina, muestra altos contenidos de trizas de vidrio que indican la presencia de ceniza volcánica en el horizonte superficial. Por debajo del mismo no existen diferencias muy notorias en cuanto a la mineralogía y contenido porcentual de los minerales pesados y livianos, pero es de destacar que hay aumento de feldespatos potásicos y minerales pesados. La distribución por tamaño de partículas y la mineralogía indica que hay dos ciclos sedimentarios, cada uno con desarrollo pedológico incipiente.

En descripciones morfológicas de suelos de las pampas del oeste argentino, suele no mencionarse o hacerlo de forma general, la presencia de una tefra y/o ceniza volcánica en los mismos, posiblemente porque como se dijo, hasta ahora se considera que ese material no afectó el uso y manejo del suelo, o se lo ve como una curiosidad sedimentaria/genética. Por el contrario, en este capítulo se considera que es un rasgo destacable en los suelos, propio de la región centro oeste de la Argentina y digno de mención. Además, desde el punto de vista taxonómico habría que pensar si en determinados casos sería conveniente el uso de fases: “fase por depósitos” o “fase por cubierta mineral” en los mapas de detalle, discusión que queda planteada entre los taxónomos.

A los efectos descriptivos y analíticos de los perfiles de suelos y en base a la experiencia/observaciones de campo de los autores con respecto a la presencia de materiales piroclásticos en los suelos, se proponen tres posibilidades:

- 1) cuando la ceniza volcánica posee espesor menor de 5 cm se incorporaría a la descripción morfológica del horizonte A y se mencionaría en la descripción morfológica del suelo. La secuencia de horizontes sería: Ap (que incluye la tefra), 2A, 2AC, 2C.

- 2) cuando el espesor de la tefra es mayor de 5 cm y guarda una cierta regularidad catenaria en el paisaje se describiría por separado como una capa de sedimento, colocando el número arábigo 2 en la secuencia del perfil y dándole categoría de horizonte de suelo (C), pero indicando que es la misma serie de suelos que en el caso anterior; la secuencia de horizontes sería: Ap, 2C (tefra), 3A, 3AC y 3C.
- 3) cuando la capa de ceniza se encuentra mezclada con el sedimento superior, es conveniente identificar y mencionar su posición en la descripción morfológica; la secuencia de horizontes sería: Ap (con ceniza volcánica mezclada), A2, AC, C.

A casi 90 años de la caída de ceniza volcánica, por condiciones de aridez y semiaridez en la zona, ésta se mantiene casi intacta en algunos lugares, pudiendo reconocerse como reloj natural y servir

de referencia para cuantificar y cualificar la evolución de la erosión y sedimentación eólica, la textura, mineralogía y grado de meteorización de los minerales, etc. De esta manera, sirve como recurso para ajustar métodos de datación de intervalos de corto tiempo o simplemente, de referencia exacta para medir eventos naturales de distinta naturaleza. Eventualmente la presencia de ceniza podría potenciar la fertilidad de los suelos por poseer apatita en pequeñas cantidades y en condiciones de humedad favorables, está podría meteorizarse.

AGRADECIMIENTO:

Los autores agradecen a la Dra Perla Imbellone por los comentarios editoriales que contribuyeron a mejorar la calidad del manuscrito. También al Ing. Agr. Nicolás Villa por habernos ayudado a la toma de fotos de los perfiles de suelo y facilitado algunas de ellas.

BIBLIOGRAFÍA

- Abraham, EM & MR Prieto. 1993. Vulcanismo y procesos de desertificación en el sur de Mendoza. La erupción del Quizapú de 1932 y sus efectos ambientales. *Primeras Jornadas Nacionales de Vulcanología, Medio Ambiente y Defensa Civil*. Asociación Geológica de Mendoza-Ministerio del Interior-Ministerio de Medio Ambiente de Mendoza-Subsecretaría de Ciencia y Técnica: 45-53.
- Backlund H. 1923. Der magmatische Anteil del Cordillere von Sued Mendoza. *Acta de la Academia Aboensis, Mathematica et Physica* 2: 1-298.
- Barbosa OA. 2005. Descripción del ecosistema: el caldenal. En: Caracterización ecológica y utilización sustentable del caldenal de San Luis (Argentina). Barbosa OA & MJL Privitello (Editores). 150 p.
- Barbosa, OA; M Cantú & A Becker. 2008. Gira edafológica y programa. XXI Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo (CACs 2008), San Luis, 13 al 16 de mayo. 44p.
- Barbosa OA & MJL Privitello (Ed.). 2005. Caracterización ecológica y utilización sustentable del caldenal de San Luis (Argentina). 150 p.
- Botto, L; V Barone; ME Canafoglia; E Rovere; R Violante; MJ Gonzalez; D Gazzole & I Schalamuk. 2015. Pyroclasts of the First Phases of the Explosive-Effusive PCCVC Volcanic Eruption: Physicochemical Analysis. *Advances in Materials Physics and Chemistry*, 5:302-315. doi: 10.4236/ampc.2015.58030.
- Broquen, P; G Falbo; A Apcarián; F Candan; J Girardin & V Pellegrini. 2003. Relaciones entre las forestaciones, la erosión del suelo, y la potencialidad productiva en la transición bosque-estepa (Andinopatagonia, Argentina). *Inv. Agr., Sist. y Rec. Ftale*. 12(2): 99-110.
- Buduba, CG. 2006. Modificaciones en el pH y contenido de materia orgánica en suelos del ecotono estepa/bosque andino patagónico por implantación de pino ponderosa. Tesis Doctoral en Ciencias Agropecuarias, Buenos Aires, Argentina. Escuela para Graduados Alberto Soriano. Facultad de Agronomía, Universidad de Buenos Aires. 160 pp.
- Bustos-Navarrete J. 1934. Estudio sobre la crisis volcánica de la cordillera de los Andes. Exploraciones aéreas sobre el Volcán Quizapú en erupción. Ed. Soc. Imp. y Lit. Universo, Santiago, Chile. 19 p.

- Cerda-Schuyler L. 1934. Volcán Quizapú. Imp. Jordán y Prats Ltda. 37 p.
- Díaz-Zorita M & N Peinemann. 1993. Dinámica del fósforo en cenizas de los volcanes Quizapú y Hudson y su contenido de nutrientes. *Rev. de la Fac. de Agronomía*, La Plata. 69(1): 31-36.
- Ewart A. 1963. Petrology and petrogenesis of the Quaternary pumice ash in the Taupo Area, New Zealand. *Journal of Petrology* 4(3): 392-431.
- Fariás Vega C. 2018. Columna de sismología: El Quizapú, la erupción más grande del Chile republicano. <https://www.latercera.com/tendencias/noticia/columna-sismologia-quizapu-la-erupcion-mas-grande-del-chile-republicano/136044/>.
- Fernández-Turiel, JF; J Saavedra; F Ruggieri; D Gimeno; FJ Perez-Torrado; A Rodríguez-González; LD Martínez; R Gil; MT García-Valle; E Polanco & G Galindo. 2012. Geoquímica de cenizas volcánicas a lo largo de dos transectas en Sudamérica: implicaciones ambientales. *GeoTemas* 13 CD 07-257 O. 4 pp.
- Fierstein, J; PE Bruggman; AJ Bartel; KC Stewart; JE Taggart Jr.; RE Drake & W Hildreth. 1989. Chemical analyses of rocks and sediments from central Chile. U.S. Geological Survey, Open file Report 89-78, 13 p. <http://pubs.usgs.gov/of/1989/0078/report.pdf>.
- Finocchiaro JM. 2011. Propiedades físicas y químicas del volcán Chaitén en una transecta Oeste-Este. Tesis de Grado en Ingeniería Forestal, Facultad de Ingeniería. U.N.P.S.J.B., Esquel, Chubut, Argentina. 47 pp.
- Forman, SL; A Triopaldi & PL Ciccioli. 2014. Eolian sand sheet deposition in the San Luis paleodune field, western Argentina as an indicator of a semi-arid environment through the Holocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 411: 122-135.
- Fuenzalidas Villegas H. 1943. El Cerro Azul y el volcán Quizapú. Estudios sobre el Volcanismo de la Cordillera de Talca. *Boletín Mus. Hist. Natur.* 21: 37-53.
- González Ferrán O. 1993. Principales erupciones volcánicas en los Andes meridionales. Fuentes potenciales de peligros naturales y su impacto en el medio ambiente. *Primeras Jornadas Nacionales de Vulcanología, Medio Ambiente y Defensa Civil*. Asociación Geológica de Mendoza-Ministerio del Interior-Ministerio de Medio Ambiente de Mendoza- Subsecretaría de Ciencia y Técnica: 11-19.
- González-Ferrán O. 1995. Volcanes de Chile. Instituto Geográfico Militar, Santiago, 640 pp.
- González Ferrán O & M Vergara Martínez. 1962. Reconocimiento geológico de la Cordillera de los Andes entre los paralelos 35 y 38 sur. *Anales de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas*, 19(19): 19-121.
- Groeber P. 1929. Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. Dir. Gral. de Minas, Geología e Hidrología, Buenos Aires, Pub. N° 58 109 pp.
- Hildreth W & RE Drake, 1992. Volcan Quizapú, Chilean Andes. *Bulletin of Volcanology* 54 (2): 93-125.
- Imbellone PA & MA Camilión. 1988. Characterization of the buried tephra layer in soils in Argentina. *Pédologie* 28: 155-171.
- Imbellone PA & ME Teruggi. 1993. Paleosols in loess deposits of the Argentine Pampas. *Quat. Int.* 17: 49-55.
- Infopico 2019. Crónicas de La Pampa: Oscuridad y misterio durante la histórica lluvia de ceniza volcánica en 1932. <https://www.infopico.com/2019/06/30/cronicas-de-la-pampa-oscuridad-y-misterio-durante-la-historica-lluvia-de-ceniza-volcanica-en-1932/>. Consultado 20 de febrero de 2020.
- INPRES (Instituto Nacional de Prevención Sísmica). 2016. Volcanes andinos Argentino-Chilenos. Erupciones más significativas de los últimos 80 años. 11 pp.
- INTA (Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria) – Gobierno de la Provincia de San Luis. 1991. Carta de suelos de la República Argentina. Hoja Arizona. 102 p.
- INTA (Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria) – Gobierno de la Provincia de San Luis. 1992a. Carta de suelos de la República Argentina. Hoja Buena Esperanza. 76 p.
- INTA (Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria) – Gobierno de la Provincia de San Luis. 1992b. Carta de suelos de la República Argentina. Hoja Martín de Loyola y Varela. 76 p.
- Kilian, R; M Hohner; H Biester & HJ Wallrabe-Adams. 2003. Holocene peat and lake sediment tephra record from the southern most Chilean Andes (53-55°S). *Revista Geológica de Chile* 30 (1): 23-37.

La ceniza del volcán Quizapú en los suelos de San Luis

- Kittl E. 1933. Estudio sobre los fenómenos volcánicos y material caído durante la erupción del Grupo del “Descabezado”, en los meses de abril de 1932. *Anales del Museo Nacional de Historia Natural “Bernardino Rivadavia”*, Buenos Aires, tomo XXXVII, Mineralogía y Geología, Publ. N° 13: 321-364.
- Kreutz S & M Jurek. 1932. Cendres volcaniques tombées en Avril 1932 á Buenos Aires. *Polskiego Towarzystwo Geologiczna Rocznik (Krakow)* 8: 316-330.
- La Manna, L; Tarabini M & F Gómez. 2018. ¿Son las plantaciones una herramienta para mitigar áreas degradadas? Una mirada desde el suelo. En *Restauración ecológica en la diagonal árida Argentina 3 / V Massara Paletto; coordinación general et al.* Ed, por G Buono; C Gonzalez & N Ciano. – 1^{ra} edición especial - Guaymallén: Eduardo Enrique Martínez Carretero: 150-161.
- Larsson W. 1936. Vulkanische asche vom ausbruch des chilenischen vulkans Quizapú (1932) in Argentina *Gesammelt. Bull. of the Geol.Instit. of Upsala*. 26: 52.
- Leonard, GS; TM Wilson; C Stewart; D Johnston; PJ Baxter; EI Rovere & G Villarosa. 2009. Lessons learned from the May 2008 to present eruption of volcan Chaitén, Chile. Emergency Management, evacuation, welfare and recovery. En: *Geological Society of America, Annual Meeting 2009, Portland (Oregon, USA). Session on Risks and Realities: Current Advances in Understanding Societal Risk and Resilience to Natural Hazards II*. Abstracts, Paper N° 164-12.
- Losada, D; L Orquín; M Delgado; EG Gabutti & JA Bertón. 1983. Intercepción de las precipitaciones y su distribución en una comunidad de bosque de caldén (*Prosopis caldenia* Burk.) *IDIA*. Sup. 36: 115-119.
- Martin, RS; SFL Watt; DM Pyle; TA Mather; NE Matthews; RB Georg; JA Day; T Fairhead; MLI Witt & BM Quayle. 2009. Environmental effects of ashfall in Argentina from the 2008 Chaitén volcanic eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 184: 462-472.
- Narváez Porras O & F Cano Valle. 2004. Cenizas volcánicas. Contaminación ambiental. *Rev Inst Nal Enf Resp Méx.* 17(3): 232-238.
- Newhall CG & S Self. 1982, The volcanic explosivity index (VEI): An estimate of explosive magnitude for historical volcanism: *Journal of Geophysical Research*, 87: 1231–1238, <https://doi.org/10.1029/JC087iC02p01231>.
- Orquín, L; D Losada; M Delgado; EG Gabutti & JA Bertón. 1983. El estado de degradación de la vegetación en un área del bosque de caldén (*Prosopis caldenia* Burk.). *IDIA*. Sup. 36: 224-230.
- Pastore F. 1933. Diario La Prensa 13 de abril de 1933.
- Powers, HA & RE Wilcox. 1964. Volcanic ash from Mount Mazama (Crater Lake) and from Glacier Peak. *Science* 144: 1334-1336.
- Romero JE & P Arias A. 2011. En el expediente: el volcán Quizapú y la erupción histórica más grande de Chile. *Pyroclastic Flow, Jour. of Geology*, 1(1): 9-11.
- Rovere, EI; RA Violante & J Mendía. 2006. The Argentine volcanoclastic stratigraphy: regional framework and multidisciplinary approach for its study and mapping. E-ICES 2, Malargüe, Mendoza, Volumen final: 47-56.
- Rovere, EI; RA Violante; E Rodriguez; A Osella & M de la Vega. 2012. Tephrology of the 1932 eruption of the Quizapú volcano in the region of Laguna Llancanelo, Payenia (Mendoza, Argentina). *Latin Amer. Jour. of Sed. and Basin Anal.* 19(2): 125-149.
- Rubio, G; F Pereyra & M Taboada. 2019. Soils of the Pampean Region. En *Soils of Argentina* editado por G. Rubio, R. Lavado & F. Pereyra. Springer International Publishing. doi 10.1007/978-3-319-76853-3. pp 81-100.
- Ruprecht P; GW Bergantz; KM Cooper & W Hildreth. 2012. The crustal magma storage system of Volcan Quizapú, Chile, and the effects of magma mixing on magma diversity. *Jour. of Petrology* 53 (4): 801-840.
- Smithsonian Institution. 2012. Global Volcanism Program, <http://www.volcano.si.edu/world/list.cfm>.
- Smithsonian Institution. 2020. Cerro Azul: Summary. Global Volcanism Program, <http://volcano.si.edu/volcano.cfm?vn=357060&vtab=Subfeatures>. Consultado 9 de abril de 2020.
- Stern, CS; H Moreno; L López-Escobar; JE Clavero; LE Lara; JA Naranjo; MA Parada & MA Skewes. 2007. Chapter: 5 Chilean Volcanoes. In book: *The Geology of Chile*, Chapter: 5, Publisher: Geological Society of London, Editors: Teresa Moreno Wes Gibbons, DOI: 10.1144/GOCH, pp.147-178
- Soil Science Division Staff. 2017. Soil Survey Manual, U.S. Department of Agriculture Handbook No. 18, Washington, Estados Unidos. 603 p.
- Soil Survey Staff. 2014. Keys to Soil Taxonomy, 12th ed. USDA-Natural Resources Conservation Service, Washington, DC. 360 p.

- Teruggi ME. 1982. Diccionario Sedimentológico. V 1. Rocas Clásticas y Piroclásticas, Ediciones Científicas Argentinas. Librart. Bs.As.
- Tripaldi A & SL Forman. 2010. Landscape of lakes formed in parabolic and blowout dunes, San Luis province, central Argentina. In: *VII International Conference Aeolian Research* (July 2010). Abstracts, Volume 84, Santa Rosa.
- Tripaldi, A; MA Zárate; SL Forman; T Badger; ME Doyle & P Ciccioli. 2013. Geological evidence for a drought episode in the western Pampas (Argentina, South America) during the early –mid 20th century. *The Holocene* 23(12):1731-1746. DOI: 10.1177/0959683613505338.
- Tripaldi A & MA Zarate. 2014. A review of Late Quaternary inland dune systems of South America east of the Andes. *Quat. Inter.*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2014.06.069>.
- USGS (United States Geological Survey). 2020. Principal Types of Volcanes. (HTML) (en inglés). Consultado el 9 de abril de 2020. <https://pubs.usgs.gov/gip/volc/types.html>.
- Walker GPL. 1981. Plinian eruptions and their products. *Bulletin of Volcanology* 44(3): 223-240.
- Watt, SFL; DM Pyle; TA Mather; RS Martin & NE Matthews. 2009. Fallout and distribution of volcanic ash over Argentina following the May 2008 explosive eruption of Chaitén, Chile. *Journal of Geophysical Research* 114: B04207, doi 10.1029/2008JB006219.
- Wilcox R. 1959. Some effects of Recent Volcanic Ash fall with special reference to Alaska. *Geological Survey, Bulletin* 1028-N. Washington D.C.
- Wilson, TM; GS Leonard; C Stewart; G Villarosa; EI Rovere; PJ Baxter; D Johnston & SJ Cronin. 2009. Impacts on Critical Infrastructure following the May 2008 Chaitén Eruption in Patagonia, En: *Geological Society of America, Annual Meeting 2009*, Portland (Oregon, USA). Session on Risks and Realities: Current Advances in Understanding Societal Risk and Resilience to Natural Hazards II. Abstracts, Paper N° 164-10.
- Wilson, T; V Outes; C Stewart; H Bickerton; P Baxter; G Villarosa & E Rovere. 2013. Impacts of the June 2011 Puyehue-Cordón Caulle volcanic complex eruption on urban infrastructure, agriculture and public health. GNS Science Report 2012/20. <https://www.gns.cri.nz/static/pubs/2012/SR%202012-020%20Print%20Copy.pdf>
- Wulff AH. 2003. Composite Chemostratigraphy of Lavas From the Casitas Shield, Descabezado Grande-Cerro Azul Volcanic Complex, Chilean Andes. *32 American Geophysical Union, Fall Meeting*. p. 7.
- Zárate MA & A Tripaldi. 2012. The aeolian system of central Argentina. *Aeolian Research*, 3: 401–417.

Modelos composicionales y áreas de distribución de los aportes volcánicos en los suelos de la Pampa Norte (Argentina) en base a la mineralogía de arenas

Héctor J. M. Morrás

INTA-CIRN, Instituto de Suelos, (Hurlingham, provincia de Buenos Aires).

Autor de contacto: morras.hector@inta.gob.ar - hmorras@gmail.com

Resumen

El material parental de los suelos de la Región Pampeana se halla constituido por sedimentos loésicos (loess típico y loess arcilloso hacia el este de la región y por loess arenoso y arenas eólicas hacia el oeste) depositados durante el Pleistoceno tardío-Holoceno. La composición fundamentalmente volcánoclastica de estos sedimentos se considera proveniente de las fuentes del norte de la Patagonia y del oeste del país. Sin embargo, algunos trabajos sobre suelos de la Pampa Norte han revelado también la existencia de otros aportes de diverso origen, cuantitativamente importantes, que han permitido poner de relieve la heterogeneidad mineralógica de los sedimentos superficiales y sugieren una gran complejidad de las condiciones paleoambientales y de los procesos sedimentarios en esta región. En el presente trabajo se procesaron datos correspondientes a la mineralogía de la fracción arena (62-246 μm) de todos los horizontes de 67 perfiles de suelo del noreste de la región, abarcando fundamentalmente la Pampa Ondulada y sectores vecinos de la Pampa Llana Santafesina, de la Pampa Deprimida y de la Pampa Arenosa. Dado que en el sector central se contaba con pocos perfiles completos la información fue complementada con los datos mineralógicos de otras 117 muestras de horizontes BC o C localizados en la misma. Los datos cuantitativos de minerales de las fracciones liviana y pesada de tres horizontes de suelo de cada perfil a distintas profundidades (horizontes A, B y C o BC) fueron representados cartográficamente. Esta representación permitió observar variaciones espaciales y delimitar unidades cuya morfología difiere según el mineral y el horizonte de suelo considerados, indicando la existencia de discontinuidades laterales y verticales en el material parental de los suelos. Por otro lado, el análisis detallado de los principales componentes de las fracciones liviana (cuarzo, vidrio volcánico, plagioclasas, feldespatos y fragmentos líticos) y pesada (% de minerales pesados, piroxenos, anfíboles y micas) de todos los horizontes de los 67 perfiles de suelo permitió: 1) constatar la existencia de diversas combinaciones en la composición mineralógica e identificar 12 tipos de perfiles o “modelos mineralógicos” incluyendo dos variantes, caracterizados por la diferente distribución vertical de minerales mayoritarios y/o significativos por su proveniencia. Estos “modelos” son comunes a un cierto número de perfiles. Algunos de estos tienen una distribución geográfica acotada, en tanto otros son más ubicuos y se presentan en distintas zonas. 2) mostrar la yuxtaposición muy cercana de “modelos mineralógicos” muy disímiles entre sí. De acuerdo a la predominancia y/o asociación espacial de estos “modelos” mineralógicos se distinguieron 7 “zonas mineralógicas” en el área estudiada, que presentan también alguna relación con diferentes ambientes geomórficos. Estos diferentes tipos de asociación mineral muestran en primer lugar una distribución espacial que confirma claramente la existencia de contribuciones variables pero significativas de rocas ígneas y metamórficas en la composición de los sedimentos loésicos pampeanos de este sector de la Pampa Norte, notoriamente de las Sierras Pampeanas hacia el norte de la región y de la región mesopotámica hacia el este, en tanto en el sector meridional dominan los aportes volcánoclasticos de origen andino. Además, las variaciones cuantitativas entre las distintas zonas en sus componentes de origen volcánico

(básicamente las relaciones entre vitroclastos, piroxenos y plagioclasas), así como las diferentes profundidades a las que se encuentran los máximos de estos minerales en los perfiles de suelo, indican no solo que estos aportes habrían tenido distinta intensidad sino que también sugieren que la composición y las fuentes de origen habrían sido diversas durante el período de conformación de estos depósitos en el Pleistoceno Superior-Holoceno. Por otro lado, resulta de importancia el haber puesto de relieve la heterogeneidad mineralógica vertical en casi todos los perfiles de suelo analizados. Esto indica que los horizontes C no representan exactamente la composición del material parental de los suelos de la región. Estos resultados subrayan la necesidad de considerar la variabilidad intrínseca intra- e inter-perfil de estos depósitos loésicos en el estudio de los factores de formación y de los procesos pedogenéticos de los suelos pampeanos.

Palabras clave

Loess; mineralogía de arenas; Pampa Ondulada; modelos mineralógicos; zonas mineralógicas.

Compositional models and distribution areas of volcanic contributions in soils of the Northern Pampa (Argentina) based on sand mineralogy

Extended abstract

The Pampean Region of Argentina is a vast plain in which two large sectors -the North Pampa and the South Pampa- are recognized. Besides, at a higher scale of observation and due to particularities of geomorphological features, vegetation and soils, a dozen of sub-regions are differentiated. The parent material of pampean soils is constituted by loessic sediments (typic loess and clayey loess towards the east of the region and by sandy loess and eolian sands towards the west) deposited during the late Pleistocene-Holocene. The volcanoclastic composition of these sediments is considered to come from basaltic and andesitic rocks and from the tuff deposits of northern Patagonia and the Andes, as well as direct falls of volcanic ash related to explosive events in the Andes cordillera. In line with the initial criteria of an almost exclusive or dominant source area, these sediments were considered to be mineralogically homogeneous, except for the presence of variable volcanic glass contents. However, various mineralogical and geochemical works of soils and paleosols of the North Pampa have progressively revealed the existence of compositional differences in surface sediments related to clastic contributions of diverse origin.

In the present work, data corresponding to the mineralogy of the sand fraction (62-246 μm) of all the horizons of 67 soil profiles located east of the North Pampa were processed, mainly in the Rolling Pampa sub-region and to a lesser extent in neighboring sectors of the Santa Fe Flat Pampa, the Flooding Pampa and the Sandy Pampa. Given that there were few complete profiles in the central sector of the studied area, the information was complemented with the mineralogical data of another 117 samples of BC or C horizons located in this sector. All mineralogical and soil data were taken from the existing information in the INTA Soils Institute. A preliminary analysis of sand mineralogy information of BC-C soil horizons of this region was carried out by Morrás (2003) (Fig. 1). Figure 2 illustrates how soil profiles and samples of BC-C horizons used in this work have been mapped. Figure 3 shows the geomorphological subregions in the east of the North Pampa and the location of soil profiles studied.

The quantitative data of some minerals selected from the light fraction (quartz, volcanic glass) and the heavy fraction (pyroxenes and micas) of three soil horizons of each profile at different depths (horizons A, B and C or BC) were represented cartographically (Figures 4, 7, 9 and

14). This representation allowed observing spatial variations and delimiting units whose morphology differs according to the mineral and soil horizon considered, indicating the existence of lateral and vertical discontinuities in the parent material of the soils.

On the other hand, the detailed analysis of the main components of the light fraction (quartz, volcanic glass, plagioclase, feldspars and lithic fragments) and of the heavy fraction (% of heavy minerals, pyroxenes, amphiboles and micas) of all horizons of the 67 soil profiles allowed verify the existence of various combinations in the mineralogical composition. In this way, twelve types of profiles or “mineralogical models” including two variants, characterized by the different vertical distribution of the selected minerals were identified (Tables 1 to 5, and Figures 5, 6, 8, 10, 11, 12, 13). These “models” are common to a certain number of profiles. Some of these have a limited geographical distribution, while others are more ubiquitous and occur in different areas. Also, this analysis allowed to show the close juxtaposition of “mineralogical models” very different from each other. Consequently, and according to the predominance and / or spatial association of these mineralogical “models”, seven “mineralogical zones” were distinguished in the studied area, which also have some relationship with different types of soils and geomorphic environments (Fig. 15).

The different “models” and “mineralogical zones” identified show compositional variations both in the west-east and north-south directions, clearly confirming that the loessic sediments of the North Pampa, in addition to the volcanoclastic contributions, present variable but significant contributions of igneous and metamorphic rocks from different sources. On the one hand, along the entire strip near the Paraná-Río de la Plata river axis (zones B, C, F and G), a large part of soil profiles has a lower proportion of heavy minerals, pyroxenes and volcanic glass, and higher proportions of quartz, reflecting sedimentary contributions from the Paraná basin. From a granulometric point of view, part of sediments in this strip have a finer texture than other pampean loess types, entering the category of clayey loess (Figure 16). Also, and given that the clay fraction of these sediments contains a greater proportion of smectitic clay, unlike most of the other Pampas sub-regions but similarly to the Mesopotamian Pampa, this strip is characterized by the presence of vertic Argiudolls and of Vertisols. On the other hand, and in the latitudinal sense, the northern sector, where the “mineralogical zones” C and D are located, is characterized by a greater proportion of micas and amphiboles contributed from the Córdoba Pampean mountain system. On the contrary, the southernmost latitudinal strip where E, F and G zones are found is characterized by the abundance of pyroxenes and lithic fragments, which found their origin in volcanoclastic contributions from Andean and North-Patagonian sources. In turn, the central part of the Rolling Pampa (“zones” A and B) has intermediate or transitional mineralogy between the two previous ones. Consequently, and unlike the traditional scheme that posed unicity of origin and compositional uniformity of the Pampean loess the results obtained here correspond to another sedimentological paradigm of multiplicity and heterogeneity, and suggest a greater complexity of the paleoenvironmental conditions and of sedimentary processes in this region.

Finally, the vertical mineralogical heterogeneity of many soil profiles, which is reflected in several of “mineralogical models” identified in this work, is to be highlighted. Consequently, it is clear that C horizons do not exactly represent the composition of the parent material of many soils of the region. These results also underline the need to consider the intrinsic variability of these loessic sediments when studying the factors of soil formation and the pedogenetic processes of Pampas soils.

Key words

Loess; sand mineralogy; Rolling Pampa; mineralogical models; mineralogical zones. Argentina.

INTRODUCCIÓN

En la vasta llanura de la Región Pampeana se pueden reconocer diversos ambientes en función de sus rasgos morfológicos superficiales, la litología, el clima, la vegetación y los suelos. Una síntesis de diversos esquemas propuestos por distintos autores permite distinguir claramente trece subregiones geomorfológicas principales (Pereyra, 2003; Durán *et al.*, 2011). Considerando los contrastes más evidentes, suelen diferenciarse la Pampa Norte y la Pampa Sur, aunque no hay un criterio común para marcar el límite entre ambas regiones. Para Iriondo (1994; 2010) es una línea diagonal de rumbo SSE-NNO que coincide con el río Salado en Buenos Aires y pasa por Venado Tuerto en Santa Fe y se continúa hasta Villa María en Córdoba. Según Zárate (2003) la Pampa Norte - además de la Pampa Ondulada, el sur de Santa Fe, este de Córdoba y la provincia de Entre Ríos- incluye también la Pampa Deprimida. Rubio *et al.*, (2019), al norte de la Pampa Sur, diferencian la Pampa Deprimida de la Pampa Norte. En el presente trabajo, de manera aún más esquemática ubicamos el límite entre la Pampa Sur y la Pampa Norte aproximadamente en la latitud 36°S.

Desde el punto de vista geológico, la superficie de la Pampa Norte está cubierta por depósitos eólicos primarios y secundarios de edad cuaternaria. La piedra angular del conocimiento (Teruggi *dixit*) sobre estos sedimentos fue planteada en 1925 por Frenguelli. Los numerosos trabajos posteriores han permitido establecer numerosas precisiones en la estratigrafía y distribución de los mismos, comenzando por distinguir hacia el este un cinturón de loess primarios y retrabajados, “Faja Periférica de Loess”, y hacia el oeste una amplia área cubierta por arenas eólicas, “Mar de Arena Pampeano” (Iriondo, 1994; Iriondo & Kröhling, 1995; 1996).

Esta distribución espacial de sedimentos eólicos responde a un Modelo Pampeano generado durante el Último Máximo Glacial, consecuencia de los vientos derivados del Campo de Hielo de la Cordillera patagónica. Durante el Holoceno Superior y como consecuencia de un centro anticiclónico estacionado sobre la región, estos depósitos

habrían sido erosionados y redepositados como una delgada carpeta de loess (Iriondo, 1997).

En un esquema estratigráfico simplificado, los sedimentos loésicos superficiales depositados durante el Pleistoceno Superior y correspondientes a la zona de polaridad magnética Bruhnes (Bidegain & Rico, 2004; Nabel *et al.*, 2005; Zárate & Orgeira, 2011) se los conoce como Pampeano Superior, “Bonaerense” o Fm Buenos Aires (Zárate, 2005); esta unidad ha sido denominada Fm Tezanos Pinto en Santa Fe y Entre Ríos (Iriondo, 1987; Iriondo & Kröhling, 1995; 1996). En algunos sectores ésta se encuentra cubierta parcialmente por sedimentos eólicos “postpampeanos” denominados Fm La Postrera en Buenos Aires (Fidalgo, 1990; Zárate, 2005). En las provincias de Santa Fe y Entre Ríos, Iriondo & Kröhling (1995; 1996) denominan Fm San Guillermo al delgado manto eólico superficial que se habría depositado en el Holoceno Superior. En el sur de Córdoba, Cantú (1992) correlaciona estos depósitos superficiales con la Fm Laguna Oscura. Estos sedimentos “pampeanos” y “postpampeanos” en sus diferentes facies eólicas y fluviales, además de una pequeña franja de depósitos marinos en la costa atlántica, constituyen el material parental de los suelos de la región.

La composición y origen de los sedimentos loésicos no han sido todavía suficientemente estudiados y constituyen todavía un tema controversial, aunque claros avances se han logrado en los últimos años. Siguiendo el trabajo fundamental de Teruggi (1957), existe consenso en que las principales áreas fuente de los depósitos pampeanos de limos y arenas son las rocas basálticas y andesíticas, así como los depósitos de tobas del norte de la Patagonia y la cordillera de los Andes. Inicialmente se consideró que estas partículas fueron transportadas por el viento directamente desde esas áreas (Teruggi, 1957; Sayago, 1995). Sin embargo, diferentes alternativas considerando una primera etapa de transporte fluvial de los sedimentos, los que fueron luego deflacionados de los depósitos en las llanuras aluviales que bordean la Pampa, fueron propuestas por diversos autores (González Bonorino, 1965; Zárate & Blasi, 1993; Iriondo, 1990).

Se admite que el transporte eólico promovió la selección granulométrica de los sedimentos, dado el decrecimiento progresivo del tamaño de grano desde sudoeste hacia el noreste de la Región Pampeana (Iníiguez & Scoppa, 1970; Morrás & Cruzate, 2000). Sin embargo, otros procesos pueden haber influido en esa diferenciación granulométrica espacial. Zárate & Blasi (1993) indican que una zonación previa del tamaño de grano en las llanuras aluviales del norte de la Patagonia podría haber constituido un factor de control en la diferenciación de campos de dunas y mantos loésicos de la Pampa. Por otro lado, la incorporación por caída directa de cenizas volcánicas producidas por erupciones en la zona andina jugó también un rol fundamental en la formación de los sedimentos pampeanos (Imbellone & Camilión, 1988; Zárate & Blasi, 1993). Además de la evidencia que proveen importantes eventos en los siglos XX y XXI como las de los volcanes Quizapú, Hudson, Puyehue y Chaltén de la Zona Volcánica Sur y el Lascar de la Zona Volcánica Central, estudios recientes han demostrado la ocurrencia de enormes erupciones explosivas en la zona volcánica central de los Andes durante el Holoceno medio, cuyas cenizas se habrían depositado en una amplia extensión de la región Chaqueña (Fernandez Turiel *et al.*, 2019).

En consonancia con el criterio inicial de un área fuente casi exclusiva localizada hacia el oeste y suroeste de la Región Pampeana, durante largo tiempo y en diversos trabajos se consideró que estos sedimentos eran mineralógicamente homogéneos, exceptuando el hecho de la presencia de contenidos variables de vidrio volcánico (Teruggi, 1957; Imbellone & Teruggi, 1993). Así, de acuerdo a la mineralogía de la fracción arena de los suelos, Scoppa (1976) incluye todo el ámbito de la provincia de Buenos Aires y el sur de Santa Fe en una misma y homogénea Provincia mineralógica, dando como ejemplo datos composicionales de suelos de Sierra de la Ventana y Balcarce en Buenos Aires y Hughes en Santa Fe. Sin embargo, un número considerable de estudios sobre la fracción arena de sedimentos y suelos de ámbitos pampeanos y chaqueños han demostrado la existencia de diversas

fuentes de aporte en la formación de la masa sedimentaria. Así, se han identificado contribuciones desde la cuenca del Paraná en el este de las regiones Pampeana y Chaqueña (González Bonorino, 1965; Bertoldi de Pomar, 1969; Morrás & Delaune, 1985; Iriondo & Kröhling, 1996; Morrás, 2003; Etchichury & Tofalo, 2004).

También evidentes aportes del basamento de la Sierras Pampeanas aparecen en los materiales superficiales de la Pampa Norte y el sur del Chaco en las provincias de Córdoba y Santa Fe (Bertoldi de Pomar, 1969; Morrás & Delaune, 1985; Di Paola, 1987; Cantú, 1992; Kröhling, 1999; 2000; Kröhling & Orfeo, 2002; Morrás, 2003; Etchichury & Tofalo, 2004; Iriondo & Kröhling, 2007). Aportes locales desde los sistemas de Ventania y Tandilia aunque en extensión y proporción limitada se identificaron en la fracción arena de sedimentos superficiales de la Pampa Sur (Fidalgo *et al.*, 1991; Blanco & Sánchez, 1994; Pereyra & Ferrer, 1997; Etchichury & Tofalo, 2004).

Otras posibles fuentes de aporte de partículas serían las rocas ígneas y metamórficas de Uruguay y las paleo-llanuras en las plataformas continentales (Blasi *et al.*, 2001; Zárate, 2003; Morrás, 2003; Morrás & Moretti, 2016). Para estos últimos autores, los aportes de sedimentos finos esmectíticos desde el área Mesopotámica, del Uruguay y de paleo-llanuras aluviales del río de la Plata habrían contribuido a conformar los depósitos loésicos que se encuentran en el este de la Pampa Ondulada, por lo cual la granulometría fina de los materiales de este sector no solo sería debida a la selección por transporte desde fuentes del oeste. Estudios geoquímicos de los sedimentos superficiales del conjunto de la Región Pampeana evidencian la existencia de variaciones espaciales en los contenidos de elementos mayores como P (Morrás, 1996; 1999), K (Morrás & Cruzate, 2002) y Ca y Mg (Larrea, 2019) que se relacionarían con diferencias mineralógicas y sugieren contribuciones sedimentarias desde las Sierras Pampeanas y de la cuenca del Paraná, además de los aportes volcánoclasticos de origen andino. Por otro lado, desde hace tiempo se ha mencionado el posible aporte de polvos eólicos procedentes del Altiplano (Bloom, 1990; Zárate, 2003).

La caída registrada de polvos eólicos no volcánicos en la provincia de Buenos Aires podría relacionarse con esa fuente de origen (Mazzoni, 1997). En este sentido, estudios geoquímicos recientes basados en el estudio de elementos del grupo de tierras raras (La, Yb, Eu), de isótopos de otros elementos (Sr, Nd) y nuevas dataciones evidencian la existencia de tres áreas-fuente persistentemente activas en la conformación del loess pampeano: además de los aportes procedentes de Patagonia dominantes en el sur de la Región Pampeana, la firma geoquímica en depósitos de la Pampa Norte estaría indicando una mezcla con aportes del piedemonte andino en el centro-oeste de Argentina, y con aportes de polvo desde la Puna-Altiplano (Gaiero, 2007; Gili & Gaiero, 2014; Gili *et al.*, 2017; Torre *et al.*, 2019). Revisiones muy elaboradas y documentadas acerca de las características, áreas fuente, distribución y registro geológico de los sedimentos loésicos de la región Chaco-Pampeana fueron realizadas por Zárate (2003; 2007). Así, toda la información actualmente disponible pone en evidencia un escenario mucho

más complejo que el considerado inicialmente y aún que el presentado en esas recientes revisiones sobre el origen, transporte y distribución de los sedimentos pampeanos.

En este marco, y como un antecedente directo del presente trabajo, Morrás (2003) realizó el análisis de datos mineralógicos disponibles en el Instituto de Suelos del INTA de cerca de un centenar de muestras de horizontes BC o C del norte de la Región Pampeana.

En el trabajo se seleccionaron algunos parámetros que mostraban variaciones espaciales correlacionables con diferentes fuentes de aporte de los sedimentos: relación cuarzo/feldespato+vidrio, porcentaje total de minerales pesados y porcentajes de micas y de piroxenos. Los datos se analizaron estadísticamente y se representaron cartográficamente, delimitándose sectores diferenciados por los valores cuantitativos de cada parámetro. Las áreas finalmente identificadas (**Fig. 1**) confirma-

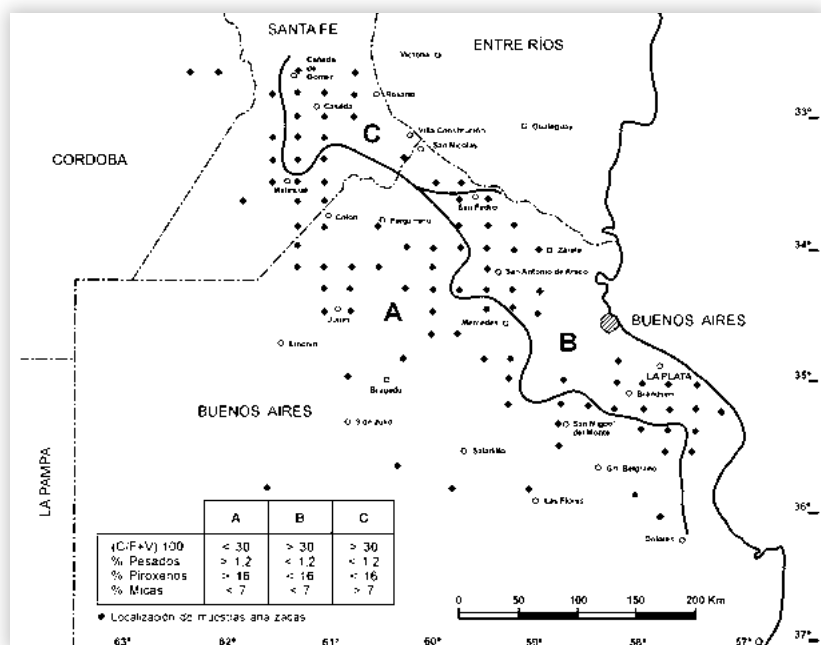


Figura 1. Áreas mineralógicas identificadas en un sector de la Pampa Norte en base al análisis y la representación cartográfica de diversos parámetros composicionales de la fracción arena de 92 muestras de horizontes BC o C de perfiles de suelo. Los puntos indican la localización aproximada de las muestras. La tabla insertada resume la cuantificación de las tres áreas identificadas (A, B, C). La relación (C/F+V).100 sintetiza la composición de la fracción liviana (Cuarzo / Feldespatos + Vidrio volcánico). De la fracción pesada: el porcentaje total de la misma, de piroxenos y micas (Tomado de Morrás, 2003).

Figure 1. Mineralogical areas identified in a sector of the North Pampa based on the analysis and cartographic representation of various compositional parameters of the sand fraction of 92 samples of BC or C soil horizons. The dots indicate the approximate location of the samples. The table included in the figure summarizes the quantitative mineralogical characteristics of the three identified areas (A, B, C). The ratio (C/F+V).100 synthesizes the composition of the light fraction (Quartz / Feldspar + Volcanic Glass). The total % of heavy minerals and the proportion of pyroxenes and micas were selected from the heavy fraction (from Morrás, H., 2003).

rían la procedencia múltiple del material parental de los suelos de la Pampa Norte.

En resumen, si bien el concepto de uniformidad composicional de los sedimentos loéssicos del Pleistoceno Tardío-Holoceno todavía se sigue utilizando, un número considerable de trabajos relativamente recientes a distintas escalas espaciales muestran un escenario más complejo y han permitido fundamentar un nuevo paradigma de multiplicidad de origen y de heterogeneidad de composición (Morrás, 1997; 2003; Zárate, 2003). Dado estas evidencias, así como la gran extensión del territorio argentino cubierto con estos sedimentos, distintos autores han planteado la necesidad de mapeos más detallados y caracterizaciones más refinadas de estos materiales (Sayago *et al.*, 2001; Zárate, 2003).

Con el propósito de contribuir al conocimiento del origen y distribución los sedimentos pampeanos superficiales, el objetivo de este trabajo es aportar nueva información sobre la mineralogía de la fracción arena y particularmente sobre los componentes volcanoclásticos de perfiles completos de suelos del norte de la Región Pampeana.

MATERIALES Y METODOS

Los análisis mineralógicos utilizados fueron efectuados por J. Remiro y M. Etchichury en el Museo de Ciencias Naturales B. Rivadavia de Buenos Aires entre los años 1966 y 1973, por encargo del INTA como parte de las tareas del Plan Mapa de Suelos de la Región Pampeana. Se ejecutaron sobre la fracción arena (62-246 μm), separada con bromoformo en sus fracciones pesada y liviana.

Para el presente trabajo se utilizaron los datos mineralógicos de 67 perfiles de suelo localizados en el norte de la Región Pampeana, en un sector que abarca el noreste de la provincia de Buenos Aires, el sur de Santa Fe y el sureste de Córdoba. Si bien se disponen de datos mineralógicos de cada uno de los horizontes de estos suelos, para facilitar su análisis y representación gráfica se seleccionaron los datos co-

rrespondientes a tres horizontes principales de cada perfil (A, B y C). En el caso de los horizontes A, dado que algunos se encuentran subdivididos (A1 y A2), se promediaron los valores de ambos subhorizontes. En los horizontes B se seleccionó un horizonte ubicado en la parte media de los perfiles, en general el que se encuentra a unos 60 cm de profundidad, ya que los suelos predominantes en la región suelen poseer Bt1 y Bt2 a esa profundidad. En algunos pocos Hapludoles, se utilizó la muestra ubicada a esa misma profundidad ya sea de horizontes AC o C1. Finalmente, se seleccionó una muestra representativa de la base de los perfiles, utilizándose en general el primer subhorizonte C o el BC en excavaciones más someras.

El análisis de los datos mineralógicos se orientó a verificar la posible existencia de variaciones composicionales dentro de los perfiles y espaciales en el ámbito geográfico de distribución de los suelos estudiados. Para esto se utilizaron diversos modos de representación gráfica de los datos que permitieron visualizar las variaciones cuantitativas de sentido vertical y horizontal de los principales componentes de las fracciones liviana y pesada de la arena.

Para la representación geográfica de los perfiles y sus datos mineralógicos se utilizó un mapa en escala aproximada 1:500.000 con la grilla y la identificación numérica correspondiente de las cartas topográficas del Instituto Geográfico Nacional (publicadas en escala 1:50.000). Para ejemplificar el procedimiento utilizado, en la **Fig. 2** se representa un sector del área estudiada. En primer lugar, sobre esa base cartográfica se localizaron los 67 perfiles utilizados (puntos rojos).

- 1 - En el caso de una carta (recuadros más pequeños) con un solo perfil de suelo, éste quedó como representativo de esa área (Ej.: en la carta 3360-20-1).
- 2 - En el caso de una carta con dos perfiles se analizaron comparativamente sus datos mineralógicos, procediéndose de la siguiente manera:
 - a- si los datos de los perfiles resultaron similares, estos se promediaron obteniéndose un único

valor para el área correspondiente (Ej. los dos perfiles localizados en la carta 3360-25-1);

b- si los perfiles presentaron diferencias importantes en la cantidad y/o distribución vertical de uno o más minerales, los datos se representaron separadamente; (Ej.: en la carta 3360-14-1)

3- En el caso de una carta con tres o más perfiles, estos se agruparon según sus similitudes y se promediaron los valores de cada grupo; Ej.: en los cinco perfiles localizados en la carta 3360-27-1 se identificaron dos grupos de acuerdo a la mineralogía de sus horizontes (uno constituido por tres y otro por dos perfiles), cuyos datos fueron promediados y representados por separado.

Por otro lado, dado que en el sector central de la Pampa Ondulada se cuenta con datos mineralógicos de solo unos pocos perfiles completos, ese vacío de información fue cubierto

con la información disponible de horizontes profundos de otros muestreos realizados por separado, con el fin de conocer los materiales parentales de los suelos de la región. Para esto se utilizaron los análisis mineralógicos de 117 muestras de horizontes BC o C reportados por Remiro (1966-1968) en los cuatro primeros Informes producidos por los analistas del Museo B. Rivadavia. Una parte de estos datos fueron utilizados en Morrás (2003), (**Fig. 1**). Algunas muestras de este conjunto corresponden a sub-horizontes profundos de un mismo perfil, cuyos datos se promediaron (por ej. horizontes C1 y C2 de un mismo sitio). Las cartas topográficas para las cuales se contó con esos análisis, así como el Informe en el cual se encuentran los datos fueron representados en la **Fig. 2** con el símbolo de estrellas. La cantidad de datos disponibles para cada carta es variable, oscilando entre una y seis muestras por carta. Con esta población se siguió el mismo procedimiento mencionado para los datos de los perfiles: 1) los

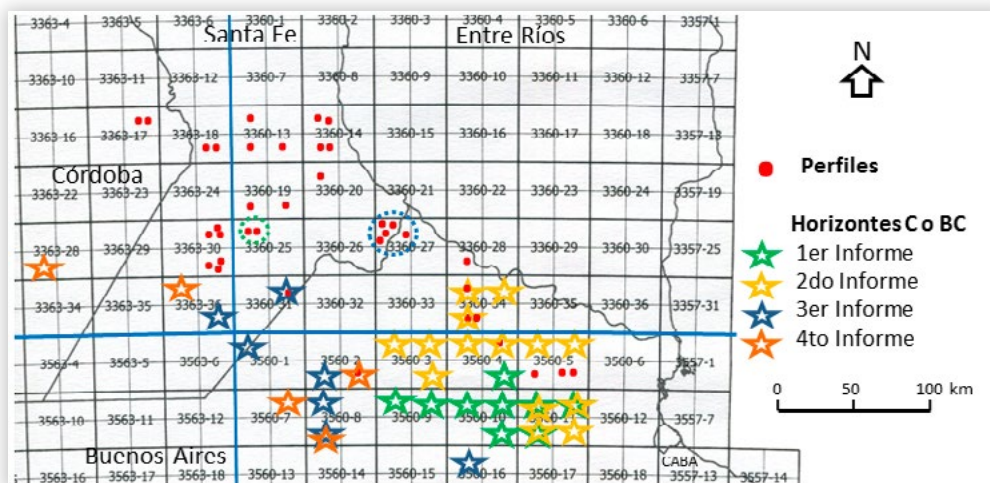


Figura 2. Mapa de un sector del área estudiada. La base cartográfica corresponde a la grilla de cartas topográficas del IGN, E: 1:50.000. En la figura se ejemplifica el procedimiento de localización geográfica de los perfiles de suelo y de las muestras de horizontes BC-C, para todos los cuales la única referencia de localización disponible es la hoja cartográfica en la que se encuentran. Los puntos rojos corresponden a los 67 perfiles de suelo estudiados. Las estrellas muestran las cartas en las que se localizan las 117 muestras de horizontes BC o C cuyos datos fueron reportados en cuatro informes sucesivos.

Figure 2. Map of a sector of the studied area. The cartographic base corresponds to the grid of topographic charts of the IGN (National Geographic Institute) in scale 1: 50.000. The red dots correspond to the 67 soil profiles here studied. The stars represent another set of 117 sand samples from BC or C horizons, whose mineralogical data were reported in four successive reports by Remiro (1966-1968). For both profiles and deep-horizon samples, the only location reference available is the cartographic sheet on which they are found. This figure exemplifies the procedure for the geographic location of soil profiles and of BC-C horizons samples on the IGN cartographic base.

datos similares ubicados en una misma carta del IGN se promediaron, representando en el mapa solo ese valor promedio; 2) los datos disímiles se utilizaron separadamente. De esta manera, finalmente se obtuvieron y representaron cartográficamente un total de 38 datos mineralógicos correspondientes a horizontes BC o C.

Para el presente trabajo se utilizaron solo los datos mineralógicos de algunos componentes de las fracciones liviana y pesada de la arena (62-246 μ). Los criterios de esta selección fueron varios: 1) la importancia cuantitativa de algunos minerales dentro de cada fracción; 2) la evidencia surgida de este análisis o de trabajos previos sobre variaciones cuantitativas significativas entre muestras ubicadas en distintos sectores de la región estudiada; 3) las referencias de la literatura respecto al valor de algunos minerales como indicadores de proveniencia de los sedimentos pampeanos. En este aspecto se tomaron particularmente como referencia los trabajos de Morrás (2003) y Etchichury & Tófalo (2004) dado que fueron realizados incluyendo la misma área aquí estudiada y en parte sobre la misma fuente de datos. De esta manera, se procesaron los datos de minerales de la fracción liviana (FL) y pesada (FP), expresados en porcentaje en volumen; FL: vidrio volcánico, fragmentos líticos, plagioclasas y feldespatos; FP: porcentaje total de la misma y contenido y distribución de piroxenos (augita + hipersteno), anfíboles (hornblenda + lamproblita) y micas (biotita + muscovita).

Los datos cuantitativos de los minerales seleccionados se representaron luego cartográficamente, utilizando como referencia de localización la grilla de las cartas topográficas mostrada en la Fig. 2. Así, se representó espacialmente el contenido de dichos minerales en los horizontes A, B y BC-C de los perfiles, y de las muestras individuales de horizontes BC-C, generándose capas de información mineralógica a distintas profundidades de los suelos de la región. En el caso de la existencia de un solo valor promedio “representativo” de cada carta, dado la pequeña escala cartográfica del mapa de conjunto, los datos de cada

uno de los parámetros fueron ubicados en el centro de estas. En el caso de valores contrastantes de cada parámetro –en algunos casos hasta cuatro valores diferentes en una misma carta– los datos se ubicaron de manera que fueran individualmente legibles (Figs. 4d, 7d, 9d y 14d). Luego, en cada uno de los mapas se trazaron líneas entre valores contrastantes de los datos, delimitándose así sectores cuantitativamente diferenciados para cada uno de los parámetros mineralógicos. Los criterios de interpolación y delimitación, explicitados para cada caso específico más adelante, en términos generales se basaron en: 1) la existencia de diferencias significativas entre datos contiguos según el análisis estadístico y la interpretación de los datos mineralógicos de los horizontes BC-C efectuados en un trabajo preliminar (Morrás, 2003); 2) las diferencias granulométricas conocidas de los materiales loésicos según la clasificación y el mapa de distribución realizados por Morrás y Cruzate (2000); 3) en las características edafológicas y en particular el grado de homogeneidad o heterogeneidad taxonómica de distintos sectores de la región de acuerdo a la cartografía de suelos; 4) en las características de las unidades geomórficas diferenciadas en la región.

En este último aspecto, y al no contar con un mapa geomorfológico del conjunto del área estudiada a la escala aquí utilizada (aproximadamente 1:500.000), se elaboró un esquema cartográfico (Fig. 3) a partir de diversos mapas geomorfológicos del país a pequeña escala (Etchevehere, 1961; Pereyra, 2003), de mapas a mediana escala de las tres provincias aquí incluidas (Cappaninni & Domínguez, 1961; SAGyP-INTA, 1989; 1990) y de mapas que abarcan algunos sectores específicos de la Región Pampeana (Scoppa & Vargas Gil, 1969; INTA, 1977; Moscatelli & Salazar Lea Plaza, 1994; Iriondo & Kröhling, 1995). Sobre este mapa se situaron los perfiles analizados de acuerdo con su localización en las cartas topográficas, conforme al procedimiento descrito más arriba y graficado en la Fig. 2. Como resultado del análisis de los datos mineralógicos, y como se explica más adelante, se seleccionaron y localizaron algunos perfiles repre-

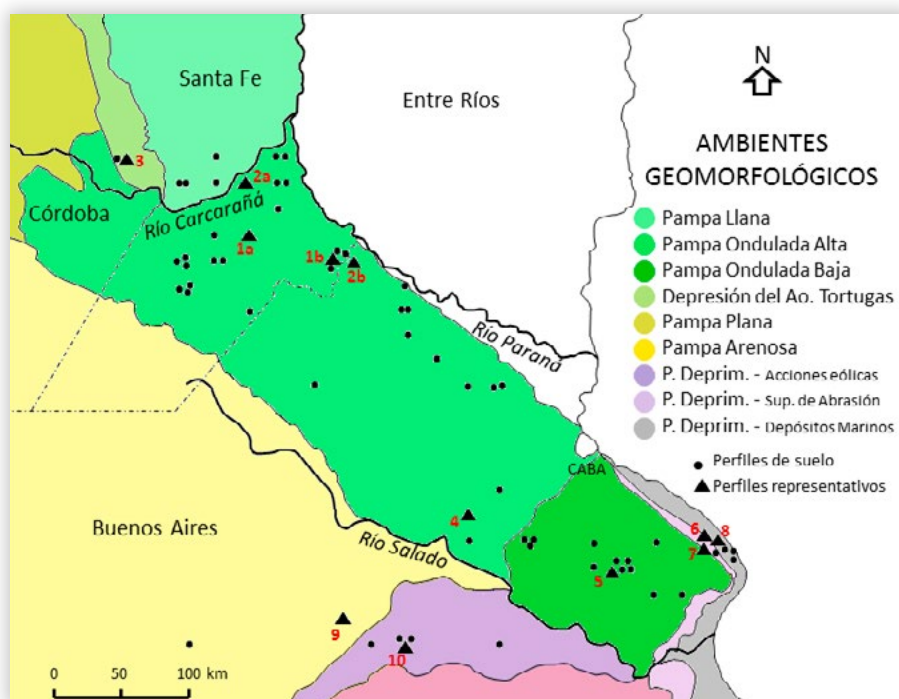


Figura 3. Esquema de los ambientes geomorfológicos en el NE de la Pampa Norte, con la localización aproximada de todos los perfiles de suelo estudiados. Los triángulos corresponden a perfiles representativos de cada uno de los “modelos mineralógicos” identificados.

Figure 3. Geomorphological environments in the northeastern part of the North Pampa, with the approximate location of all soil profiles studied. The triangles correspond to representative profiles of each one of the “mineralogical models” identified.

sentativos de distintos “modelos mineralógicos” (Fig. 3; Tablas 1-5)

En cuanto a las características cualitativas de los minerales de la fracción arena, éstas fueron especificadas por J. Remiro (1966- 1968) en tres de los cuatro primeros informes de resultados obtenidos, que corresponden en su mayor parte a horizontes C de suelos de la Pampa Ondulada Alta. Estos informes son muy similares en cuanto a la descripción de las características composicionales y morfológicas de los minerales de las fracciones liviana y pesada de las arenas estudiadas, con ligeras diferencias de redacción y con ciertos detalles o precisiones incorporadas en alguno de ellos respecto a algunos de los minerales descritos. En consecuencia, al considerar en este trabajo los aspectos cualitativos de los minerales, en el caso de algunos componentes se ha seleccionado y reproducido el texto completo de alguno de esos informes y en el caso de otros minerales se ha elaborado una síntesis descriptiva construida con frases textuales incluidas en cada uno de los tres informes referidos.

Finalmente, como resultado del análisis de la variación espacial y vertical de cada uno de los minerales seleccionados y de la consecuente identificación

de distintos “modelos” mineralógicos comunes a un cierto número perfiles de suelo, se diferenciaron y delimitaron varias “zonas mineralógicas” (Fig.15).

RESULTADOS

Identificación de “modelos mineralógicos” y selección de perfiles representativos

El análisis de los datos mineralógicos de las fracciones pesada y liviana del conjunto de los 67 perfiles de suelo permitió constatar no solo notorias diferencias composicionales entre distintos perfiles –incluso con mucha proximidad entre si- sino particularmente entre diferentes horizontes de un mismo perfil. Estas diferencias resultan evidentes al considerar la distribución de algunos minerales significativos por su importancia cuantitativa y como indicadores de procedencia, como por ejemplo el vidrio volcánico en la fracción liviana y los piroxenos en la fracción pesada, ambos de filiación volcánica. Algunos perfiles presentan abundancia de los dos componentes en toda su profundidad mientras que otros presentan escasa proporción de ambos en todo el perfil; en otros casos el vidrio volcánico es raro, mientras que los piroxenos son abundantes en toda la profundidad del

suelo, o bien puede darse la situación inversa, todo lo cual indica la existencia de materiales parentales diferenciados mineralógicamente. En otros suelos, algunos horizontes –de superficie o en profundidad– son ricos en vidrio y piroxenos; por el contrario, otros horizontes son pobres en ambos, lo que indicaría discontinuidades en su material parental. Así como se observan variaciones cuantitativas del vidrio volcánico y los piroxenos entre perfiles y dentro de los mismos, se constatan también variaciones inter- o intra-perfil de otros minerales tales como el cuarzo, las plagioclasas, los anfíboles o las micas.

De este modo, se ha constatado la existencia de diversas combinaciones en la composición mineralógica de los perfiles de suelo estudiados, que llevaron a identificar claramente *diez tipos de perfiles* o “*modelos mineralógicos*”. Estos “modelos” son comunes a un cierto número de perfiles. Algunos de ellos tienen una distribución geográfica acotada, en tanto otros son más ubicuos y se presentan en distintas zonas. En los modelos 1 y 2, característicos de la Pampa Ondulada y de los cuales se cuenta con un número importante de perfiles, se observaron variaciones cuantitativas significativas en algunos de los minerales entre distintos perfiles de cada “modelo”. A fin de especificar estas diferencias, se identificaron variantes del modelo 1 (1a y 1b) y del modelo 2 (2a y 2b). Las variantes 1b y 2b presentan mayor % de cuarzo en la FL y mayor % total de minerales pesados que sus correspondientes variantes 1a y 2a. A efectos de analizar comparativamente los distintos modelos/variantes, se seleccionó un perfil representativo de cada uno de los modelos. Los datos mineralógicos de los parámetros seleccionados de los doce perfiles representativos se muestran en las **Tablas 1-5**, y su ubicación geográfica en la **Fig. 3**.

Por otro lado, los doce perfiles de suelo seleccionados representativos de diez modelos mineralógicos (con las variantes indicadas), son taxonómicamente representativos de los distintos ambientes edáficos y geomórficos en que se encuentran. La mayor parte de estos perfiles de suelo son Molisoles, en tanto otros corresponden a los órdenes Vertisol y Alfisol.

Los perfiles de los modelos/variantes 1a / 1b son Argiudoles típicos, en tanto los perfiles 2a / 2b son Argiudoles vérticos. Se sitúan en la parte norte de la Pampa Ondulada Alta, en la subzona geomorfológica I (Scoppa & Vargas Gil, 1969). Esta subzona es la más extensa y característica de la Pampa Ondulada, con variaciones topográficas marcadas y una red de drenaje definida cuyos cursos de agua mayores desembocan en los ríos Paraná y de la Plata. El material parental de los suelos está constituido por loess típico en la mayor parte del área, en tanto en una franja de unos 60 km de ancho paralela al eje fluvial Paraná-de la Plata aparece en gran parte de la superficie, particularmente en las lomas, un loess arcilloso (Morrás & Cruzate, 2000; Morrás & Moretti, 2016). El perfil del modelo 3 es también un Argiudol típico; se encuentra en la provincia de Córdoba en un sector de pendientes suaves y largas dentro del sub-ambiente de la Depresión del Ao. Tortugas pero muy cerca del límite con la Pampa Ondulada Alta, en las proximidades de la localidad de Marcos Juárez.

El suelo del modelo 4 es un Natralbol típico, representativo de la subzona geomorfológica II en el sudoeste de la de la Pampa Ondulada (Scoppa & Vargas Gil, 1969), caracterizada por la gran suavidad de la topografía, sin una red de drenaje definida, con capa freática cercana a la superficie, lo que determina la existencia de suelos hidromórficos. El modelo 5 se localiza en el centro de la Pampa Ondulada Baja en el interfluvio entre el río Samborombón y el río Salado en un paisaje de áreas suavemente onduladas, en el cual se encuentran también cubetas de origen eólico y lagunas. Este perfil está en posición de media loma baja y es un Argialbol vértico. Los perfiles de suelo de los modelos 6 (Natracuert típico), 7 (Hapludert típico) y 8 (Natracualf típico) se encuentran todos en la hoja topográfica 3557-21-3, localizados en sectores costeros, en la zona de transición o superficie de abrasión y en la llanura baja con depósitos marinos. Estos suelos de la zona litoral evidencian tanto en el campo como en los análisis granulométricos la existencia de discontinuidades en su material parental.

Tabla 1. Datos mineralógicos de las fracciones liviana y pesada de la arena (62-246 μm) de los perfiles de suelo representativos de los “modelos mineralógicos” 1 y 2 en sus variantes 1a y 2a. (Los colores de identificación de los modelos se corresponden con los utilizados en las Figs.).

Table 1. Mineralogical data of the light and heavy sand fractions (62-246 μm) of the soil profiles representative of “mineralogical models” 1 and 2 in their 1a and 2a variants. (The identification colors of the models correspond to those used in the Figs.).

MODELO 1a: Hoja topograf. 3360-19-4 Perfil 9-1113 (n° 5460-5467) Argiudol								MODELO 2a: Hoja topograf. 3360-13-4 Perfil 10-1108 (n° 5625-5631) Argiudol						
Horizontes	A1	BA	Bt1	Bt2	Bt3	BC	C1	Ap	AB	BA	Bt1	Bt2	BC	Cca
Prof. cm	0-17	17-30	30-43	43-75	75-102	102-146	146-198	0-22	22-32	32-46	46-86	86-135	135-190	190+
Cuarzo	18	20	17	19	17	11	9	14	18	17	19	19	18	20
Vidrio v.	5	4	6	1	10	33	45	12	5	1	1	3	3	5
Frag. líticos	30	29	33	28	28	24	18	34	35	35	34	33	33	31
Plagioclasas	33	31	32	35	32	21	17	27	25	31	29	30	31	31
Feldespatos	9	10	8	11	8	7	6	9	11	10	12	11	10	9
Pesados %	1,5	1,3	0,9	1,7	0,8	0,7	0,8	1,5	1,3	1,6	1,5	1,3	1,1	1,2
Σ Piroxenos	5	4	1	2	7	19	22	x	x	x	x	1	3	8
Augita	2	2	0	1	4	10	12	x	0	x	x	x	1	5
Hipersteno	3	2	1	1	3	9	10	x	x	x	x	1	2	3
Σ Micas	9	8	12	10	13	10	8	10	10	15	22	23	16	9
Biotita	4	4	8	5	7	6	5	5	4	8	12	13	9	3
Muscovita	5	4	4	5	6	4	3	5	6	7	10	10	7	6
Σ Anfíboles	38	39	12	36	15	23	21	43	38	32	29	30	32	34
Hornblenda	32	33	10	30	13	20	19	37	34	29	26	26	29	29
Lamprobolita	6	6	2	6	2	3	2	6	4	3	3	4	3	5

Tabla 2. Datos mineralógicos de las fracciones liviana y pesada de la arena (62-246 μm) de los perfiles de suelo representativos de los “modelos mineralógicos” 1 y 2 en sus variantes 1b y 2b. (Los colores de identificación de los modelos se corresponden con los utilizados en las Figs.).

Table 2. Mineralogical data of the light and heavy sand fractions (62-246 μm) of the soil profiles representative of the “mineralogical models” 1 and 2 in their variants 1b and 2b. (The identification colors of the models correspond to those used in the Figs.).

MODELO 1b: Hoja topograf. 3360-27-1 Perfil 10-1032 (n° 5295-5301) Argiudol								MODELO 2b: Hoja topograf. 3360-27-1 Perfil 10-1035 (n° 5314-5320) Argiudol						
Horizontes	Ap	A2	BA	Bt1	Bt2	BC	C	Ap	A1	BA	Bt1	Bt2	BC	C
Prof. cm	0-12	12-26	26-35	35-70	70-92	92-145	145+	0-15	15-31	31-43	43-80	80-108	108-185	185+
Cuarzo	25	26	29	28	27	20	14	24	25	27	27	25	24	24
Vidrio v.	5	4	4	1	3	20	27	1	3	1	x	1	7	6
Frag. líticos	23	22	19	19	21	23	25	24	26	21	21	23	21	24
Plagioclasas	32	33	32	36	36	26	22	36	31	34	37	35	34	32
Feldespatos	10	10	11	12	10	7	7	10	11	12	13	12	11	10
Pesados %	0,7	1,3	0,8	0,5	0,8	0,5	0,6	0,8	1,0	1,1	1,0	1,2	1,0	1,1
Σ Piroxenos	1	1	x	1	7	14	22	x	1	3	x	3	9	10
Augita	x	x	x	x	3	6	10	x	x	1	x	1	5	4
Hipersteno	1	1	x	1	4	8	12	x	1	2	x	2	4	6
Σ Micas	13	14	14	9	13	10	9	3	4	4	6	7	5	x
Biotita	5	5	6	5	7	5	5	2	3	3	3	4	3	x
Muscovita	8	9	8	4	6	5	4	1	1	1	3	3	2	x
Σ Anfíboles	38	35	36	31	28	27	25	40	38	37	40	36	29	32
Hornblenda	32	30	31	28	25	23	22	34	31	32	34	31	25	28
Lamprobolita	6	5	5	3	3	4	3	6	7	5	6	5	4	4

Tabla 3. Datos mineralógicos de las fracciones liviana y pesada de la arena (62-246 μm) de los perfiles de suelo representativos de los “modelos mineralógicos” 3, 4 y 5. (Los colores de identificación de los modelos se corresponden con los utilizados en las figuras).

Table 3. Mineralogical data of the light and heavy sand fractions (62-246 μm) of the soil profiles representative of the “mineralogical models” 3, 4 and 5. (The identification colors of the models correspond to the used in the figures).

	MODELO 3: Hoja topograf. 3363-17-2 Perfil 7-865 (n° 6149-6155) Argiudol							MODELO 4: Hoja topograf. 3560-23-1 Perfil 2-582 (n° 5064-5069) Natralbol							MODELO 5: Hoja topograf. 3557-25-2 Perfil 1-1789 (n° 12503-12508) Argialbol				
Horizontes	A1	BA	Bt1	Bt2	BC1	BC2	C1	A1	A2	E	B1t	B2t	BCx	A1	E	2B1	2B2	2B3	3Cca
Prof. cm	0-15	15-22	22-40	40-64	64-83	83-106	106-154	0-11	11-22	22-31	31-52	52-71	71-120+	0-23	23-41	41-89	89-123	123-165	165+
Cuarzo	27	22	20	18	19	16	17	12	11	13	10	7	6	18	14	16	13	19	15
Vidrio v.	23	17	18	25	21	25	23	22	25	13	13	39	52	7	20	19	21	10	15
Frag. líticos	20	23	24	23	27	28	27	30	34	42	45	25	20	29	22	25	26	29	26
Plagioclasas	24	23	25	22	21	17	19	26	21	22	22	19	15	32	30	29	28	31	30
Feldespatos	7	9	8	7	6	7	8	6	6	6	5	5	5	9	8	7	7	6	8
Pesados %	1,0	1,0	0,7	0,4	0,5	0,5	0,6	1,4	1,4	1,1	1,6	1,2	0,4	1	1,4	1,0	0,7	1,0	1,4
Σ Piroxenos	11	12	10	10	13	18	24	4	6	3	6	9	7	3	15	29	35	10	27
Augita	5	5	4	5	6	8	13	2	3	x	2	5	5	x	10	19	23	6	17
Hipersteno	6	7	6	5	7	10	11	2	3	3	4	4	2	3	5	11	12	4	10
Σ Micas	13	6	6	3	10	7	4	x	2	3	3	4	5	4	7	4	2	x	5
Biotita	5	1	2	2	4	3	1	0	x	x	1	1	1	1	4	2	1	x	3
Muscovita	7	5	4	1	6	4	3	x	2	3	2	3	4	3	3	2	1	x	2
Σ Anfíboles	43	42	42	40	44	36	38	43	41	41	37	23	21	36	32	29	29	39	34
Hornblenda	37	39	37	36	39	32	34	38	38	37	35	21	17	31	28	25	26	33	29
Lamprobolita	6	3	5	4	5	4	4	5	3	4	2	2	4	5	4	4	3	6	5

Tabla 4. Datos mineralógicos de las fracciones liviana y pesada de la arena (62-246 μm) de los perfiles de suelo representativos de los “modelos mineralógicos” 6, 7 y 8. (Los colores de identificación de los modelos se corresponden con los utilizados en las figuras).

Table 4. Mineralogical data of the light and heavy sand fractions (62-246 μm) of the soil profiles representative of the “mineralogical models” 6, 7 and 8. (The identification colors of the models correspond to the used in the figures).

	MODELO 6: Hoja topograf. 3557-21-3 Perfil 1267 (n° 15348-52) Natracuert						MODELO 7: Hoja topograf. 3557-21-3 Perfil 3-1266 (n° 15342-15347) Cromudert					MODELO 8: Hoja topograf. 3557-21-3 Perfil 1276 (n° 15390-15394) Natracualf				
Horizontes	A1	2B1	2B2	3B3	3C	Ap	A1	2B1	2B2	3B3	3C	E	2B1	2B2	3B3	3BC
Prof. cm	0-11	11-52	52-80	80-151	151+	0-10	10-31	31-62	62-94	94-140	140+	0-13	13-62	62-109	109-166	166-260
Cuarzo	18	19	22	20	21	17	20	19	20	23	20	13	13	13	14	15
Vidrio v.	5	8	3	7	2	5	6	4	2	6	2	12	15	20	3	7
Frag. líticos	40	33	33	32	36	38	33	34	42	30	35	38	36	33	43	36
Plagioclasas	23	27	29	27	27	28	29	30	23	29	30	24	25	23	26	27
Feldespatos	9	8	7	9	8	8	9	8	8	7	8	9	8	7	9	10
Pesados %	0,8	x	0,5	x	1,0	0,6	0,5	0,5	1,1	0,8	0,9	0,3	0,2	0,2	0,5	0,8
Σ Piroxenos	31	30	8	9	7	16	8	2	27	33	30	32	35	30	29	27
Augita	16	16	5	5	4	10	4	1	15	17	16	18	18	16	15	14
Hipersteno	15	14	3	4	3	6	4	1	12	16	14	14	17	14	14	13
Σ Micas	0	x	x	x	x	0	0	0	x	x	x	8	3	1	2	3
Biotita	0	0	x	x	0	0	0	x	x	0	x	2	1	x	x	1
Muscovita	0	x	x	x	x	0	0	x	x	x	x	6	2	1	2	2
Σ Anfíboles	21	25	31	34	32	39	35	30	26	29	28	25	26	31	30	31
Hornblenda	18	22	27	30	29	35	32	27	22	26	26	22	24	28	27	28
Lamprobolita	3	3	4	4	3	4	3	3	4	3	2	3	2	3	3	3

Tabla 5. Datos mineralógicos de las fracciones liviana y pesada de la arena (62-246 μm) de los perfiles de suelo representativos de los “modelos mineralógicos” 9 y 10. (Los colores de identificación de los modelos se corresponden con los utilizados en las figuras).

Table 5. Mineralogical data of the light and heavy sand fractions (62-246 μm) of the soil profiles representative of the “mineralogical models” 9 and 10. (The identification colors of the models correspond to those used in the figures).

MODELO 9: Hoja topograf. 3560-33-1 Perfil 3-1437 (n° 15992-15998) Hapludol								MODELO 10: Hoja topograf. 3560-34-3 Perfil 26-204 (n° 14962-14967) Argialbol					
Horizontes	Ap	A1	A/C	C1	C2	C3	C4	A1	E	B1	B2	BC1	BC2
Prof. cm	0-14	14-41	41-73	73-96	96-130	130-163	163+	0-18	18-43	43-71	71-87	87-110	110+
Cuarzo	10	17	15	13	14	16	15	19	17	16	16	12	12
Vidrio v.	17	3	12	11	10	6	9	7	4	6	10	23	24
Frag. líticos	42	39	36	37	39	38	36	38	42	39	37	31	32
Plagioclasas	20	26	24	24	25	26	27	25	26	27	24	20	23
Feldespatos	6	8	7	8	7	8	7	6	7	6	8	7	5
Pesados %	7,5	1,5	1,5	7,2	10,0	8,5	12,0	2,0	2,2	2,2	1,7	1,2	1,2
Σ Piroxenos	34	37	32	41	43	34	41*	27	28	35	36	39	30
Augita	17	20	17	22	23	18	20	14	14	18	19	20	16
Hipersteno	17	17	15	19	20	16	20	13	14	17	17	19	14
Σ Micas	x	0	x	x	0	0	x	0	x	x	x	x	0
Biotita	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	x	0
Muscovita	x	0	x	x	x	x	X	0	x	x	x	x	0
Σ Anfíboles	20	14	27	20	20	25	20	23	27	23	25	24	27
Hornblenda	18	12	24	18	16	22	18	20	25	20	22	22	24
Lamprobolita	2	2	3	2	4	3	2	3	2	3	3	2	3

* esta muestra contiene también 1% de Augita titanífera.

El perfil del modelo 9 es un Hapludol éntico, característico de la Pampa Arenosa. Está localizado en el sector denominado de “los médanos parabólicos” (Moscatelli & Salazar Lea Plaza, 1994). El suelo del modelo 10 se encuentra en la Pampa Deprimida, en la Subregión de los Derrames, en el sector denominado “de las intensas acciones eólicas del oeste”, con materiales arenosos en superficie y un relieve eólico de deflación-acumulación (INTA, 1977). Este perfil es un Argialbol típico; se encuentra en “un sector bajo, dentro de una vía de drenaje” presentando un contraste claro entre un material arenoso superficial y un horizonte B arcilloso, así como condiciones hidromórficas.

Distribución vertical y espacial de minerales de la fracción liviana

Vidrio volcánico. Desde el punto de vista cualitativo y de acuerdo a los Informes de J. Remiro, el

vidrio volcánico “se presenta como trizas irregulares, por lo general muy angulosas. La estructura es casi siempre fluidal; pero hay fragmentos que carecen de toda estructura, como también algunos con superficie agrietada. Predomina ampliamente el vidrio incoloro, los trozos de color pardo o castaño claro son muy escasos. Es de naturaleza ácida y con cierta frecuencia se observa material arcilloso a lo largo de los canalículos. Por lo común está fresco, raramente alterado.”

La representación espacial de los contenidos de vidrio volcánico en los tres horizontes principales de los perfiles de suelo (**Fig. 4**) muestra en primer lugar en el sector al norte de la CABA, coincidente con la Pampa Ondulada Alta, una disminución marcada de este componente en el sentido oeste-este, la que es más abrupta y contrastante en los horizontes A y Bt (**Figs. 4a y 4b**) y más progresiva en los horizontes BC-C (**Fig. 4c**). De acuerdo a las variaciones observadas entre sitios vecinos, para

los horizontes A y Bt se tomó como referencia el valor de 12% de vidrio volcánico para diferenciar dos poblaciones, trazándose así una línea divisoria paralela al eje fluvial Paraná-Río de la Plata. (*Nota 1. En este texto, y como recurso de simplificación, la franja proximal y paralela al eje fluvial se la denominará también “ribereña”, aun cuando la misma tenga varias decenas de km de ancho.*)

En el caso de los horizontes A (**Fig. 4a**), en el sector proximal al eje fluvial, el contenido de vitroclastos es reducido oscilando entre trazas (X) y un 9% del total de la fracción liviana. Hacia el oeste de la línea trazada el vidrio aumenta claramente, alcanzando valores máximos de 25%. En los horizontes Bt (**Fig. 4b**) la distribución del vidrio es similar al caso anterior, aunque su contenido disminuye de manera generaliza en ambas áreas: en el sector más cercano al eje fluvial predominan los valores inferiores al 1-2% en tanto hacia el oeste el valor máximo apenas llega a 20%. Por el contrario, en los horizontes C se observa un incremento notorio de las trizas de vidrio en toda la Pampa Ondulada, aunque con heterogeneidades (**Fig. 4c**). Si bien en sitios cercanos al Río Paraná se presentan algunos valores elevados, incluso un sitio con un 39%, en esta misma franja “ribereña” se presentan también valores muy reducidos incluyendo un sitio con ausencia de vidrio. En consecuencia, en este caso de los horizontes C de la Pampa Ondulada y tomando en cuenta la gran heterogeneidad composicional de esta franja, la línea divisoria se trazó con un criterio diferente, generando un sector donde se integran sitios con bajo contenido de vidrio, yuxtapuestos o intercalados con otros con valores muy elevados de este componente. Comparando las **Figs 4a, 4b y 4c**, se evidencia que en el caso de los horizontes C la línea demarcatoria se corre hacia el NE, constituyéndose así una franja más angosta y de contenido heterogéneo de vidrio volcánico.

Para corroborar la validez de esa delimitación, en la **Fig. 4d** se representaron los datos del contenido de vidrio en muestras de horizontes C del sector central de la Pampa Ondulada Alta, reportados en los primeros informes de Remiro (1966- 1968). Tomando aquí también como referencia el valor de 12% para trazar una línea demarcatoria, estos datos confirman que

existe una zona cercana al eje fluvial con perfiles de suelo cuyos horizontes C tienen escaso porcentaje de vidrio, los que se intercalan con sitios en los que los horizontes C tienen altos porcentajes de vidrio. Por el contrario, en el sector oeste de la Pampa Ondulada los contenidos de vidrio en los horizontes C son homogéneamente elevados.

Las variaciones espaciales del contenido de vidrio volcánico en los tres horizontes principales de los suelos de la Pampa Ondulada Alta, permiten establecer la existencia de suelos con diferentes perfiles mineralógicos en función de la profundidad. Así, los perfiles de suelo del modelo 1 (1a-1b), situados en una franja cercana al Río Paraná, presentan contenidos de vidrio inferiores al 10% en los horizontes A y Bt, que se incrementan a 20 - 45% en los horizontes BC y C (**Tabla 1**). Por el contrario, perfiles de suelos cercanos a los anteriores (modelos 2a y 2b), presentan escasa proporción de vidrio en todo el perfil. Otros dos tipos de perfiles mineralógicos existentes en la Pampa Ondulada Alta en cuanto al vidrio, son los representados por los modelos 3 y 4 (**Tabla 1**). Uno de ellos se presenta al oeste de la provincia de Santa Fe y en Córdoba, y se caracteriza por porcentajes de vidrio homogéneamente elevados, superiores al 20%, en todo el suelo. El otro, representado por el modelo 4, en suelos del suroeste de la Pampa Ondulada Alta, posee a la vez, contenidos elevados de vidrio en los horizontes superficiales, e incrementos notorios en la base del Bt y en el BC.

Además de esa gradación o incluso del contraste abrupto de sentido oeste-este en los contenidos de vidrio de los suelos de la Pampa Ondulada Alta, la representación espacial de los datos permite constatar otra diferenciación de sentido norte-sur, en el sector meridional. Así, al sur de la CABA, en sectores que corresponden a la Pampa Ondulada Baja, al borde norte de la Pampa Deprimida y al sur de la Pampa Arenosa, los horizontes A poseen contenidos intermedios y heterogéneos de vidrio (entre 2% y 15%) (**Fig. 4a**). En los horizontes Bt (**Fig. 4b**), además de esa delimitación latitudinal se constata una clara diferencia al este y al oeste de una línea que coincide aproximadamente con el curso del río

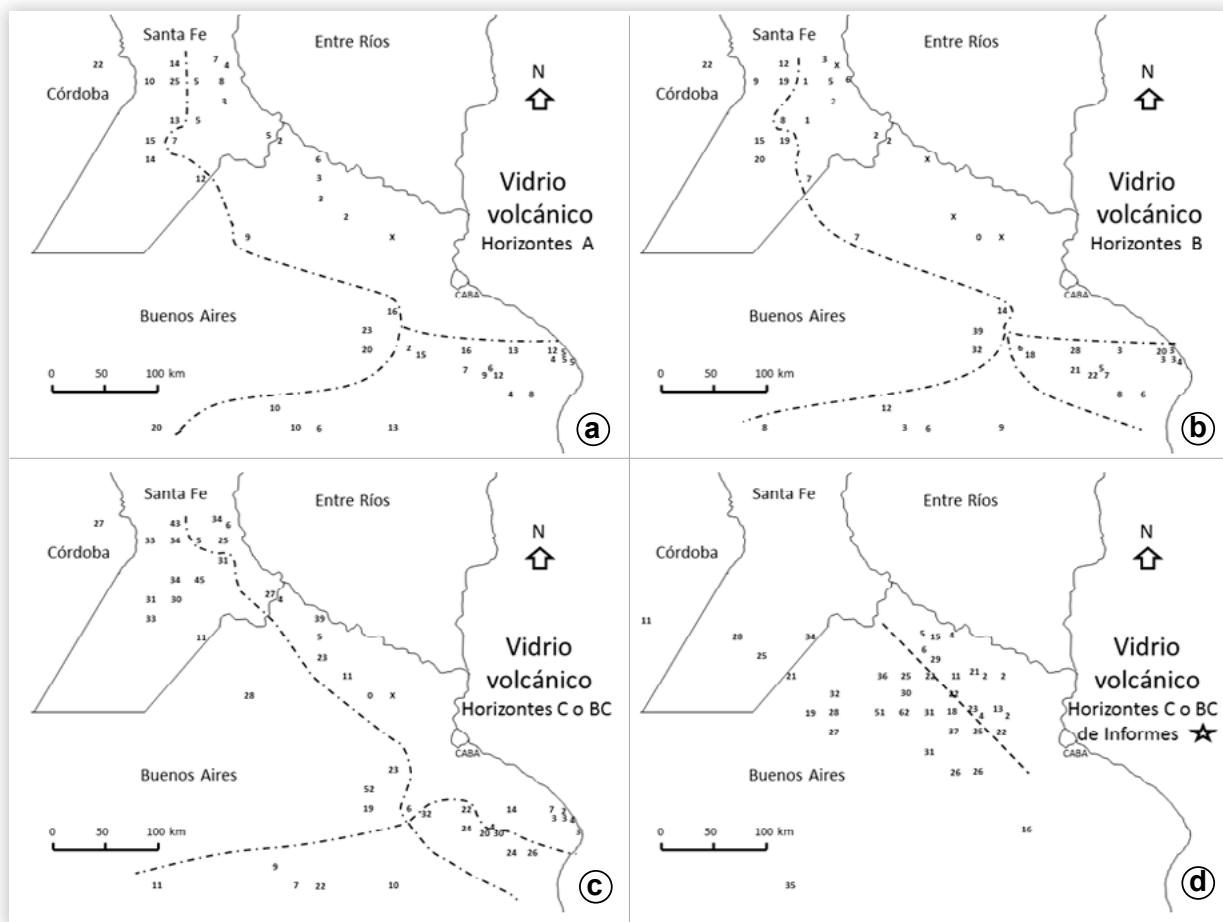


Figura 4. Representación espacial de los contenidos de vidrio volcánico en tres horizontes principales de los perfiles de suelo. Las líneas de trazos interpoladas permiten distinguir áreas con diferente proporción de vidrio. a) valores de los horizontes A. b) valores de los horizontes B. c) valores de los horizontes C. d) valores del conjunto independiente de horizontes BC o C (Remiro 1966-1968).

Figure 4. Spatial representation of volcanic glass contents in three main horizons of soil profiles. The interpolated dashed lines allow to distinguish several areas with different proportions of glass. a) amount of glass (%) in the A horizons of the profiles. b) values corresponding to the B horizons of the profiles. c) values corresponding to the C horizons of the profiles. d) values corresponding to the independent set of BC or C horizons reported by Remiro (1966-1968) in the first four Mineralogical Analysis Reports.

Salado. Hacia el este, en la Pampa Ondulada Baja, aparecen sitios con contenidos elevados de vidrio intercalados con otros con baja proporción; en la zona costera del río de la Plata el contenido de vidrio es consistentemente reducido. En los horizontes C (**Fig. 4c**), hay tres sectores contrastantes: 1) el más cercano al río de la Plata, y como continuación de la franja “riberaña” de la Pampa Ondulada Alta, presenta una mayoría de sitios con valores muy reducidos de vitroclastos (alrededor de 5%); 2) un sector central en la Pampa Ondulada Baja con contenidos elevados, que oscilan entre 20-30%; 3) un sector hacia el sur-oeste del río Salado, en áreas de

la Pampa Arenosa y la Pampa Deprimida, con contenidos intermedios entre 10-20% de vidrio.

Otras combinaciones que resultan de estas variaciones mineralógicas espaciales en los distintos horizontes de los perfiles de suelos, se presentan en los modelos de la zona meridional (**Tablas 3 - 5**). Así, el perfil del modelo 5 situado en la Pampa Ondulada Baja y el perfil del modelo 8 situado en la zona costera de la Pampa Deprimida, poseen contenidos relativamente elevados de vidrio en los horizontes A y Bt, que disminuyen en los horizontes más profundos. Los suelos de los modelos 6 y 7, también en la zona litoral, presentan por el

contrario muy escaso vidrio en todos los horizontes. Algunos suelos del borde norte de la Pampa Deprimida (modelo 10) presentan escasa proporción de trizas de vidrio en los horizontes A y Bt, y contenidos elevados en profundidad. Otros suelos de la Pampa Deprimida y suelos de la Pampa Arenosa (modelo 9) tienen porcentajes de vidrio muy variables con la profundidad.

Un modo diferente de representación de los datos es el gráfico de la **Fig. 5**, que se utiliza también en varias figuras posteriores. En la abscisa se representan todos los horizontes de los perfiles de suelo correspondientes a los distintos modelos mineralógicos. Para la mejor comprensión del gráfico es conveniente relacionarlo con la información presentada en las **Tablas 1-5**. Por ejemplo, los datos de las muestras 1 hasta 7 corresponden a los siete horizontes del perfil representativo del modelo/variante 1a (M.1a), y los de la 8 hasta la 14 corresponden a los siete horizontes del modelo/variante 2a (M.2a). Esta forma de representación yuxtapuesta de datos permite por un lado apreciar las variaciones mineralógicas entre distintos horizontes de cada perfil. Por otro lado, como los perfiles se han yuxtapuesto con sentido aproximado norte-sur, el gráfico permite apreciar también las variaciones mineralógicas espaciales en la región estudiada.

De este modo, en la **Fig. 5** se aprecian las variaciones verticales en el contenido de vidrio volcánico dentro y entre los perfiles. Resaltan los picos en la base de los perfiles del modelo 1 (en sus variantes 1a y 1b) y del modelo 4. También, aunque menos marcado, ese aumento de vitroclastos con la profundidad se aprecia en el perfil del modelo 10 en la Pampa Arenosa. El incremento de las trizas a un mismo nivel y con cierta extensión regional sugieren para el período de depositación de los sedimentos un aumento de la actividad volcánica en el arco magmático y/o un incremento de los vientos procedentes del oeste. En síntesis, se puede apreciar el contraste de sentido longitudinal en la proporción de vidrio de los suelos de la Pampa Ondulada Alta (“modelos” 1 y 2 situados al este respecto a los “modelos” 3 y 4 situados al oeste), así como las diferencias latitudinales entre los “modelos” de esta zona con aquellos situados hacia el sur (“modelos”

5 a 10) en la Pampa Ondulada Baja, en la Pampa Deprimida y en la Pampa Arenosa (**Fig. 5**).

Plagioclasas. Según describe J. Remiro: “Son granos derivados de fragmentos tabulares de clivaje; la mayoría son subredondeados llegando, a veces, a redondeados. Los fragmentos angulosos o irregulares son escasos. Los individuos maclados son poco frecuentes; las leyes de maclas más comunes son las de la Albita y Carlsbad-Albita, menos común la del Periclino. Los granos con estructura zonal son muy raros. La variedad ácida de tipo Albita-Oligoclasa presente en todas las muestras está siempre subordinada a la básica (Andesina-Labradorita), en una relación 1:2 a 1:4. El estado de conservación es bueno, una gran mayoría de granos están frescos y límpidos y solo un pequeño porcentaje presenta señales de alteración arcillosa y/o sericítica. Las inclusiones fluidas y sólidas son escasas, principalmente estás últimas”.

Aparte de los fragmentos líticos, en general las plagioclasas constituyen el componente más abundante de la fracción liviana. El contenido medio de plagioclasas en el conjunto de la región es de aproximadamente un 25%, aunque con claras diferencias entre distintos sectores. En la **Fig. 5** puede apreciarse la relación Vidrio volcánico/Plagioclasas para todos los horizontes de los perfiles modelo seleccionados. En la Pampa Ondulada Alta son frecuentes los valores entre 30 y 35%, existiendo una definida relación inversa entre los contenidos de vidrio volcánico y plagioclasas, la que es mucho más marcada en los horizontes BC y C de los perfiles de esta zona (modelos 1a y 1b) que presentan abundante proporción de vidrio (**Fig. 5** y **Tabla 1**).

En algunos suelos del oeste de la Provincia de Santa Fe y en particular en la provincia de Córdoba, el contenido de plagioclasas disminuye y el de vidrio aumenta en los horizontes A y Bt, presentándose ambos componentes en proporciones similares entre sí (alrededor del 20%) pero en una relación inversa (modelo 3: **Tabla 1** y **Fig. 5**). Los suelos que representan el modelo 4, situados hacia el oeste de la Pampa Ondulada Alta en la Provincia de Buenos Aires (**Tabla 1** y **Fig. 5**) muestran una

situación mixta respecto a los modelos 1 y 3, es decir con contenidos similares de plagioclasas y de vidrio en los horizontes A y Bt, y disminución de plagioclasas en la base del perfil, y con una relación claramente inversa en todos los casos.

Por el contrario, hacia el sur de la región, en la Pampa Ondulada Baja, en el borde norte de la Pampa Deprimida y en el sur de la Pampa Arenosa, el contenido de plagioclasas presenta valores intermedios que oscilan alrededor de un 25% y son relativamente constantes entre los distintos horizontes de los perfiles. En general en los suelos de estos sectores la proporción de vidrio volcánico es intermedia respecto a los distintos modelos de la Pampa Ondulada Alta, pero la relación entre plagioclasas y vidrio aun siendo igualmente inversa, es menos definida (Fig. 5).

Es interesante referirnos a González Bonorino (1965), quien señala que la variedad más abundante de plagioclasa en los sedimentos pampeanos es una labrador-andesina de origen claramente volcánico; estos clastos provenientes de rocas volcánicas básicas son característicos de las areniscas fluviales de la Fm Río Negro que rodean la llanura pampeana y desde dónde habrían sido incorporados más tarde a los sedimentos loésicos. También señala que de acuerdo a las curvas de distribución en los perfiles que estudió en el área del Gran Buenos Aires no hay relación entre los contenidos de plagioclasas y vidrio volcánico; este último correspondería a fases piroclásticas de lavas ácidas o subalcalinas de volcanes de la cordillera. Los resultados obtenidos en el presente trabajo también reflejan la ausencia de relación entre plagioclasas

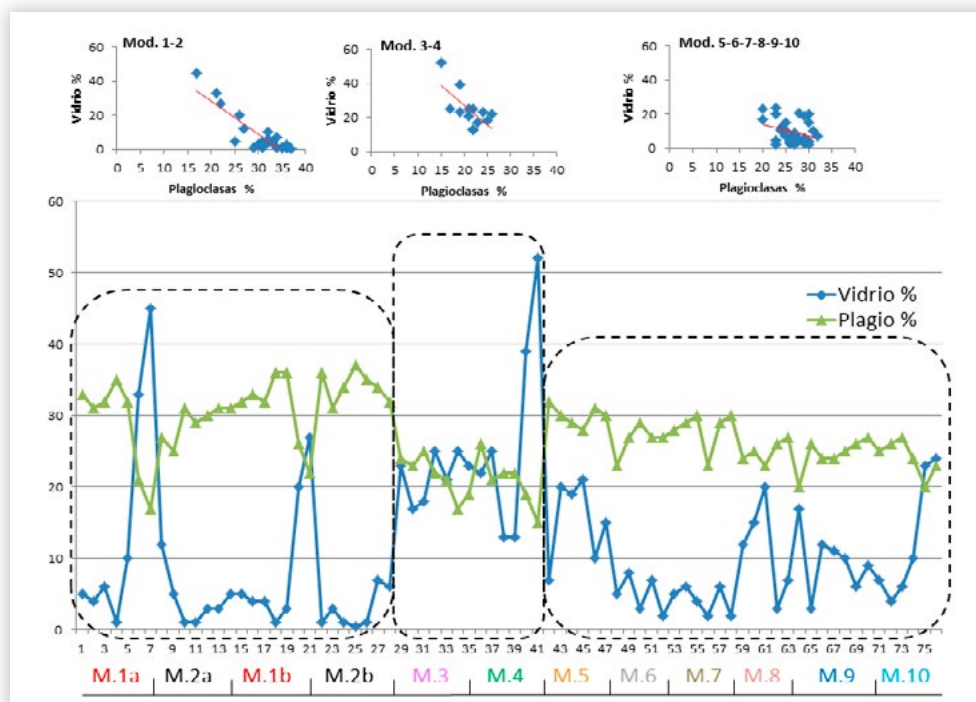


Figura 5. Variación intra- e inter-perfil del vidrio volcánico y plagioclasas en los perfiles de suelo representativos de los modelos mineralógicos. Abscisa: perfiles representativos de los modelos mineralógicos y sus horizontes identificados con números sucesivos (para mejor comprensión de la figura ver Material y Métodos). Ordenada: contenidos de vidrio y plagioclasas expresados en % de la fracción liviana. Parte superior de la Fig.: correlación gráfica entre ambas variables para las muestras agrupadas en cada uno de los tres conjuntos de perfiles circunscriptos con líneas de trazo.

Figure 5. Intra- and inter-profile variation of volcanic glass and plagioclase in representative soil profiles. In the abscissa, representative profiles of the “mineralogical models” and their corresponding horizons identified with successive numbers (for better understanding of the figure see Material and Methods). In the ordinate: glass and plagioclase contents (in % of the light fraction). In the upper part of the Fig., graphic correlation between both variables for the samples grouped in each of the three sets of profiles circumscribed with dashed lines.

y vidrio; sin embargo, la diferente proporción de plagioclasas, así como las diferentes relaciones entre estas y el vidrio en distintos sectores de la región estudiada, sugieren que además de la fuente indicada por González Bonorino, una parte de las plagioclasas tendría aquí otro origen.

Fragmentos líticos. Estos granos “se presentan en todas las muestras como clastos irregulares a subredondeados, por lo común alterados y penetrados por óxidos de hierro, lo que dificulta su exacta determinación. En aquellos menos alterados es factible reconocer que pertenecen a pastas de vulcanitas, dentro de las cuales se reconocen dos tipos: felsíticas y andesito-basálticas. Las primeras, formadas al parecer por feldespatos alcalino, que podrían pertenecer a pórfidos, riolitas, o tobas ácidas. Las segundas son en su mayoría andesitas y/o basaltos, con textura hialopilitica, intersertal o

intergranular. Las pastas felsíticas exceden en mucho a las andesito-basálticas”.

En la fracción arena de los perfiles de suelo aquí estudiados, los fragmentos líticos son el constituyente más abundante de la fracción liviana, con contenido medio regional de 30%. Como se constata en las **Tablas 1-5** y en la **Fig. 6**, los menores porcentajes de fragmentos líticos se presentan en algunos suelos del centro de la Pampa Ondulada Alta cercanos al río Paraná (modelos 1b y 2b) con tenores entre 20-25%. En otros sectores de la Pampa Ondulada Alta (modelos 1a, 2a, 3 y 4) y de la Pampa Ondulada Baja (modelo 5) el contenido de estos clastos es algo superior, entre 25 y 35%. Por el contrario, en los sectores de la franja proximal al río de la Plata (modelos 6, 7 y 8) y en aquellos situados en el suroeste de la región estudiada (modelos 9 y 10), el contenido de fragmentos líticos es claramen-

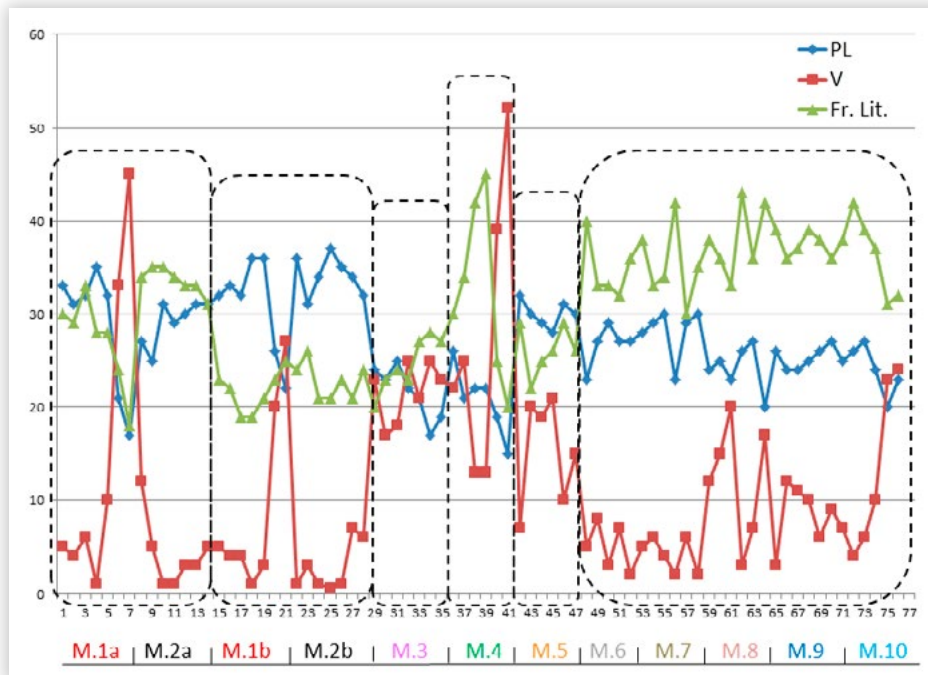


Figura 6. Variación intra- e inter-perfil de los principales constituyentes de la fracción liviana (vidrio volcánico, plagioclasas y fragmentos líticos) en los perfiles de suelo representativos. Abscisa: perfiles representativos de los modelos mineralógicos y sus horizontes identificados con números sucesivos. Comparando con la **Fig. 5**, se aprecia que la inclusión de los fragmentos líticos muestra mayor heterogeneidad composicional de la fracción arena, permitiendo distinguir otros subconjuntos mineralógicos en la región estudiada.

Figure 6. Intra- and inter-profile variation of the main constituents of the light fraction (volcanic glass, plagioclase and lithic fragments) in representative soil profiles. In the abscissa, representative profiles of the “mineralological models” and their corresponding horizons identified with successive numbers. In comparison with **Fig. 5** it can be seen that the inclusion of lithic fragments highlights a greater compositional heterogeneity of the sand fraction, allowing other mineralological subsets to be distinguished in the studied region.

te mayor y relativamente más constante, oscilando entre 30 y 42% de la fracción liviana de la arena.

Desde hace tiempo estos litoclastos, opacados por alteración e impregnación de óxidos de hierro, han sido reconocidos como fragmentos pequeños de pastas volcánicas muy característicos de los sedimentos loésicos de Argentina. La naturaleza volcánico-piroclástica de estos sedimentos ha sido establecida justamente a partir de la abundancia en la fracción liviana de los tres componentes hasta aquí citados (vidrio volcánico, plagioclasas y fragmentos líticos) (Teruggi, 1954; 1957). Sin embargo, los datos aquí presentados ponen de relieve relaciones diversas entre estos tres componentes, tanto a nivel regional como en el interior de los perfiles.

Además de las relaciones inversas de distinto grado entre vidrio volcánico y plagioclasas que llevan a diferenciar tres sectores en la región estudiada (**Fig. 5**), la inclusión de los fragmentos líticos en este análisis muestra una mayor heterogeneidad composicional y la posibilidad de diferenciar otros sectores mineralógicos. Así, en la **Fig. 6** puede constatarse que en los suelos representados por los modelos 1a y 2a los fragmentos líticos se presentan en cantidades relativamente similares y en proporción directa con las plagioclasas. Por el contrario, en los suelos representados por las variantes 1b y 2b los fragmentos líticos se encuentran en mucha menor cantidad y en proporción inversa a las plagioclasas. En estos dos últimos casos el contenido de litoclastos correlaciona con el de vidrio volcánico.

Los otros modelos presentan también situaciones diferentes: 1) En el modelo 3, en el noroeste de la Pampa Ondulada Alta, los tres componentes de la fracción liviana se encuentran en proporciones similares, alrededor de un 25% cada uno. 2) En los suelos del modelo 4 los fragmentos líticos son más abundantes que las plagioclasas, pero las relaciones entre los tres componentes son diversas y contrastantes según los horizontes. 3) El modelo 5, situado en la Pampa Ondulada Baja tiene similitudes con los modelos 1b y 2b de la Pampa Ondulada Alta, aunque las proporciones de los tres componentes están aquí más próximas entre sí. 4) Los

suelos de los modelos 6, 7, 8, 9 y 10 –más allá de relaciones contrapuestas entre los tres constituyentes entre distintos perfiles y horizontes– se asemejan en que los fragmentos líticos son el componente más abundante de la fracción liviana, seguido por las plagioclasas y por último el vidrio volcánico.

Cuarzo. “Se presenta en forma de granos irregulares de contornos preferentemente subangulosos y/o subredondeados, siendo escasos los angulosos y redondeados. La gran mayoría son incoloros y límpidos; los granos recubiertos por óxidos de hierro están en proporción reducida. La extinción ondulante es poco frecuente, pero las inclusiones son comunes especialmente las fluidas que puede o no estar orientadas; las sólidas son raras y corresponden a apatita y rutilo de tipo acicular y minerales opacos. Dentro del porcentaje de cuarzo se han incluido los muy escasos fragmentos líticos que corresponden a granos redondeados de cuarcita o cuarzo de vena” (Remiro, 1966-1968).

Desde el punto de vista cuantitativo, el cuarzo se presenta en cantidades variables tanto en sentido regional como en el interior de los perfiles, con un valor medio regional de aproximadamente un 20%; su proporción es normalmente especular respecto a los contenidos de vidrio volcánico, aunque sus variaciones son menos marcadas que las de este último.

A lo largo de la de la Pampa Ondulada puede trazarse una línea paralela al eje Paraná-Río de la Plata que delimita un área situada hacia el oeste-suroeste cuyos suelos tienen menores contenidos de cuarzo, de otra situada hacia el este-noreste, en la franja “ribereña”, cuyos suelos tienen contenidos mayores. Sin embargo, en este sector oriental, cercano al eje fluvial, coexisten de manera próxima perfiles con contenidos medios o bajos de cuarzo, con otros en los que el cuarzo alcanza valores elevados. Por otro lado, en esta franja “ribereña” pueden también distinguirse varias situaciones (**Fig. 7**).

En el sector “ribereño” norte de la Pampa Ondulada, en la Provincia de Santa Fe, el contenido de cuarzo de los suelos oscila alrededor de un 20%; sin embargo, en algunos perfiles, en los horizontes BC y C disminuye el contenido de cuarzo a la mitad en

consonancia con el fuerte incremento de vidrio volcánico. Esto se puede apreciar en los datos representados en el círculo superior de la **Fig. 7a**, y también comparando los suelos de los modelos 1a y 2a de **Tabla 1**. Más al sur, en el límite de Santa Fe con Buenos Aires, el contenido de cuarzo aumenta en todos los horizontes de los perfiles, a valores entre 25 y 30%; sin embargo, en este sector se repite el contraste entre horizontes BC-C de distintos perfiles (**Tabla 2**, comparar modelos 1b y 2b). Debe hacerse notar que los cinco perfiles de suelo localizados en este sector (tres perfiles del modelo 1b y dos del modelo 2b) se encuentran muy próximos entre sí, dentro de un radio de 5 km, en la cuenca del Arroyo del Medio que constituye el límite entre ambas provincias.

En la franja “riberaña” del centro de la Pampa Ondulada el contenido de cuarzo de los suelos aumenta. Los datos de perfiles completos de este sector son escasos; sin embargo, se constata en ellos la existencia de suelos cuyos horizontes A y Bt tienen bajos contenidos de cuarzo (alrededor de un 5%) junto a otros suelos con contenidos elevados (15-30%). No obstante, lo que caracteriza a este sector de la Pampa Ondulada son los contenidos elevados de cuarzo en la mayoría de los horizontes C. Los valores de los

pocos perfiles completos revelan algunos horizontes C con 30 y 45% de cuarzo (**Fig. 7a**). Este hecho es también claramente evidenciado por los análisis de horizontes C reportados en los primeros Informes Mineralógicos (**Fig. 7b**). Allí -en el sector circunvalado- puede verse la existencia de un número importante de sitios con contenidos de cuarzo que oscilan entre 20 y 30%, y que contrastan con los contenidos menores de los sitios situados hacia el oeste.

Hacia el sur, en los suelos del centro y del este de la Pampa Ondulada Baja y en el sector litoral de la Pampa Deprimida, los contenidos de cuarzo disminuyen respecto al centro de la Pampa Ondulada Alta, oscilando entre 15 y 20% (círculo inferior en la **Fig. 7a**). Si bien hay oscilaciones en el porcentaje de cuarzo entre los distintos horizontes, estas son poco acusadas, particularmente respecto a los notorios contrastes observados entre horizontes de algunos suelos de la Pampa Ondulada Alta. Dentro de este sector meridional y considerando los perfiles completos, se puede observar que los Vertisoles de la zona costera de la Pampa Deprimida (modelos 6 y 7, **Tabla 4**) tienen un contenido ligeramente mayor de cuarzo, de alrededor de un 20%, respecto a los otros modelos típicos de esta zona (modelos 5 y 8).

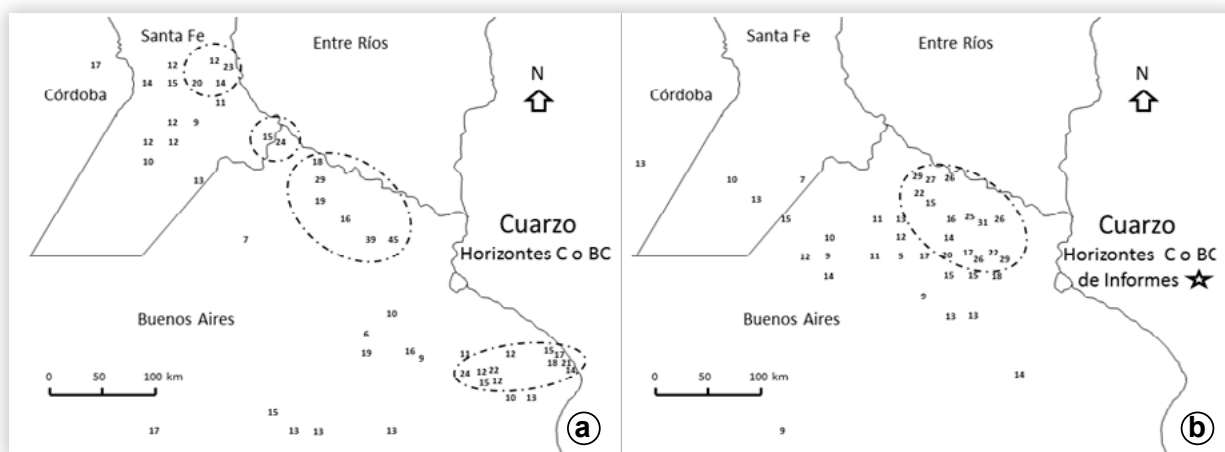


Figura 7. Representación espacial del contenido de cuarzo en los horizontes BC o C de los suelos estudiados de la Pampa Norte. Los sectores circunvalados con línea de trazos, localizados de manera proximal al eje fluvial Paraná-de la Plata, presentan algunos sitios con contenidos elevados de cuarzo. a) valores correspondientes a los horizontes C de los perfiles. b) valores correspondientes a los horizontes BC o C muestreados por separado.

Figure 7. Spatial representation of quartz content in the BC or C horizons of the soils studied in the North Pampa. The sectors circunvalated with dashed lines, located proximally to the Paraná-de la Plata river axis, have some sites with high quartz contents. a) quartz percentage in the C horizons of soil profiles. b) quartz values corresponding to the BC or C horizons sampled separately.

El cuarzo disminuye en general en los suelos situados hacia el oeste y el sur de los sectores “ribereños” mencionados. Sin embargo, si se consideran los perfiles completos se presentan dos situaciones contrastantes: 1) los suelos situados hacia el noroeste de la Pampa Ondulada Alta, en las provincias de Santa Fe y Córdoba, presentan contenidos de cuarzo elevados en los horizontes A y Bt que oscilan alrededor de un 20% y que disminuyen ligeramente en los horizontes más profundos, como lo representa el perfil del modelo 3 (**Tabla 3**) localizado en Marcos Juárez (Córdoba). Esta situación es similar a la de algunos suelos del sector vecino cercano al río Paraná. 2) Los suelos del sector centro-oeste de la Pampa Ondulada Alta, los de la Pampa Arenosa y los del sector de acciones eólicas de la Pampa Deprimida tienen contenidos algo menores de cuarzo en todos sus horizontes, alrededor del 15%. Estos suelos están representados en las Tablas por los modelos mineralógicos 4, 9 y 10. Si se consideran solamente los horizontes C, el cuarzo es poco abundante en todos los suelos alejados del eje fluvial Paraná-del Plata, oscilando entre 10-15% (**Fig. 7a y 7b**).

Feldespatos. De acuerdo a Remiro, “la ortoclasa es el más abundante y presente en todas las muestras; se presenta en granos redondeados, en avanzado estado de alteración caolínica. El microclino aparece sólo como vestigio, mucho menos alterado que la ortoclasa. La sanidina es excepcional”.

El contenido de feldespatos es notoriamente reducido y relativamente constante, no habiendo diferencias marcadas ni entre los distintos sectores de la región estudiada ni entre los horizontes de los perfiles. El valor medio para el conjunto de la región oscila alrededor del 10%. Como puede verse en las Tablas, en los suelos de la Pampa Ondulada Alta (modelos 1, 2, 3, y 4) el contenido de feldespatos es ligeramente mayor, con valores de 11-12%. Por el contrario, en los sectores meridionales las proporciones son generalmente menores, con contenidos de 7-8%.

Otros componentes de la fracción liviana

La arena (62-246 μm) de los suelos pampeanos aquí estudiados presenta otros componentes minoritarios en su fracción liviana. Entre ellos se des-

tacan por su mayor proporción los denominados por J. Remiro (1966-1968) “grumos caolínicos”. “Granos bien redondeados, casi esféricos, opacos o débilmente translúcidos, de color blanquecino o amarillento y rojizo debido a impregnaciones de compuestos férricos sin que se pueda determinar con certeza su composición original. Es posible que deriven de la alteración de fragmentos líticos, feldespatos o vidrio”.

Desde el punto de vista cuantitativo, en las muestras analizadas la proporción de grumos varía entre menos de 1% (vestigios) y 12%, aunque en general oscila entre 4-5% de la fracción liviana. La calificación de “caolínicos” –tal como también los designan Teruggi *et al.* (1957)- sólo por las características ópticas puede no ser muy precisa. Sin embargo, su presencia es constante en suelos y sedimentos pampeanos. Otros autores (González Bonorino, 1965; Riggi *et al.*, 1986) han mencionado la existencia de estos grumos en la fracción arena. También se mencionan en perfiles de la Pampa Ondulada como “pseudo-arenas”, con incremento cuantitativo en niveles de paleosuelos, y considerándolos como microagregados de probable origen pedológico (Nabel *et al.*, 1999). Imbellone & Cumba (2003) señalan la presencia de “pseudopartículas” en una sucesión de paleosuelos en La Plata; éstas son relativamente escasas y restringidas a las fracciones más gruesas de la arena en la parte superior de la sección, en tanto en los paleosuelos inferiores son abundantes y llegan a constituir la mayor parte de la fracción arena.

Otro constituyente típico y constante de la fracción liviana de la arena de los materiales pampeanos es el ópalo orgánico o fitolitos (Teruggi, 1957). Estas partículas están en la mayor parte de las muestras estudiadas, aunque tan solo como vestigios (<1%). También, en aproximadamente un tercio de las muestras se encontraron vestigios de calcedonia.

Distribución vertical y espacial de minerales de la fracción pesada.

Porcentaje de minerales pesados

La fracción pesada de la arena de los sedimentos pampeanos está constituida por una amplia va-

riedad de minerales, aunque unas pocas especies –pertenecientes particularmente a los grupos de anfíboles, piroxenos y minerales opacos– constituyen la proporción mayoritaria de la fracción. En la mayor parte de la región estudiada el porcentaje total de minerales pesados es relativamente reducido. Sin embargo, como lo refleja la representación gráfica de los datos de los perfiles seleccionados, es posible distinguir tres grupos (**Fig. 8**):

1) Un grupo abarca la mayor parte de los perfiles (modelos 1 a 8), con valores entre vestigios (a los efectos de su representación gráfica se les asignó un valor de 0,1%) y un máximo de 1,7%; 2) Un grupo contrastante con el anterior, con valores muy altos entre 1,5 y 12%, está constituido por el modelo 9 de suelos de la Pampa Arenosa; 3) Entre ambos extremos se encuentran algunos suelos con valores intermedios de minerales pesados –entre 1,2 y 2,2%– que corresponde al sector de acciones eólicas de la Pampa Deprimida (modelo 10).

En cuanto a los perfiles del primer grupo, y aún dentro del limitado rango de valores que presentan, es posible constatar agrupamientos. 1) Por un

lado están los suelos del noreste de la Pampa Ondulada, en la Provincia de Santa Fe (modelos 1a y 2a), con un contenido medio relativamente elevado (alrededor de 1,2%). 2) En el otro extremo, con los valores más reducidos (valor medio de 0,7%) están los perfiles situados en la provincia de Córdoba en la Depresión del Ao. Tortugas (modelo 3) y en particular los suelos localizados en el sector litoral de la Pampa Deprimida (modelos 6, 7 y 8). 3) Con valores intermedios entre esos extremos se encuentran los perfiles de suelo situados en la parte central de la Pampa Ondulada Alta (modelos 1b, 2b), en la parte sur de la misma (modelo 4) y los suelos de la Pampa Ondulada Baja (modelo 5).

La **Fig. 8** muestra algunos horizontes de algunos suelos donde los porcentajes reducidos de minerales pesados se correlacionan con contenidos de vidrio volcánico (o de vidrio + litoclastos) relativamente elevados; esto ocurre en horizontes B y BC-C de los perfiles 1a, 1b, 3, 4, 8 y 10. Sin embargo, esta relación no es generalizada. Inversamente, para los picos con valores máximos de pesados no

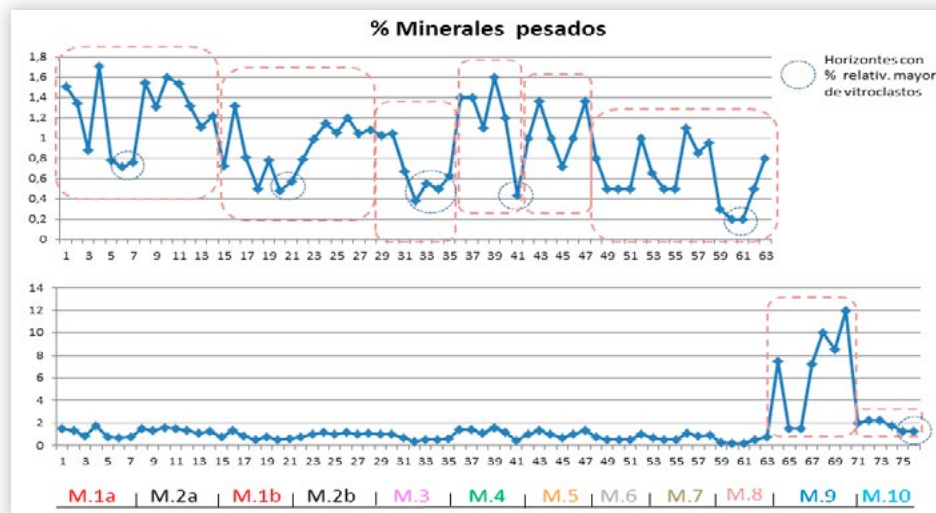


Figura 8. Porcentaje de minerales pesados en la fracción arena de perfiles representativos. Gráfico inferior: se diferencian tres grupos de suelos en función del contenido de minerales pesados. Gráfico superior: una observación más detallada de los perfiles con bajo contenido de minerales pesados permite apreciar otros agrupamientos. Los puntos circunvalados corresponden a horizontes profundos de perfiles, donde el bajo contenido de minerales pesados se relaciona con elevado porcentaje de vidrio volcánico en la fracción liviana.

Figure 8. Proportion (in %) of heavy minerals in the sand fraction of representative profiles. In the graph below three groups of soils are distinguished according to their heavy minerals content. In the graphic above, a more detailed observation of the profiles with a low content of heavy minerals allows other clusters to be appreciated. The circunvallated points correspond to deep horizons of certain profiles, in which the low content of heavy minerals are related to high volcanic glass contents in the light fraction.

se encontró ninguna correlación con ninguno de los minerales considerados de la fracción pesada.

Piroxenos. Un componente constante, aunque en proporciones muy diversas, de la fracción pesada de las arenas estudiadas son los piroxenos. Este grupo “está representado por augita, hipersteno y enstatita. La augita se presenta en granos prismáticos o irregulares fracturados, redondeados, subangulosos, menos frecuentemente subredondeados que a veces tienen terminaciones aserradas originadas por los planos de clivaje. Color verde claro o incoloro, que corresponde aparentemente a un tipo diopsídico y solo excepcionalmente es de color verde intenso. Con frecuencia presenta inclusiones opacas de magnetita. No presenta señales de alteración. La augita titanífera de color rojo violáceo se presenta en pocas muestras, y solo como vestigio”. “El hipersteno alterna en abundancia con la augita. En general los granos tienen hábito prismático alargado, subredondeados; los cristales bien desarrollados con restos de vidrio volcánico adherido a sus bordes, son raros. Los individuos con extremos aserrados son poco frecuentes. Su color es verde pálido, con leve pleocroísmo al verde rojizo y menos común al rojizo intenso debido a un mayor contenido de moléculas de hierro. No presenta señales de alteración y con frecuencia tiene inclusiones de magnetita. Por su parte, la enstatita se encuentra como vestigios en pocas muestras”.

En la mayoría de las muestras de los perfiles seleccionados las proporciones de augita e hipersteno son prácticamente similares (Tablas 1-5). La sumatoria de ambos minerales oscila entre <1% (vestigios) hasta 43% de la fracción pesada (Fig. 9).

En los horizontes A (Fig. 9a), resulta evidente que en la franja cercana al río Paraná los piroxenos se presentan en muy escasa cantidad, entre vestigios y un 4%. Hacia el oeste de la Pampa Ondulada se registra un ligero aumento, más notorio en el oeste de Santa y en Córdoba. Del mismo modo, en los horizontes Bt (Fig. 9b), y salvo un caso excepcional, en la franja “ribereña” los piroxenos se encuentran en muy pequeña proporción siendo muy frecuentes los sitios con tan solo vestigios. Hacia el

oeste el porcentaje de piroxenos aumenta de manera más abrupta que en el caso anterior. Dado las pequeñas proporciones de piroxenos en los horizontes A y Bt de la Pampa Ondulada Alta, se ha tomado aquí el valor de 5% para trazar el límite entre sectores de menor y mayor contenido.

Por el contrario, en los horizontes A y Bt de los sectores meridionales de la región estudiada, la proporción de piroxenos aumenta notoriamente, pudiéndose distinguir dos áreas: 1) en los suelos de la Pampa Ondulada Baja y de los sectores litorales de la Pampa Deprimida, se presentan sitios con contenidos contrastantes que van desde 2% a 49% (Figs. 9a y 9b). 2) en los suelos situados hacia el suroeste, sector de “Acciones eólicas” de la Pampa Deprimida y en la Pampa Arenosa, el contenido de piroxenos es homogéneamente elevado.

Una situación diferente desde el punto de vista cuantitativo se observa en los horizontes C y BC (Fig. 9c). En los suelos de la Pampa Ondulada Alta, tanto en los perfiles de suelo del sector “ribereño” del Paraná como en aquellos situados hacia el oeste, es evidente un incremento notable de piroxenos en los horizontes profundos respecto a los valores de los horizontes A y Bt. En este caso, dado el incremento generalizado, y tomando en cuenta el criterio utilizado en un trabajo anterior (Morrás, 2003) la línea divisoria entre sectores se ha trazado tomado como referencia el valor de 16% de piroxenos. Dado la escasa cantidad de perfiles estudiados en la parte media de la Pampa Ondulada, para corroborar la sectorización propuesta se utilizó aquí también el otro conjunto de datos de horizontes C. Así, en la Fig. 9c puede distinguirse el sector oriental, con contenidos heterogéneos de piroxenos, del sector occidental donde las proporciones aumentan de manera más generalizada.

Tal como se observó para los horizontes A y Bt, también en los horizontes C de los suelos de los sectores meridionales de la región estudiada aumenta el contenido de piroxenos totales (Fig. 9c), donde son frecuentes valores entre 30 y 40%. Al igual que con los horizontes más superficiales, también se distingue un sector oriental con alternancia de valores reducidos con valores elevados,

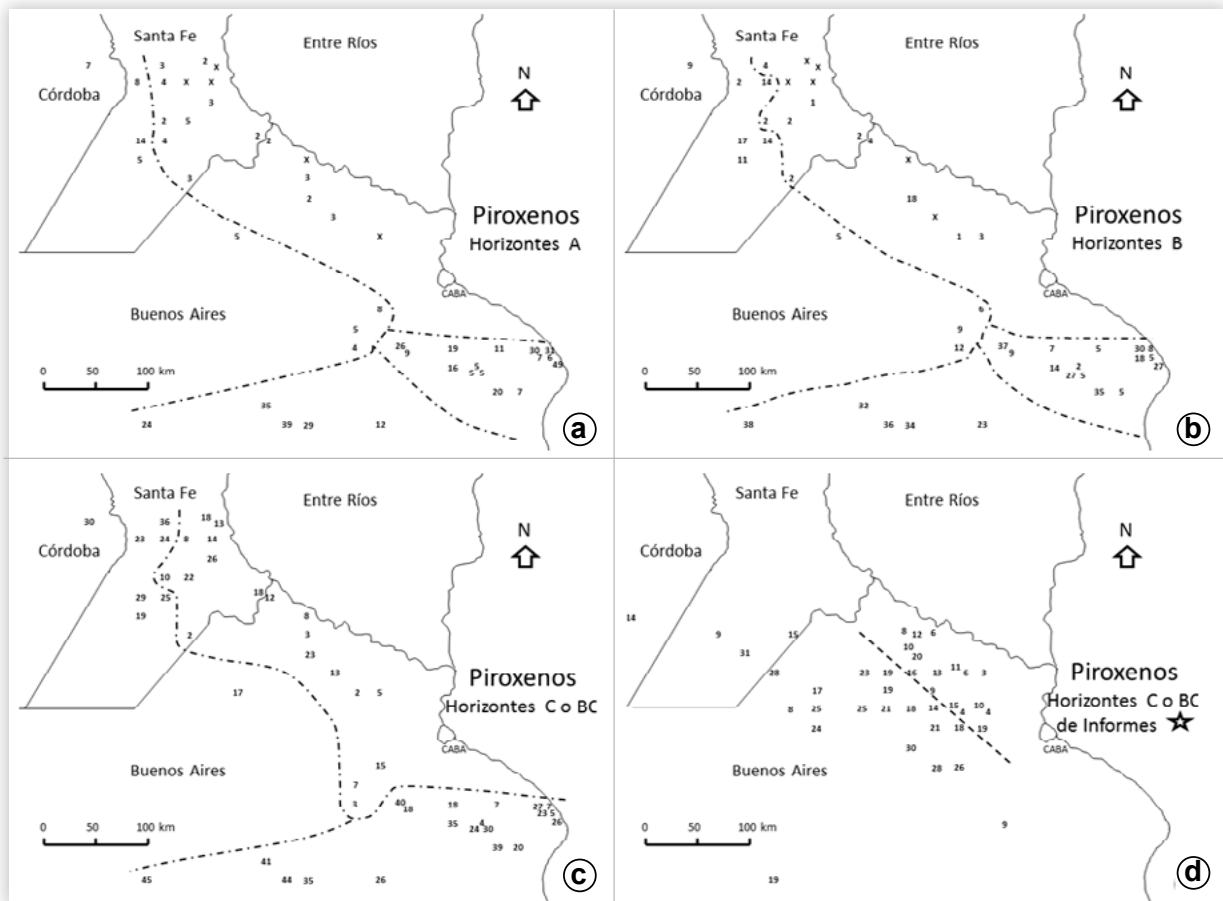


Figura 9. Representación espacial de los contenidos de piroxenos (augita + hipersteno) en los tres horizontes principales de los perfiles de suelo representativos. Las líneas de trazos interpoladas permiten distinguir áreas con diferente proporción de piroxenos. a) valores de los horizontes A de los perfiles. b) valores de los horizontes B de los perfiles. c) valores de los horizontes C de los perfiles. d) valores a de los horizontes BC o C muestreados por separado.

Figure 9. Spatial representation of pyroxene contents (augite + hypersthene) in the three main horizons of representative soil profiles. The interpolated dashed lines allow to distinguish areas with different proportions of pyroxenes. a) pyroxenes content (%) in the A horizons of soil profiles. b) values corresponding to the B horizons of the profiles. c) values corresponding to the C horizons of the profiles. d) values corresponding to the BC or C horizons sampled separately.

de un sector occidental donde el contenido de piroxenos es constantemente alto.

Diversos trabajos han mencionado que en los sedimentos pampeanos los piroxenos derivan sin duda de vulcanitas dado que, algunos granos presentan restos de vidrio adherido y las rocas plutónicas piroxénicas son escasas en la Argentina (Teruggi, 1957; Bertoldi de Pomar, 1969; Etchichury & Tofalo, 2004). Para evaluar esta relación, se graficó el contenido total de piroxenos (% en la FP) versus el contenido de vidrio volcánico (% en la FL) en los perfiles seleccionados (Fig.10; Tabla 1-5). Se

constata una evidente relación entre los contenidos de vidrio volcánico y de piroxenos en los suelos de los modelos 1 y 2 localizados en la Pampa Ondula Alta. Debe notarse que, si bien la cantidad absoluta de cada especie mineral es diferente dado que una se encuentra en la mayoritaria FL y la otra en la minoritaria FP, las proporciones de ambos componentes dentro de sus respectivas fracciones son relativamente similares entre sí. Sin embargo, llama la atención el hecho que, de acuerdo a las descripciones disponibles, los vidrios serían de tipo ácido cuando los piroxenos son especialmente comunes

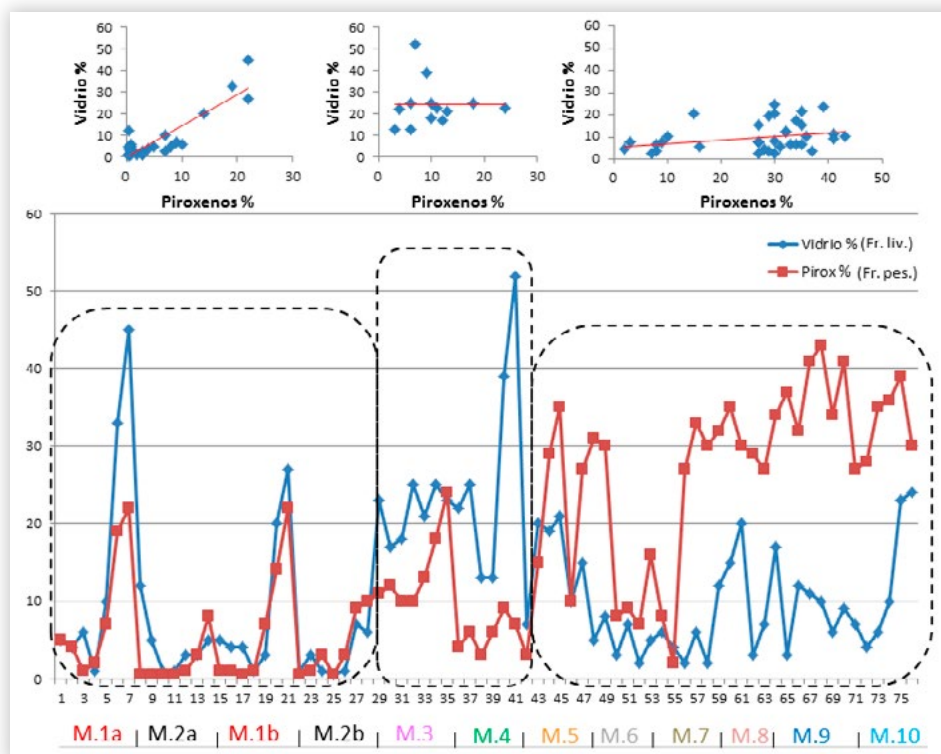


Figura 10. Variación intra- e inter-perfil del contenido total de piroxenos (% en la FP) versus el contenido de vidrio volcánico (% en la FL) en los perfiles representativos de los modelos mineralógicos. Resaltan los cambios de las proporciones relativas entre ambos componentes, con incremento progresivo del contenido de piroxenos de norte a sur de la región estudiada. Parte superior de la Figura: correlación gráfica entre ambas variables para las muestras agrupadas en cada uno de los tres conjuntos de perfiles circunscriptos con líneas de trazo. Hay una evidente relación positiva entre los contenidos de vidrio volcánico y de piroxenos en los suelos de los modelos 1 y 2 localizados en la Pampa Ondulada Alta; la relación es indeterminada para los otros modelos.

Figure 10. Intra- and inter-profile variation of pyroxenes (% of the heavy fraction) versus volcanic glass (% of the light fraction) in the representative profiles of different “mineralogical models”. Changes in the relative proportions between both components are significant, showing a progressive increase in the pyroxene content from north to south of the studied region. In the upper part of the Figure, graphic correlation between both variables for the samples grouped in each of the three sets of profiles. An obvious positive relationship can be seen between the contents of volcanic glass and pyroxenes in the soils of models 1 and 2 located in the Pampa Ondulada Alta (High Rolling Pampa). On the contrary, the relationship is indeterminate for the other models.

en las rocas eruptivas básicas. En los perfiles de los modelos 3 y 4 la proporción de vitroclastos supera claramente a la de piroxenos. Finalmente, en los suelos situados en la Pampa Ondulada Baja, en la Pampa Deprimida y en la Pampa Arenosa (modelos 5, 6, 7, 8, 9 y 10), a diferencia de los suelos situados más al norte, las relaciones se invierten y es notorio el mayor porcentaje de piroxenos respecto a los de vidrio volcánico. En los suelos de estos sectores, en algunos horizontes hay una correlación directa entre el contenido de vidrio y el de piroxenos, mientras en otros ésta no es evidente. Representando estos datos en gráficos de coordenadas aparecen tres

situaciones diferenciadas (parte superior de la **Fig. 10**): 1) existe una clara correlación directa entre ambos componentes en los perfiles de los modelos 1 y 2. 2) en los modelos 3 y 4 no se aprecia correlación entre ambos. 3) para el grupo de suelos situados en el sector meridional de la región estudiada (modelos 5, 6, 7, 8, 9 y 10) la relación entre vidrio volcánico y piroxenos es muy débil a nula. Es interesante mencionar que para el perfil localizado más hacia el suroeste de la región estudiada (localidad de Nueva Plata), en la Pampa Arenosa y correspondiente al modelo 10, J. Remiro indica que los piroxenos se destacan por ser individuos mayores que los

observados en las otras muestras y por su fuerte redondeamiento.

Anfíboles. Otro de los componentes mayoritarios de la fracción pesada de los sedimentos pampeanos es el grupo de los anfíboles. Estos minerales “están representados por hornblenda común, lamprobolita (hornblenda basáltica) actinolita y antofillita. La primera puede ser verdosa o castaña, predominando una u otra; aparecen en granos prismáticos redondeados o fragmentos de prismas. Inclusiones escasas (magnetita). Estado de conservación bueno, raramente alteradas. La lamprobolita, con su típico pleocroísmo del castaño pálido al castaño oscuro o negro, se presenta en individuos prismáticos redondeados algo más pequeños que los de hornblenda, sin alteración. La actinolita y la antofillita están presentes en muy pocas muestras y siempre como vestigios; aparecen típicamente en cristales fibrosos fragmentados, ambas de color verde muy pálido”.

En los horizontes de los perfiles seleccionados el contenido total de anfíboles varía ampliamente entre 15 y 45%. Dado que la cantidad de lamprobolita es reducida y aproximadamente constante, (entre 3 y 5% de la fracción pesada), las marcadas diferencias en el contenido de anfíboles entre distintas muestras residen en las grandes variaciones de la hornblenda común (**Tablas 1-5**).

El análisis de su distribución espacial entre distintos sectores de la región estudiada y su relación con otros constituyentes de la arena, revela algunos detalles interesantes. Como lo expresó Teruggi (1954; 1957), “si bien es difícil establecer la roca madre de los anfíboles en los sedimentos pampeanos, se estima que estos proceden de vulcanitas”. En consecuencia, resulta útil comparar el contenido de hornblendas con otros constituyentes de filiación claramente volcánica. Así, en la **Fig.11** se han representado conjuntamente los contenidos totales de anfíboles y piroxenos, lo que permite apreciar agrupamientos diferenciados en los

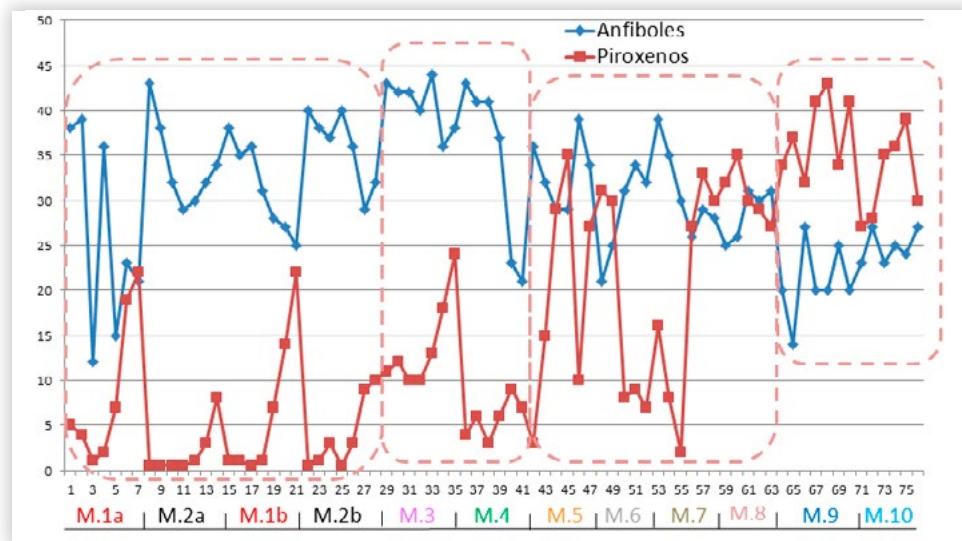


Figura 11. Comparación de las variaciones intra- e inter-perfil de piroxenos y anfíboles. La relación proporcional entre ambos minerales es en gran parte inversa, y el grado depende de los modelos considerados (ver **Fig. 13**). En los perfiles de los modelos 1, 2, 3 y 4 la proporción de anfíboles es claramente superior a la de piroxenos; en los perfiles de los modelos 9 y 10 al sur del río Salado el contenido de piroxenos es superior al de anfíboles; en los modelos 5, 6, 7, y 8 de la Pampa Ondulada Baja y de la zona litoral, la relación es intermedia entre los casos anteriores.

Figure 11. Comparison of intra- and inter-profile variations between pyroxenes and amphiboles. The relationship between both minerals is largely inverse, although the degree depends on the models considered (see **Fig. 13**). In the profiles of models 1, 2, 3 and 4 the proportion of amphiboles is clearly higher than that of pyroxenes. On the contrary, in the profiles of models 9 and 10 located south of the Salado River, the pyroxene content is higher than that of amphiboles. In models 5, 6, 7, and 8 characteristic of the Pampa Ondulada Baja (Low Rolling Pampa) and the coastal area, the ratio is generally intermediate between the previous cases.

contenidos totales y en las relaciones entre ambos minerales

En primer lugar, en los perfiles de los modelos 1 y 2 el contenido de anfíboles es elevado, alrededor de un 35%; al mismo tiempo en estos suelos –y salvo los incrementos en los horizontes profundos– se observan los valores mínimos de piroxenos de toda la región. Los modelos 3 y 4 se asemejan a los anteriores pero se caracterizan por ligeros incrementos tanto en los porcentajes de piroxenos como de anfíboles. Como se ha señalado anteriormente, un sector claramente contrastante es el representado por los modelos mineralógicos 9 y 10. En estos suelos disminuye el contenido de

anfíboles al mismo tiempo que aumenta notoriamente la proporción de piroxenos, los que devienen mayoritarios dentro de la fracción pesada. Los modelos 5, 6, 7 y 8 se pueden agrupar en una situación intermedia y más heterogénea que las anteriores, en la que en muchos horizontes el contenido de piroxenos y anfíboles es similar.

Tomando el conjunto de datos de los perfiles seleccionados existe una definida correlación inversa entre los contenidos de anfíboles y piroxenos. Sin embargo, al sectorizar los datos según los perfiles y las zonas en que se localizan, se pueden apreciar diferencias en el grado de correlación entre ambos minerales (Fig.12). Por otro lado, resul-

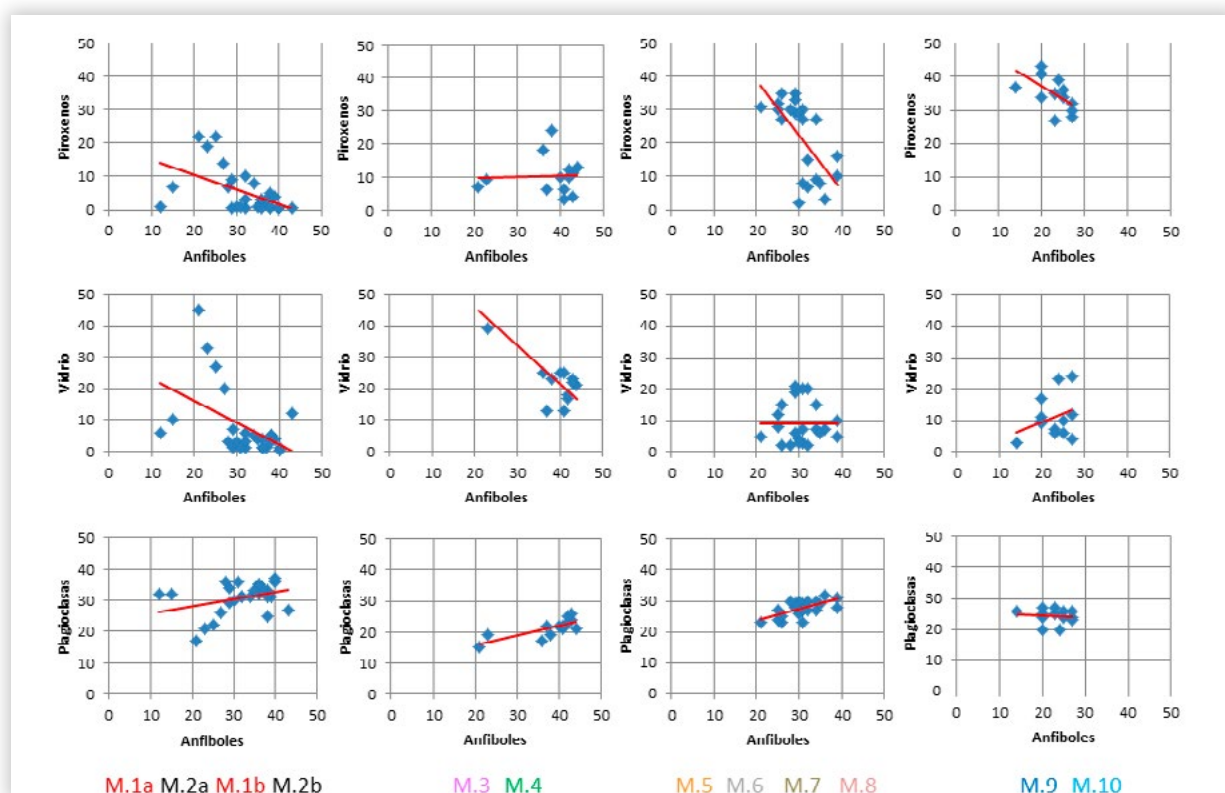


Figura 12. Correlaciones gráficas de los anfíboles (abscisas) con piroxenos, vidrio volcánico y plagioclasas (ordenadas) para cada uno de los agrupamientos de modelos mineralógicos diferenciados en las Figs. 11 y 13. Las correlaciones de anfíboles con minerales de origen volcánico (piroxenos y vidrio volcánico) son negativas en los perfiles de los modelos 1 y 2. En los otros conjuntos de perfiles de suelo son indiferenciadas o positivas según los casos. Las correlaciones de anfíboles con plagioclasas son en la mayor parte de los modelos ligeramente positivas, o bien indiferenciada como en el caso de los modelos 9 y 10.

Figure 12. Graphical correlations of amphiboles (in abscissa) with pyroxenes, volcanic glass and plagioclase (in ordinates) for each “mineralogical models” group in Figs. 11 and 13. Correlations of amphibole with volcanic minerals (pyroxenes and volcanic glass) are negative in the profiles of models 1 and 2. In the other sets of soil profiles they are undifferentiated or positive depending on the case. The correlations of amphibole with plagioclase are slightly positive in most of the models, or undifferentiated as in the case of models 9 and 10.

ta de interés evaluar la relación entre anfíboles y vidrio volcánico. El conjunto de datos de los perfiles seleccionados indica en el análisis de correlación que las dos series son independientes. Sin embargo, al sectorizar las correlaciones gráficas (**Fig.12**) se constatan diferencias entre los agrupamientos. Así, en los modelos mineralógicos localizados en la Pampa Ondulada Alta la relación entre anfíboles y vidrio volcánico es claramente inversa; por el contrario, en los modelos que caracterizan la Pampa Ondulada Baja y el sector litoral la relación es indefinida a ligeramente positiva.

También es interesante comparar en los perfiles estudiados el contenido de anfíboles con el de plagioclasas (**Fig.13**). Como se observa en esta figura, y a diferencia de los casos anteriores, ambos minerales presentan en general entre si una correlación positiva. No obstante, existen diferencias entre distintos sectores: en el área de los modelos 9 y 10, la proporción de anfíboles (% en la FP) es inferior a la de plagioclasas (% en la FL). Por el contrario, en el resto de la región los anfíboles superan a las pla-

gioclasas, aunque dentro de este conjunto los modelos mineralógicos 3 y 4 se diferencian del resto por poseer una cantidad relativamente mayor de anfíboles y una relativamente menor de plagioclasas. En los gráficos de la **Fig.12** la relación entre ambos componentes es en general positiva, salvo en los perfiles de los modelos 9 y 10. Como se mencionó más arriba al analizar la composición de la fracción liviana, la relación entre vidrio volcánico y plagioclasas es negativa en el conjunto de las muestras; el hecho que en los suelos de la Pampa Ondulada Alta la relación entre vidrio volcánico y anfíboles sea también negativa y entre anfíboles y plagioclasas positiva estaría sugiriendo que en este sector de la Pampa una proporción considerable de estos dos minerales provendría de rocas del basamento.

En síntesis, estos resultados estarían poniendo de manifiesto que en los perfiles de gran parte de la Pampa Ondulada Alta los anfíboles son abundantes pero probablemente en su mayoría no tendrían procedencia volcánica. En los suelos de la Pampa

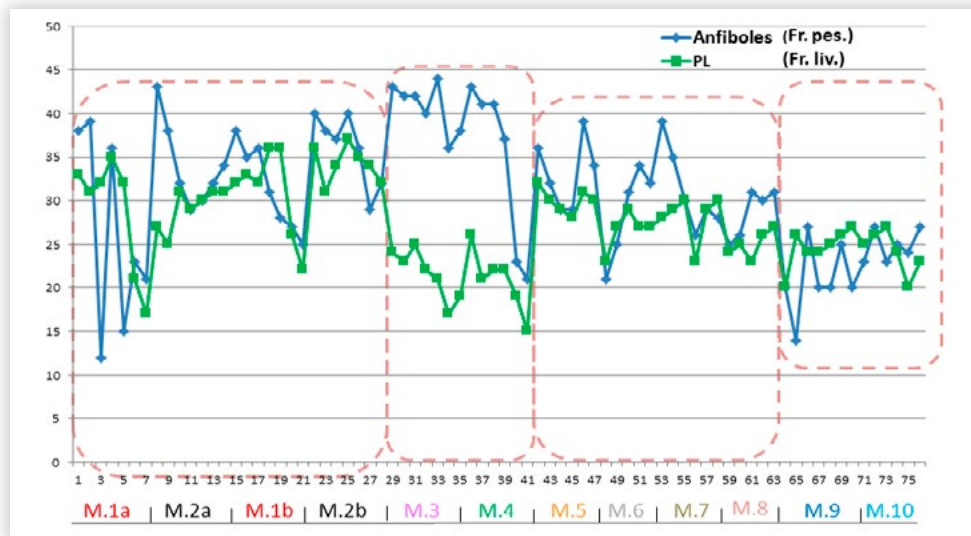


Figura 13. Comparación de las variaciones intra- e inter-perfil de anfíboles (% de la FP) y plagioclasas (% de la FL). Las proporciones de cada uno de estos minerales en sus respectivas fracciones son similares en algunos modelos mineralógicos (1, 2, 5, 6, 7 y 8) y difieren en otros (en los modelos 3 y 4 la proporción de anfíboles es superior, en tanto en 9 y 10 la proporción de anfíboles es inferior a la de plagioclasas). La relación entre ambos minerales es ligeramente positiva, salvo para los modelos 9 y 10 (ver **Fig. 12**).

Figure 13. Comparison of intra- and inter-profile variations of amphiboles (% in the heavy fraction) and plagioclase (% in the light fraction). The proportions of each of these minerals in their respective fractions are similar in some "mineralogical models" (1, 2, 5, 6, 7 and 8) and differ in others (in models 3 and 4 the proportion of amphiboles is higher, while in both 9 and 10 the proportion of amphiboles is lower than that of plagioclase). The relationship between both minerals is generally slightly positive, except for models 9 and 10 (see **Fig. 12**).

Arenosa y el borde norte de la Pampa Deprimida (modelos 9 y 10) la proporción de anfíboles es más reducida, pero en estos sectores sí tendrían mayoritariamente un origen volcánico, compartiendo de manera inversa con los piroxenos gran parte de la fracción pesada. Notoriamente, las situaciones de los otros suelos son heterogéneas e intermedias con los dos extremos mencionados (**Fig.12**), con el detalle que los suelos de los modelos 3 y 4 se acercan a las situaciones de los modelos 1 y 2, en tanto los modelos 5, 6, 7, y 8 a las de los modelos 9 y 10, lo que refleja la proximidad geográfica y ciertas relaciones geomorfológicas y sedimentológicas entre los distintos grupos.

Micas. Las micas se encuentran en los sedimentos pampeanos en proporción más reducida que otros componentes mayoritarios de la fracción pesada. Las micas “se observan en casi todas las muestras, pero en muy pocas de éstas alcanzan porcentajes apreciables. Se encuentran moscovita, incolora o ligeramente amarillenta, y biotita, con predominio de la primera. En algunas muestras, junto con las micas se observan vestigios de una clorita de color verde. Todos estos componentes se presentan en laminillas o escamas”.

Biotita y muscovita se presentan en todos los perfiles seleccionados en proporciones similares y es evidente que su contenido total es diferente en-

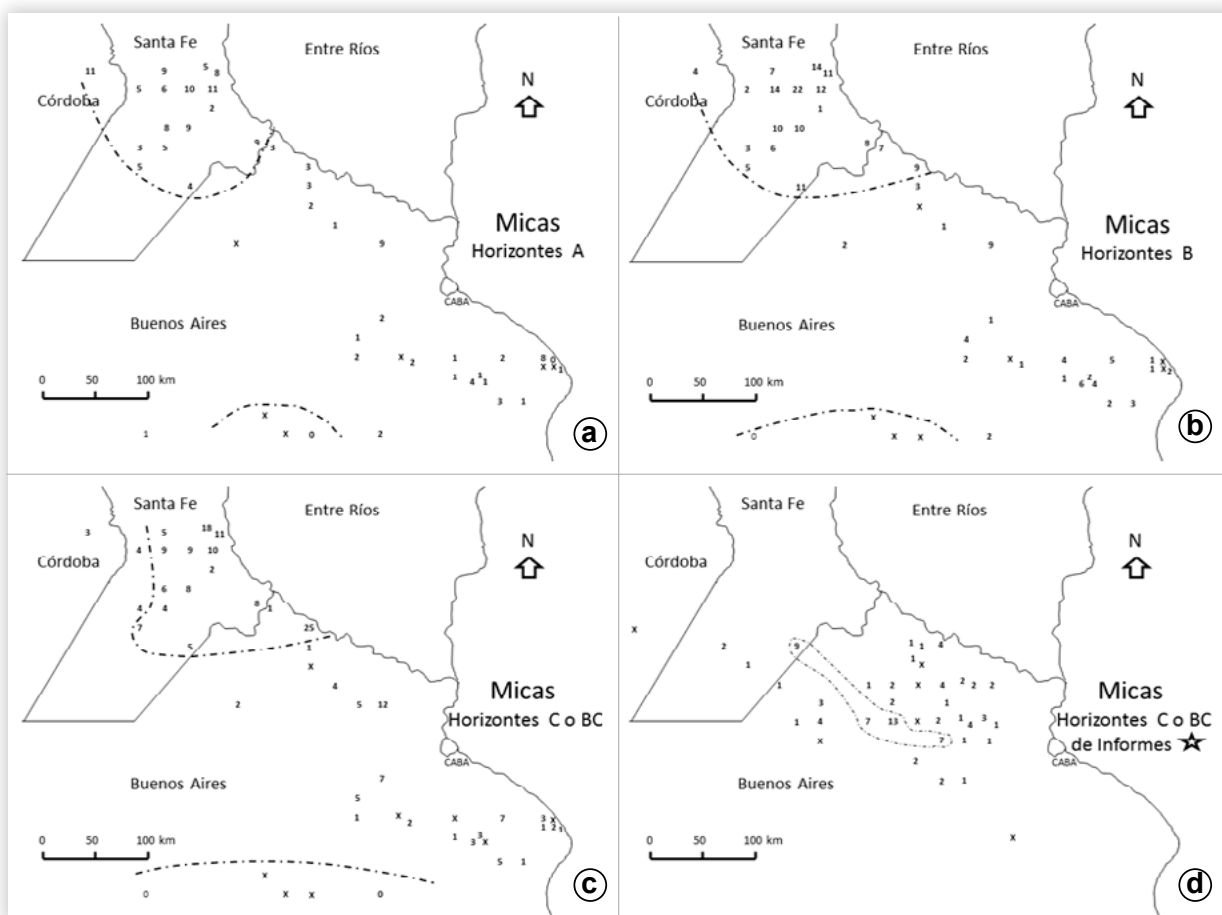


Figura 14. Representación espacial de los contenidos de micas (biotita + muscovita) en los tres horizontes principales de los perfiles de suelo representativos. Las líneas de trazos interpoladas permiten distinguir áreas con diferente proporción de micas. a) valores de los horizontes A. b) valores de los horizontes B. c) valores correspondientes a los horizontes C. d) valores de los horizontes BC o C muestreados de manera independiente.

Figure 14. Spatial representation of micas (biotite + muscovite) content in the three main horizons of representative soil profiles. The interpolated dashed lines allow to distinguish areas with different proportions of micas. a) micas content in the A horizons of soil profiles. b) values corresponding to the horizons B of the profiles. c) values corresponding to the horizons C of the profiles. d) values corresponding to the BC or C horizons sampled separately.

tre suelos de distintos sectores de la región (**Tablas 1-5**). En la **Fig. 14** se ha representado la sumatoria de ambas micas a distintas profundidades de los perfiles estudiados. Los horizontes A (**Fig. 14a**) muestran la existencia de una zona del norte de la Pampa Ondulada Alta, en las provincias de Santa Fe y Córdoba, con porcentajes relativamente más elevados de micas, con un valor medio entre 7 y 8%. En los suelos del resto de la región predominan valores reducidos, entre trazas y 3%, con algunos sitios intercalados de valores más elevados. Por el contrario en el extremo sur de la región estudiada, en el límite entre la Pampa Deprimida y la Pampa Arenosa, hay un sector con trazas o ausencia de micas, al igual que en algunos perfiles de la zona litoral.

En los horizontes B la variación espacial de las micas es similar a la anterior, aunque en muchos perfiles del sur de Santa Fe el contenido se duplica, alcanzando en un perfil un máximo de 22% (**Fig. 14b**). Inversamente, en el extremo sur de la región estudiada se amplía el sector con ausencia o solo vestigios de micas. En los horizontes C de los perfiles de Santa Fe y Córdoba (**Fig. 14c**) disminuyen los contenidos de mica respecto a los horizontes B, distinguiéndose igualmente la mayor riqueza de este sector. En el extremo sur se observa la ampliación del área con ausencia de micas. Para verificar la distribución espacial de las micas en el sector medio de la Pampa Ondulada, se han representado los valores correspondientes a muestras de horizontes C de los informes de J. Remiro. Los porcentajes registrados son inferiores a los del área más rica delimitada en Santa Fe. Sin embargo, se constata la existencia de varios sitios alineados en el oeste de la Pampa Ondulada donde los porcentajes de mica son mayores (**Fig. 14d**). Estos valores se corresponderían con los resultados obtenidos con otro conjunto de datos de horizontes C (Morrás, 2003) donde también se observaron contenidos intermedios de mica en el norreste de la provincia de Buenos Aires.

DISCUSIÓN

Como se mencionó en la introducción, el conocimiento sobre la composición y el origen de

los sedimentos loésicos superficiales de la región Chaco-Pampeana ha evolucionado notoriamente al haberse multiplicado los estudios mineralógicos de sedimentos y suelos de distintos ámbitos de la región. Los trabajos iniciales generados a partir de un número limitado de muestras provenientes en particular del sur de la provincia de Buenos Aires generaron los conceptos de unicidad de origen y homogeneidad en la composición de los sedimentos en toda su área de distribución. Lo expresaba así Teruggi en 1954: "...la composición mineralógica de los terrenos cuaternarios es relativamente homogénea". Y también: las..." variaciones en la composición mineralógica.... no son los suficientemente marcadas, cuali o cuantitativamente para ensayar...el reconocimiento de zonas mineralógicas diferenciadas..". No obstante, poco más tarde el mismo Teruggi (1955) señala que la constancia mineralógica a la que se refiere corresponde a los loess y limos bonaerenses, y admite que "la composición sería algo distinta en la zona central y nororiental argentina, cuyos sedimentos contendrían minerales de rocas plutónicas y metamórficas".

Estudios sobre materiales loésicos del norte de la Región Pampeana y del sur del ámbito Chaqueño han evidenciado desde temprano diferencias composicionales entre distintos sectores, atribuibles a distintas fuentes de aporte de los sedimentos. Así en Santa Fe, el IEIFAG (1937) y Pocovi (1947) señalaban la existencia de contribuciones desde las Sierras de Córdoba y del río Paraná. Bertoldi de Pomar (1969) y más tarde Morrás & Delaune (1981; 1985) delimitaron varios sectores de la provincia en función de las diferencias composicionales de la fracción arena de suelos y sedimentos y las contribuciones relativas de distintas fuentes de aporte. En la Pampa Ondulada, además de la asociación volcánico-piroclástica de origen andino, Morrás (2003) señaló la existencia de aportes de la cuenca del Paraná y de la Sierras Pampeanas. Etchichury & Tofalo (2004), procesando datos mineralógicos de toda la Región Pampeana a través del trazado de isopletras, pusieron en evidencia la existencia de variaciones composicionales progresivas y -aunque sin trazar límites- distinguieron dos grandes

zonas caracterizadas por sendas asociaciones mineralógicas genéticamente diferentes; una de ellas abarcaría la mayor parte de la Región Pampeana en la que los minerales tienen un origen volcánico-piroclástico a los que se añaden materiales de las volcanitas norpatagónicas, del basamento de las Sierras Pampeanas y de erupciones piroclásticas; la otra que abarca el NE de Santa Fe y provincias mesopotámicas presenta contribuciones de rocas aflorantes en Brasil y Uruguay.

Todos estos otros trabajos que han mostrado la existencia de cambios composicionales a lo largo del territorio y han contribuido a modificar el paradigma de homogeneidad mineralógica, han sido realizados considerando cada sitio de muestreo y análisis como un paquete sedimentario relativamente homogéneo. Así Morrás & Delaune (1981; 1985) aun reconociendo la existencia de ciertas diferencias entre horizontes de un mismo perfil de suelo, utilizan el valor promedio de los horizontes como dato de comparación. Por su parte Morrás (2003) y Etchichury & Tófaló (2004) utilizan solo horizontes C o BC asumiendo de manera implícita que éstos representan en cada sitio un material parental relativamente homogéneo, a partir del cual se ha desarrollado la totalidad de cada perfil de suelo.

A diferencia de esos antecedentes, en el presente trabajo sobre suelos de la Pampa Norte se ha realizado un análisis más detallado tomando los horizontes principales de cada perfil como unidad de análisis, y evaluando las variaciones espaciales del material sedimentario a distintas profundidades. Este procedimiento, además de confirmar las diferenciaciones ya observadas, enriquece notablemente el panorama sobre la composición y distribución de los sedimentos superficiales y permite otras interpretaciones de carácter pedológico.

Modelos mineralógicos y zonación de los sedimentos superficiales de la Pampa Norte

Una característica distintiva de los sedimentos loésicos pampeanos respecto a los loess de otras regiones del mundo es la predominancia de

componentes volcanoclásticos (Teruggi, 1957; Pye, 1987). Tomando por este motivo al vidrio volcánico y otros minerales considerados de filiación volcánica como primeros elementos de referencia, el análisis de la mineralogía de la fracción arena a profundidades equivalentes (horizontes A, B y BC-C de perfiles de suelos) pone en evidencia una marcada heterogeneidad composicional de los sedimentos superficiales de la Pampa Norte. Esta diferenciación espacial se corresponde con las variaciones verticales dentro de cada perfil y nos ha dado pie a la identificación de diez tipos distintos y dos variantes, de asociaciones minerales o “modelos mineralógicos”.

Por otro lado, la distribución espacial de esos “modelos” mineralógicos de la fracción gruesa no resulta aleatoria sino que se presenta como agrupaciones delimitables. En el trabajo preliminar (Morrás, 2003) limitado al análisis de los horizontes profundos de los perfiles, se diferenciaron las tres áreas mostradas en la **Fig. 1**. Sobre la base del análisis de perfiles completos de suelos esa delimitación inicial ha sido precisada y ampliada, pudiéndose delimitar en el ámbito estudiado de la Pampa Norte siete “zonas mineralógicas”, caracterizadas por la predominancia de uno o dos de los “modelos” mineralógicos (**Fig. 15**). Esta identificación de zonas en función de la mineralogía de las arenas sería correlacionable con otros elementos de diferenciación tales como unidades geomorfológicas y características litológicas como la granulometría o la mineralogía de la fracción arcilla de los materiales.

Como puede observarse comparando la **Fig. 3** con la **Fig. 15**, en el centro-norte de la región estudiada que comprende toda la Pampa Ondulada Alta y sectores de la Pampa Llana y la Depresión del Ao. Tortugas al norte y de la Pampa Ondulada Baja al sur, se han diferenciado ahora cuatro zonas mineralógicas (A, B, C y D) caracterizadas por la presencia de cuatro de los “modelos” mineralógicos identificados (1, 2, 3, y 4).

Zona A: se ubica en el centro-oeste de la Pampa Ondulada y coincide con gran parte de la tam-

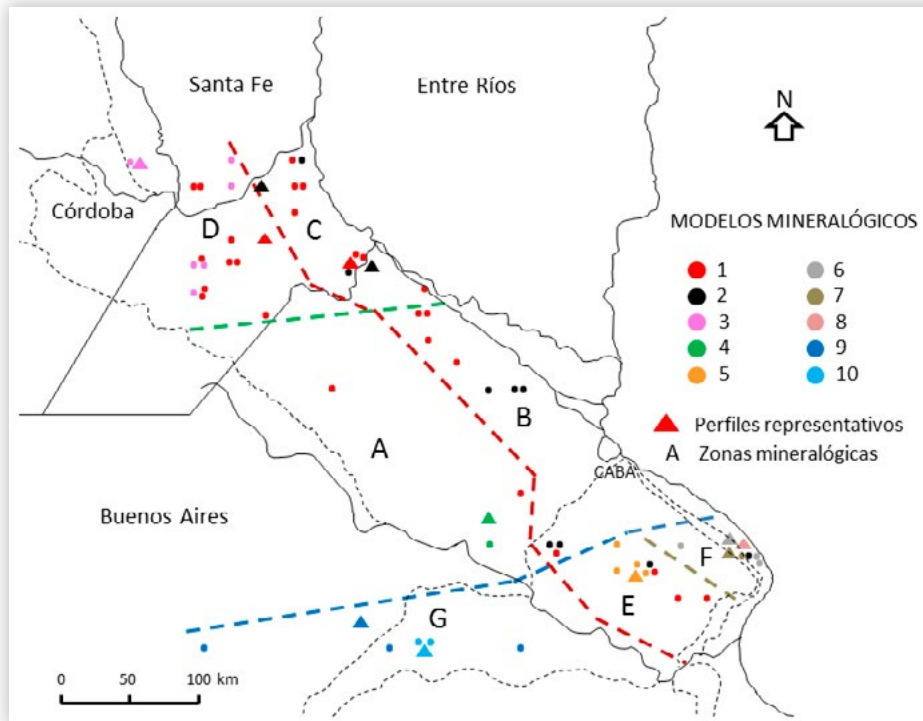


Figura 15. “Zonas mineralógicas” del NE de la Pampa Norte en función de la distribución y predominancia de los “modelos mineralógicos” de la fracción arena de los perfiles de suelo. El modelo 1 incluye las variantes 1a y 1b, y el modelo 2 las variantes 2a y 2b.

Figure 15. “Mineralogical zones” identified in the northeastern part of the North Pampa according to the distribution and predominance of “mineralogical models” of the sand fraction in soil profiles. Model 1 includes variants 1a and 1b, and model 2 variants 2a and 2b.

bién denominada área A en la zonificación realizada con anterioridad (Morrás, 2003). En el presente trabajo sólo cuatro perfiles de suelo se localizaron en este sector, dos de ellos del modelo 1a (aunque en esta zona con menos micas que los suelos de Santa Fe) y otros dos del modelo 4. Estos dos modelos se asemejan en el porcentaje elevado de minerales pesados en todo el perfil y en el notorio incremento de vidrio volcánico en los horizontes BC y C. En cambio, ambos se diferencian porque el modelo 1a tiene mayor contenido de plagioclasas en los horizontes A y Bt, y el modelo 4 tiene además mayor contenido de vidrio en esos mismos horizontes. Si bien la cantidad de perfiles completos en este sector es escasa, se dispone de un número importante de muestras de horizontes C que han permitido diferenciar esta área de las circundantes por su abundancia de vidrio y piroxenos en ese nivel (Figs. 4d y 9d). Estas últimas, y de manera coincidente con lo observado en Morrás

(2003) con otro conjunto de muestras, indican la existencia de contenidos intermedios de micas denotando una transición con los valores reducidos a nulos que se presentan hacia el sur de la región estudiada.

Zona B: en la provincia de Buenos Aires, en la franja cercana a los ríos Paraná-de la Plata que va desde la localidad de San Pedro hasta la Bahía de Samborombón, Morrás (2003) reconoció diferencias con la zona A, entre ellas un mayor contenido de cuarzo respecto al vidrio (Fig. 1). Conforme a la información que proveen los “modelos” mineralógicos esta franja se subdividió aquí en tres zonas (Fig. 15).

La zona B, se caracteriza por la coexistencia de los modelos mineralógicos 1b (aunque también en esta zona con menos micas que los suelos de Santa Fe) y 2b. El conjunto de los suelos de este sector se caracteriza por la escasa proporción de minera-

les pesados y por ser pobres en vidrio y piroxenos. Sin embargo, los suelos del modelo 1b presentan un claro aumento de vidrio y piroxenos en la base de los perfiles, que lo diferencia de los suelos del modelo 2b que son pobres en toda su profundidad. Inversamente, el contenido de cuarzo es en general muy elevado. Considerando solamente los datos de horizontes BC-C de los perfiles (**Fig. 7a**) y aquellos de los Informes (**Fig. 7b**) se observa claramente en este sector la yuxtaposición y contraste entre valores medios y otros más altos (datos circunvalados) con los valores homogéneamente más bajos de las zonas más alejadas del eje fluvial.

Si bien la escasez de vidrio en los suelos cercanos al río Paraná ha sido considerada por diversos autores como debida a procesos de alteración química y/o física (Teruggi & Imbellone, 1983; Etchichury *et al.*, 1997b), así como los mayores porcentajes de esmectitas en la fracción arcilla de los suelos de este sector fueron atribuidos por Iñiguez & Scoppa (1970) y Scoppa (1974; 1976) a procesos de meteorización y neoformación, otros trabajos –como las importantes contribuciones de González Bonorino (1965; 1966)– indican que la menor proporción de vidrio y otros minerales de origen volcánico, así como la menor proporción de minerales pesados, se deben a causas de origen estrictamente sedimentario. Particularmente, una serie de trabajos geopedológicos enlazando evaluaciones de suelo-paisaje con estudios mineralógicos, geoquímicos, paleomagnéticos y polínicos han mostrado la existencia en este sector de dos sedimentos superficiales de litología similar, pero de diferente composición y origen (Morrás & Moretti, 2016): 1) sedimentos con predominancia de aportes volcánicos, aunque como revela la existencia del modelo mineralógico 1, con mayor riqueza de vidrio volcánico y piroxenos en la base de los perfiles; 2) sedimentos característicos de esta área –con escaso vidrio y representados por el modelo mineralógico 2, cuya composición es debida fundamentalmente a aportes de la cuenca del río Paraná.

El análisis de la composición granulométrica de una gran cantidad de perfiles de suelo de la Pam-

pa Norte realizado por Morrás & Cruzate (2000) utilizando la clasificación de Bidart (1992) para sedimentos eólicos, mostró la existencia de varias franjas sucesivas de granulometría más fina hacia el río Paraná (**Fig. 16**). Sobre ese mapa aquí se han superpuesto las líneas demarcatorias de las “zonas mineralógicas”. Se constata que toda la franja proximal al eje fluvial Paraná-de la Plata, en particular donde se encuentran las “zonas mineralógicas” B y C (modelos mineralógicos 1 y 2), coincide con la coexistencia de suelos desarrollados sobre loess típico con otros desarrollados sobre loess arcilloso. En consecuencia, tomando en cuenta los estudios mineralógicos existentes de todas las fracciones granulométricas (arcillas, limos y arenas) y de la mineralogía magnética de perfiles desarrollados sobre cada uno de esos sedimentos (eg. Nabel *et al.*, 1999; Liu *et al.*, 2010) así como el conjunto de resultados sintetizados por Imbellone *et al.* (2010) y por Morrás y Moretti (2016), puede aquí establecerse que suelos de esta franja clasificados como Argiudoles típicos se han desarrollado sobre un loess típico e illítico representado en su fracción arena por el “modelo” mineralógico 1, en tanto Argiudoles vérticos y Vertisoles que caracterizan esta franja se han desarrollado sobre un loess arcilloso y esmectítico cuya composición de la fracción arena responde al “modelo” mineralógico 2.

De acuerdo con una gran diversidad de trabajos realizados particularmente en el área de las ciudades de La Plata y de Buenos Aires, desde el punto de vista estratigráfico los suelos actuales de este sector de la Región Pampeana se habrían desarrollado a partir de los sedimentos más recientes del Pampeano (Fm Buenos Aires) del Pleistoceno tardío y del post-Pampeano (Fm. La Postrera) del Pleistoceno tardío / Holoceno. De acuerdo a las dataciones magnetoestratigráficas todos estos sedimentos integran el cron *Bruhnes*, en tanto las edades obtenidas por termoluminiscencia son inferiores a unos 40 ka (Nabel *et al.*, 1999; 2005; Blasi *et al.*, 2001; Zárate, 2003; Zárate & Orgeira, 2011; Morrás & Moretti, 2016; Torre *et al.*, 2019). El presente trabajo complementa y ratifica los resultados de trabajos precedentes que han puesto en relie-

ve la existencia de dos materiales aflorantes en la Pampa Ondulada diferenciados en su mineralogía, así como en parámetros químicos y físicos asociados a la misma. Estos nuevos resultados mineralógicos sostienen la propuesta realizada por Morrás (2004) y Morrás & Moretti (2008) de diferenciar en la Fm Buenos Aires un miembro Esmectítico, más antiguo y conformado por materiales procedentes del área mesopotámica, de un miembro Illítico más reciente y constituido por materiales provenientes de los Andes y Sierras Pampeanas.

Zona C: A semejanza de la zona B, esta zona, que se extiende desde el río Carcarañá en el sureste de Santa Fe hasta el ángulo noreste de Buenos Aires, está caracterizada por la presencia y yuxtaposición de los “modelos” mineralógicos 1 y 2. Una característica distintiva de todos los suelos de este sector -junto con los de la zona D- es el elevado contenido de micas y el mayor porcentaje total de minerales pesados, por lo cual más precisamente coexisten los modelos 1a y 2a. El contenido de

cuarzo oscila entre 15 y 20%, aunque en algunos perfiles llega al 30% (**Fig. 7a**). Las plagioclasas también son abundantes. Inversamente los suelos son pobres en vidrio y piroxenos. Sin embargo, los suelos del modelo 1a -que son predominantes- presentan un claro aumento de vidrio y piroxenos en la base de los perfiles, que los diferencia de los suelos del modelo 2a.

Zona D: Esta zona corresponde al extremo noroeste de la Pampa Ondulada Alta (suroeste de Santa Fe) y el sector relacionado de la Depresión del Ao. Tortugas (Córdoba). Integra también el cinturón loésico de la Pampa Norte; desde el punto de vista granulométrico la mayor parte del área está cubierta por loess típico, bordeado hacia el suroeste por una faja de loess arenoso (**Fig. 16**), y sus suelos zonales son Argiudoles típicos. Los perfiles estudiados en esta zona se reparten en partes equivalentes entre los modelos mineralógicos 1a y 3, los que aparecen yuxtapuestos entre sí. La diferencia principal entre ellos radica en que el

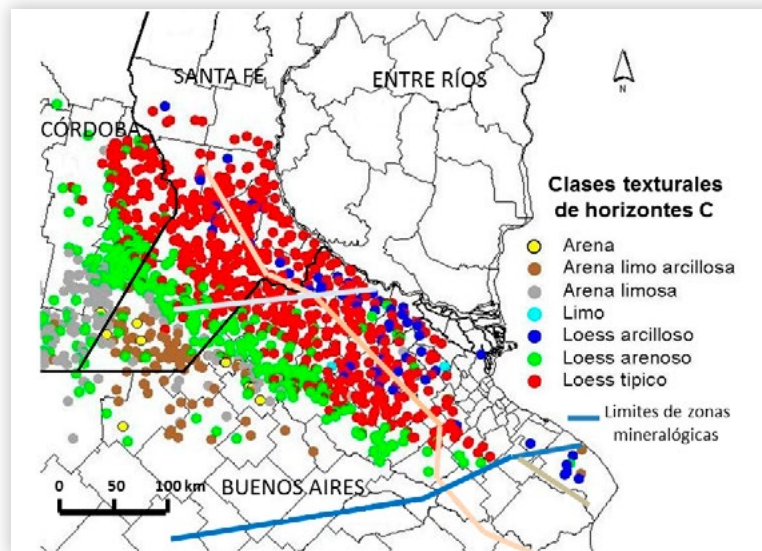


Figura 16. Textura de los horizontes C de suelos de la Pampa Norte según la clasificación de Bidart (1992) para sedimentos eólicos (mapa modificado de Morrás & Cruzate, 2000). Sobre el mapa se trazaron los límites de las “zonas mineralógicas” identificadas en el presente trabajo según los “modelos mineralógicos” de la fracción arena. Se observa que en la franja proximal al eje fluvial coincide la coexistencia de loess típicos y loess arcilloso con la coexistencia de los “modelos mineralógicos” 1 y 2.

Figure 16. Texture of the C horizons of soils of the North Pampa according to the Bidart classification (1992) for eolian sediments (modified from Morrás and Cruzate, 2000). The limits of the “mineralogical zones” identified in the present work have been drawn on the map. In particular, it is observed that the coexistence of typical loess and clayey loess coincides with the coexistence of “mineralogical models” 1 and 2 in the strip proximal to the river axis.

modelo 1a es pobre en vidrio y piroxenos en los horizontes A y Bt, los que aumentan en los horizontes BC-C; contrariamente, el modelo 3 presenta contenidos elevados de vidrio, piroxenos y anfíboles en toda la profundidad de los perfiles. En todos los suelos de esta zona el contenido de micas es relativamente elevado.

Como se presentó en los Resultados y se mostró en las Figs. 6 y 10, al sur de los sectores anteriores y traspasando un límite de sentido este-oeste (**Fig. 15**), se han diferenciado otros tres sectores (E, F, G) en los cuales se presentan los restantes modelos mineralógicos (5, 6, 7, 8, 9 y 10) (**Tablas 3, 4 y 5**). En términos generales todos estos se diferencian de los anteriores modelos y zonas mineralógicas por tener contenidos intermedios de vidrio y plagioclasas, pero superiores de piroxenos y de fragmentos líticos. Además, la distribución vertical de estos componentes es distinta entre los distintos modelos del sector meridional.

Zona E: esta zona mineralógica abarca la mayor parte de la Pampa Ondula Baja, y se caracteriza por su heterogeneidad. Como una continuación de la mineralogía característica de la zona B, se presentan perfiles de los modelos 1b y 2b, pero, de manera específica, esta zona se caracteriza por la presencia del modelo mineralógico 5. Este modelo (**Tabla 3**) -junto con el 8- se diferencia de los restantes por presentar incrementos de vidrio volcánico y piroxenos en la parte media del perfil, en este caso los horizontes A2 y Bt. En consonancia con la marcada heterogeneidad mineralógica vertical, las descripciones de campo de estos perfiles de suelo han identificado varias discontinuidades (**Tabla 3**).

Zona F: esta zona incluye el sector oriental de la Pampa Ondulada Baja, el sector de depósitos marinos y la superficie de abrasión correspondientes a la Pampa Deprimida. En consonancia con los procesos geomorfológicos de estos sectores, la composición de los sedimentos superficiales es muy variada (**Fig. 16**); en la llanura alta continental predominan los depósitos de loess arcilloso, aunque también se encuentran loess arenoso y arena limo arcillosa. En la zona costanera los

ambientes geomorfológicos y depósitos sedimentarios son diversos y la morfología de los suelos más compleja como resultado de las acciones y aportes de las transgresiones marinas (Vargas Gil *et al.*, 1972; INTA, 1977; Imbellone *et al.*, 2010; Imbellone & Mormeneo, 2011). En la zona F, además de un perfil con el modelo 1b, se identificaron tres modelos mineralógicos específicos (6, 7, y 8) (**Tabla 4**) que se encuentran yuxtapuestos entre sí: 1) los modelos 6 y 7-Vertisoles- tienen escaso contenido de vidrio en toda su profundidad, en tanto los piroxenos varían notoriamente en los distintos horizontes; 2) el modelo 8 es un suelo con discontinuidades reconocibles en el campo y característico del sector litoral, presenta en todos los horizontes contenidos altos de piroxenos, pero muy variables de vidrio volcánico. Todos los modelos mineralógicos de esta zona se asemejan entre sí por el escaso contenido de minerales pesados y la ausencia o muy escasa proporción de micas.

Zona G: se localiza al oeste del río Salado, en el sector de Acciones eólicas de la Pampa Deprimida y en la vecina Pampa Arenosa, y se caracteriza por la presencia de dos modelos mineralógicos específicos. El modelo 9 presenta contenidos muy elevados de piroxenos en todo el perfil, y proporciones medias o muy escasas de vidrio volcánico. El modelo 10 presenta incrementos conjuntos de vidrio y piroxenos en los horizontes profundos (BC-C), y en esto se asemeja a los modelos 1 y 4 de la Pampa Ondulada. Todos los suelos de esta zona -además de su riqueza en piroxenos- presentan porcentajes elevados de minerales pesados pero cantidades comparativamente reducidas de anfíboles y casi nulas de micas.

CONCLUSIONES

En este trabajo se procesaron datos mineralógicos de la fracción arena de todos los horizontes de 67 perfiles de suelo de la Pampa Ondulada y sectores proximales de otras unidades geomorfológicas (Pampa Llana Santafesina, Pampa Deprimida y Pampa Arenosa). Esa información fue complementada con los datos mineralógicos de un conjunto numeroso de muestras de horizontes BC o C

localizados en el sector central del área estudiada. También, en el presente trabajo se analizaron un mayor número de componentes de las fracciones liviana y pesada de la arena que los considerados en un trabajo preliminar (Morrás, 2003), los que fueron seleccionados por su importancia cuantitativa y/o por su carácter diagnóstico de proveniencia. Por otro lado, los perfiles han sido aquí referenciados con las unidades geomorfológicas y con la granulometría de los sedimentos loésicos reconocidos en el área.

En primer lugar, la representación cartográfica de los datos cuantitativos de minerales de la FL y FP de tres horizontes de suelo de cada perfil a distintas profundidades (horizontes A, B y C o BC), ha permitido observar variaciones laterales y delimitar sectores diferenciados en el contenido de esos minerales. La morfología de esas unidades cartográfico-mineralógicas difiere según el mineral y el horizonte de suelo considerados. En consecuencia, este primer análisis permitió establecer una sectorización espacial y poner de relieve la existencia de discontinuidades mineralógicas en el material parental de los suelos, las que se extienden sobre superficies considerables.

Por otro lado, el análisis detallado de todos los horizontes de los perfiles permitió constatar la existencia de diversas combinaciones en la composición mineralógica de la arena. De este modo se identificaron **12 tipos de perfiles o “modelos mineralógicos”**-incluyendo dos variantes- caracterizados por la diferente distribución vertical de minerales mayoritarios y/o significativos por su proveniencia. Algunos de estos “modelos” tienen una distribución geográfica acotada, localizados en ambientes específicos de la región, en tanto otros son más ubicuos y se presentan en distintas zonas. También, este análisis permitió mostrar la yuxtaposición muy cercana de “modelos mineralógicos” muy disímiles entre sí, lo que demuestra la heterogeneidad composicional de los sedimentos loésicos superficiales. Así, el análisis conjunto de las representaciones cartográficas de todos los datos a distintas profundidades y de la distribución y asociación espacial de los “modelos mineralógicos” ha

permitido distinguir **7 zonas mineralógicas** en el área estudiada. Estas zonas identificadas en función de la mineralogía de las arenas aparecen también en parte correlacionadas con otros elementos de diferenciación tales como unidades geomorfológicas, con características litológicas (granulometría de los sedimentos) o con la tipología de suelos.

El presente trabajo confirma los resultados de trabajos precedentes que han puesto en relieve la existencia de dos materiales aflorantes en la Pampa Ondulada diferenciados en su mineralogía y parámetros químicos y físicos asociados. Estos nuevos resultados indican que los Argiudoles típicos se han desarrollado sobre un loess típico e illítico representado en su fracción arena por el “modelo” mineralógico 1 y que se extiende de manera generalizada en el sector occidental de la Pampa Ondulada, (“zonas mineralógicas” A y D). En este caso el cortejo mineralógico estaría conformado sobre todo por contribuciones volcanoclásticas andinas y de rocas ígneas y metamórficas de la Sierras Pampeanas. Por otro lado, en la franja más próxima al eje fluvial Paraná-de la Plata, además de los sedimentos y suelos precedentes, se presentan Argiudoles vérticos y Vertisoles que se han desarrollado sobre un loess arcilloso y esmectítico cuya composición de la fracción arena responde al “modelo” mineralógico 2, en el que se reconoce menor proporción de vidrio volcánico y mayor participación de aportes de fuentes del este. En los suelos vérticos de la franja litoral (“zona” F) la heterogeneidad de los perfiles es mayor, pero también los distintos “modelos” diferenciados se caracterizan por la reducida proporción de vidrio volcánico.

La distribución espacial de los distintos “modelos mineralógicos” permitió diferenciar de norte a sur tres franjas de orientación latitudinal: 1) El sector norte, donde se encuentran las “zonas mineralógicas” C y D, se caracteriza por mayor proporción de micas y anfíboles procedentes de aportes de la Sierras Pampeanas. 2) La franja meridional donde se encuentran las zonas E, F y G se caracteriza por la abundancia de piroxenos y fragmentos líticos, los que encontrarían su origen en aportes volcanoclásticos de fuentes andinas y nor-patagó-

nicas; 3) La franja central de la Pampa Ondulada, correspondiente a las “zonas” A y B, presenta características intermedias o transicionales entre las dos anteriores.

Además de haber podido establecer diferencias composicionales entre los sedimentos loésicos de distintos ambientes de la Pampa Ondulada y zonas proximales, resulta de gran importancia haber puesto de relieve la heterogeneidad mineralógica vertical en casi todos los perfiles de suelo analizados. De este modo queda claro que los horizontes

C no representan exactamente la composición del material parental de los suelos de esta región. Si bien en muchos perfiles examinados no se han reconocido discontinuidades en el campo y aparecen litológicamente homogéneos, en la mineralogía de la arena de sus distintos horizontes se han revelado fuertemente heterogéneos. Estos resultados subrayan la necesidad de considerar la variabilidad intrínseca de estos depósitos loésicos, en el estudio de los factores de formación y de los procesos pedogenéticos de los suelos pampeanos.

BIBLIOGRAFÍA

- Bertoldi de Pomar, H. 1969. Notas preliminares sobre la distribución de minerales edafógenos en la Provincia de Santa Fe. Quinta Reunión Argentina de la Ciencia del Suelo, Santa Fe. Actas: pp. 716-726.
- Bidart, S. 1992. Clasificación de los sedimentos eólicos del Pleistoceno tardío-Holoceno del sur bonaerense. Una propuesta. IV Reunión Argentina de Sedimentología, La Plata. Actas II: pp. 159-166
- Bidegain, J & Y Rico. 2004. Mineralogía magnética y registros de susceptibilidad en sedimentos cuaternarios de polaridad normal (Brunhes) y reversa (Matuyama) de la cantera de Juárez, provincia de Buenos Aires. *Rev. de la Asoc. Geol. Arg.* 59(3): 451-461
- Blanco, M & L Sánchez. 1994. Mineralogía de arenas en sedimentos loésicos del Sudoeste Pampeano, Argentina. *Turrialba* 44 (3): 147-159
- Blasi, A.; M Zárate & R Kemp, 2001. Sedimentación y pedogénesis cuaternaria en el noreste de la Pampa bonaerense: la localidad de Gorina como caso de estudio. *AAS Revista*, 8 (1): 77-92.
- Bloom, A. 1990. Some questions about the Pampean loess. En: Zárate, M (ed.), *Simposio Internacional sobre loess*. Mar del Plata, Argentina. Resúmenes expandidos, pp. 29-31.
- Cappaninni, D & O Domínguez. 1961. Los principales ambientes geoedafológicos de la Provincia de Buenos Aires. *IDIA*, 163: 33-39 y un mapa.
- Cantú, M. 1992. Provincia de Córdoba. En: Iriondo, M (Ed.). *El Holoceno en la Argentina*. CADINQUA (Comité Argentino de Investigación del Cuaternario). V.1, pp.1-16
- Di Paola, E. 1987. Mineralogía de las fracciones de la arena muy fina y limo del río Quinto. Su relación con el loess pampeano, Argentina. *AAS Revista*, 18 (1-4): 17-26
- Durán, A; H Morrás; G Studdert & X Liu. 2011. Distribution, properties, land use and management of Mollisols in South America. *Chin. Geogra. Sci.* 21 (5): 511-530.
- Etchevehere, P. 1961. Bosquejo de regiones geomorfológicas y de drenaje de la República Argentina. *IDIA* 162: 5-26.
- Etchichury, M; O Tófaló & M González. 1997. Mineralogía de los suelos del Sur de la Provincia de Santa Fe. Primer Taller sobre Sedimentología y Medio Ambiente, Buenos Aires. Resúmenes: pp.17-18.
- Etchichury, M & O Tófaló. 2004. Mineralogía de arenas y limos de suelos, sedimentos fluviales y eólicos actuales del sector austral de la cuenca Chacoparanense. Regionalización y áreas de aporte. *Rev. de la Asoc. Geol. Arg.* 59 (2): 317-329.
- Fernandez-Turiel J; F Pérez-Torrado; A Rodríguez-González; J Saavedra; J Carracedo; M Rejas; A Lobo; M Osterrieth; J Carrizo; G Esteban; J Gallardo & N Ratto. 2019. The large eruption 4.2 ka cal BP in Cerro Blanco, Central Volcanic Zone, Andes: Insights to the Holocene eruptive deposits in the southern Puna and adjacent regions. *Estudios Geológicos* 75(1): 1-31
- Fidalgo, F; J Riggi; R Gentile; H Correa & N Porro. 1991. Los “sedimentos pospampeanos” continentales en el ámbito sur bonaerense. *Rev. de la Asoc. Geol. Arg.* XLVI (3-4): 239-256.
- Frenguelli, J. 1925. Loess y limos pampeanos. *GAEA Anales de la Sociedad de Estudios Geográficos*. V (1): 1-88. Reimpreso: 1955. Facultad de Cs. Nat. y Museo, UNLP, Serie Técnica y Didáctica, n°7, 88p.

- Gaiero, D. 2007. Dust provenance in Antarctic ice during glacial periods: From where in Southern South America? *Geophys. Res. Lett.* Vol. 34, L17707.
- Gili, S & D Gaiero. 2014. South American dust signature in geological archives of the Southern Hemisphere. *Pages Magazine* 22(2): 78-79.
- Gili, S; D Gaiero; S Goldstein; F Chemale; J Jweda; M Kaplan; R Becchio & E Koester. 2017. Glacial/interglacial changes of Southern Hemisphere wind circulation from the geochemistry of South America dust. *Earth Planet. Sc. Lett.* 469: 98-109.
- González Bonorino, F. 1965. Mineralogía de las fracciones arcilla y limo del pampeano en el área de la ciudad de Buenos Aires y su significado estratigráfico y sedimentológico. *Rev. de la Asoc. Geol. Arg.* XX (1): 67-148.
- González Bonorino, F. 1966. Soil clay mineralogy of the Pampa plains, Argentina. *J. Sediment. Petrol.* 36(4): 1026-1035.
- IEIFAG, 1937. Departamento de Química Agrícola y Edafología. Su organización y labor. Instituto de Experimentación, Investigación y Fomento Agrícola-Ganadero. Santa Fe. (Argentina). 89 pp.
- Imbellone, P & M Camilión. 1988. Characterization of the buried tephra layer in soils in Argentina. *Pédologie*, XXXVIII (2): 155-171.
- Imbellone, P & M Teruggi. 1993. Paleosols in loess deposits of the Argentine Pampas. *Quat. Int.* 17: 49-55
- Imbellone, P & A Cumba. 2003. Una sucesión con paleosuelos superpuestos del Pleistoceno medio-tardío, Holoceno. Zona sur de La Plata, Provincia de Buenos Aires. *AAS Revista* 10 1): 3-21.
- Imbellone, P; J Giménez & J Panigatti. 2010. Suelos de la Región Pampeana. Procesos de Formación. Ediciones INTA, Buenos Aires, 288pp.
- Imbellone, P & L Mormeneo. 2011. Vertisoles hidromórficos de la planicie costera del Río de la Plata, Argentina. *Cienc. Suelo* 29(2): 107-127.
- Iniéguéz, A & C Scoppa. 1970. Los minerales de arcilla en los suelos "zonales" ubicados entre los ríos Paraná y Salado (Provincia de Buenos Aires). *RIA (Serie 3, Clima y Suelo)* VII (1): 1-41
- INTA, 1977. La Pampa Deprimida. Condiciones de drenaje de sus suelos. INTA-CNIA, Departamento de Suelos, Publicación N° 154, 166 p. y mapas
- Iriondo, M. 1987. Geomorfología y Cuaternario de la Provincia de Santa Fe. *D'Orbignyana* 4: 1-54
- Iriondo, M. 1990. Map of the South American plains – Its present state. *Quat. S. Am. A.* 7: 197-218
- Iriondo, M. 1994. Los climas cuaternarios de la Región Pampeana. *Com. Mus. Prov. Cs. Naturales Florentino Ameghino (Nueva Serie)* Vol.4, n° 2, 48 p.
- Iriondo, M. 1997. Models of deposition of loess and loessoids in the Upper Quaternary of South America. *J. South America Earth Sci.* 10(1): 71-79.
- Iriondo, M. 2010. Geología del Cuaternario en Argentina. Museo Provincial de Ciencias Naturales Florentino Ameghino, Santa Fe. 437 p.
- Iriondo, M & D Kröhling. 1995. El sistema eólico pampeano. *Com. Mus. Prov. Cs. Naturales Florentino Ameghino (Nueva Serie)* 5(1), 49 p. y figuras.
- Iriondo, M & D Kröhling. 1996. Los sedimentos eólicos del noreste de la llanura pampeana (Cuaternario Superior). XIII Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires. Actas IV: pp. 27-48.
- Iriondo, M & D Kröhling. 2007. Geomorfología y sedimentología de la cuenca superior del Río Salado (sur de Santa Fe y Noroeste de Buenos Aires, Argentina). *Latin Am. Jour.of Sed.and Basin Anal.* 14(1): 1-24.
- Kröhling, D. 1999. Sedimentological maps of the typical loessic units in North Pampa. *Quat. Int.* 62: 49-56
- Kröhling, D. 2000. Mineralogía del loess de la Pampa Norte (Formación Tezanos Pinto, Pleistoceno Tardío - Holoceno Inferior), Argentina. II Congreso Latinoamericano de Sedimentología y VIII Reunión Argentina de Sedimentología, Mar del Plata. Resúmenes: pp. 95-96
- Kröhling, D & O Orfeo. 2002. Sedimentología de unidades loésicas (Pleistoceno tardío – Holoceno) del centro-sur de Santa Fe. *Latin Am. Jour. of Sed.and Basin Anal.* 9(2): 135-154.
- Larrea, G. 2019. Disponibilidad y variabilidad espacial de calcio, magnesio y potasio en suelos agrícolas y prístinos de la Región Pampeana. Tesis M. Sc., Facultad de Ciencias Agrarias, Universidad Nacional de Mar del Plata, Balcarce, 66p.

Modelos composicionales y áreas de distribución de los aportes volcánicos en los suelos de la Pampa Norte (Argentina)

- Liu, Q; J Torrent; H Morrás; A Hong; Z Jiang & Y Su. 2010. Superparamagnetism of two modern soils from the northeastern Pampean region, Argentina and its paleoclimatic indications. *Geophys. J Int.* 183(2): 695-705.
- Mazzoni, M. 1997. La sedimentación de polvos en la provincia de Buenos Aires. Agosto de 1997. Asociación Argentina de Sedimentología, Primer Taller sobre Sedimentología y Medio Ambiente, Buenos Aires. Resúmenes: pp. 37-38.
- Morrás, H. 1996. Diferenciación de los sedimentos superficiales de la Región Pampeana en base a los contenidos de fósforo y de potasio. VI Reunión Argentina de Sedimentología, Bahía Blanca, Actas: pp. 37-42.
- Morrás, H. 1997. Origen y mineralogía del material parental de los suelos de la Región Pampeana. ¿Homogeneidad o heterogeneidad? En: Net, L & A Caselli (Coord.). Primer Taller de Sedimentología y Medio Ambiente, Asociación Argentina de Sedimentología, Buenos Aires. Resúmenes: pp. 19-20.
- Morrás, H. 1999. Geochemical differentiation of Quaternary sediments from the Pampean region based on soil phosphorous contents as detected in the early 20th century. *Quat. Int.* 62: 57-67.
- Morrás, H. 2003. Distribución y origen de los sedimentos superficiales de la Pampa Norte en base a la mineralogía de arenas. Resultados preliminares. *AAS Revista* 10(1): 53-64.
- Morrás, H. 2004. Un nuevo esquema de sedimentación y evolución de los sedimentos loésicos superficiales en el sur de la Pampa Ondulada en base a criterios mineralógicos y geoquímicos. X Reunión Argentina de Sedimentología. San Luis. Actas: pp. 108-109
- Morrás, H & M Delaune. 1981. Composición mineralógica de la fracción arena de algunos suelos de los Bajos Submeridionales (Santa Fe). VIII Congreso Geológico Argentino. San Luis. Actas IV: pp. 343-352
- Morrás, H. y M Delaune. 1985. Caracterización de áreas sedimentarias del norte de la Provincia de Santa Fe en base a la composición mineralógica de la fracción arena. *Cienc. Suelo* 3 (1-2): 140-151
- Morrás, H & G Cruzate. 2000. Clasificación textural y distribución espacial del material originario de los suelos de la Pampa Norte. XVII Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo, Mar del Plata, Actas (editado en CD).
- Morrás, H & G Cruzate. 2002. Origen y distribución del potasio en suelos y sedimentos superficiales de la región Chaco-pampeana. En: Melgar, R; Magen & R Lavado (Eds.). El potasio en sistemas agrícolas argentinos. Pp. 35-42. INTA-IPI, Buenos Aires.
- Morrás, H & L Moretti. 2008. ¿Un miembro "esmectítico" de la Formación Buenos Aires en la Pampa Ondulada? XII Reunión Argentina de Sedimentología, Buenos Aires. Actas: p.121.
- Morrás, H & L Moretti. 2016. A new soil-landscape approach to the genesis and distribution of Typic and Vertic Argiudolls in the Rolling Pampa of Argentina. En: Zinck, A; G. Metternich; G. Bocco & H del Valle (eds.). *Geopedology: An Integration of Geomorphology and Pedology for Soil and Landscape Studies*. Chapter 11: pp. 193-209. Springer. Heidelberg, Alemania.
- Moscattelli, G & J Salazar Lea Plaza. 1994. Mapa geomorfológico de la Pampa Arenosa. INTA-CIRN, Instituto de Suelos, 14 p.
- Nabel, P; H Morrás; N Petersen & W Zech. 1999. Correlation of magnetic and lithologic features of soils and quaternary sediments from the Undulating Pampa. *J. South America Earth Sci.* 12: 311-323.
- Nabel, P; H Morrás & M Sapoznik. 2005. Magnetoestratigrafía de sedimentos cenozoicos en el oeste del Gran Buenos Aires. *Rev. de la Asoc. Geol. Arg.* 60 (2): 383-388.
- Pereyra, F. 2003. Ecorregiones de la Argentina. SEGEMAR, Servicio Geológico Minero, Anales 37, 182 p. Buenos Aires.
- Pereyra, F & J Ferrer. 1997. El material originario de los Molisoles de las Sierras Australes, Provincia de Buenos Aires, Argentina. *Cienc. Suelo* 15(2): 87-94
- Pocovi, A. 1947. Petrografía de los suelos de la provincia de Santa Fe. Instituto Experimental de Investigación y Fomento Agrícola-Ganadero (IEIFAG), Santa Fe. Publicación Técnica n° 59, 107 p.
- Pye, K. 1987. Aeolian dust and dust deposits. Academic Press, London, 334 p.
- Riggi, J; F Fidalgo; O Martínez & N Porro. 1986. Geología de los "Sedimentos Pampeanos" en el partido de La Plata. *Rev. de la Asoc. Geol. Arg.* XLI (3-4): 316-333.
- Remiro, J. 1966-1968. Informes de los Análisis Mineralógicos solicitados por el Instituto de Suelos y Agrotecnia-INTA. Museo de Cs. Nat. B. Rivadavia, Buenos Aires Tablas de datos cuantitativos y descripción cualitativa de minerales de la fracción arena. (Cuatro informes, dactilografiados, sin paginación; sin fecha precisa). Fuente documental: INTA-CIRN, Instituto de Suelos, Hurlingham, Pcia. de Buenos Aires.

- Rubio, G., Pereyra, F. y Taboada, M. 2019. Soils of the Pampean Region. En: Rubio, G; R Lavado & F Pereyra (eds.). The soils of Argentina. pnp.81-100. World Soils Book Series, Springer.
- SAGyP-INTA. 1989. Mapa de Suelos de la Provincia de Buenos Aires (Escala 1:500.000), Buenos Aires, 544 p.
- SAGyP-INTA. 1990. Atlas de Suelos de la República Argentina, (Escala 1:500.000 y 1:1.000.000). Buenos Aires, Tomo I: 731 p., Tomo II: 677 p.
- Sayago, J. 1995. The Argentine neotropical loess; an overview. *Quat. Sci. Rev.* 14: 755-766.
- Sayago, J; M Collantes; A Karlson & J Sanabria. 2001. Genesis and distribution of the Late Pleistocene and Holocene loess of Argentina: a regional approximation. *Quat. Int.* 76/77: 247-257.
- Scoppa, C. 1974. The pedogenesis of a sequence of Mollisols in the Undulating Pampa (Argentina). Dr. Thesis, State University of Ghent, Bélgica. 158 p y anexos.
- Scoppa, C. 1976. La mineralogía de los suelos de la llanura pampeana en la interpretación de su génesis y distribución. VII Reunión Argentina de la Ciencia del Suelo, Bahía Blanca, *IDIA Suplemento N° 33*: 659-673.
- Scoppa, C & J Vargas Gil. 1969. Delimitación de sub-zonas geomorfológicas en un sector de la Región Pampeana y sus relaciones edafogénicas. V Reunión Argentina de la Ciencia del Suelo. Santa Fe. Actas: pp. 424-433.
- Teruggi, M. 1954. El material volcánico-piroclástico en la sedimentación cuaternaria argentina. *Rev.de la Asoc. Geol. Arg.*, IX (2): 184-191.
- Teruggi, M. 1955. En: Frenguelli, J., Loess y limos pampeanos. Apéndice. Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata. Serie Técnica y Didáctica, n°7, 88 p.
- Teruggi, M. 1957. The nature and origin of Argentine loess. *J. Sediment. Petrol.* 27: 322-332.
- Teruggi, M & P Imbellone. 1983. Perfiles de estabilidad mineral en suelos desarrollados sobre loess de la Región Pampeana septentrional, Argentina. *Cienc. Suelo*, 1(1): 65-74.
- Teruggi, M & P Imbellone. 1987. Paleosuelos loésicos superpuestos en el Pleistoceno Superior-Holoceno en la región de La Plata, Provincia de Buenos Aires, Argentina. *Cienc. Suelo*, 5(2): 175-188.
- Torre, G; D Gaiero; A Oliveira Sawakuchi; I del Río & R Coppo. 2019. Revisiting the chronology and environmental conditions for the accretion of late Pleistocene-early Holocene Pampean loess (Argentina). *Quaternary Sci. Rev.* 213: 105-119.
- Vargas Gil, J; C Scoppa & A Iñiguez. 1972. Génesis de los suelos de la región norte de la Bahía Sanborombón. *RIA (Serie 3, Clima y Agua)* IX (1): 29-52.
- Zárate, M. 2003. Loess of southern South America. *Quat. Sci. Rev.* 22: 1987-2006.
- Zárate, M. 2005. El Cenozoico Tardío continental de la Provincia de Buenos Aires. En: de Barrio, R; R Etcherry; M Caballé & E Llambías (eds.). Geología y recursos minerales de la Provincia de Buenos Aires. Relatorio del XVI Congreso Geológico Argentino, La Plata, pp. 139-158.
- Zárate, M. 2007. Loess records / South America. Encyclopedia of Quaternary Science, Elsevier, pp. 1466-1479.
- Zárate, M & A Blasi 1993. Late Pleistocene-Holocene eolian deposits of the southern Buenos Aires Province, Argentina: a preliminary model. *Quat. Int.* 17: 15-20.
- Zarate, M & M Orgeira. 2011. Sedimentación y edades magnéticas del Cenozoico tardío continental de Argentina. Escenarios de cambio ambiental: registros del Cuaternario en América Latina. Capítulo XXX. Pp. 271-296. Editorial UNAM, México.

El material parental de los suelos de la Región Pampeana en base a la mineralogía de arenas. Aplicaciones a la interpretación de procesos pedológicos

Héctor J. M. Morrás

INTA-CIRN, Instituto de Suelos (Hurlingham, provincia de Buenos Aires).

Autor de contacto: hmoerras@gmail.com; morras.hector@inta.gob.ar

Resumen

La influencia de la mineralogía y la granulometría del material parental en las características edáficas son particularmente importantes en suelos jóvenes desarrollados en superficies del Pleistoceno o más recientes. Así, el conocimiento adecuado de la fracción arena de suelos y sedimentos por su mayor inmovilidad y resistencia a la meteorización es crucial para interpretar adecuadamente los procesos pedogénicos, y provee de información sobre la estabilidad de las superficies, la evolución del paisaje y las condiciones paleoclimáticas. En los estudios sobre la composición mineralógica de los suelos pampeanos se han planteado diferentes perspectivas y discrepancias respecto a la homogeneidad u heterogeneidad de los materiales parentales y de la intensidad de los procesos de meteorización. Los resultados expuestos en esta obra a través del análisis de datos mineralógicos de suelos de la Pampa Ondulada y sectores próximos (Capítulo 5) han puesto de relieve la heterogeneidad composicional de los materiales parentales no solo entre sectores distantes, sino entre perfiles de suelo muy cercanos entre sí y entre los diversos horizontes de un mismo perfil. Como corolario de la heterogeneidad mineralógica inter- e intra- perfil en la fracción arena de los suelos pampeanos, se discuten dos temas de interés sedimentológico y pedológico. Por un lado, los datos revelan claramente que las variaciones verticales del vidrio volcánico no resultan de procesos de meteorización, sino que son de origen sedimentario. Por este motivo, las relaciones en las que interviene el vidrio en comparación con otro mineral considerado estable, como por ejemplo la relación cuarzo/ vidrio, no podrían utilizarse en estos suelos como índice de “madurez”, sino como índices de homogeneidad del sedimento. Estos resultados también cuestionan los estudios de magnetismo ambiental basados en el supuesto de la homogeneidad composicional de los suelos y sedimentos pampeanos que postulan que las variaciones de señal magnética de los materiales son el resultado de procesos pedogénicos condicionados por variaciones climáticas y paleoclimáticas. Por el contrario, en coincidencia con otros trabajos, diversos resultados sugieren una influencia determinante de los componentes litogénicos del material parental en los valores de los parámetros magnéticos, por lo que aparece necesario considerar la existencia de un modelo magnetoclimático específico de la Región Pampeana. En base a todas las evidencias mineralógicas existentes, la conformación de los sedimentos loésicos de la Región Pampeana es el resultado de aportes de fuentes muy diversas, a través de procesos de transporte variados, bajo condiciones ambientales cambiantes y contrastadas en tiempo y espacio. En consecuencia, los estudios mineralógicos y pedogénicos de suelos y paleosuelos pampeanos, incluyendo aquellos referidos a la mineralogía magnética, deberían tomar en cuenta este marco conceptual más complejo y que requiere todavía de numerosas precisiones. Un abordaje geopedológico se impone en el análisis e interpretación de los materiales superficiales pampeanos.

Palabras clave

Región Pampeana; suelos; material parental; mineralogía; heterogeneidad; modelos magnetoclimáticos.

The soils parent material in the Pampean Region based on sand mineralogy. Applications to the interpretation of pedological processes

Extended abstract

The influence of mineralogy and granulometry of parent materials on the edaphic properties is particularly important in young soils developed on Pleistocene or more recent surfaces. In this sense, the adequate knowledge of the sand fraction of soils due to its greater immobility with respect to the illuviation process and greater resistance to weathering is not only crucial to properly interpret pedogenic processes, but also provides information on the evolution of the landscape and about of the paleoclimatic conditions.

In the studies on the mineralogical composition of Pampas soils, different perspectives and discrepancies regarding the homogeneity or heterogeneity of parent materials and about the intensity of weathering and mineral neoformation processes have been raised. Based on the traditional concept of compositional homogeneity and taking as a reference the mineralogical composition of C soil horizons, several authors have interpreted that the decrease of vitroclasts content in A or B horizons is a consequence of their weathering and solubilization. Also based on the presumption of a certain spatial homogeneity of the sediments, other authors have argued that the increase of smectitic clays in some soils of the region is due to processes of mineral neoformation from the weathering of minerals in the coarse fractions. Also starting from the same criterion, it has been postulated that differences in the magnetic susceptibility of pampean soils and paleosols with respect to the loessic sediments is due to pedogenetic processes conditioned by climatic factors.

However, the results presented in this book on the analysis of mineralogical data of the sand fraction of soils in the Rolling Pampa and nearby sectors (Chapter 5), have highlighted the compositional heterogeneity of soils parent materials not only between distant sectors, but between soil profiles very close to each other as well as between different horizons of the same profile. Consequently, and as a corollary of the mineralogical heterogeneity evidenced in the sand fraction of pampean soils, two topics of sedimentological and pedological interest are discussed in this Chapter. On the one hand, mineralogical data clearly reveals that vertical variations of volcanic glass do not result from weathering processes but are of sedimentary origin. For this reason, any relationship in which glass takes part compared to another mineral considered stable, such as the quartz / volcanic glass ratio, should not be used in these soils as an index of “maturity”, but as an index of sediment homogeneity. On the other hand, these results also call into question environmental magnetism studies which, based on the assumption of the mineralogical homogeneity of pampean soils and sediments, postulate that the variations of the magnetic signal of soil materials are mainly the result of pedogenetic processes controlled by climatic conditions. On the contrary, in coincidence with other works on the subject, the mineralogical heterogeneity of the sand fraction of pampean sediments suggests a determining influence of lithogenic components on soil magnetic susceptibility, thus requiring to consider the existence of a specific magnetoclimatic model for the Pampa Region.

According to the mineralogical information, it is evident that the pampean loessic sediments are the result of contributions from very diverse sources, through varied transport processes, under changing and contrasted environmental conditions in time and space. As a consequence of this, pedogenetic studies of pampean soils and paleosols, in particular those referring to weathering and mineral neoformation processes, including also those referred to magnetic mineralogy, should take into account the compositional heterogeneity of pampean surface sediments, not only at regional, but also sub-regional and still local level. This more complex conceptual framework that imposes a more detailed study of parent materials, would allow more adequate interpretations about the pedogenic processes and the evolution of environmental conditions in the Pampa Region.

Key words

Pampean region; soils; parent material; mineralogy; heterogeneity; magnetoclimatic models.

INTRODUCCIÓN

Los procesos pedogénicos resultantes de la interacción de los factores de formación transforman materiales geológicos en suelos, los que adquieren características específicas y condicionadas en grado diverso por esos materiales. La influencia del material parental en las características edáficas es particularmente importante en suelos desarrollados en superficies del Pleistoceno o más recientes. La mineralogía y la granulometría son dos propiedades que pueden ejercer un impacto en la pedogénesis y el funcionamiento del suelo por largos períodos de tiempo, lo que es más manifiesto en suelos jóvenes (Schaetzl & Thompson, 2015; Morrás 2016a). Así, el conocimiento adecuado del material parental es crucial para interpretar adecuadamente los procesos pedogénicos y provee información sobre la estabilidad de las superficies, la evolución del paisaje y las condiciones paleoclimáticas.

La identificación del material parental de un suelo no suele resultar sencilla, particularmente cuando éste se ha desarrollado a partir de depósitos sedimentarios (Schaetzl & Thompson, 2015). En primer lugar, en un perfil puede haber más de un material, los que pueden presentarse como capas discretas o mezcladas. Algunas de estas capas pueden ser tan delgadas que la pedogénesis puede haberlas desvanecido. También un sedimento o algunos de sus componentes pueden haber sido altamente meteorizados previamente al período de pedogénesis actual. En algunos de esos casos el material parental está constituido por un suelo preexistente por lo cual el suelo actual sería poligenético. Por otro lado, un suelo puede recibir de manera continua o intermitente pequeñas adiciones superficiales de nuevo material. Este proceso es particularmente característico de los ambientes con depósitos de loess, generando un crecimiento progresivo o “cumulización” de la superficie del suelo. También los suelos pueden ser erosionados o recibir aportes superficiales importantes de material, en relación con cambios marcados de las condiciones ambientales.

En la Región Pampeana a lo largo del Cuaternario se han sucedido períodos alternantes de deposición de loess y de pedogénesis, determinando también la presencia de suelos enterrados. Esto se observa tanto a una cierta profundidad en excava-

ciones profundas en diversos sectores del cinturón loésico como por ejemplo en la Pampa Ondulada (Nabel *et al.*, 1999; Zárate *et al.*, 2002; Imbellone & Cumba, 2003), como de manera extendida en niveles más superficiales en el sector occidental con arenas eólicas donde se presentan suelos poligénicos con horizontes enterrados denominados *thapto-árgicos* (Imbellone & Giménez, 1998; Rubio *et al.*, 2019). Estas secuencias son evidencia clara del aporte continuo de sedimentos en la cuenca pampeana. Sin embargo, otras discontinuidades suelen ser más sutiles y pueden pasar fácilmente desapercibidas en las observaciones de campo o con los datos analíticos corrientes de caracterización de suelos. En estos casos, son particularmente los estudios mineralógicos de la fracción gruesa por su mayor inmovilidad y resistencia a la meteorización los que pueden proveer la información necesaria para diferenciar los procesos sedimentológicos de los pedogénicos, y la utilización apropiada de sedimentos y suelos como “proxys” climáticos.

METEORIZACIÓN, NEOFORMACIÓN Y ALTERABILIDAD DE LOS MINERALES DE LOS SUELOS PAMPEANOS

La meteorización en los suelos se refiere a la transformación parcial o completa de los minerales primarios heredados del material parental como consecuencia de procesos geoquímicos o bioquímicos que generan la extracción de los iones de las estructuras cristalinas, los que pueden recombinarse para producir nuevos minerales. Así, el silicio, el aluminio y las bases solubilizadas pueden lixivarse o pueden recombinarse en mayor o menor medida según las condiciones del medio, dando como resultado la neoformación de minerales secundarios, en particular arcillas. Los factores que controlan la intensidad y la dirección de los procesos de alteración y neoformación son diversos, siendo los principales las condiciones climáticas, el tiempo de evolución y la composición mineralógica del material parental. El rol de este último factor es función de la estabilidad o resistencia específica de cada mineral a la meteorización, existiendo secuencias de alterabilidad que

dependen de la estructura y composición cristalo-química de aquellos (Morrás, 2016 a; b).

En este aspecto, además de los estudios relacionados con la distribución espacial de los componentes minerales en los depósitos superficiales de la región Chaco-Pampeana y de sus fuentes de origen (Capítulo 5 de esta obra), otro tema de estudio respecto a los sedimentos y suelos pampeanos ha sido la influencia relativa de procesos sedimentarios y de meteorización en la variación vertical del contenido de sus componentes, y en particular en lo referente al vidrio volcánico. Un trabajo de gran relevancia sedimentológica fue realizado por González Bonorino (1965) sobre material obtenido en perforaciones realizadas en el área metropolitana de Buenos Aires. El autor establece una división estratigráfica del Pampeano basada en la composición mineralógica, en la que juegan principalmente la variación del tipo de arcilla y el contenido de vidrio volcánico. También señala que los vitroclastos son casi siempre límpidos e incoloros y se encuentran esencialmente inalterados. Además, establece que la subdivisión de estos sedimentos en zonas mineralógicas permite dividir estratigráficamente el Pampeano mejor que los criterios litológicos o parentológicos. Riggi *et al.* (1986) utilizan estos mismos criterios mineralógicos para analizar la estratigrafía en excavaciones del área de La Plata.

Probablemente el primer estudio mineralógico de la fracción arena con criterio edafológico fue realizado en nuestro país por Pocovi (1947) en siete perfiles de suelos de la provincia de Santa Fe, constatando variaciones con la profundidad y entre los perfiles de distintas zonas de la provincia. El autor señala que los vidrios son ácidos, y se presentan frescos sin indicios de alteración. Bertoldi de Pomar (1969) primero y posteriormente Morrás (1978) y Morrás & Delaune (1981; 1985) estudiaron la mineralogía de arenas de suelos de diversos sectores del norte de la Provincia de Santa Fe, encontrando variaciones tanto horizontales como verticales de los componentes de las fracciones liviana y pesada, que atribuyeron a la existencia de materiales sedimentarios de diversa composición y origen. En particular constataron claras

diferencias en el contenido de vidrio volcánico de la fracción liviana de la arena entre distintos ambientes de la región, y basados en el estado notoriamente fresco de las trizas volcánicas Morrás & Delaune (1981) propusieron las relaciones cuarzo/vidrio (C/V) y cuarzo/feldespato+vidrio (C/F+V) como índices de homogeneidad (o heterogeneidad) litológica.

No obstante, las diversas referencias sobre el estado mayoritariamente fresco de las trizas volcánicas y en general de la mayor parte de los minerales de la fracción arena (Teruggi, 1957; Teruggi & Andreis, 1971; Luters, 1984), el eventual efecto de la meteorización química sobre los fragmentos de vidrios de los suelos pampeanos y su efecto en la conservación y distribución vertical de los mismos ha sido planteado por diversos autores. Así, en un sentido contrario a los trabajos anteriores, Arens (1969) adjudica la disminución del contenido de vidrio en la arena de los horizontes A y Bt de un perfil de la Serie Rojas, a su meteorización. También en las cartas de suelos de las hojas Melincué (INTA, 1974) y Casilda (INTA, 1979) en el sur de Santa Fe, al referirse a los datos mineralógicos del suelo de la Serie Chabás se señala que el material originario es rico en vidrio volcánico que meteoriza fácilmente. En suelos del noreste de Córdoba, Sacchi (2001) considera que la menor proporción de vidrios y litoclastos en los horizontes superficiales respecto al material parental es debida a su meteorización por procesos pedogenéticos. Del mismo modo en suelos del sur de Santa Fe, Etchichury *et al.* (1997b) atribuyen la disminución que observan de la frecuencia de vidrio en dirección al río Paraná a fenómenos de fragmentación mecánica y alteración química. Marengo *et al.*, (2002) en suelos del sur de Santa Fe proponen una remoción mecánica diferencial del vidrio. Por su parte Teruggi & Imbellone (1983) también consideran que la disminución del vidrio en ciertos horizontes de suelos del norte de la Región Pampeana, son debidas a su desaparición por meteorización. Así, los autores evaluaron diversos parámetros, proponiendo en particular las relaciones C/V y C/F+V por considerarlas con mayor sensibilidad como

índices de madurez mineralógica. Morrás (1984) analizó críticamente los fundamentos y conclusiones de ese trabajo, con la correspondiente respuesta de Teruggi & Imbellone (1984). Por su parte De Petre & Perman (1985) también utilizan la relación C/V en dos suelos del norte de la Región Pampeana e infieren que su aumento en el horizonte Bt es debido a la alteración del vidrio.

En estos trabajos, y para concluir que las variaciones verticales en el contenido de vidrio son el resultado de procesos de meteorización pedogénicos, de manera explícita o implícita los autores han asumido como punto de partida la preexistencia de un material parental homogéneo, tomando como referencia la composición de los horizontes C. También otros autores han asumido la homogeneidad del material parental de suelos pampeanos al interpretar diferencias composicionales de la fracción arcilla como resultado de procesos de alteración y neogénesis. Así, Scoppa (1974; 1976) señala que el mineral de arcilla ampliamente dominante en los sedimentos de la llanura pampeana y del sur de la región chaqueña es la illita; partiendo de esa premisa, considera que las diferencias observadas en la mineralogía de arcillas entre suelos de la Pampa Ondulada -y en particular la presencia de minerales expandibles- se deben a diferencias en los procesos de neoformación, condicionados por la diferente textura de los materiales sedimentarios. Recientemente, Iturri & Buschiazzi (2014) concluyen que en ciertos suelos pampeanos ricos en vidrios volcánicos las trizas se transformaron en esmectitas por procesos pedogénicos. Del mismo modo, Orgeira *et al.* (2008) asumen una homogeneidad composicional del material parental en el análisis de propiedades magnéticas diferenciadas entre distintos suelos pampeanos, interpretando las diferencias en la mineralogía magnética como resultado de procesos pedogénicos. Por el contrario, otros trabajos han planteado que las principales diferencias mineralógicas en las fracciones finas de los suelos pampeanos se deben a la heterogeneidad composicional de los materiales parentales, la que claramente se manifiesta en las diferencias composicionales de la fracción arena.

Así, una síntesis sobre estas otras interpretaciones referidas a la heterogeneidad litogénica de la fracción arcilla en la Pampa Ondulada se encuentran en Morrás & Moretti (2016) en tanto sobre las relaciones entre la mineralogía del material parental y propiedades magnéticas de algunos suelos de esta misma subregión fueron presentadas por Nabel *et al.* (1999) y Liu *et al.* (2010).

En síntesis, las diferentes perspectivas y las discrepancias respecto a la homogeneidad u heterogeneidad de los materiales parentales y de la intensidad de los procesos de meteorización en los suelos pampeanos subrayan el interés de los estudios que aborden estas cuestiones.

Heterogeneidad mineralógica de los perfiles de suelos pampeanos. Discontinuidades o meteorización

La detección en los suelos de estratificaciones de origen geológico es de fundamental importancia para interpretar los procesos de evolución de los suelos, la identificación de paleosuelos, así como en estudios geomorfológicos. Numerosos parámetros se han utilizado para establecer la existencia de discontinuidades litológicas, o en otros términos para evaluar el grado de homogeneidad del material parental de los suelos, sobre todo los índices relacionados con la composición mineralógica y en particular la mineralogía de las fracciones inmóviles. Entre éstos, la relación en la proporción de dos minerales relativamente resistentes de la fracción gruesa es uno de los procedimientos de análisis frecuentemente utilizados, como es la utilización de la relación zircón/turmalina en toda la arena o en fracciones específicas (Brewer, 1964; Schaetzl & Thompson, 2015). Por otro lado, otra cuestión importante a considerar es el grado de desarrollo de los suelos como resultado de procesos de meteorización. También se utilizan una gran variedad de métodos y de índices, entre los cuales están aquellos basados en la mineralogía de la fracción arena. A diferencia de los índices de homogeneidad, con este otro propósito se utilizan relaciones entre minerales resis-

tentes / minerales meteorizables. Ejemplo de estos índices de “meteorización”, también denominados de “madurez” en sedimentología, son las relaciones cuarzo/feldespatos o (zircón+turmalina) / (piroxenos+anfíboles) (Pettijohn, 1957; Brewer, 1964; Schaetzl & Thompson, 2015).

En este marco, una cuestión de interés a considerar como corolario de los resultados aquí presentados sobre la composición mineralógica de la fracción arena de materiales loésicos pampeanos, es la validez de distintas relaciones minerales en las que interviene el vidrio volcánico en relación al cuarzo (cuarzo/vidrio y cuarzo/feldespatos+vidrio) como índices para establecer la homogeneidad litológica del material parental (Morrás 1978; 1983; Morrás & Delaune, 1981; 1985; Zappino *et al.*, 2016) o bien como índices de

“madurez” para establecer el grado de alteración (Teruggi & Imbellone, 1983; De Petre & Perman, 1985). En el primer caso, el vidrio volcánico mayoritariamente ácido andesítico a riolítico que caracteriza los sedimentos pampeanos se consideró relativamente estable (Morrás, 1984), y en el segundo caso este vidrio se consideró inestable (Teruggi & Imbellone, 1984).

Los resultados surgidos en el análisis de un número considerable de suelos de distintos sectores de la Pampa Norte han puesto en evidencia la existencia de variaciones marcadas intra- e inter-perfil en el contenido de vidrio volcánico (Capítulo 5 de esta obra). En la **Fig. 1** se representa el porcentaje de vitroclastos en función de la profundidad de los perfiles seleccionados como “modelos mineralógicos”. Se aprecia que algunos suelos se caracterizan

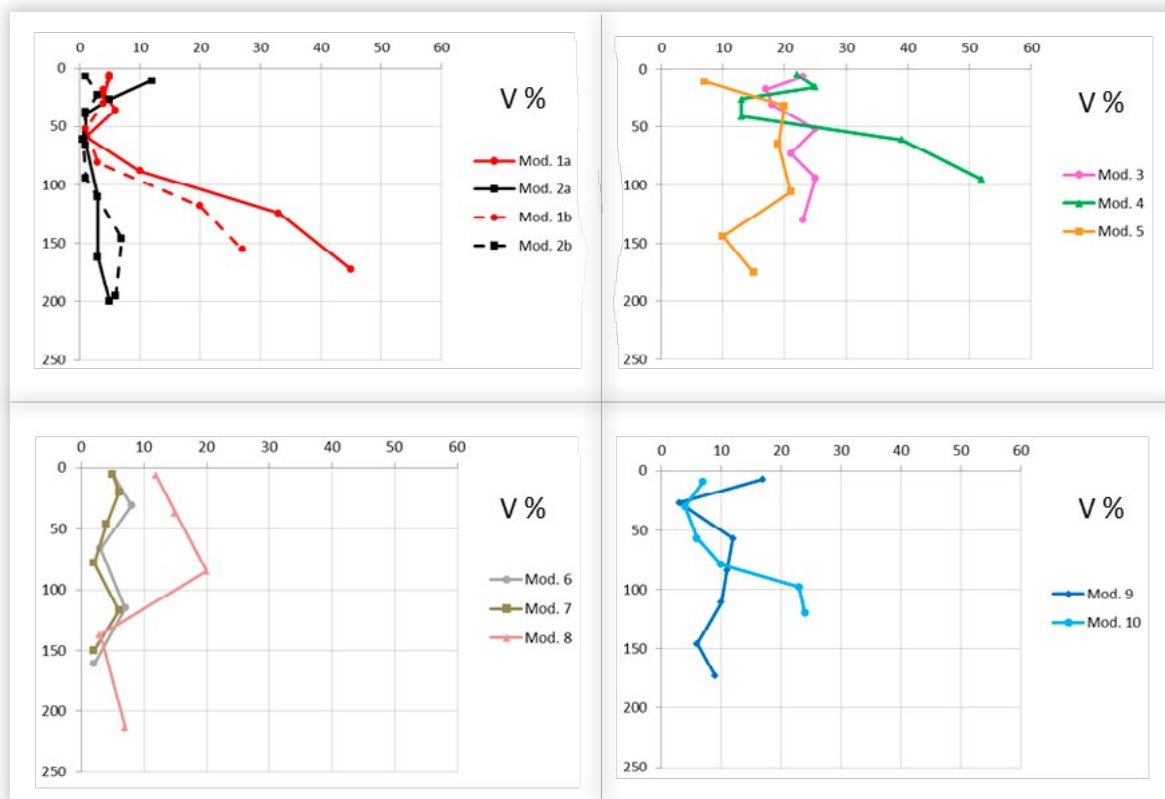


Figura 1. Variación con la profundidad (cm) del contenido de vidrio volcánico en la fracción liviana de la arena (62-246 μ m) de los perfiles representativos de los “modelos mineralógicos” de la Pampa Ondulada y sectores próximos. Datos tomados de la Tablas 1 a 5 del Capítulo 5 de esta obra.

Figure 1. Depth functions (cm) of the volcanic glass content in the light sand fraction (62-246 μ m) in representative profiles of the “mineralogical models” of the Rolling Pampa and nearby sectors. The data were taken from Tables 1 to 5 of Chapter 5 of this work.

por un aumento notorio de vitroclastos hacia la base del perfil con máximos en los horizontes BC y C (“modelos” 1a, 1b, 4 y 10); otros suelos presentan una proporción relativamente constante con la profundidad (“modelos” 2a, 2b, 6 y 7); otros presentan oscilaciones marcadas entre horizontes (“modelos” 3 y 9), en tanto que en otros el contenido de vidrio volcánico aumenta en horizontes intermedios E y Bt (“modelos” 5 y 8).

En consecuencia, el cálculo de índices en donde se relaciona el contenido de vidrio volcánico con el del cuarzo parecería resultar útil para orientar la interpretación de esas variaciones en el contenido de vitroclastos. En la **Fig. 2** se representan los valores de la relación cuarzo/vidrio de esos perfiles, observándose un aumento notorio del índice en los

horizontes Bt de los “modelos” 1a y 2a, lo que consideramos como indicio de una discontinuidad composicional a ese nivel. Debe notarse que en estos mismos Argiudoles típicos y vérticos de Santa Fe y Buenos Aires, Teruggi & Imbellone (1983) interpretan que el aumento del valor del índice cuarzo/vidrio en los horizontes Bt es el resultado de la disminución del vidrio por procesos de meteorización.

Sin embargo, y contrariamente a lo anterior, en el perfil del modelo 3 que corresponde también a Argiudoles típicos localizados en la misma zona que los precedentes, los valores de la relación C/V son casi los mismos en todos los horizontes y generan una línea recta con la profundidad. Resultados similares se obtienen con los perfiles de los modelos 4 y 5. Estos dos suelos presentan en su perfil horizontes E, sobre

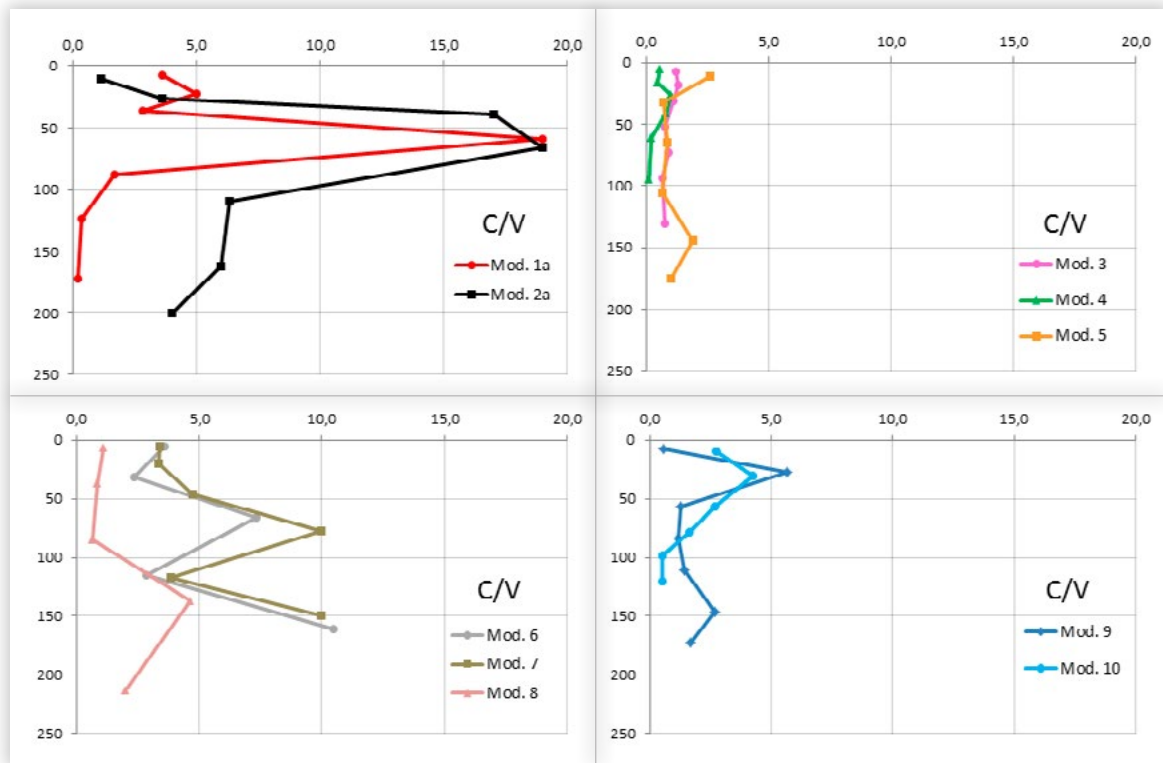


Figura 2. Relación cuarzo / vidrio volcánico en la fracción liviana de la arena en los perfiles representativos de los “modelos mineralógicos” de la Pampa Ondulada y sectores próximos. Datos tomados de la Tablas 1 a 5 del Capítulo 5 de esta obra. Las curvas de los “modelos” 1b y 2b tienen similar trazado que los “modelos” 1a y 2a, pero no se incluyen aquí porque los valores de la relación C/V en los horizontes B exceden el tamaño del gráfico,

Figure 2. Quartz / volcanic glass ratio in the light sand fraction in the representative profiles of the “mineralogical models” of the Rolling Pampa and nearby sectors. The data are taken from Tables 1 to 5 of Chapter 5 of this work. The depth functions for “models” 1b and 2b have a similar layout as the “models” 1a and 2a, but they are not included here because the values of the Q/V ratio in B horizons exceed the size of the graph.

los que eventualmente podría especularse con mayor probabilidad la existencia de procesos de meteorización; sin embargo, las curvas de la relación C/V no sugieren nada de esto.

La representación gráfica de la relación C/V de los perfiles de los modelos 6 y 7 correspondientes a Vertisoles genera otro tipo de curvas muy similares entre sí. Aquí se constata un primer máximo a nivel de un sub-horizonte 2B y un segundo en el horizonte 3C. En particular los valores máximos en los horizontes C difícilmente podrían interpretarse como resultante de procesos de meteorización. Por el contrario, las marcadas oscilaciones de la relación pueden asociarse con las discontinuidades litológicas descritas en el campo, y en todo caso reflejan el valor de la misma como índice de heterogeneidad según lo propuesto por Morrás & Delaune (1981). El suelo del modelo 8 también presenta valores más elevados en la base del perfil, lo que podría también relacionarse con las discontinuidades observadas en el campo.

Finalmente, las relaciones C/V en los perfiles de los modelos 9 y 10 tienen algunas similitudes entre sí, y se asemejan también a las obtenidas en los modelos 1 y 2. Sin embargo, y a diferencia de éstos, los picos máximos aparecen más cerca de la superficie. El caso del modelo 9 corresponde a un sub-horizonte A de un suelo Hapludol de la Pampa arenosa, en el cual es difícil suponer la existencia de condiciones de meteorización suficientes para producir la desaparición del vidrio volcánico. En el modelo 10 el pico máximo coincide con un horizonte E, y -como puede observarse en los datos de la Tabla 5 del capítulo 5 de esta obra- sin dudas correspondería considerar los tres horizontes más superficiales como un paquete diferenciado de los tres horizontes más profundos.

En consecuencia y en nuestro criterio, y a diferencia de varios trabajos citados anteriormente, que adjudican la disminución del contenido de vidrio volcánico en ciertas áreas de la Región Pampeana o en ciertos horizontes de los perfiles a procesos de meteorización física y/o química, estos resultados revelan que la mayor o menor abundancia del vidrio en los perfiles de suelo pampeanos es con-

secuencia de la heterogeneidad de los materiales sedimentarios depositados en la región. Del mismo modo, en suelos del extremo norte de la Pampa y del sur del ámbito chaqueño se han encontrado tanto incrementos como disminuciones del vidrio con la profundidad y en muchos casos valores máximos en los horizontes Bt (Pocoví, 1947; Morrás & Delaune, 1985). Bertoldi de Pomar (1962) sobre la mineralogía de nueve perfiles de suelo del norte de la provincia de Santa Fe, refiere: “Resulta notable la tendencia de los vidrios volcánicos a predominar en los horizontes superiores, en proporciones directamente inversas al cuarzo, que alcanza así sus mayores concentraciones en la roca madre”. Asimismo, en suelos loésicos de la llanura tucumana los horizontes superficiales se encuentran enriquecidos en vidrio respecto a horizontes intermedios o profundos (Zappino *et al.*, 2016).

De este modo entendemos que, para el caso de suelos de la región Chaco-Pampeana, las relaciones mineralógicas en las que interviene el vidrio en comparación con el cuarzo no podrían utilizarse como índice de “madurez” o de meteorización, sino como índices de homogeneidad del sedimento sirviendo para establecer la existencia de discontinuidades en el material parental. Como señaló Morrás (1984), uno de los argumentos en este sentido son los numerosos trabajos -allí citados- referidos a sedimentos y suelos de la región en los que se destaca que los vidrios volcánicos se hallan prácticamente inalterados. Aquí corresponde agregar la descripción hecha por Remiro (Capítulo 5) en sus informes, donde señala que el vidrio volcánico “está fresco y raramente alterado”. Otros trabajos sobre sedimentos y suelos de diversas áreas de la Región Pampeana, indican que la alteración de los vidrios de la fracción arena, incluyendo vidrios de color castaño, se limita a algunos indicios de devitrificación o birrefringencia en los canaliculos que podría atribuirse a arcillas. También se consideró que la ligera alteración observable en algunos vitroclastos se habría producido en los depósitos volcanoclásticos del piedemonte andino y en las llanuras aluviales del norte de la Patagonia con anterioridad a su transporte eóli-

co e incorporación a los sedimentos pampeanos (Teruggi, 1954; Zárate & Blasi, 1993). Las razones que justificarían el estado fresco de los vidrios ácidos y su permanencia en los suelos pampeanos se encontrarían en el hecho que estos no son fácilmente meteorizables, y a que no han existido en esta región condiciones climáticas y/o de tiempo suficiente para su meteorización y eventual desaparición luego de su depositación (Morrás, 1984).

Lo anterior no significa descartar que pequeñas partículas de vidrio volcánico en las fracciones limo y arcilla por su mayor superficie específica puedan ser más susceptibles a la meteorización. También debe recordarse la importante presencia de fitolitos en los materiales pampeanos (Osterrieth, 2006) cuya sílice evidentemente ha de provenir de los minerales primarios constitutivos de los sedimentos y quizás en primer lugar de los fragmentos de vidrio. Esto plantea también la cuestión de la eventual neoformación de minerales de arcilla en los suelos pampeanos a partir de sílice mineral o biológica, la que en todo caso sería muy acotada de acuerdo a la poca información existente, y como fue discutido en una antigua revisión del tema (Morrás, 1985). A pesar de la probable solubilización de la sílice de las partículas más pequeñas, observaciones específicas de la fracción limo fino (2-20 μm) de suelos del norte de Santa Fe mediante microscopía electrónica mostraron la existencia de trizas de vidrio volcánico prácticamente inalteradas, aunque fragmentos de diatomeas y fitolitos evidenciaron procesos de disolución (Morrás, 1995).

Heterogeneidad composicional y mineralogía magnética en sedimentos loésicos y suelos pampeanos

Los minerales de hierro detríticos y neoformados en sedimentos y suelos, aunque minoritarios en la masa de éstos, presentan propiedades magnéticas que pueden ser medidas mediante diversas técnicas. Entre éstas se encuentra la determinación de la susceptibilidad magnética (SM), la que describe cuán “magnetizable” es un material cuando se lo expone a un campo magnético ex-

terno conocido. En los materiales naturales aquí considerados, los minerales magnéticos entran básicamente en cuatro categorías con diferentes respuestas frente a los campos magnéticos debido a su diferente estructura cristalina: ferrimagnéticos (fuerte susceptibilidad positiva: magnetita, titano-magnetitas, maghemita, etc.), antiferromagnéticos cantedos (susceptibilidad positiva moderada: hematita y goethita), paramagnéticos (susceptibilidad positiva débil: piroxenos, anfíboles, biotita, epidoto, illita, etc) y diamagnéticos (susceptibilidad negativa débil: cuarzo y feldspatos). Los datos de la SM son dependientes de la concentración, tamaño de grano y mineralogía de los componentes de la fracción magnética; los valores obtenidos en los suelos integran la señal provista por los minerales magnéticos heredados del material parental y de aquellos neoformados como resultado de procesos pedogenéticos, cuyo factor de control fundamental es el clima (Mullins, 1977). Así, tomando en cuenta la importancia de obtener información sobre los climas del pasado y dado que los depósitos loésicos, paleosuelos y suelos constituyen archivos de procesos climáticos y ambientales, las técnicas de mineralogía magnética y los modelos magnetoclimáticos aplicados a estos materiales experimentaron un rápido desarrollo (Maher, 1998; Heller & Evans, 1995; Evans & Heller, 2001; 2003).

Existen dos modelos magnetoclimáticos generales que explican la variabilidad de la señal magnética en secuencias de loess-paleosuelos. El denominado de los “fuertes vientos” (“*wind-vigour*”) aplicado a loess de Siberia y Alaska, asume que durante los períodos glaciales fueron transportadas mayor cantidad de densas partículas magnéticas que en los interglaciales, por lo que la SM es mayor en el loess que en los niveles de paleosuelo. Por el contrario, el “modelo pedogenético” aplicado a los loess de China, postula que la acción de procesos biológicos y/o químicos condujeron a la neoformación de minerales magnéticos; por tanto, los paleosuelos son más magnéticos que el loess prístino. Sin embargo, los resultados obtenidos en diversos trabajos realizados en suelos actuales y

secuencias de loess-paleosuelos de distintos sectores de la Región Pampeana no coinciden con ninguno de esos modelos (Bidegain *et al.*, 2005; 2009; Liu *et al.*, 2010).

En este sentido, y a diferencia de lo que ocurre en las secuencias de China, los resultados obtenidos en perfiles de la Pampa Ondulada evidencian una disminución de la SM en horizontes Bt de algunos paleosuelos enterrados (Vázquez *et al.*, 1998; Nabel *et al.*, 1999). También en algunos suelos actuales de la misma zona otros autores encuentran una disminución de la SM en los horizontes A y Bt en comparación con los valores más elevados del material parental (horizonte C) (Bartel *et al.*, 2005). Diversas hipótesis se han planteado al respecto, predominando la atribución de esa disminución a procesos de disolución bajo condiciones reductoras de los minerales ferrimagnéticos detríticos (Orgeira *et al.*, 2003). Sin embargo, en los horizontes Bt de muchos otros suelos actuales, en particular de la Pampa Ondulada y desarrollados bajo condiciones húmedas, se presenta un incremento de la SM atribuida en general a una neogénesis pedogénica de minerales magnéticos (Nabel *et al.*, 1999; Orgeira *et al.*, 2003; Altinier *et al.*, 2010). En secuencias de paleosuelos en el área de La Plata, se ha observado que algunos paleosuelos (Bt enterrados) presentan incrementos y otros presentan disminución de la SM respecto a su material parental (horizontes C) (Bidegain *et al.*, 2009). La ciclicidad observada en esta secuencia de loess/paleosuelo se la ha relacionado con discontinuidades sedimentarias y con la sucesión de ciclos áridos/ húmedos. La pedogénesis durante una fase árida dejaría una señal magnética cercana a la del material parental, en tanto una fase húmeda generaría una disminución de la señal. En cambio, en suelos del extremo sur de la Región Pampeana, Bartel *et al.* (2011) encuentran los mayores valores de la SM en el horizonte A, y una disminución progresiva hacia la base de los perfiles, que sería independiente de la litología; para explicar este comportamiento los autores sugieren distintas hipótesis relacionadas con procesos pedogénicos, tal como la acumulación preferencial en superficie de

minerales ferromagnéticos debido a la iluviación de otros minerales, o la acumulación preferencial por biomineralización de minerales ferrimagnéticos en superficie.

En la síntesis elaborada por Orgeira *et al.* (2016) sobre las propiedades magnéticas de materiales pampeanos y su aplicación a estudios de magnetismo ambiental resulta evidente el propósito de diversos autores en encontrar relaciones de la señal magnética con procesos pedogenéticos y de éstos con condiciones climáticas y paleoclimáticas, comparando con modelos propuestos para otras regiones y tratando de establecer modelos magnetoclimáticos apropiados para la región. Algunos de estos trabajos incorporan en el análisis interpretativo el balance hídrico y las condiciones de drenaje interno de los suelos para explicar el incremento o la disminución de la señal magnética en los suelos loésicos (Orgeira & Campagnucci, 2006; Orgeira *et al.*, 2011). Sin embargo, a pesar que existe evidencia que los depósitos loésicos pampeanos no son homogéneos ni mineralógica ni granulométricamente (Morrás, 1997; Zárate, 2003, Morrás 2003; Morrás & Cruzate, 2000; Etchichury & Tófaló, 2004) muchos de estos estudios no toman en cuenta de manera adecuada la contribución de los componentes heredados en las características magnéticas de suelos y paleosuelos.

Así, Orgeira *et al.* (2003) al estudiar depósitos holocénicos de la Fm. Luján en el río Lujan en el NE de Buenos Aires, y de la Fm. Lujan y la Fm. La Postrera expuestos en el Ao. Tapalqué en las cercanías de Olavarría en el centro de Buenos Aires señalan que “la mineralogía de estas formaciones post-Pampeanas se asemeja a otras unidades loésicas (Fm. Buenos Aires y Fm. Ensenada) denominados sedimentos Pampeanos, aunque se observa un incremento marcado de vidrio volcánico”. Al referirse más tarde a este trabajo, Orgeira *et al.* (2016) reiteran que la sedimentología y mineralogía de esas formaciones pospampeanas es similar a la que presentan las Formaciones Buenos Aires y Ensenada, integrando así en un mismo y homogéneo conjunto a sedimentos distantes tanto geográficamente como cronológicamente. Del

mismo modo Orgeira *et al.* (2008) al comparar suelos localizados en Verónica en la Pampa Deprimida con suelos de Zárate en la Pampa Ondulada que presentan señales magnéticas opuestas y que atribuyen al efecto de diferencias climáticas entre ambos sectores, asumen que todos ellos se han desarrollado sobre un mismo loess limo-arenoso de edad Pleistocena correspondiente a la Fm. Buenos Aires. También, otros autores (*eg.* Bidegain *et al.*, 2009) estudiando profundos perfiles de canteras dentro de una misma localidad, y aunque reconociendo discontinuidades o discordancias entre niveles correspondientes a depósitos Pampapeanos, depósitos de la Fm. Buenos Aires y de la Fm. Ensenada, atribuyen las marcadas diferencias de SM exclusivamente a alternancias de períodos húmedos y áridos y su influencia en procesos pedogénicos, sin considerar eventuales diferencias mineralógicas en la columna sedimentaria

De manera contrastante con los trabajos anteriores, otros llevados a cabo sobre suelos y paleosuelos de la Región Pampeana han señalado la influencia determinante de los componentes litogénicos del material parental en los valores de la SM y otros parámetros magnéticos, además de considerar también los procesos pedogénicos y particularmente las condiciones de clima edáfico interno (Nabel & Morrás, 1996; Nabel *et al.*, 1999; Morrás *et al.*, 2004).

Así, Liu *et al.* (2010) estudiaron las propiedades magnéticas de un Argiudol típico (denominado CAS) y un Argiudol vértico (denominado GAO) de la Pampa Ondulada situados muy próximos entre sí, aunque claramente diferenciados en la composición mineralógica de las distintas fracciones, y específicamente en los contenidos de cuarzo y vidrio de su fracción arena. De acuerdo a la composición mineralógica de la fracción arena, y utilizando los criterios propuestos en el Capítulo 5 de esta obra, el primer suelo se asimilaría al “modelo mineralógico” 1 y el segundo al “modelo” 2. Los resultados de dicho trabajo muestran por un lado que la SM en el suelo CAS es máxima en superficie y disminuye progresivamente hacia la base de perfil; en GAO por el contrario el valor de la SM

es muy inferior al del suelo CAS y el valor máximo se presenta en el horizonte Bt. Los resultados de este trabajo ponen en evidencia que para estos dos suelos representativos de la Pampa Ondulada la mayor parte del valor de la SM se encuentra en la fracción gruesa, es decir que proviene del material parental, por lo cual la SM de la muestra total –tal como se mide habitualmente– no sería un indicador adecuado de procesos pedogénicos y de condiciones climáticas.

Otros trabajos también evidencian el condicionamiento que impone la fracción gruesa en el valor de la SM de suelos pampeanos. Altinier *et al.* (2010) compararon la SM de un Argiudol típico desarrollado sobre un loess arenoso en Chivilcoy en el oeste de la Pampa Ondulada y un Argiudol vértico desarrollado sobre un loess típico situado en San Pedro, al este. Si bien el perfil vertical de la SM en ambos suelos es similar, con valores máximos entre 20-40 cm de profundidad, el valor de SM en Chivilcoy es el doble que en San Pedro lo que se relacionaría con la granulometría más gruesa y una mayor proporción de magnetita litogénica en el primero. En el mismo sentido pueden mencionarse resultados de Bidegain *et al.* (2009) cuando señalan que el loess arenoso de Necochea en la Pampa Sur presenta mayor cantidad de minerales magnéticos que el loess limoso que caracteriza perfiles de La Plata, Zárate y Baradero en la Pampa Ondulada. Es interesante mencionar aquí que estos mismos autores señalan que una muestra de ceniza volcánica pura obtenida en un perfil de Mar del Plata y estudiada en un trabajo precedente (Bidegain *et al.*, 2005) presentó valores de SM superiores a los valores más altos obtenidos en el perfil de La Plata. Así, en nuestro criterio esta observación sugeriría que la proporción de volcániclastos de los sedimentos loésicos pampeanos tendría una importante incidencia en los valores de SM, independientemente de la influencia posterior de eventuales procesos pedogénicos.

De esta sintética revisión surge claramente una variedad de comportamientos magnéticos en los perfiles de los suelos y paleosuelos pampeanos, incluso entre suelos próximos entre sí, por lo que

su atribución a procesos pedogenéticos de neoforación, de destrucción o de pérdida de partículas magnéticas resultan claramente insuficientes para explicar la complejidad del problema. Por este mismo motivo no parecerían adecuadas las propuestas de modelos magnetoclimáticos generales para toda la región, con el propósito de ser utilizados como *proxys paleoclimáticos*, basados exclusivamente en la alternancia de períodos húmedos / períodos secos (Bidegain *et al.*, 2009) o con un “índice de almacenamiento potencial de agua” (Orgeira & Campagnucci, 2006; Orgeira *et al.*, 2011) como determinantes principales de la SM. Los resultados expuestos en el Capítulo 5, donde se aprecian diferencias composicionales notorias en la mineralogía de la fracción arena entre horizontes y perfiles de suelos de un sector relativamente acotado de la Región Pampeana, deben llamar la atención sobre la necesidad considerar detalladamente la composición mineralógica de los sedimentos y suelos en el estudio de sus propiedades magnéticas. De hecho, una lectura adecuada de los resultados reportados en diversos trabajos sobre las propiedades magnéticas de los materiales pampeanos en conjunto, con los resultados aquí obtenidos sobre la mineralogía de la fracción arena, estaría sugiriendo que las propiedades magnéticas de los materiales pampeanos no responden directamente a ninguno de los dos modelos magnetoclimáticos vigentes (el de loess de China y el de los loess de Siberia-Alaska), sino que constituirían un caso específico aparentemente intermedio entre ambos. Sobre la base exclusiva de análisis magnéticos de dos perfiles localizados en La Plata y sin contar con la evidencia de la heterogeneidad mineralógica de los sedimentos de la Pampa Ondulada que aquí hemos presentado, Bidegain & Rico (2004) (perfil de la cantera de Juárez) y Bidegain *et al.* (2005) (perfil de El Cristo) también concluyen que ninguno de los modelos magnetoclimáticos existentes puede dar cuenta de las complejidades del loess Pampeano, proponiendo que el modelo aplicable sería el de los fuertes vientos modificado por procesos pedológicos.

CONCLUSIONES

El material parental de los suelos, junto con otros elementos del contexto geomórfico, controla una buena parte de los procesos pedológicos. El conocimiento adecuado de la composición y origen del material parental es un prerequisite para entender tanto la formación y evolución de los suelos como sus propiedades y comportamiento. En el caso de la Región Pampeana, los suelos se han desarrollado sobre sedimentos loésicos y arenas eólicas del Cuaternario reciente, en los que los componentes volcánoclasticos son conspicuos y le dan identidad respecto a los loess del hemisferio norte. Si bien en el concepto tradicional estos sedimentos responderían a una cierta unicidad de origen y consecuentemente -salvo los contenidos de vidrio volcánico- mostrarían una relativa homogeneidad mineralógica, numerosos trabajos más recientes han ido mostrando variaciones composicionales a lo largo de la región que reflejarían la existencia de aportes de fuentes diversas.

En el Capítulo 5 de esta obra, sobre la mineralogía de la arena de suelos de la Pampa Ondulada y sectores cercanos, de manera original se ha puesto en evidencia una gran heterogeneidad composicional tanto entre horizontes de un mismo perfil como entre suelos próximos entre sí, notoriamente mayor a la que hasta aquí se ha considerado para los sedimentos superficiales pampeanos. Por otro lado, y además de esta gran heterogeneidad dentro de una misma subregión, la revisión de la literatura muestra la diversidad de resultados obtenidos en estudios mineralógicos de la fracción arena de diversos sectores de la Región Pampeana. Esa información ha posibilitado diferenciar en base a criterios cuantitativos y cualitativos la composición mineralógica de los sedimentos superficiales de la Pampa Sur de aquellos de la Pampa Norte, revelando también el carácter de área de transición que constituyen la Pampa Ondulada y sectores proximales a la misma.

Así, y en base a todas las evidencias mineralógicas existentes, una conceptualización actual de la conformación de los sedimentos loésicos pampeanos implica considerar a la Región Pam-

peana como una gran cuenca rodeada de áreas positivas, con diversos tipos de rocas volcánicas, ígneas, metamórficas y sedimentarias, cuyos detritos habrían sido transportados tanto por vía eólica como fluvial, alimentado en proporciones diversas a la masa sedimentaria. También debe considerarse que, como consecuencia de las variaciones del nivel del mar, durante los períodos regresivos habrían quedado expuesto amplias superficies litorales con sedimentos proclives a ser eolizados. Las modificaciones topográficas relacionadas con procesos neotectónicos habrían jugado un rol en la distribución de los sedimentos particularmente en el este de la región. Además, las condiciones ambientales que condicionan los procesos de transporte y depositación han presentado oscilaciones, y diversos trabajos paleoclimáticos han propuesto cambios en los regímenes de vientos relacionados con el traslado de los centros anticiclónicos durante el cuaternario.

En consecuencia, los estudios mineralógicos y pedogenéticos de suelos y paleosuelos pampeanos, incluyendo aquellos referidos a la mineralogía magnética, deberían tomar en cuenta este marco conceptual más complejo y que requiere todavía de numerosas precisiones. En este sentido, algunas

interpretaciones pedogenéticas tradicionales han sido revisadas en función de la heterogeneidad del material parental puesta de relieve en las últimas décadas. Así en particular, la franja con Argiudoles vérticos y algunos Vertisoles en el este de la Pampa Ondulada en lugar de ser interpretada como el resultado de la formación pedogénica de arcillas expandibles en materiales andinos transportados hacia el este y depositados en una extrema posición distal, puede ser ahora interpretada como el margen occidental de un área de sedimentación que incluye la Pampa Mesopotámica y una gran parte del Uruguay donde los suelos vérticos se desarrollan en sedimentos esmectíticos heredados de fuentes diversas relacionadas con las cuencas del Paraná, Uruguay y río de la Plata (Durán *et al.*, 2011; Morrás & Moretti, 2016). Finalmente, de una manera más general, y dado la complejidad manifiesta de los sedimentos loésicos pampeanos, los estudios pedológicos en la región –incluyendo los trabajos de cartografía– requerirían un abordaje según los conceptos y procedimientos de la geomorfología de suelos o geopedología (Schaetzl & Thompson, 2015; Zinck, 2016), uno de cuyos objetivos es identificar los tipos y el origen del material parental de los suelos.

BIBLIOGRAFÍA

- Altinier, V; H Morrás; E Bressan & M Castiglioni. 2010. Mineralogía de arcillas y susceptibilidad magnética de tres Argiudoles del sur de La Pampa Ondulada. XXII Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo, Rosario, Actas (editado en CD).
- Arens, P. 1969. La interpretación de resultados de análisis mineralógicos de la fracción arena de los suelos, con referencia especial a los suelos de la Región Pampeana. Quinta Reunión Argentina de la Ciencia del Suelo, Santa Fe, Actas: pp. 659-664.
- Bartel, A; J Bidegain & A Sinito. 2005. Propiedades magnéticas de diferentes suelos del Partido de La Plata, Provincia de Buenos Aires. *Rev. Asoc. Geol. Argent.* 60: 591-598.
- Bartel, A; J Bidegain & A Sinito. 2011. Magnetic parameter analysis of a climosequence of soils in the Southern Pampean Region, Argentina. *Geofis. Int.* 50(1): 9-22
- Bertoldi de Pomar, H. 1962. Algunas consideraciones sobre la composición mineralógica de las arenas de la Provincia de Santa Fe. Primera Reunión de Trabajos y Comunicaciones de Ciencias Naturales y Geografía del Litoral Argentino. Instituto Profesional, Universidad Nacional del Litoral, Santa Fe. Actas: pp. 91-107.
- Bertoldi de Pomar, H. 1969. Notas preliminares sobre la distribución de minerales edafógenos en la Provincia de Santa Fe. Quinta Reunión Argentina de la Ciencia del Suelo, Santa Fe. Actas: pp. 716-726.
- Bidegain, J & Y Rico. 2004. Mineralogía magnética y registros de susceptibilidad en sedimentos cuaternarios de polaridad normal (Brunhes) y reversa (Matuyama) de la cantera de Juárez, provincia de Buenos Aires. *Rev. de la Asoc. Geol. Argent.* 59(3): 451-461
- Bidegain, J; M Evans & A Van Velzen. 2005. A magnetoclimatological investigation of Pampean loess, Argentina. *Geophys. J. Int.* 160(1): 55-62.

- Bidegain, J; Y Rico; A Bartel; M Chaparro M & S Jurado. 2009. Magnetic parameters reflecting pedogenesis in Pleistocene loess deposits of Argentina. *Quat. Int.* 209: 175-186.
- Brewer, R. 1964. Fabric and mineral analysis of soils. John Wiley & Sons, New York, 470 p.
- De Petre, A & S Perman. 1985. Incidencia de la variabilidad mineral sobre la pedogénesis de algunos Molisoles. *Cienc. Suelo* 3(1-2): 152-156
- Etchichury, M; O Tófaló & M González. 1997. Mineralogía de los suelos del Sur de la Provincia de Santa Fe. Primer Taller sobre Sedimentología y Medio Ambiente, Buenos Aires. Resúmenes: pp. 17-18.
- Etchichury, M & O Tófaló. 2004. Mineralogía de arenas y limos de suelos, sedimentos fluviales y eólicos actuales del sector austral de la cuenca Chacoparanense. Regionalización y áreas de aporte. *Rev.de la Asoc. Geol. Argent.* 59(2): 317-329.
- Evans, M & F Heller. 2001. Magnetism of loess/ palaeosol sequences: recent developments. *Earth Sci. Rev.* 54: 129-144
- Evans, M & F Heller. 2003. Environmental magnetism. Principles and Applications of Environmagnetism. Academic Press, Elsevier Science, San Diego, Ca, USA.
- González Bonorino, F. 1965. Mineralogía de las fracciones arcilla y limo del pampeano en el área de la ciudad de Buenos Aires y su significado estratigráfico y sedimentológico. *Rev. de la Asoc. Geol. Arg.* XX (1): 67-148
- Heller, F & M Evans. 1995. Loess magnetism. *Rev. Geophys.* 33: 211-240.
- Imbellone P & J Giménez. 1998. Parent materials, buried soils and fragipans in northwestern Buenos Aires province, Argentina. *Quat.. Int.* 51/52: 115-126.
- Imbellone, P & A Cumba. 2003. Una sucesión con paleosuelos superpuestos del Pleistoceno medio-tardío, Holoceno. Zona sur de La Plata, Provincia de Buenos Aires. *AAS Revista* 10(1): 3-21.
- INTA, 1974. Carta de suelos de la República Argentina. Hoja 3360-25, Melincué. Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria, Buenos Aires. 97 p. y mapas.
- INTA, 1979. Carta de suelos de la República Argentina. Hoja 3360-19, Casilda. Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria, Buenos Aires. 77 p. y mapas.
- Iturri, L & D Buschiazzo. 2014. Cation Exchange capacity and mineralogy of loess soils with different amounts of volcanic ashes. *Catena* 121: 81-87.
- Liu, Q; J Torrent; H Morrás; A Hong; Z Jiang & Y Su. 2010. Superparamagnetism of two modern soils from the northeastern Pampean region, Argentina and its paleoclimatic indications. *Geophys. J Int.* 183(2): 695-705.
- Luters, A. 1984. Mineralogía de la fracción psamítica en suelos localizados entre Necochea (Provincia de Buenos Aires) y Cuchillo-Có (Provincia de La Pampa). *RIA (serie 3, Clima y Suelo)* XIX (2): 149-164
- Maher, B. 1998. Magnetic properties of modern soils and Quaternary loessic paleosols: paleoclimatic implications. *Palaeogeogr. Paleoclimatol. Paleocol.* 137: 25-54.
- Morrás, H. 1978. Contribution à la connaissance pédologique des Bajos Submeridionales (Province de Santa Fe, Argentine). Influence de l' environnement sur la formation et l' évolution des sols halomorphes. Tesis Doctoral, Université de Paris VII, Francia, 184 p.
- Morrás, H. 1983. Evaluación de algunos métodos de identificación de discontinuidades litológicas. Su aplicación en suelos del norte de la Provincia de Santa Fe. X Congreso Argentino y VIII Latinoamericano de la Ciencia del Suelo, Mar del Plata, Resúmenes: pp. 215-216,
- Morrás, H. 1984. En relación con "Perfiles de estabilidad mineral en suelos desarrollados sobre loess de la Región Pampeana septentrional, Argentina". Comentarios a la Editorial, *Cienc. Suelo* 2(2): 215-218
- Morrás, H. 1985. Estado actual de la mineralogía y micropedología de suelos de la Región Pampeana Norte, con referencia particular a la Provincia de Santa Fe. En: Primeras Jornadas regionales de suelos. Región Pampeana Norte. INTA-EERA Rafaela, Publicación Miscelánea n° 30, pp. 189-214.
- Morrás, H. 1995. Mineralogy and cation exchange capacity of the fine silt fraction in two soils from the southern Chaco Region (Argentina). *Geoderma* 64: 281-295.

- Morrás, H. 1997. Origen y mineralogía del material parental de los suelos de la Región Pampeana. ¿Homogeneidad o heterogeneidad? En: Net, L & A Caselli (Coord.). Primer Taller de Sedimentología y Medio Ambiente, Asociación Argentina de Sedimentología, Buenos Aires, Resúmenes: pp. 19-20.
- Morrás, H. 2003. Distribución y origen de los sedimentos superficiales de La Pampa Norte en base a la mineralogía de arenas. Resultados preliminares. *AAS Revista* 10(1): 53-64.
- Morrás, H. 2016a. Meteorización y pedogénesis. En: Pereyra, F & M Torres Duggan (eds.) Suelos y Geología Argentina. Una visión integradora desde diferentes campos disciplinarios. Pp. 47-83. AACs, AGA, UNDAV Ediciones, Avellaneda.
- Morrás, H. 2016b. Ecología de la meteorización y evolución mineral de los suelos. En: Pereyra, F & M Torres Duggan (eds.). Suelos y Geología Argentina. Una visión integradora desde diferentes campos disciplinarios. Pp.134-158. AACs, AGA, UNDAV Ediciones, Avellaneda.
- Morrás, H & M Delaune. 1981. Composición mineralógica de la fracción arena de algunos suelos de los Bajos Submeridionales (Santa Fe). VIII Congreso Geológico Argentino, San Luis, Actas IV: pp. 343-352.
- Morrás, H & M Delaune. 1985. Caracterización de áreas sedimentarias del norte de la Provincia de Santa Fe en base a la composición mineralógica de la fracción arena. *Cienc. Suelo* 3 (1-2): 140-151
- Morrás, H & G Cruzate. 2000. Distribución de sedimentos superficiales en la Región Pampeana Norte (Argentina) a través del análisis de la variación espacial de parámetros físicos y químicos. II Congreso Latinoamericano de Sedimentología y VIII Reunión Argentina de Sedimentología, Mar del Plata. Resúmenes: pp. 126-127
- Morrás, H; G Ciari; C Grasticini; G Cruzate; V Altinier & M Castiglioni. 2004. Variación espacial y relación entre la retención de humedad y la mineralogía magnética en suelos de la Pampa ondulada, Actas XIX Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo, Paraná, (editado en CD-Rom).
- Morrás, H & L Moretti. 2016. A new soil-landscape approach to the genesis and distribution of Typic and Vertic Argiudolls in the Rolling Pampa of Argentina. En: Zinck A; G. Metternich; G Bocco & H del Valle (eds.). *Geopedology: An Integration of Geomorphology and Pedology for Soil and Landscape Studies*. Chapter 11: pp. 193-209. Springer, Heidelberg, Alemania.
- Mullins, C. 1977. Magnetic susceptibility of the soil and its significance in soil science. A review. *J Soil Sci.* 28(2): 223-246.
- Nabel, P & H Morrás. 1996. Susceptibilidad magnética en suelos de La Pampa Ondulada, Provincia de Buenos Aires, Argentina. Actas XIII Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires, Vol.II: p. 541.
- Nabel, P; H Morrás; N Petersen & W Zech. 1999. Correlation of magnetic and lithologic features of soils and quaternary sediments from the Undulating Pampa. *J. South America. Earth Sci.* 12: 311-323.
- Orgeira, M; A Walther; O Tófaló; C Vásquez; T Berquó; C Favier Dubois & H Bonel. 2003. Environmental magnetism in fluvial and loessic Holocene sediments and paleosols from the Chacopampean plain (Argentina). *J. South America Earth Sci.* 16: 259-274
- Orgeira, MJ & R Compagnucci. 2006. Correlation between paleosol-soil magnetic signal and climate. *Earth Planet. Space.* 58: 1373-1380.
- Orgeira, M; F Pereyra; C Vásquez; E Castañeda & R Compagnucci. 2008. Rock magnetism in modern soils, Buenos Aires Province, Argentina. *J. South America Earth Sci.* 26: 217-224.
- Orgeira, M; R Egli & R Campagnucci. 2011. A quantitative model of magnetic enhancement in loessic soils. En: *Earth's Magnetic Interior*, IAGA special Sopron Book series, Springer; 25.
- Orgeira, M; O Tófaló & S Rouzaut. 2016. Los paleosuelos como herramienta para estudios paleoambientales y paleoclimáticos. En: Pereyra, F & M Torres Duggan (eds.). Suelos y Geología Argentina. Una visión integradora desde diferentes campos disciplinarios. Pp. 206-251. AACs-AGA, UNDAV Ediciones, Avellaneda.
- Osterrieth, M. 2006. Silicofitolitos en suelos, paleosuelos y sedimentos. En: Sanabria, J & G Arguello (eds.). III Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología. Fac. de Cs. Exact. Fis. y Nat., UNC, Córdoba, Actas: Tomo I: 351-366.
- Pettijohn, F. 1957. Rocas sedimentarias. (Traducción de la 2da edición, por J. Turner). EUDEBA, Buenos Aires, 1970. 731 p.
- Pocovi, A. 1947. Petrografía de los suelos de la provincia de Santa Fe. Instituto Experimental de Investigación y Fomento Agrícola-Ganadero (IEIFAG), Santa Fe. Publicación Técnica n° 59, 107 p.
- Riggi, J; F Fidalgo; O Martínez & N Porro, 1986. Geología de los "Sedimentos Pampeanos" en el partido de La Plata. *Rev. Asoc. Geol. Argent.* XLI (3-4): 316-333.

El material parental de los suelos de la Región Pampeana en base a la mineralogía de arenas

- Rubio, G; F Pereyra & M Taboada. 2019. Soils of the Pampean Region. En: Rubio, G; R. Lavado & F Pereyra (eds.) The soils of Argentina. World Soils Book Series, pp.81-100. Springer.
- Sacchi, A. 2001. Dinámica de erosión hídrica y de degradación física y química de suelos en las cuencas de los ríos Santa Catalina y Ascochinga, Córdoba, Argentina. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Universidad Nacional de Córdoba, Tomo 1, 260 p.
- Schaetzl, R & M Thompson. 2015. Soils. Genesis and geomorphology. Cambridge University Press, New York, 778 p.
- Scoppa, C. 1974. The pedogenesis of a sequence of Mollisols in the Undulating Pampa (Argentina). Dr. Thesis, State University of Ghent, Bélgica. 158 p. y anexos.
- Scoppa, C. 1976. La mineralogía de los suelos de la llanura pampeana en la interpretación de su génesis y distribución. VII Reunión Argentina de la Ciencia del Suelo, Bahía Blanca. *IDIA Suplemento* N° 33: 659-673.
- Teruggi, M. 1954. El material volcánico-piroclástico en la sedimentación cuaternaria argentina. *Rev. de la Asoc. Geol. Arg.* IX (2): 184-191.
- Teruggi, M. 1957. The nature and origin of Argentine loess. *J. Sediment. Petrol.* 27: 322-332.
- Teruggi, M & R Andreis. 1971. Composición, estabilidad y acción climática en sedimentos argentinos. *Revista del Museo de La Plata* (Nueva Serie), Tomo VII, Geología 58, 175-207.
- Teruggi, M & P Imbellone. 1983. Perfiles de estabilidad mineral en suelos desarrollados sobre loess de la Región pampeana septentrional, Argentina. *Cienc. Suelo* 1(1): 65-74.
- Vázquez, C; A Walther; M Orgeira; I Di Tomasso; H Lippai; S Alonso & J Vilas. 1998. Magnetismo de rocas y su aplicación a paleosuelos: estudio piloto de una secuencia loess-paleosuelo de la región Chaco-Pampeana. *Rev. de la Asoc. Geol. Argent.* 53(1): 83-90
- Zappino, R; M Cantú & A Becker. 2016. Material originario y suelos enterrados en la llanura de Tucumán. *Cienc. Suelo* 34(2): 303-322
- Zárate, M. 2003. Loess of southern South America. *Quaternary Sci. Rev.* 22: 1987-2006.
- Zárate, M & A Blasi. 1993. Late Pleistocene-Holocene eolian deposits of the southern Buenos Aires Province, Argentina: a preliminary model. *Quat. Int.* 17: 15-20.
- Zárate, M; R Kemp & A Blasi. 2002. Identification and differentiation of Pleistocene paleosols in the northern Pampas of Buenos Aires, Argentina. *J. South America. Earth Sci.* 15: 303-313.
- Zinck, J. 2016. Relationships between Geomorphology and Pedology: brief review. En: Zinck, J; G Metternicht; G Bocco & H del Valle (eds.). *Geopedology. An integration of Geomorphology and Pedology for soil and landscape studies.* pp.11-26. Springer, Switzerland.

Material piroclástico en suelos de la Región Pampeana Argentina y sus efectos sobre propiedades físico-químicas

Laura A. Iturri^{1-2-3} - Julián J. Isasti¹⁻² - Daniel E. Buschiazzo¹⁻²*

¹ Instituto de Ciencias de la Tierra y Ambientales de La Pampa, Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (INCITAP, CONICET-UNLPam), cc 186, 6300, Santa Rosa, Argentina.

² Facultad de Agronomía, Universidad Nacional de La Pampa (UNLPam), 6300, Santa Rosa, Argentina.

³ Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad Nacional de La Pampa (UNLPam), 6300, Santa Rosa, Argentina.

Autor de contacto: antonelaiturri@conicet.gov.ar - antonelaiturri@hotmail.com

Resumen

Los suelos de la Región Pampeana de Argentina se desarrollan sobre sedimentos loésicos con un cierto contenido de material piroclástico. Debido a una sedimentación diferencial de la ceniza volcánica en dirección oeste a este, los suelos de ambientes más secos se encuentran más enriquecidos en estos materiales que los de ambientes más húmedos, siendo la mineralogía de la fracción arcilla de los sedimentos loésicos, aunque predominantemente illítica, heterogénea. Por un lado, los suelos de ambientes secos de la Región Pampeana, Haplustoles y algunos Hapludoles, enriquecidos en vidrio volcánico, registran alteraciones por pedogénesis de su vidrio volcánico, pero no de sus illitas. El vidrio volcánico se habría transformado en esmectitas poco cristalizadas, en virtud de los resultados alcanzados a partir de observaciones en el microscopio petrográfico de la fracción limo grueso, donde se observaron vidrios volcánicos con evidencias de degradación parcial y total. Por otro lado, los suelos húmedos de la Región Pampeana, Argiudoles y algunos Hapludoles, habrían registrado transformaciones de sus illitas litogénicas, acumuladas en fracciones limo grueso, en illitas de menor tamaño acumuladas en arcillas y también en limo más fino. Así, varias propiedades físico-químicas de los 20 cm superficiales de estos suelos, resultan estar en parte determinadas por los procesos pedogenéticos particulares que ocurren en cada uno, en relación con las proporciones variables de vidrio volcánico y su transformación en minerales de arcilla. La mineralogía diferencial de estos suelos determina su relativamente elevada capacidad de intercambio catiónico y superficie específica, con la consecuente contribución positiva a la adsorción de P y la capacidad *buffer*; explicadas por la composición de los minerales de arcilla en los más secos, mientras que, por su abundante cantidad, en los húmedos.

Palabras clave

Vidrio volcánico; mineralogía; capacidad de intercambio catiónico; adsorción de P; capacidad *buffer*; ústico / údico.

Pyroclastic material in soils of the Pampean Region Argentina and its effects in the physicochemical properties

Abstract

The soils of the Pampean Region of Argentina develop in loessial sediments with a certain content of pyroclastic material. Due to a differential sedimentation of the volcanic ash in west-to-east direction, the soils of drier environments are more enriched in these materials than those of more humid environments, and the mineralogy of the clay fraction of the loessial sediments is heterogeneous,

although it is predominantly illitic. On the one hand, the soils of dry environments of the Pampean Region, Haplustolls and some Hapludolls, enriched in volcanic glass, exhibit alterations due to pedogenesis of its volcanic glass but not of its illites. The volcanic glass would have been transformed into poorly crystallized smectites, as it could be seen by observations at the petrographic microscope where partial or total altered volcanic glasses accumulated in the coarse silt fraction were found. On the other hand, the humid soils of the Pampean region, Argiudolls and some Hapludolls, would have undergone transformations of their lithogenic illites accumulated in coarse fractions, into finer illites accumulated in clays and also in silts. Thus, several physicochemical properties of these soils are partly determined by the particular pedogenetic processes that occur in each one, in relation to the variable proportions of volcanic glass and its transformation into clay minerals. The differential mineralogy of these soils determines their relatively high cation exchange capacity and specific surface, with the consequent positive contribution to the adsorption of P and buffer capacity, explained by the composition of clay minerals in the driest soils, and by its abundant quantity in the humid ones. Specifically, the smectitic minerals of the Haplustolls, apparently derived from the weathering of the pyroclastic materials, have a higher proportion of negative charges plus a larger specific surface than illites of humid soils. As a consequence, the greater acid-neutralizing capacity of the driest soils than that of the illitic minerals of Hapludolls and Argiudolls, as well as the phosphorous adsorption, results from the weathering of volcanic glass into amorphous oxides of Al and Fe, mainly in the subsurface horizons of the soils of drier environments.

Key words

Volcanic glass; soil mineralogy; cation exchange capacity; P sorption; buffer capacity; ustic / udic.

INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

Los suelos de la región semiárida y árida de Argentina se desarrollan sobre sedimentos loésicos del Pleistoceno y del Holoceno y, debido a su relativo alto contenido de vidrio volcánico, el material parental fue denominado como eolocineritas (Tricart & Cailleux, 1967). Estos materiales poseen predominancia de illitas en su fracción arcilla (Buschiazzo, 1988; Zárate, 2003) con cantidades variables de vidrio volcánico producto de las erupciones frecuentes ocurridas durante el Pleistoceno y el Holoceno (Teruggi, 1957). Uno de los eventos ocurrió en 1932 cuando el volcán Quizapú situado en la cordillera de los Andes, sedimentó una capa de ceniza de 10 cm de espesor, 1000 km de longitud y 30 a 50 km de ancho, en dirección oeste-este en la Pampa Árida y Semiárida (Larson, 1936). Así, fuera de la zona cordillerana, los contenidos más altos de vidrio volcánico, entre 10 y 30% de acuerdo con un estudio de Camilión & Imbellone (1984) y de 3 a 13% según Buschiazzo *et al.* (1998), se encuentran actualmente en los suelos de la Pampa Semiárida Central. La sedimentación diferencial de materiales eólicos transportados

por vientos de distintas velocidades y depositando cantidades variables de minerales de variadas densidades a desiguales profundidades (Buschiazzo & Taylor, 1993), generó que la mineralogía del material parental de estos suelos sea cualitativa- pero no cuantitativamente homogénea. Por ello, la mineralogía del horizonte C de estos suelos no está precisamente relacionada con la del horizonte A (Buschiazzo, 1988). Es conocido que la presencia de material piroclástico puede modificar varias propiedades físicas y químicas de los suelos afectando su productividad (Jahn 1988; Wada, 1977). En trabajos de Hepper *et al.* (2006) e Iturri & Buschiazzo (2014) se encontró que la presencia de vidrio volcánico condicionaba la mineralogía, superficie específica y la capacidad de intercambio catiónico de suelos de la Región Pampeana. Asimismo, en Buschiazzo *et al.* (1998) y trabajos siguientes, se halló que los materiales provenientes de la meteorización de la ceniza volcánica contribuirían a la retención de fósforo en suelos del sudoeste de la Región Pampeana. Recientemente, en Iturri (2015) y trabajos derivados, se encontró que la presencia de vidrio volcánico condicionaría la mineralogía de los horizontes superficiales (0-20 cm) de suelos de la Región Semiá-

rida Central de Argentina, determinando su elevada capacidad *buffer*.

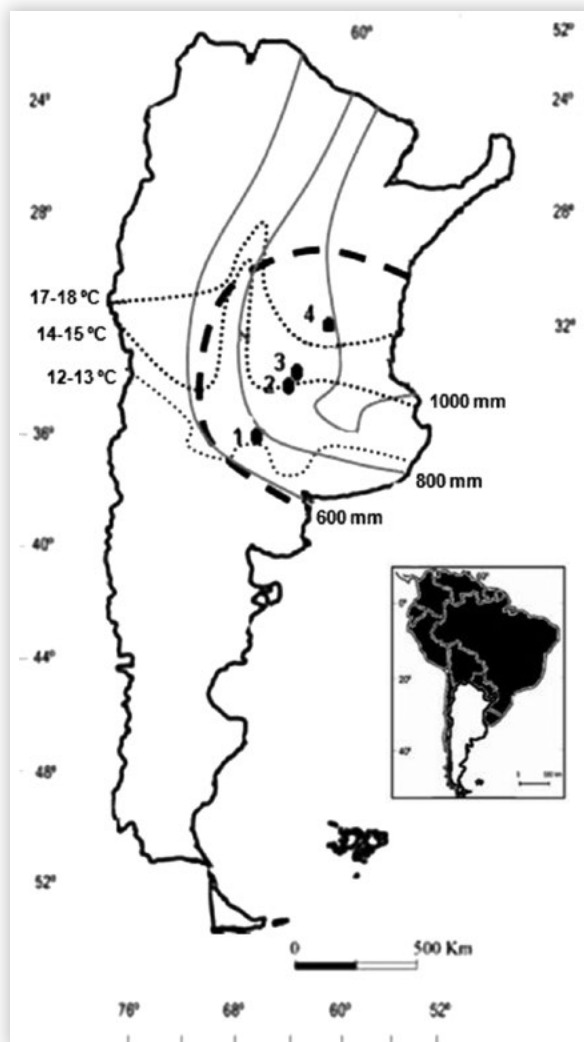
En virtud de lo mencionado, en el presente capítulo se intenta explicar, a través de resultados alcanzados en diversas investigaciones sobre suelos áridos y semiáridos de la Región Pampeana, el efecto del material piroclástico en algunas de sus propiedades físico-químicas. Para ello, en primer lugar, se documenta la presencia de vidrio volcánico en la fracción limo grueso, que contiene los materiales litogenéticos, de suelos de la Pampa Semiárida y su menor abundancia en los de la Pampa Húmeda. A continuación, se muestran evidencias de cambios registrados en la composición mineralógica de los minerales de arcilla debido a la transformación del vidrio volcánico en especies minerales densamente cargadas como las esmectitas y los interestratificados illita-esmectita. Luego, se presentan los efectos que dicha composición mineralógica diferencial tiene sobre la capacidad de intercambio catiónico, la superficie específica, la adsorción de P y su contribución a la capacidad *buffer* de los suelos agrícolas. Por último, se presentan las principales conclusiones alcanzadas, así como las posibles futuras líneas de investigación que resultan de los nuevos interrogantes generados.

MATERIAL PIROCLÁSTICO EN SUELOS DE LA REGIÓN PAMPEANA

Los suelos de la Región Pampeana contienen proporciones variables de material piroclástico (Imbellone & Camilión, 1984; Buschiazzo *et al.*, 1998), debido a la sedimentación diferencial por vientos de distintas intensidades. La fracción limo grueso, partículas minerales con un diámetro medio comprendido entre 20 a 50 μm , contiene los minerales litogénicos, es decir, aquellos provenientes del material parental. En tal sentido, se estudiaron los primeros 20 cm de los suelos de la región, pertenecientes al Orden Molisol específicamente de los Grandes Grupos Haplustol (1. Haplustol éntico), Hapludol (2 y 3, respectivamente, Hapludol típico I y II)

y Argiudol (4. Argiudol típico). Estos suelos se desarrollan sobre un amplio intervalo de condiciones climáticas, de regímenes de precipitaciones que varían del semiárido al húmedo y de régimen de temperatura térmico (**Fig. 1**).

La secuencia de horizontes es A-AC-C-Ck en el Haplustol éntico 1, A-AC-C en los Haplu-



La línea cortada indica la región de estudio. Las líneas punteadas y continuas indican, respectivamente, las isothermas e isohietas para la región. Adaptado de Iturri & Buschiazzo (2014).

The dashed line indicates the studied region. The dotted and continuous lines indicate respectively, the isotherms and isohyets. Adapted from Iturri & Buschiazzo (2014).

Figura 1. Representación del área de estudio, indicando los cuatro suelos estudiados: 1. Haplustol éntico, 2. Hapludol típico I, 3. Hapludol típico II y 4. Argiudol típico.

Figura 1. Studied area indicating the four studied soils: 1. Entic Haplustoll, 2. Typic Hapludoll I, 3. Typic Hapludoll II and 4. Typic Argiudoll.

doles típicos 1 y 2 y A-AB-Bt-BC-C-Ck en el Argiudol típico 4. Todos los suelos se ubican en condiciones topográficas comparables y su textura varía de franco arenoso (suelos 1, 2 y 3) a franco (suelo 4). La **Tabla 1** muestra las principales características de los primeros 20 cm de estos suelos.

De los resultados presentados en la **Fig. 2**, se observa que los suelos de la Pampa Semiárida (Haplustol éntico y Hapludol típico I) están enriquecidos en vidrio volcánico, dado que su fracción limo grueso (20-50 μm) contiene abundancia de cuarzo y vidrio volcánico. Sin embargo, la misma fracción mineral de suelos de la Pampa Húmeda (Hapludol típico II y el Argiudol típico) contiene solamente cuarzo sin evidencias de vidrio volcánico.

Para el caso de los suelos de la Pampa Húmeda estudiados, resulta aún un interrogante si los vidrios volcánicos estaban originalmente presentes, y actualmente no se detectan debido a su completa meteorización bajo las condiciones más húmedas de la región, o bien, si las deposiciones no los han alcanzado. Por un lado, ha sido documentado que el contenido de vidrio volcánico en los materiales parentales de los suelos de la Pampa Húmeda es relativamente bajo (Larsson, 1936; Teruggi, 1957; Imbellone & Camilión, 1993; Hepper *et al.*,

2006). Imbellone & Teruggi (1993) encontraron contenidos de vidrio volcánico del 19% en horizontes C (33-43 cm) y 21,3% en 2C (135-194cm), mientras que Zárate & Blasi (1993) demostraron que la composición mineralógica de estos suelos está caracterizada por la abundancia de estos materiales. Por otro lado, no obstante las numerosas evidencias de que la mayoría de los minerales se originaron en los Andes, Morrás (1999) sugiere que ha habido una contribución de materiales desde otras fuentes y que estos serían los sedimentos que actúan como materiales constitutivos de los horizontes superficiales en los Argiudoles y algunos Hapludoles del norte de la Región Pampeana, reforzando la evidencia encontrada acerca de la ausencia de vidrio volcánico en el material parental de los suelos estudiados.

Contribución del material piroclástico a la composición mineralógica de los suelos de la Región Pampeana

Abundante proporción de vidrio volcánico se detectó en los primeros 20 cm de dos suelos: Haplustol éntico y Hapludol típico I. En la **Fig. 3a, b y c** se muestran dos ejemplares de estos materiales, representativos de la mayoría de los encontrados en la muestra, los cuales están tanto parcial y totalmente meteorizados, con numerosas estructuras

Tabla 1. Propiedades físicas y químicas de los 20 primeros centímetros de los suelos estudiados. Adaptada de Iturri (2015).

Table 1. Physico-chemical properties of the uppermost 20 cm of the studied soils. Adapted from Iturri (2015).

Suelo	Ubicación geográfica	Granulometría			pH		MO	CIC	CaCO ₃	Alo	Feo	Mno	Alos	Mnos	Feos
		Arcilla	Limo	Arena	pH _W	pH _{KCl}									
		(%)			(%)	(cmol _c kg ⁻¹)									
1.Haplustol éntico	S 36°30` O 64°00`	12	23	64	6,5	5,1	2,5	19,3	1,2	1282	1903	179	4881	20254	19741
2.Hapludol típico I	S 34°51` O 62°45`	13	23	65	6,5	5,2	2,8	17,3	0,4	174	20	324	2120	465	208
3.Hapludol típico II	S 32°10` O 61°49`	17	34	49	6,2	5,0	2,2	24,0	0,1	1042	1464	440	5806	2500	27422
4. Argiudol típico	S 26°49` O 64°51`	21	33	46	5,6	4,7	5,3	18,0	1,0	1817	2780	491	7598	731	19025

MO: materia orgánica; CIC: capacidad de intercambio catiónico; CaCO₃: carbonato de calcio; Alo: aluminio de óxidos amorfos; Feo: hierro de óxidos amorfos; Alos: aluminio de óxidos cristalinos; Feos: hierro de óxidos cristalinos.
MO: organic matter; CIC: cation exchange capacity; CaCO₃: calcium carbonate; Alo: amorphous oxide aluminum; Feo: amorphous oxide iron; Alos: crystalline oxide aluminum; Feos: crystalline oxide iron.

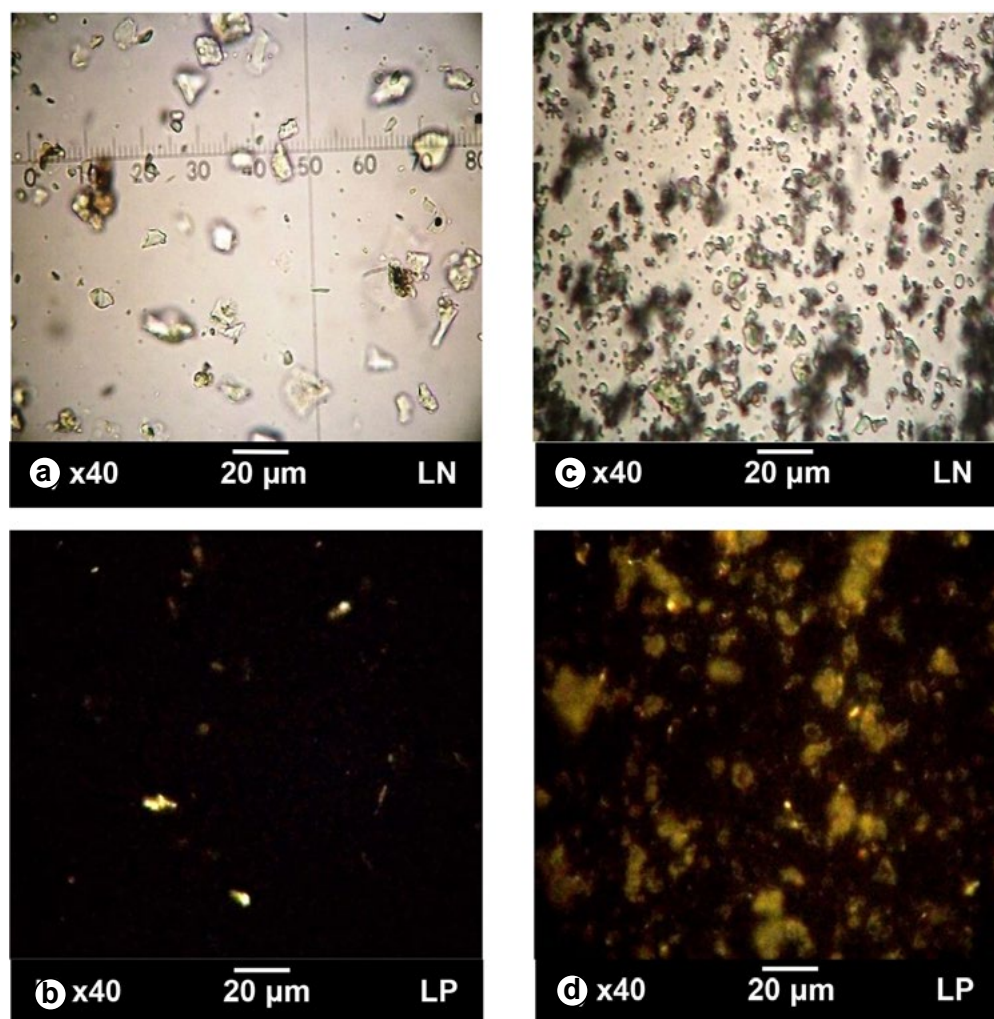


Figura 2. Vista general de la composición mineral de la fracción limo grueso (20- 50 μm) de los primeros 20 cm de un suelo enriquecido en vidrio volcánico (Haplustol éntico), a) cuarzo y vidrio volcánico observados con luz normal (LN) y b) luz polarizada (LP); y de un suelo sin evidencias de vidrio volcánico (Hapludol típico II) con c) abundancia de granos de cuarzo observados con LN, d) LP. Adaptado de Iturri & Buschiazzo (2014).

Figure 2. Overview of the mineral composition of the coarse silt fraction ($20 \leq \phi \leq 50 \mu\text{m}$) of the uppermost 20 cm of a volcanic glass-rich soil (Entic Haplustoll) with a) quartz and volcanic glass observed in natural light (LN) b) polarized light (LP), and a soil without evidences of volcanic glass (Typic Hapludoll II), c) abundant quartz grains observed in LN, d) LP. Adapted from Iturri & Buschiazzo (2014).

vesiculares de diferentes tamaños y distinto grado de degradación de sus bordes.

En la **Fig. 3** se observa que algunos granos están unidos entre sí, posiblemente por mecanismos físicos, determinando espacios intergranulares para la deposición de materiales coloidales, como puede observarse en la alterita adherida a un grano de cuarzo de la **Fig. 3d**.

Si bien las observaciones con microscopio petrográfico no permiten la detección de minerales illíticos,

estos se identificaron a través de análisis de difracción de rayos X (**Tabla 2**). Mediante su valoración semicuantitativa en la fracción limo de los primeros 20 cm de todos los suelos, se confirmó la presencia de illita hasta tamaño limo grueso y su carácter litogénico.

Los contenidos de illita de la fracción limo, entre 75 y 95%, fueron mayores en el Hapludol típico II y en el Argiudol típico donde el vidrio volcánico no fue detectado, que en el Haplustol éntico y en el Hapludol típico I, enriquecidos en vidrio volcánico,

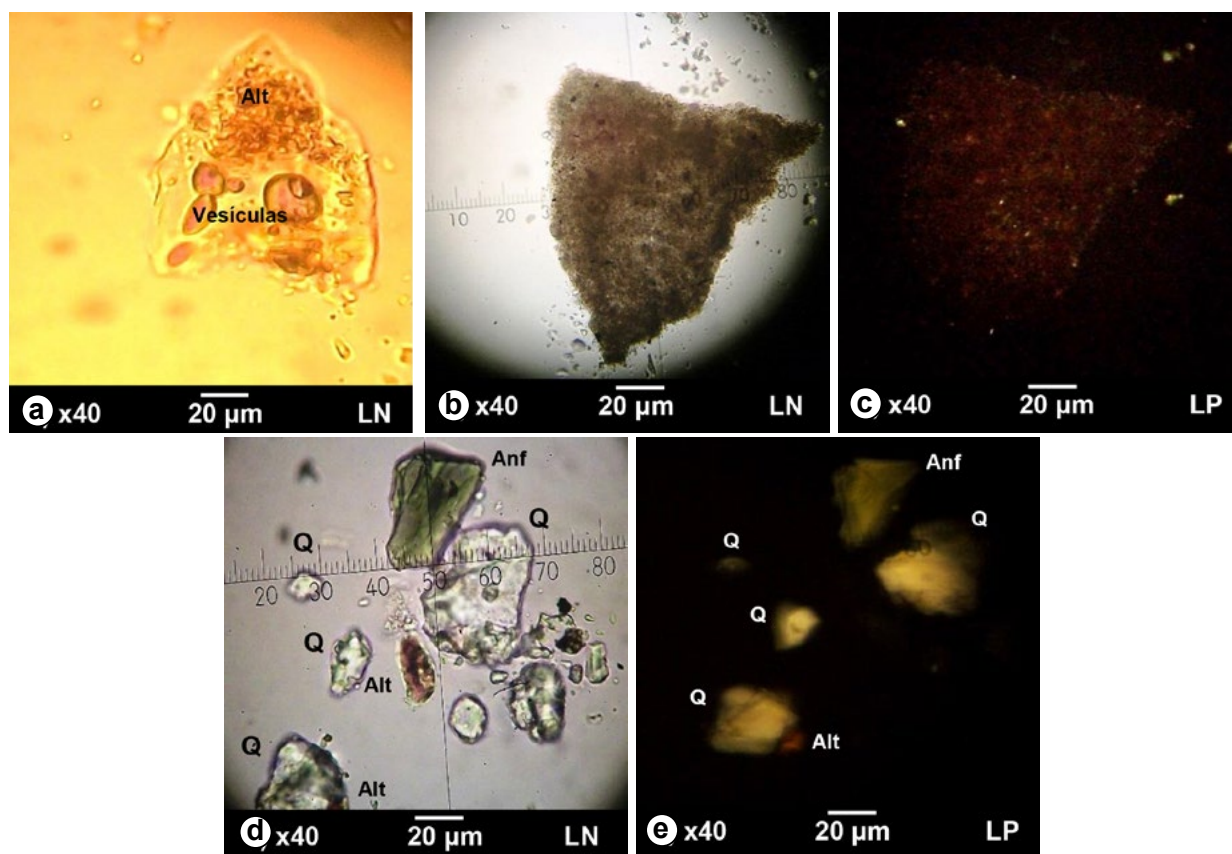


Figura 3. Vista detallada de la composición mineral de la fracción limo grueso (20-50 µm, de los primeros 20 cm del Haplustol éntico, enriquecido en vidrio volcánico, a) vidrio volcánico vesicular parcialmente alterado en su parte interna superior (luz natural, LN); del Hapludol típico I, enriquecido en vidrio volcánico con b) un vidrio altamente meteorizado observado a la LN y c) luz polarizada (LP); del Argiudol típico, sin vidrio volcánico d) granos de cuarzo inalterados observados a la LN, e) LP. Q: cuarzo; Alt: alterita; Anf: anfíbol. Adaptado de Iturri & Buschiazzi (2014).

Figure 3. Detailed view of the mineral composition of the coarse silt fraction ($20 \leq \phi \leq 50 \mu\text{m}$) of the uppermost 20 cm of the Entic Haplustoll enriched in volcanic glass, a) a vesicular volcanic glass partially altered in its inner upper part (natural light, LN), of the Typic Hapludoll I, enriched in volcanic glass, b) a highly weathered glass observed in LN and c) polarized light (LP), and of the Typic Argiudoll, without volcanic glass detected, d) unaltered quartz grains observed in LN, e) LP. Q: quartz; Alt: alterite; Anf: amphibole. Adapted from Iturri & Buschiazzi (2014).

cuyos contenidos de illita oscilaron entre 60 y 80%. La menor cantidad de illitas detectadas en los limos del Haplustol y el Hapludol enriquecidos en vidrio volcánico podría estar asociada con la mayor proporción de materiales piroclásticos en estos suelos.

La fracción arcilla de todos los suelos contiene illitas y esmectitas pobremente cristalizadas (Tabla 2). La proporción de esmectitas, de un 10%, es mayor en el Haplustol éntico enriquecido en vidrio que en el Argiudol típico, libre de vidrio volcánico, cuyo contenido es del 5%, mientras que lo opuesto ocurrió con las illitas, con contenidos del 40% y 65%, respec-

tivamente. La mayor proporción de esmectitas en los suelos enriquecidos en vidrio volcánico pudo haber sido producida por su meteorización, dado que como señalan varios autores (Vidales *et al.*, 1985; Prudêncio *et al.*, 2002; Georgoulas & Moustakas, 2010), las cenizas volcánicas se transforman en óxidos amorfos en muchos suelos. Esto no parece haber ocurrido en el Haplustol y el Hapludol enriquecidos en vidrio volcánico, dado que los cocientes Alo:Alos y Feo:Feos, índices de las cantidades relativas de óxidos amorfos en relación al contenido de óxidos cristalinos de aluminio y hierro, no fueron diferentes ($p > 0,05$) a los del

Tabla 2. Contenidos relativos (% respecto de la fracción arcilla total) y cristalinidad (C) de los minerales de arcilla en fracciones granulométricas (a: arcilla, partículas con diámetro inferior a 2 μm , y LF, LM y LG: limo fino, medio y grueso, partículas con diámetros entre 2 a 10 μm , 10 a 20 y 20 a 50 μm respectivamente) del horizonte superficial. A los suelos estudiados. Extraído de Iturri & Buschiazzo, 2014.

Table 2. Relative contents (% regarding the clay fraction) and crystallinity (C) of clay minerals accumulated in the granulometric fractions (a: clay, particles with a diameter finer than 2 μm) LF, LM y LG: fine, medium and coarse silt, particles with a diameter between 2 to 10, 10 to 20 and 20 to 50 μm respectively) of the studied soils. Extracted from Iturri & Buschiazzo, 2014.

Suelo	Fracción	Illitas		Esmectitas		Interestratificados	
		%	C	%	C	%	C
Enriquecidos en vidrio volcánico							
1.Haplustol éntico	A	40	R	10	R	50	M
	LF	60	R	10	R	25	M
	LM	70	B	5	R	20	M
	LG	65	B	T	-	15	M
2.Hapludol típico-I	A	40	R	10	R	50	M
	LF	80	B	T	-	20	M
	LM	70	B	T	-	20	M
	LG	70	B	T	-	20	M
Sin vidrio volcánico detectado							
3.Hapludol típico-II	A	60	R	10	R	15	M
	LF	75	B	T	-	15	M
	LM	80	B	T	-	5	M
	LG	85	B	T	-	5	M
4.Argiudol típico	A	65	B	5	R	25	M
	LF	85	B	T	-	5	M
	LM	95	B	T	-	5	M
	LG	95	B	T	-	5	M

B: buena; R: regular; M: mala; T: trazas.
B: good; R: moderate; M: poor; T: traces.

Hapludol y el Argiudol donde los materiales piroclásticos no fueron detectados (**Tabla 1**). Estos resultados coinciden tanto con los de Hepper *et al.* (2006), quienes encontraron que los suelos de la Pampa Semiárida enriquecidos en ceniza volcánica no contienen alofanos, y con los de Parfitt & Kimble (1989) quienes hallaron que los componentes no cristalinos están raramente presentes en suelos bajo regímenes hídricos ústico, xérico o arídico debido a la lixiviación restringida de sílice. También, Singer *et al.* (2004) encontraron que la ausencia de alofano y de óxidos amorfos se atribuye a un período seco extendido y a la mayor edad del material parental en suelos volcánicos bajo condiciones semiáridas.

La elevada y negativa diferencia entre el pH_{KCl} (pH 1:2,5 suelo:KCl 1 mol dm^{-3}) y el pH_{W} (pH 1:2,5 suelo:agua) (**Tabla 1**), que indica la predominancia

de cargas superficiales positivas o negativas, mostró que tanto los suelos enriquecidos como los que estarían libres de vidrio volcánico poseen predominancia de cargas superficiales negativas (Mekaru & Uehara, 1972). Esto también significa que aquellas sustancias como el alofano o la caolinita, las cuales están positivamente cargados, tampoco estarían presentes en las muestras analizadas. Por otro lado, las menores diferencias entre ambos tipos de pH encontrados en suelos enriquecidos en vidrio volcánico que en los libres de vidrio volcánico ($p < 0,05$) probablemente se debieron a la presencia de carbonato libre en los horizontes superficiales del Haplustol éntico (Buschiazzo, 1988) (**Tabla 1**).

En cuanto a la cristalinidad de los minerales de arcilla presentes en los horizontes estudiados, se encontró que las esmectitas de la fracción arcilla es-

taban pobremente cristalizadas en todos los casos, tanto en aquellos con ceniza volcánica (Haplustol, Hapludol), como en los carente de ella (Hapludol, Argiudol). Por el contrario, las illitas de la fracción limo grueso de los suelos libres de vidrio volcánico, presentaron mejor cristalinidad que en aquellos enriquecidos en vidrio volcánico. Esta tendencia puede ser un índice de la transformación de las illitas litogénicas de los suelos libres de vidrio volcánico en illitas de un tamaño menor, las cuales permanecen cristalográficamente inalteradas, acumulándose preferentemente en la fracción arcilla de estos suelos. Esto concuerda con resultados de otros autores (González Bonorino 1965, 1966; Camilión, 1993), quienes indicaron que la pedogénesis solo cambia el tamaño y no la cristalinidad de las illitas de regiones húmedas de la Región Pampeana, transformándose en especies de menor tamaño.

La **Fig. 4** muestra que la fracción arcilla fina, i.e. partículas con un diámetro medio menor a $0,2 \mu\text{m}$, de los suelos libres de vidrio volcánico está domina-

da por illita, mientras que la misma fracción mineral de los suelos enriquecidos en vidrio volcánico no muestra reflexiones para minerales de arcilla. Una explicación a esta tendencia, podría ser atribuida a la incipiente pedogénesis que no habría generado la acumulación de esmectitas en la fracción arcilla fina de los suelos enriquecidos en material piroclástico. Los minerales de arcilla detectados en el análisis por tamaño de partículas del Haplustol éntico, de textura gruesa, estarían acumulados en la fracción arcilla de tamaño comprendido entre $0,2$ a $2 \mu\text{m}$.

Influencia del material piroclástico en algunas propiedades físico-químicas de los suelos

En la superficie específica. La superficie específica (SE) es una propiedad que se relaciona estrechamente con las propiedades físicas de los suelos, como la capacidad de retención de agua o la estabilidad de los agregados, y las químicas, como el

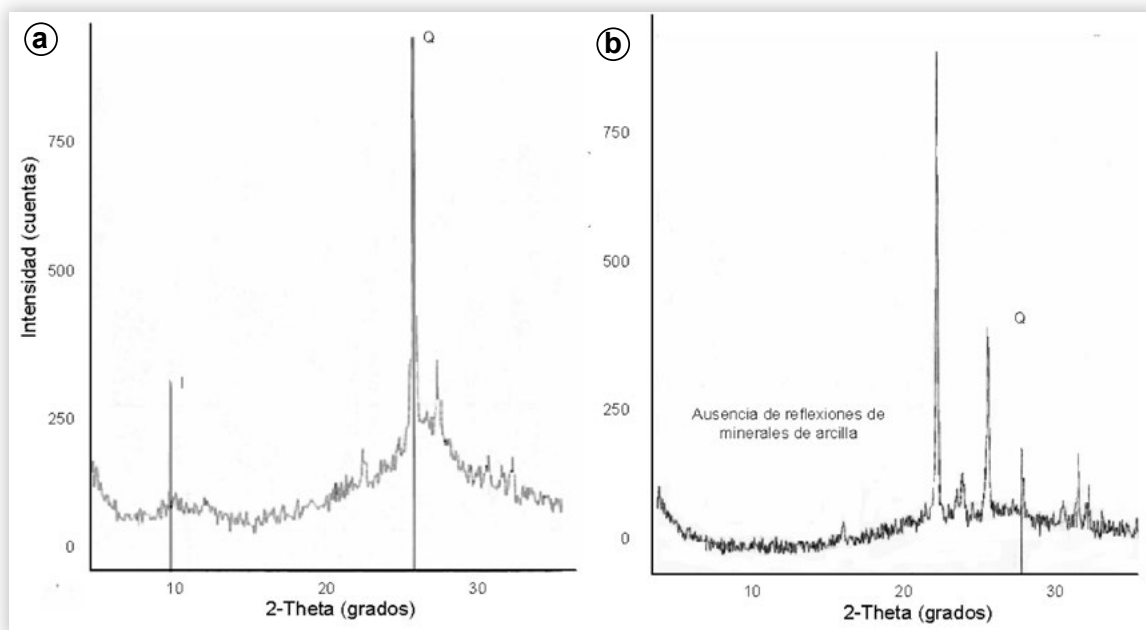


Figura 4. Análisis de difracción de rayos X de la fracción arcilla fina (aF , $\phi < 0,2 \mu\text{m}$) del a) Hapludoll típico II, sin material piroclástico detectado y del b) Haplustoll éntico, enriquecido en vidrio volcánico. I: illita; Q: cuarzo; los picos no identificados corresponden a sustancias usadas en el pretratamiento de las muestras. Adaptado de Iturri & Buschiazzi (2014).

Figure 4. X ray diffraction analysis of the fine clay fraction (aF , $\phi < 0.2 \mu\text{m}$) of the a) Typical Hapludoll II, without pyroclastic material detected and of the b) Entic Haplustoll, enriched in volcanic glass. I: illite; Q: quartz; the unidentified peaks correspond to substances used during sample pretreatments. Adapted from Iturri & Buschiazzi (2014).

contenido de materia orgánica y la adsorción de nutrientes. Tal es el caso del estudio de Hepper *et al.* (2006), quienes evaluaron el efecto del material piroclástico sobre la SE a través de la comparación de horizontes superficiales de suelos de la Región Pampeana con baja y relativamente alta concentración de cenizas volcánicas (**Tabla 3**).

La SE media fue de $80 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$, variando entre 25 y $130 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$. Los valores más bajos correspondieron a los suelos illíticos de textura más gruesa mientras que los más altos fueron hallados en suelos illíticos con alto contenido de limo, no encontrándose diferencias significativas entre suelos con mayor y menor concentración de material piroclástico. La SE se correlacionó significativamente con los contenidos de limo ($R^2 = 0,70$, $p < 0,001$), de arcilla ($R^2 = 0,449$, $p < 0,001$) y de Alos ($R^2 = 0,333$, $p < 0,01$). Así, se determinó que la cantidad de óxido de aluminio y el contenido de arcilla más limo lograron explicar un 82% de la variabilidad

de la SE. Sin embargo, la exclusión de Alos como variable regresora no redujo el nivel de significancia (**Fig. 5**). Del análisis de las mismas fracciones texturales por separado, el limo logró explicar el 70% mientras que la arcilla sólo el 9,1% de la variación de la SE.

La SE de los suelos estudiados no estaría determinada por el contenido de cenizas volcánicas, siendo determinada mayormente por el contenido de limo y en menor medida, el de arcilla. De acuerdo con Peinemann *et al.* (2000), esto se explica por la presencia de minerales de tipo 2:1 en la fracción mayor a $2 \mu\text{m}$. Sin embargo, Bayat *et al.* (2015) no hallaron una relación significativa entre la SE y el contenido de limo. De acuerdo con este último, la superficie específica se correlacionaría de manera significativa con otras propiedades químicas y físicas de los suelos. Esto es, de manera positiva, con el contenido de arcilla, la capacidad de intercambio catiónico (CIC) y el contenido de materia

Tabla 3. Propiedades físicas y químicas de los primeros 20 cm de diferentes tipos de suelos en condiciones agrícolas (A) y vírgenes (V). Adaptado de Hepper *et al.* (2006).

Table 3. Physico-chemical properties of the uppermost 20 cm of different arable (A) and virgin (V) soils. Adapted from Hepper *et al.* (2006).

	Arcilla + limo	MO	Alo	Feo	Alos	Feos	CIC	SE
	(%)			(mg kg^{-1})			($\text{cmol}_c \text{ kg}^{-1}$)	($\text{m}^2 \text{ g}^{-1}$)
<i>Suelos enriquecidos en vidrio volcánico</i>								
Hapluduls	51	3,8	273	263	1968	2620	10,3	61
A (n=2)	48	2,9	265	206	1840	2729	7,7	60
V (n=2)	53	4,7	280	321	2095	2510	12,9	63
Hapludols	49	1,9	577	797	3855	13753	8,3	73
A (n=3)	47	1,8	470	764	3620	13058	9,3	70
V (n=3)	50	2,0	683	829	4089	14447	7,3	76
<i>Suelos sin vidrio volcánico detectado</i>								
Haplustols	63	3,5	1083	685	4439	13134	14,1	102
A (n=5)	63	2,6	1064	635	4625	13370	14,5	104
V (n=5)	63	4,5	1102	736	4253	12897	13,7	99
Ustipsaments	389	2,3	1238	510	4333	15451	10,0	54
A (n=2)	35	1,4	1208	411	4345	15400	10,3	55
V (n=2)	42	3,2	1268	608	4322	15503	9,8	53

a+l: arcilla más limo; MO: materia orgánica; Alo: aluminio de óxidos amorfos; Feo: hierro de óxidos amorfos; Alos: aluminio de óxidos cristalinos; Feos: hierro de óxidos cristalinos; CIC: capacidad de intercambio catiónico; SE: superficie específica.

a+l: clay+silt; MO: organic matter; Alo: amorphous oxide aluminum; Feo: amorphous oxide iron; Alos: crystalline oxide aluminum; Feos: crystalline oxide iron; CIC: cation exchange capacity; SE: specific surface.

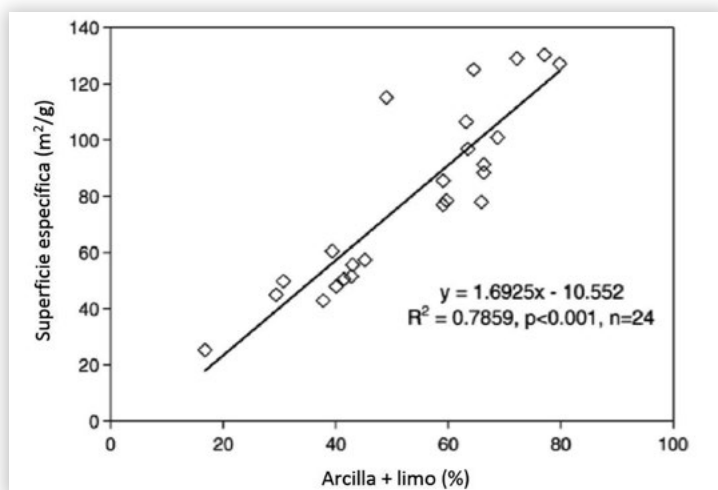


Figura 5. Superficie específica y contenido de arcilla más limo de suelos de la Región Semiárida Argentina dominados por illitas y minerales amorfos. Adaptado de Hepper *et al.* (2006).

Figure 5. Specific surface and clay plus silt content of the soils of the semiarid region of Argentina dominated by illites and amorphous minerals. Adapted from Hepper *et al.* (2006).

orgánica, y también con el límite líquido y los índices de plasticidad y expansividad. De manera negativa, con el contenido de arena y de carbonato libre, y con el límite de contracción. La ausencia de correlación entre la SE y el limo es atribuida a los elevados contenidos de arcilla y materia orgánica que enmascararían el efecto del limo.

En la capacidad de intercambio catiónico.

La capacidad de intercambio catiónico (CIC) es una de las propiedades químicas más importantes asociadas con la fertilidad del suelo (Martel *et al.*, 1978; Thompson *et al.*, 1989). Los contenidos de materia orgánica, junto con la cantidad y el tipo de arcillas, definen la CIC. Es conocido que los minerales 1:1 poseen menores CIC que los 2:1 y que, entre los minerales 2:1, las illitas contribuyen menos a la CIC que las esmectitas (Martín-García *et al.*, 1999; Peinemann *et al.*, 2000). Esto último estaría asociado a la composición, tanto cualitativa como cuantitativa, de los suelos de acuerdo con su diferente evolución a partir del material parental, como así también, al tipo o composición de ese material parental. Sin embargo, las fracciones de mayor tamaño que las arcillas también contribuyen a la CIC. Morrás (1995) encontró que los limos de la región Chaqueña de Argentina tienen una CIC que varía de 8 a 23 $\text{cmol}_c \text{ kg}^{-1}$, mientras que Peinemann *et al.* (2000), para Haplustoles énticos y Hapludoles típicos de la Pampa Semiárida, encontró que los limos poseen una CIC de entre 6,5 a 7,1 $\text{cmol}_c \text{ kg}^{-1}$, en parte debida a la presencia

de pseudolimos. Thompson *et al.* (1989) encontraron resultados similares para Mollisoles y Alfisoles de Estados Unidos, en donde las fracciones limo presentaron una CIC de entre 2 a 29 $\text{cmol}_c \text{ kg}^{-1}$. Para los suelos de la Región Pampeana, el origen de las propiedades electrostáticas de los limos de estos suelos parece estar relacionada con su mineralogía, dominada no sólo por las illitas sino por cantidades variables de material piroclástico (Buschiazzo, 1988; Imbellone & Teruggi, 1993; Zárate, 2003). Dada la transformación de illitas en illitas de menor tamaño y de vidrios volcánicos registrada en los suelos de la Región Pampeana presentada anteriormente y en Iturri & Buschiazzo (2014), la contribución relativa de los limos a la CIC es mayor en suelos con menores contenidos de vidrio volcánico que en los enriquecidos, debido a la mayor proporción de illitas en dicha fracción. Por el contrario, en los suelos enriquecidos en vidrio volcánico la contribución de los limos a la CIC es menor, debido a la acumulación de los nuevos minerales formados en la fracción arcilla principalmente. Así, en el mencionado estudio, se encontró que la CIC, en promedio 24,2 $\text{cmol}_c \text{ kg}^{-1}$, fue significativamente mayor en el Hapludol típico II y el Argiudol típico donde el vidrio volcánico no fue detectado que en el Haplustol éntico y el Hapludol típico enriquecidos en vidrio volcánico, cuyo promedio fue de 18,3 $\text{cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ (Tabla 1). Esto coincide con el ya mencionado predominio de fracciones más finas en los suelos con baja presencia de vidrio volcánico y no con sus contenidos de mate-

ria orgánica, los cuales son bastante similares entre ambos, el Hapludol típico II y el Argiudol típico, y entre los suelos enriquecidos en vidrio volcánico, el Haplustol éntico y el Hapludol típico I.

La **Fig. 6** muestra que la CIC de las fracciones minerales, excluyendo el efecto de los contenidos de la materia orgánica, fue menor en los suelos enriquecidos, en promedio $9,5 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$, que en aquellos donde el material piroclástico no fue detectado, en promedio $15,1 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$. Estas diferencias coinciden con la mayor cantidad de arcillas de los últimos, principalmente del Argiudol típico (**Tabla 1**). No obstante, la contribución relativa a la CIC total de la fracción mineral, arcillas, limos finos, medios y gruesos, fue similar en todos los suelos, con un valor promedio de 54% de la CIC total.

La CIC de las fracciones limo (LF, LM y LG) fue similar en el Haplustol y el Hapludol enriquecidos en vidrio volcánico, siendo un 18% de la CIC total y un 32% de la CIC mineral el promedio para ambos suelos. En el Hapludol y el Argiudol de escasa o nula pre-

sencia de vidrio volcánico su CIC promedió un 17% de la CIC total y un 31% de la CIC mineral (**Tabla 4**).

El LF contribuyó entre 3 y 14% a la CIC de todo el suelo y entre 6 y 23% a la CIC mineral (Tabla 4). Esta contribución se ordenó en la secuencia Hapludol típico I ($\text{CIC}_R = 2,4 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$) > Argiudol típico ($2,2 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$) > Hapludol típico II ($1,5 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$) > Haplustol éntico ($0,6 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$), siendo los valores medios $1,5$ y $1,9 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ para los suelos enriquecidos y los libres de vidrio volcánico, respectivamente. No obstante, tales valores no fueron diferentes entre sí ($p > 0,05$). La contribución relativa del LF a la CIC en el Hapludol típico I fue atribuida a su composición mineralógica, basada principalmente en esmectitas e interestratificados illita-esmectita. El Argiudol típico mostró menor CIC que la esperada para su elevado contenido de LF, probablemente debido a la naturaleza illítica de esta fracción. En el Hapludol típico II y en el Haplustol éntico, la baja contribución relativa del LF a la CIC parece ser resultado de la baja proporción de dicha fracción mineral (7

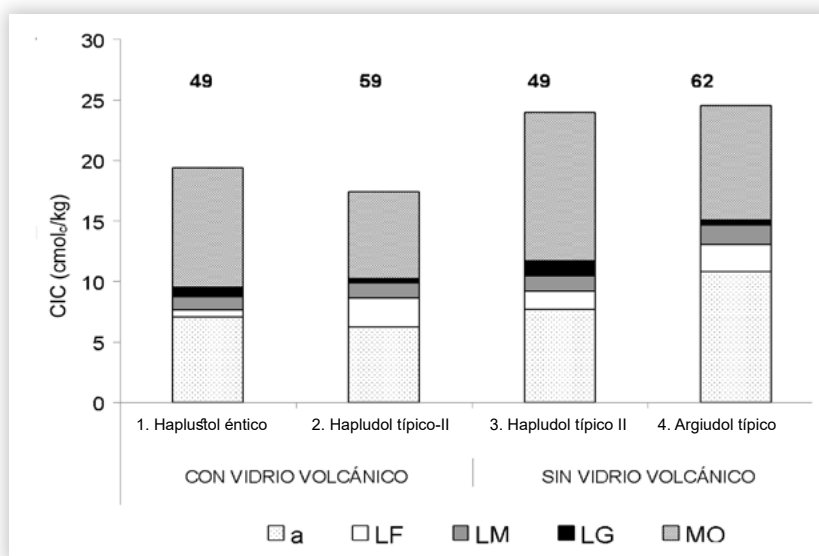


Figura 6. CIC de las fracciones mineral y orgánica de los primeros 20 cm de los suelos estudiados. Los números encima de las barras son los cocientes entre la CIC relativa y la CIC total, es decir, la proporción entre la CIC de toda la fracción mineral (a: arcilla, LF: limo fino, LM: limo medio y LG: limo grueso) y la aportada por la materia orgánica (MO). Adaptado de Iturri & Buschiazzo (2014).

Figure 6. CIC of the mineral and organic fractions of the studied soils. Numbers above the bars indicate the quotients between the relative and the total CIC, i.e. the proportion between the CIC of the whole mineral fraction (a: clay, LF: fine silt, LM: medium silt y LG: coarse silt) and that contributed by the organic matter (MO). Adapted from Iturri & Buschiazzo (2014).

Tabla 4. Proporción, capacidad de intercambio catiónico absoluta (CIC) y contribución a la CIC total, de las fracciones granulométricas de los primeros 20 cm de los suelos estudiados. Adaptado de Iturri & Buschiazzi (2014).

Table 4. Proportion, absolute cation exchange capacity (CICA) and contribution to total CIC, of the granulometric fractions of the uppermost 20 cm of the studied soils. Adapted from Iturri & Buschiazzi (2014).

Suelo	Fracción textural	Proporción de la fracción textural	CIC	Contribución a CIC _T
		(%)	(cmol _c kg ⁻¹)	(%)
Con vidrio volcánico				
1.Haplustol éntico	A	12,3	57,2	38,6
	LF	7,6	7,5	2,9
	LM	5,1	21,7	5,7
	LG	8,9	8,7	4,0
2.Hapludol típico I	A	12,5	49,7	35,8
	LF	8,9	26,7	13,6
	LM	7,3	167,0	7,1
	LG	6,6	6,1	2,0
Sin vidrio volcánico				
3.Hapludol típico-II	A	17,0	45,2	32,2
	LF	6,7	22,0	6,1
	LM	9,0	13,9	5,2
	LG	18,6	6,8	5,3
4.Argiudol típico	A	28,5	38,0	44,1
	LF	23,8	9,4	9,2
	LM	27,1	5,9	6,6
	LG	12,9	3,3	1,7

a: arcilla; LF: limo fino; LM: limo medio; LG: limo grueso. CIC_T = Capacidad de intercambio catiónico total.
a: clay; LF: fine silt; LM: medium silt; LG: coarse silt. CICT: total cation exchange capacity.

y 8%, respectivamente) (**Tabla 1**) y, en el Hapludol típico II, además, de su mineralogía illítica.

La contribución del LM y del LG a la CIC de los suelos fue similar y relativamente baja: entre 5 y 7% y entre 2 y 5%, respectivamente (**Tabla 5**). Además, la contribución del LM y del LG a la CIC mineral fue, respectivamente, entre 11 y 12% y entre 3 y 11%.

La contribución de las arcillas a la CIC total fue bastante similar, entre 36 y 38%, en los suelos con diferentes contenidos de material piroclástico (**Tabla 5**). Las arcillas también contribuyeron de manera similar a la CIC mineral de los suelos, entre un 68 y 69%.

Las fracciones finas de los suelos explicaron entre un 49% y un 62% de la CIC. No obstante, la contribución relativa de los limos a la CIC fue relativamente alta en todos los suelos. Esto permite inferir que las propiedades electroquímicas

de la fracción mineral de los suelos estudiados no son solamente definidas por las arcillas, sino que también por los limos. El origen de las cargas superficiales negativas parece ser diferente en cada tipo de suelo: en los enriquecidos en vidrio volcánico, Haplustol éntico y Hapludol típico I, la CIC parece estar relacionada con la presencia de minerales illita y esmectita (**Tabla 2**). Aún cuando la cantidad de esmectitas es relativamente baja en estos suelos, de entre 5 y 10%, su contribución a la CIC total del suelo es relativamente alta (Borchardt, 1985). Por el contrario, en los suelos donde el vidrio no fue detectado, Hapludol típico II y Argiudol típico, la CIC parece estar relacionada con la elevada proporción de fracciones finas dentro de sus componentes minerales, principalmente arcillas y limos (**Tablas 1 y 2**) más que con la presencia de illitas, que aportan relativamente pocas cargas superficiales negativas (Borchardt, 1985).

Tabla 5. Matriz de coeficientes de correlación de Xm y a.b con variables edáficas analizadas. Adaptado de Hepper *et al.* (1996).

Table 5. Matrix of Xm and a.b correlation coefficients with the analyzed edaphic variables. Adapted from Hepper *et al.* (1996).

	Xm	a.b
Arcilla	0,24	0,45
CaCO ₃	0,51*	0,02
pH _w	0,19	0,30
Ca _s	0,65**	0,13
Ca _i	0,74***	0,33
MO	0,57*	0,63**
Feo	0,25	0,56*
Alo	0,77***	0,48
Fep	0,22	0,47
Al _p	0,20	0,47
Feos	-0,10	0,29
Alos	0,63**	0,58*
Feo-Fe _p	0,23	0,34*

CaCO₃: carbonato de calcio; pH_w: pH 1:2,5 suelo:agua destilada; Ca_s: calcio soluble; Ca_i: calcio intercambiable; MO: materia orgánica; Feo: hierro de óxidos amorfos; Alo: aluminio de óxidos amorfos; Fe_p: hierro complejoado a la MO; Al_p: aluminio complejoado a la MO; Feos: hierro de óxidos cristalinos; Alos: aluminio de óxidos cristalinos.

CaCO₃: calcium carbonate; pH_w: pH 1:2.5 soil:distilled water; Ca_s: soluble calcium; Ca_i: exchangeable calcium; MO: organic matter; Feo: amorphous oxide iron; Alo: amorphous oxide aluminum; Fe_p: organic matter-complexed iron; Al_p: organic matter-complexed aluminum; Feos: crystalline oxide iron; Alos: crystalline oxide aluminum.

El limo total contribuyó, en promedio de los cuatro suelos estudiados en Iturri & Buschiazzo (2014), 17% a la CIC total. Los valores de CIC encontrados aquí son algo menores a aquellos hallados por Morrás (1995), Asadu *et al.* (1997) y Soares *et al.* (2005) pero bastante similares a los encontrados por Peinemann *et al.* (2000). Las diferencias pueden estar relacionadas con el tipo de suelo y las fracciones de suelo analizadas en cada caso: Morrás (1995), Asadu *et al.* (1997), y Soares *et al.* (2005) analizaron la fracción limo cuyo diámetro de partícula está comprendido entre 2 y 20 µm, mientras que Peinemann *et al.* (2000), analizó toda la fracción limo (partículas cuyo diámetro está comprendido entre 2 y 50 µm).

El LF contribuyó alrededor de 43% a la CIC de toda la fracción limo en ambos tipos de suelos en

relación a su contenido de material piroclástico. La sumatoria de la contribución del LF y el LM fue 79%. Estos resultados indicaron que tanto la fracción LF como la LM son las que más contribuyen a la CIC. Por lo tanto, en los estudios relacionados con la química de los suelos loésicos agrícolas de Argentina no resultaría necesario analizar separadamente las fracciones limo según su tamaño de partícula.

La mayor o menor abundancia de vidrio volcánico en los horizontes A de suelos agrícolas de Argentina estudiados no afecta la contribución relativa a la CIC, pero si al origen de dicha contribución: en los suelos de baja presencia de vidrio volcánico está más relacionado con la cantidad de fracciones minerales de tamaño fino mientras que en los suelos enriquecidos en vidrio volcánico, con la mayor cantidad de minerales de arcilla negativamente cargados.

Las arcillas son la principal fracción mineral responsable de la CIC de los suelos enriquecidos en ceniza volcánica, el Haplustol éntico y el Hapludol típico I. A su vez, tanto las arcillas como los limos son la fracción mineral responsable de la CIC en los suelos sin abundancia de ceniza volcánica, el Hapludol típico II y el Argiudol típico. Por ello, fenómenos de degradación, como la erosión eólica o la hídrica, los cuales es sabido decrecen los contenidos de ambas fracciones minerales en los suelos (Aimar, 2002; Buschiazzo *et al.*, 2007), afectarán relativamente más la CIC de los suelos donde el vidrio volcánico no fue detectado que la de los suelos enriquecidos en vidrio volcánico de Argentina. Por otro lado, disminuciones porcentuales similares en los contenidos de materia orgánica en el horizonte A afectarán a ambos tipos de suelos de manera relativamente similar, aunque este efecto sería algo menos importante en los Argiudoles, por ser los suelos con los contenidos más altos de materia orgánica (Tabla 1).

En la adsorción de fósforo. El fósforo (P) es un macronutriente esencial para las plantas y su bajo nivel de reposición ha conducido a una pérdida de fertilidad en los suelos de la Región Pampeana. La dinámica de los fosfatos en el suelo está

fuertemente afectada por los niveles de materia orgánica, de carbonatos de calcio y de óxidos de hierro y aluminio. Estos últimos cumplen un rol importante en la dinámica del P en los suelos de la región semiárida. Si bien el material parental presenta una baja proporción de estos compuestos, la meteorización del material secundario de origen piroclástico produce compuestos amorfos de Al que son capaces de adsorber el P y de este modo alterar su disponibilidad. Además, los óxidos de Fe también son responsables de este fenómeno de retención.

Hepper *et al.* (1996) evaluaron los procesos de adsorción de P en una climotoposecuencia de suelos de la región semiárida pampeana por medio de la ecuación de Langmuir y Freundlich analizando la máxima capacidad de adsorción (X_m) y la capacidad del suelo para suministrar P, asociada con la inversa del producto a.b de la ecuación de Freundlich, en relación con otras propiedades edáficas. La variable X_m se correlaciona significativamente ($p < 0,001$) con los contenidos de Alo ($R = 0,77$) y calcio intercambiable ($R = 0,74$) (Tabla 5), mientras que a.b se correlaciona positivamente con el contenido de materia orgánica ($R = 0,63$), aunque también es afectada por Alos ($R=0,58$) y el Feo ($R = 0,56$). Por ello, a mayor contenido de materia orgánica y Alos, menor es la capacidad de los suelos de liberar P hacia la solución. Considerando los coeficientes de regresión parciales para explicar las variables X_m y a.b, concluyeron que en los suelos estudiados la adsorción de P está principalmente condicionada por el contenido de óxidos amorfos, y que la materia orgánica regula el suministro de P a la solución del suelo. Sin embargo, en un estudio de Hevia *et al.* (2000), encontraron que los contenidos de óxidos de hierro y aluminio, tanto amorfos como cristalinos, fueron las variables que mayormente afectaron el equilibrio de solubilidad del P, incrementando el P adsorbido y reduciendo la capacidad buffer respecto al P. Independientemente de la cantidad de estos óxidos en el suelo, la energía de adsorción del P fue similar.

En otro estudio llevado a cabo por Buschiazzo *et al.* (1998) se analizaron los patrones de distri-

bución del vidrio volcánico, su estado de meteorización, los cambios mineralógicos y su efecto en la retención de P en suelos de la región semiárida Pampeana. Para ello evaluaron 16 perfiles en una climosecuencia, desde Hapludoles énticos hasta Haplustoles énticos, presentando los primeros un mayor contenido de cenizas en el horizonte superficial mientras que los últimos, en profundidad. La presencia de alofano fue inferior al 0,8% en todos los suelos. Para los suelos del extremo norte de esta región concluyeron que las cenizas volcánicas no tendrían efecto sobre la dinámica de los fosfatos, debido al limitado tiempo de meteorización, no alcanzando a producir minerales con alta capacidad de adsorción de P. Sin embargo, la adsorción de P sí podría verse comprometida en los horizontes subsuperficiales de los Haplustoles, donde el material de mayor tiempo de meteorización se estaba transformado a materiales amorfos. De aquí que fuera deducido un mayor efecto de la edad de los materiales piroclásticos que de las condiciones climáticas para los suelos estudiados. Con respecto al contenido de Alo, este explicó un 52% de la variabilidad del P adsorbido y sólo un 36% del P fijado.

Prüß *et al.* (1992), encontraron que la dinámica del agua en el paisaje afecta el P total de los suelos. El Alo incrementa con la profundidad, particularmente en lomas y pendientes, y tiene la tendencia contraria en depresiones, lo que puede deberse a diferentes condiciones de lixiviación del silicio. La meteorización del vidrio volcánico es controlada entonces en gran medida por el régimen de humedad, de manera que en regiones semiáridas la distribución de los compuestos amorfos de aluminio se debería a las diferencias en el régimen endopercolativo que presentan las distintas posiciones del paisaje. En contraste con el Alo, el Feo está asociado a la distribución de la materia orgánica y la fracción arcilla. Los valores de P extractable según Bray-Kurtz I estuvieron altamente correlacionados con el Fe ($R = 0,74$, $p < 0,001$), probablemente por la disolución de Feo por el extractante.

Por último, en un trabajo de Buschiazzo *et al.* (2000) estudiaron el efecto de la agricultura sobre la adsorción de P en suelos de la Región Pampeana

con más de medio siglo de agricultura. El aumento en el pH provocó una disminución en el contenido de Al así como en la cantidad de cargas variables positivas de estos en condiciones alcalinas. Este proceso resulta en una reducción en la adsorción de P que desencadena una menor disponibilidad de P para las plantas, puesto que la adsorción de esa forma P es fácilmente reversible (Prüet *et al.*, 1992).

En la capacidad *buffer*. Las sustancias *buffer* actuantes en los suelos pueden ser de origen mineral u orgánico. Entre las de origen mineral, se cuentan el tipo y la cantidad de arcillas, las sustancias inorgánicas más reactivas encontradas normalmente en los suelos. Por ello, se ha evaluado si los diferentes contenidos de vidrio volcánico en los horizontes superficiales afectan la proporción de cargas superficiales, modificando la capacidad neutralizante de la acidez de los suelos.

Se mencionó anteriormente que las illitas de las fracciones arcilla y limo de suelos donde el vidrio volcánico no fue detectado presentaron una baja contribución a la CIC total, mientras que las esmectitas pobremente cristalizadas de los suelos enriquecidos en vidrio volcánico presentaron una elevada contribución. De aquí que estudios de la reacción de los suelos de la Región Pampeana (Iturri & Buschiazzo, 2016 y 2018) presentaron que aquellos con predominio de minerales esmectíticos provenientes, aparentemente, de la meteorización del vidrio volcánico, presentarían una menor susceptibilidad a ser degradados química y mineralógicamente por acidificación que los suelos con predominio de illita, Argiudoles y Hapludoles. Esto es debido a la mayor proporción de cargas negativas por unidad de superficie de los minerales esmectíticos que de los illíticos, los cuáles le confieren más sitios de intercambio. A su vez, los Argiudoles resultarían suelos menos susceptibles a la acidificación que los Hapludoles. Los Argiudoles son los suelos que cuentan con más sustancias y/o sistemas con capacidad neutralizante de la acidez, dados por sus contenidos elevados no sólo de fracciones finas, arcilla y limo, no obstante, su mineralogía illítica, con menos cargas negativas

por unidad de superficie y, por ende, menos sitios disponibles para el intercambio de cationes, sino de materia orgánica. Por lo tanto, y de acuerdo a lo mencionado previamente, los suelos más vulnerables a experimentar cambios en su reacción serían los Hapludoles, por ser suelos de textura gruesa y con bajos contenidos tanto de arcillas del tipo 2:1 como de materia orgánica (**Tabla 1**).

En general, los suelos de textura gruesa poseen menores contenidos de sustancias y/o sistemas con capacidad neutralizante de la acidez, debido a su menor proporción de fracciones finas, arcilla y limo. Por otro lado, los suelos con predominio de fracciones finas en su composición textural resultarán menos susceptibles a ser degradados química y mineralógicamente por acidificación, dado su mayor aporte a la capacidad de intercambio catiónico. Pero, además, en virtud de lo anteriormente mencionado en el presente capítulo, la presencia de cantidades variables de vidrio volcánico en el material parental, modificaría el origen, pero no la magnitud de las sustancias y/o sistemas con capacidad neutralizante de la acidez presentes en los suelos loésicos agrícolas de Argentina. El origen de la contribución de las fracciones finas, particularmente de las arcillas, a la CIC de los suelos, fue modificado debido a la aparente transformación del vidrio volcánico en esmectitas. Sin embargo, la presencia o ausencia de vidrio volcánico no determinó la magnitud del aporte de las fracciones finas a la capacidad de intercambio catiónico de los suelos, dado que éstas contribuyeron de manera similar tanto en suelos libres como enriquecidos en ceniza volcánica.

CONCLUSIONES

Los suelos de la Región Pampeana tienen proporciones variables de material piroclástico que determinan algunas de sus propiedades mineralógicas y químicas.

El horizonte superficial de Hapludoles y Hapludoles de ambientes más secos presentan abundancia de vidrio volcánico mientras que su presencia no fue detectada en los de los Argiudoles y Hapludoles de ambientes más húmedos.

Las fracciones limo grueso de los suelos donde no se detectó material piroclástico están dominadas por granos de cuarzo preservados e illitas cristalinas. El vidrio volcánico, cuando estuvo presente, se encontró con signos de alteración parcial.

Los minerales esmectíticos de los Haplustoles, aparentemente provenientes de la meteorización del vidrio volcánico, poseen mayor capacidad neutralizante de la acidez que la de los minerales illíticos de Hapludoles y Argiudoles. Esto se debe a la mayor proporción de cargas negativas, i.e. mayor CIC en asociación con una mayor superficie específica, de los minerales esmectíticos que los illíticos.

Los óxidos amorfos de Al y Fe, producto de la meteorización del vidrio volcánico, son determinantes de los procesos de adsorción de fósforo, principalmente, en los horizontes subsuperficiales de los suelos de ambientes más secos, donde el ma-

terial de mayor tiempo de meteorización se transformaría a materiales amorfos.

Futuras líneas de investigación

Evaluar en detalle el origen de las cargas que presentan fracciones de diferente tamaño del limo, el que se pudo comprobar posee cierta CIC y propiedades electroquímicas similares a las partículas de diámetro inferior a 2 μm en los suelos estudiados.

Cuantificar el grado de meteorización del vidrio volcánico y su posible transformación en minerales del tipo 2:1.

Evaluar el efecto en la capacidad de retención de agua y algunas propiedades físico-químicas del horizonte superficial y suprayacente a una capa de ceniza volcánica conservada en suelos poco disturbados.

BIBLIOGRAFÍA

- Aimar, SB. 2002. Estimaciones cualitativas y cuantitativas de pérdidas por erosión eólica en suelos de la región semiárida pampeana central. Tesis de Magister Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca, Argentina.
- Asadu, CLA; J Diels y B Vanlauwe. 1997. A comparison of the contributions of clay, silt and organic matter to the effective CEC of soils of Sub-Saharan Africa. *Soil Sci.* 162 (11): 785-794.
- Bayat H; E Ebrahimi y S Ersahin; En: Hepper; DN Singh; AM Amer; Y Yukselen-Aksoy. 2015. Analyzing the effect of various soil properties on the estimation of soil specific surface area by different methods. *Appl. Clay Sci.* 116: 129-140.
- Borchardt, G. 1985. Montmorillonite and other smectite minerals. En: Dixon, JB; SB Weed; JA Kittrick; MH Milford; JI White (Eds). *Minerals in soil environments*. Vol. 1. 1era edn. Pp. 293-330. *Soil Sci. Soc. Am.* Madison, USA.
- Buschiazzo, DE. 1988. Estudio sobre la tosca. Parte II: evidencias de un movimiento descendente del carbonato en base a la interpretación de características micromorfológicas. *Cienc. Suelo* 6: 44-48.
- Buschiazzo, DE; SA Abascal y T Zobeck. 2007. Wind erosion in tillage systems in the semiarid Pampa of Argentina. *J. Arid Environ.* 69: 29-39.
- Buschiazzo, DE; GG Hevia; AM Urioste y EN Hepper. 2000. Cultivation effects on phosphate forms and sorption in loess-soils of Argentina. *Soil Sci.* 5: 427-436.
- Buschiazzo, DE; GG Hevia. 1998. En: Hepper, K Stahr, KH Papenfuß. Contents and weathering state of volcanic ashes and their effects on phosphate sorption in soils of the Semiarid Pampa of Argentina. *Arid Soil Res. Rehab.* 12: 15-27.
- Buschiazzo, DE; V Taylor. 1993. Efectos de la erosión eólica sobre algunas propiedades de suelos de la región Semiárida Pampeana Argentina. *Cienc. Suelo* 10: 46-53.
- Camilión, MC. 1993. Clay mineral composition of pampean loess (Argentina). *Quat. Int.* 1: 27-31.
- Georgoulas, FA; NK Moustakas. 2010. Exploration of soils developing on volcanic materials on the island of Milos, Greece. *Catena* 81: 41-53.
- González Bonorino, F. 1965. Mineralogía de las fracciones arcilla y limo del Pampeano en el área de la ciudad de Buenos Aires y su significado estratigráfico y sedimentológico. *Asociación Geológica Argentina XX* (1): 67-148.
- González Bonorino, F. 1966. Soil clay mineralogy of the Pampa plains. *J. Sediment. Petrol.* 36(4): 1026-1035.

- Hepper, EN; DE Buschiazzo; GG Hevia; AM Urioste y L. Antón. 2006. Clay mineralogy, cation exchange capacity and specific surface area of loess soils with different volcanic ash contents. *Geoderma* 135: 216-223.
- Hepper, EN; GG Hevia y DE Buschiazzo. 1996. Adsorción de fósforo y su relación con los parámetros edáficos en una climotoposecuencia de la región semiárida pampeana central Argentina. *Agrochimica* XXXVII: 19-26.
- Hevia, GG; EN Hepper; DE Buschiazzo y N Peinemann. 2000. Factors affecting phosphorus-sorption in loess soils of the semiarid Argentina. *Agrochimica* XLIV (3-4): 81-88.
- Imbellone, PA; C Camilión. 1993. Characterization of a buried tephra layer in soils of Argentina. *Pédologie* XXXVIII: 155-171.
- Imbellone, PA; M Teruggi. 1993. Paleosols in loess deposits of the Argentine Pampas. *Quat. Int.* 17:49-55.
- Iturri, LA & DE Buschiazzo. 2014. Cation exchange capacity and mineralogy of loess soils with different amounts of volcanic ash. *Catena* 121: 81-87.
- Iturri, LA & DE Buschiazzo. 2018. Agricultural loess soils along a climosequence evidenced different susceptibility to acidification by simulated N-fertilization. *Catena* 171: 565-579.
- Iturri, LA & DE Buschiazzo. 2016. Light acidification in N-fertilized loess soils along a climosequence affected chemical- and mineralogical properties in the short-term. *Catena* 139: 92-98.
- Iturri, LA. 2015. Evidencias de acidificación de suelos loésicos agrícolas de Argentina. Tesis de Doctorado en Agronomía. Universidad Nacional del Sur. 198 pp.
- Jahn, R. 1988. Böden Lanzarotes. Hohenheimer Arbeiten. Eugen Ulmer, Stuttgart, Alemania.
- Larsson, W. 1936. Vulkanische asche vom Ausbruch des chilenischen Vulkans Quizapú (1932), in Argentinien gesammelt. Eine studie über äolische differentiation. *Bulletin Geologischen Institutes* 26: 27-52.
- Martel, YA; CR De kimpe y MR Laverdie. 1978. Cation exchange capacity of clay-rich soils in relation to organic matter, mineral composition and surface area. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 42: 764-767.
- Martín-García, JM; G Delgado; JF Párraga; E Gámiz y R Delgado. 1999. Chemical, mineralogical and (micro) morphological study of coarse fragments in Mediterranean Red Soils. *Geoderma* 90: 23-47.
- Mekaru, T. G Uehara. 1972. Anion adsorption in ferruginous tropical soils. *Soil Sc. Soc. Am. J.* 36: 296-300.
- Morrás, HJM. 1995. Mineralogy and cation exchange capacity of the fine silt fraction in two soils from the southern Chaco Region (Argentina). *Geoderma* 64: 281-295.
- Morrás, HJM. 1999. Geochemical differentiation of Quaternary sediments from the Pampean region based on soil phosphorus contents as detected in the early 20th century. *Quat. int.* 62: 57-67.
- Parfitt, RL; JM Kimble. 1989. Conditions for formation of allophane in soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 53: 971-977.
- Peinemann, N.; NM Amiotti; P Zalba y MB Villamil. 2000. Minerales de arcilla en fracciones limo de horizontes superficiales de suelos de diferente mineralogía. *Cienc. Suelo* 18(1): 69-72.
- Prudêncio, M.; MA Sequeira Braga; H Paquet; JC Waerenborgh; LCJ Pereira y MA Gouveia. 2002. Clay mineral assemblages in weathered basalt profiles from central and southern Portugal: climatic significance. *Catena* 49: 77-89.
- Prüß, A; DE Buschiazzo; E Schlichting y K Stahr. 1992. Phosphate distribution in soils of the central Argentinian Pampa. *Catena* 19: 135-145.
- Singer, A; M Zarei; FM Lange y K Stahr. 2004. Halloysite characteristics and formation in the northern Golan Heights. *Geoderma* 123: 279-295.
- Soares, MR; LRF Alleoni; P Vidal-Torrado y M Cooper. 2005. Mineralogy and ion exchange properties of the particle size fractions of some Brazilian soils in tropical humid areas. *Geoderma* 125: 355-367.
- Teruggi, ME. 1957. The nature and origin of Argentina loess. *J. Sediment. Petrol.* 27: 322-332.
- Thompson, ML; H Zhang; M Kazemi, M y JA Sandor. 1989. Contribution of organic matter to cation exchange capacity and specific surface area of fractionated soil material. *Soil Sc.* 148: 250-257.
- Tricart, J; A Cailleux. 1967. Le modèle des régions périglaciaires. Traité de géomorphologie. 2da edn. SEDES. París, Francia.

Material piroclástico en suelos de la Región Pampeana Argentina y sus efectos sobre propiedades físico-químicas

- Vidales, JLM; JL Sanz; J Guijarro; MA Hoyos y J Casas. 1985. Smectite origins in the volcanic soils of the Calatrava region (central Spain). 5th Meeting of the European clay groups. Praga, República Checa.
- Wada, K. 1977. Allophane and imogolite. En: Dixon, JB & SB Weed (Eds). Minerals in soil environments. Vol. 1. 1era edn. Pp. 603-638. Soil Sci. Soc. Am. Madison, USA.
- Zárate, MA. 2003. Loess of South America. *Quat. Sci. Rev.* 22: 1987-2006.
- Zárate, MA; A Blasi. 1991. Late Pleistocene and Holocene deposits of the southeastern Buenos Aires province, Argentina. *Geojournal* 24(2): 211-220.
- Zárate, MA; A Blasi. 1993. Late Pleistocene-Holocene eolian deposits of the southern Buenos Aires Province, Argentina: a preliminary model. *Quat. Int.* 17: 15-20.

Mineralogía de arenas en Andisoles. Provincias del Neuquén y Río Negro, Patagonia Argentina

Alicia Apcarian

Facultad de Ciencias Agrarias-Universidad Nacional del Comahue,
Cinco Saltos, Río Negro,
Autor de contacto: aliciaapcarian@gmail.com

Resumen

El objeto de este capítulo es caracterizar la composición mineralógica de la fracción arena en Andisoles estratificados monogenéticos de las provincias del Neuquén y Río Negro, bajo regímenes de humedad del suelo údico y xérico. Se analizó la subfracción arena fina de 9 pedones, 7 de ellos ubicados en la región Andina en las zonas de San Martín de los Andes y de El Bolsón y 2 en la Región Extra-Andina, en la zona del Lago Aluminé y en la planicie glaci-fluvial del Lago Huechulafquen. La mineralogía se analizó en perfiles completos, mediante técnicas petrográficas clásicas sobre las fracciones livianas y pesadas. Se determinaron las asociaciones mineralógicas y minerales acompañantes en cada zona del área de estudio. Los materiales presentan homogeneidad cualitativa pero no cuantitativa, en ambas fracciones. El vidrio volcánico domina en la fracción liviana (30% - 60%) excepto en la zona de Lago Huechulafquen donde dominan las pastas hialopiliticas. Como tendencia general el contenido de vidrio en todos los suelos disminuye en profundidad, excepto en el pedón 3 donde el horizonte Ab posee abundante vidrio volcánico. En orden decreciente de abundancia hay pastas hialopiliticas y/o plagioclasas y/o cuarzo y/ortosa, variando el orden según los horizontes y profundidad de los suelos y las zonas. Se identificaron varias asociaciones mineralógicas de acuerdo con la zona: a) vidrio volcánico-pastas hialopiliticas-plagioclasas o, b) plagioclasas-pastas hialopiliticas-vidrio volcánico, o c) vidrio volcánico-plagioclasas-pastas hialopiliticas o cuarzo. Dominan los vidrios volcánicos de formas pumíceas, con vesículas alargadas (tipo fluidal) y pumíceas con vesículas esféricas o subredondeadas (vesiculares); menor es el contenido de vidrio volcánico en forma de placas planas, con inclusiones de minerales pesados (transparentes y opacos). Dominan los vidrios de color pardo (claros a oscuros) con índice de refracción entre 1,52 - 1,53, en ciertos casos con índices mayores cuando se incrementa el color pardo. Los vidrios volcánicos verdosos poseen índices >1,54 y en los incoloros varía de 1,51 - 1,52; éstos son minoritarios en toda la zona de estudio. Las trizas se presentan en general frescos. El alto contenido de vidrio volcánico de todos los horizontes superficiales del área de estudio indicaría los aportes recurrentes de cenizas volcánicas. Resalta en los Udivitrandes y Fulvudandes de la zona de El Bolsón la abundancia de plagioclasas, con mayores tenores en profundidad, siendo a veces el 40% del total de minerales de la fracción liviana. En todos los pedones dominan las plagioclasas cálcicas medias a básicas, andesina-labradorita, sobre las sódicas. Suelen estar alteradas, en cambio, ocasionalmente hay señales de desvitrificación del vidrio volcánico. En la fracción pesada dominan los minerales máficos. Las asociaciones reconocidas son: a) principalmente hipersteno-augita-opacos; b) hipersteno-opacos-hornblenda; c) hipersteno-olivino-augita; d) hipersteno-opacos-augita. Presentan mayor contenido de hipersteno los suelos de la zona de El Bolsón. Zircón y olivino son escasos en la mayoría de los suelos, excepto en el suelo del Lago Huechulafquen, con alto contenido de olivino. Los minerales pesados suelen estar frescos y abundan los rebordes vítreos en distintos minerales, excepto en la zona de la planicie glaci-fluvial del Lago Huechulafquen. El contenido de alteritas en la fracción liviana y pesada es mayor en las zonas de San Martín de los Andes y El Bolsón, coincidiendo con sitios de régimen údico y escaso a nulo en la zona del Lago Aluminé con régimen xérico. Los resultados obtenidos, indicarían que las diferencias observadas en los

suelos del área de estudio estarían más ligadas a factores cronobioclimáticos que a diferencias en la composición del material, siendo este de naturaleza básica a intermedia.

Palabras clave

Cenizas volcánicas; suelos; vidrio volcánico; piroclastos; asociaciones mineralógicas.

Sand mineralogy in some Andisols of the provinces of Neuquén and Río Negro. Patagonia. Argentina

Extended abstract

The purpose of this chapter is to characterize the mineralogical composition of the sand fraction in Andisols of the provinces of Neuquén and Río Negro, under udic and xeric soil moisture regimes. The fine sand subfraction of 9 pedons was analyzed, 7 of which are located in the Andean Region in the areas of San Martín de los Andes and El Bolsón and 2 in the Extra-Andean Region, in the area of Lake Aluminé on the glaci-fluvial plain of Lake Huechulafquen. The minerals were studied according to petrographic techniques with a petrographic microscope in permanent preparations and liquid indexes on light and heavy fractions. The accompanying mineralogical and mineral associations in each area of the study area were determined. The materials present qualitative but not quantitative homogeneity, both in the light and heavy fraction. Volcanic glass dominates in the light fraction (30% to 60%) except in the area of Lago Huechulafquen, where hyalopilitic pastes dominate. As a general trend, the glass content in all monogenetic stratified Andisols always decreases in depth, except in pedon 3 where the Ab horizon has abundant volcanic glass, orthoclase, varying the order according to the horizons and depth of the soils and zones. Several mineralogical associations were identified: a) mainly volcanic glass-hyalopilitic pastes-plagioclase or, b) plagioclase-hyalopilitic pastes-volcanic glass, or c) volcanic glass-plagioclase-hyalopilitic pastes or quartz according to the area. Volcanic glass dominates with pumiceous forms, with elongated vesicles (fluidal type) and pumice with spherical or sub-rounded vesicles (vesicular type); in both cases the pumice forms have numerous bubbles. The content of volcanic glass is lower in flat plate forms, with heavy mineral inclusions (transparent and opaque). Brown glasses (light to dark) dominate with a refractive index between 1.52 and 1.53 and in certain cases with higher indexes when the brown color increases. The greenish volcanic glass has indexes higher than 1.54 and the clear ones its value ranges from 1.51 to 1.52, although these are minor in the entire study area. The glasses are generally fresh. The high content of volcanic glass that presents all the superficial horizons of the study area, indicating the recurrent contributions of volcanic ash. The Udivitrandes and Fulvudandes of the El Bolsón area are characterized by the high plagioclase contents. The highest percentages are observed in depth and in some cases reach 40% of the total minerals in the light fraction. In all the pedons, both of the Andean and Extrandina region, the middle to basic calcium plagioclases (andesine-labradorite) dominate over the sodic ones. Plagioclases tend to be altered, however, occasionally signs of devitrification of volcanic glass have been observed. In the heavy fraction mafic minerals dominate widely. Several detailed mineralogical associations were identified: a) mainly hypersthene-augite-opaque or, b) hypersthene-opaque-hornblende or c) hypersthene-olivine-augite or d) hypersthene -opaque-augite. The soils in the El Bolsón area have a higher hypersthene content. Zircon and olivine are scarce in most soils, except in the soil of Lake Huechulafquen, with a high olivine content. Heavy minerals are generally fresh and vitreous edges abound in different minerals, except in the area of the glaci-fluvial plain of Lake Huechulafquen. The content of alterites, both in the light and the heavy fraction, is higher in the areas of San Martín de los Andes and El Bolsón, coinciding with sites under a udic regime and little or no content in the area of Lake Aluminé under xeric regime. The results obtained lead us to assume that the differences observed in the soils of the study area would be more linked to chronobioclimatic factors than to differences in the composition of the material, this being of a basic to intermediate nature.

Key words

Volcanic ashes; soils; volcanic glass; pyroclasts; mineralogical associations.

INTRODUCCIÓN

Los suelos desarrollados en materiales piroclásticos, especialmente cenizas volcánicas bajo condiciones de humedad, excepto en zonas áridas, son Andisoles, Taxonomía de Suelos (Soil Survey Staff, 2014). En Neuquén y Río Negro con regímenes de humedad údico y xérico, se clasificaron dentro del orden Inceptisol como Dystrandeptes y Vitrandeptes (Irisarri *et al.*, 1985; 1987; Ferrer, 1982). Posteriormente, con la creación del orden Andisol (Soil Survey Staff, 1990) se reclasificaron, en cada caso, como Fulvudandes, Vitrixerandes, Udivitrandes o Hapludandes, entre otros por Ferrer *et al.*, (1991); Irisarri *et al.*, (1991); Broquen *et al.*, (2005; 2013); Pereyra *et al.* (2011).

Los taxones mencionados se encuentran en la Patagonia en una extensa franja paralela al borde con la Cordillera de los Andes. En la provincia del Neuquén ocupan una superficie de 1.600.000 ha. Entre sus propiedades se destacan: la presencia de alofano, elevada superficie específica, capacidad de retención de agua, y de fosfatos y baja densidad aparente, entre otras (Broquen *et al.*, 2005, 2013). Poseen elevada aptitud para el uso forestal (Mendía & Irisarri, 1986; Irisarri *et al.*, 1991). El bosque nativo de la cordillera andina y la mayoría de las forestaciones implantadas en dichas zonas están localizadas sobre este tipo de suelo.

La actividad volcánica genera materiales piroclásticos, emisión de gases y lava, etc. Las erupciones explosivas, como las cordilleranas, eyectan material triturado a la atmósfera que luego se deposita sobre la superficie del suelo. Los de mayor tamaño lo harán más cerca del lugar de emisión y los más finos a mayor distancia, dependiendo de la altura de la columna eruptiva y de la dirección de los vientos. Los clastos se clasifican según su tamaño (Terruggi, 1982) en bloques y bombas (>6,4 cm); lapillo (2 a 6,4 cm); ceniza (2 a 0,06 cm) y polvo (<0,06 cm).

Estudios realizados en la Región Andina Patagónica describen la existencia de: a) depósitos piroclásticos post-glaciales no consolidados, tefras, constituidas por capas de cenizas y lapillos, o bien, b) depósitos de origen glacial con aportes de cenizas

volcánicas, ya sea incorporadas al material del suelo, o en superficie. Ambos constituyen los materiales originarios de la mayoría de los Andisoles de la región Andino Patagónica. Uno de los primeros autores que estudió el tema fue Auer (1950), quien señaló la existencia de capas volcánicas en una faja paralela a la Cordillera de los Andes, desde el paralelo 39°S hasta Tierra del Fuego. Otros estudios en suelos desarrollados sobre cenizas volcánicas en la Patagonia Andina, fueron realizados, entre otros por Echeverhe (1972) citado por Salazar *et al.* (1983); Laya (1977), quien identifica distintas tefras y paleosuelos en la región del Lago Nahuel Huapi; Salazar *et al.*, (1983); Ferrer (1982); Ferrer *et al.*, (1991); Ferrer *et al.*, (1999); López *et al.*, (1993); Bitschene *et al.*, (1993); Apcarian (1986); Apcarian e Irisarri, (1993); Apcarian *et al.*, (1993); Colmet-Daage *et al.*, (1988). Las fuentes de los materiales piroclásticos (Laya, 1977; Colmet-Daage *et al.*, 1979) están localizadas en los volcanes de la cordillera de los Andes, de los cuales Chile reconoce 500 volcanes considerados geológicamente activos y unos 60 con registros eruptivos históricos dentro de los últimos 450 años, que suman más de 300 erupciones. Los vientos de dirección oeste-este, transportan y depositan los materiales piroclásticos en territorio argentino. Hacia el este de la región Andina, las cenizas volcánicas están presentes con distinto grado de abundancia en suelos formados en distintos materiales originarios, inclusive en la llanura pampeana en depósitos de loess (Camilión & Imbellone, 1984; Imbellone & Teruggi, 1993); esta última constituye la única de las grandes llanuras loésicas del mundo de composición volcánica piroclástica (Teruggi, 1954).

Las “lluvias” de cenizas volcánicas se registran en la región patagónica desde hace millones de años. Así lo atestiguan rocas sedimentarias (tobas, tufitas), entre otros (Escosteguy *et al.*, 2013; Turner, 1976) y, en los últimos 10.000 años, suelos actuales y enterrados desarrollados en materiales piroclásticos (Auer, 1950; Laya, 1977). En las últimas décadas varios eventos naturales dan prueba de esto. La Fig. 1 ilustra un mapa de Argentina con la dispersión de cenizas de las erupciones más significativas de los últimos 80 años de los

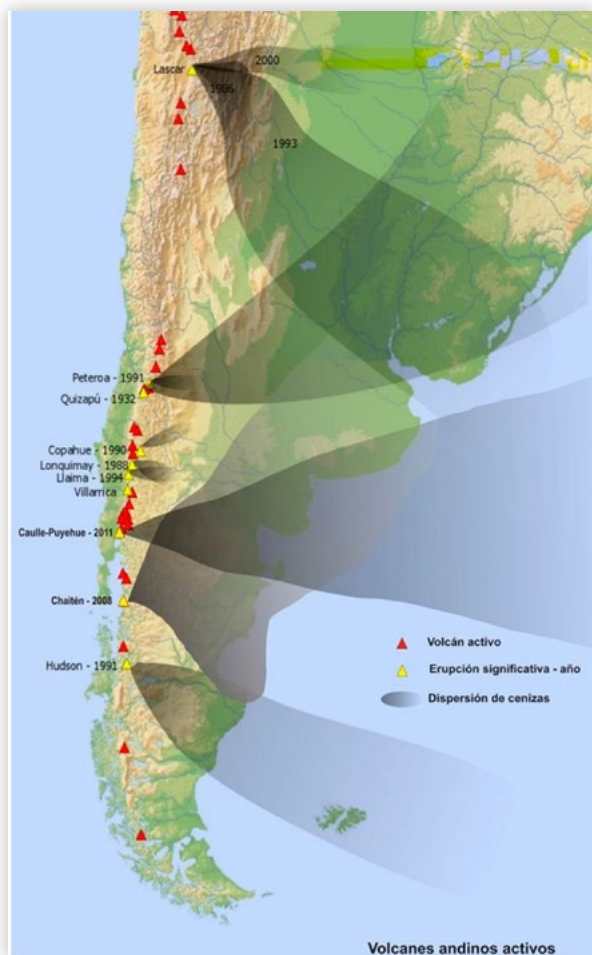


Figura 1. Mapa con la dispersión de cenizas de las erupciones más significativas de los últimos 80 años. Fuente extraído del Instituto de Prevención Sísmica (IMPRES), 2012.

Figure 1. Map with ash dispersion of the most significant eruptions of the last 80 years. Source extracted from the of the Institute for Seismic Prevention (IMPRES), 2012.

volcanes: Quizapú (1932), Lascar (1986, 1993, 2000), Longuimay (1988), Peteroa (1991), Copahue (1990), Hudson (1991), Llaima (1994), Chaitén (2008) y Complejo Cordón Caullé-Puyehue (2011), (Instituto Nacional de Prevención Sísmica, INPRES, 2012).

En Patagonia, en 1990, la erupción del volcán Hudson (Chile) cubrió de cenizas volcánicas aproximadamente 600.000 ha en la provincia de Santa Cruz, con un manto de 10 a 30 cm de espesor, y algunas nubes de cenizas volcánicas fueron detectadas en la provincia de Buenos Aires y en otros sectores del planeta, llevadas por las corrientes

troposféricas. En 1987, nubes de cenizas volcánicas provenientes de la erupción del Volcán Loquimay (Chile) se observaron a 400 km hacia el oeste en la provincia de Neuquén. Posteriormente, en 1992, la erupción del volcán Copahue, ubicado en la provincia del Neuquén, en el límite entre Chile y Argentina, dispersó materiales piroclásticos en los alrededores de la Villa Copahue, hecho que se ha repetido en varias ocasiones en los últimos años.

Entre los eventos más recientes y de gran magnitud, se mencionan las erupciones del volcán Chaitén en el año 2008 y, la del Complejo Volcánico Puyehue-Cordón Caulle el 4 de junio de 2011, en cercanías de las ciudades de San Carlos de Bariloche (Río Negro) y de Villa La Angostura (Neuquén). En este último caso, una amplia zona de ambas provincias se cubrió de materiales piroclásticos, con distintos espesores y granulometría en función de la distancia al centro eruptivo. Así, en sectores cercanos a la frontera con Chile, en la ciudad de Villa La Angostura, se depositó lapilli y cenizas volcánicas, con espesores de 5 a 40 cm. La potencia de los depósitos depende del gradiente de las pendientes, orientación de las laderas y de otros accidentes geográficos. Diversas publicaciones y medios gráficos documentaron este fenómeno, entre ellos, Bermúdez & Delpino (2011); Maradona, (2011); Apcarian e Irisarri, (2011); Clarín (2011); Ingrassia (2011).

Desde el punto de vista taxonómico, el espesor de materiales piroclásticos depositados en la zona de Villa La Angostura, de hasta 40 cm, no es suficiente para calificarlo como un “*manto superficial de material de suelo nuevo*”, según TS (Soil Survey Staff, 2014), ya que define a los suelos enterrados como: “*una secuencia de horizontes genéticos que está cubierto por un manto superficial de material de suelo nuevo de un espesor de 50 cm o más*”.

Además, los materiales piroclásticos más finos, polvo volcánico y cenizas, se depositaron en lugares alejados del centro de erupción en áreas de regímenes hídricos xérico y arídico de ambas provincias, con espesores variables. Bajo estas condiciones de humedad, los materiales tuvieron distintos com-

portamientos. Gaitán *et al.*, (2011) describen la distribución y espesores de las cenizas volcánicas en ambas provincias al momento inicial y 6 meses después. Así, bajo régimen árido, en la zona del Alto Valle de Río Negro y Neuquén (distante a 400 km de Villa La Angostura) los depósitos de el polvo y las cenizas volcánicas fue de escaso espesor, entre 0 y 2 mm. Sobre las zonas irrigadas y con vegetación, los materiales quedaron entrampados en la misma y paulatinamente se incorporaron al suelo. En las terrazas pleistocenas (bardas o mesetas), que bordean el valle, con escasa vegetación de monte y régimen árido se depositaron sobre la superficie y fueron resuspendidos por las corrientes de aire, permaneciendo en suspensión durante varios meses (observación personal, 2011).

Distinta fue la situación en el sur oeste de la Provincia de Río Negro, más cercana al centro eruptivo y bajo condiciones de aridez, donde el depósito de cenizas fue más espeso, de 1,5, a 7,5 cm (Gaitán *et al.*, 2011), por lo cual los campos de pastoreo y *mallines* se cubrieron de cenizas y polvo volcánico que taparon la escasa vegetación e impidieron la alimentación del ganado. En estos casos los depósitos quedaron durante mayor tiempo en superficie dependiendo, entre otros factores del espesor del manto acumulado y de las condiciones climáticas. Diversos estudios, entre otros, INTA EEA Bariloche (2011); Bermúdez & Delpino (2011); Municipalidad de Pilcaniyeu (2011); Gaitán *et al.*, (2011); Irisarri *et al.*, (2012) Berenstecher *et al.*, (2016) describen características de los depósitos y/o el impacto ambiental en el área.

Tanto en Neuquén como en Río Negro se han realizado estudios sobre génesis, clasificación, cartografía y uso de Andisoles, pero son escasos los trabajos acerca de mineralogía de las arenas. Entre ellos, se citan los aportes realizados por Auer (1950); Laya (1977); Apcarian (1986); López *et al.*, (1993). Por tal, razón es de interés presentar una síntesis de la información mineralógica generada hasta el presente.

El objetivo de este trabajo es caracterizar la composición mineralógica de la fracción arena de Andisoles desarrollados en materiales piroclásti-

cos holocénicos en las provincias del Neuquén y Río Negro, bajo regímenes de humedad údico y xérico.

MATERIALES Y METODOS

Área de estudio y selección de perfiles

El área de estudio abarca la región Andina Patagónica y sectores lindantes de la región Extra-Andina comprendida entre los paralelos 38° 50' S y 42° S y el meridiano 71° O y la frontera con la República de Chile (Fig. 2).

La fuente de los estudios mineralógicos de la fracción arena que se presentan en este trabajo corresponden a estudios anteriores realizados por Apcarian (1986); Apcarian & Irisarri (1993) y Apcarian *et al.*, (1993). Dichos trabajos detallan la mineralogía de arenas de 22 perfiles de suelos, 18 de ellos ubicados en la Región Andina y 6 perfiles en la Región Extra-Andina. Para el siguiente trabajo se seleccionaron 9 pedones, 7 de ellos ubicados en la región Andina y 2 en la Región Extra-Andina (Fig.2 y Tabla 1).



Figura 2. Mapa de ubicación del área de estudio y de los 9 pedones representativos en cada zona.

Figure 2. Location map of the study area and the 9 representative pedons in each zone.

Tabla 1. Características de los sitios de muestreo.**Table 1.** Characteristics of the sampling sites.

Coordenadas	Fisiografía	Topografía	Altitud	Pendiente	Material Originario	Vegetación	Precip. anual	Reg. Hídrico	Reg. Térmico	Drenaje
			m snm	%		Tipo y % cob	mm			clase
Pedón 1 - Udivitrang típico, Zona de San Martín de los Andes										
40° 11' S 71° 21' O	Ladera	Montañoso	750	45	Cenizas volcánicas	Cupressus Ch y Lomatia h.80%.	1.200	Údico	Mésico	B D
Pedón 2 - Hapludand típico, Zona de San Martín de los Andes										
40° 7' S 71° 22' O	Ladera, Exp S	Ondulado	1.200	6	Cenizas volcánicas	Nothogagus Pum. 80%	1.600	Údico	Mésico/ Cryco	B D
Pedón 3 - Hapludand típico, Zona de San Martín de los Andes										
40° 9' S 71° 33' O	Ladera plana	Plano	700	<2	Cenizas volcánicas	Pseudotsuga Menz. 80%	2.100	Údico	Mésico/ Cryco	B D
Pedón 4 - Vitrixerand típico, Zona del Lago Aluminé										
38° 51' S 71° 5' O (1)	Ladera con morenas	Inclinado	1.190	<7	Glacial con aportes de piroclastos	Stipa 50%	800	Xérico	Mésico	B D
Pedón 5 - Vitrixerand típico, Zona del Lago Huechulafquen										
39° 50' S 71° 10' O (2)	Terraza glacifluvial	Plano,	860	<2	Glacifluvial, con aportes cen. volcánicas	Molinun S. y Stipa 50%	750	Xérico	Mesico	B D
Pedón 6 - Udivitrang típico, Zona de El Bolsón										
41° 57' 12" S 71° 17' 47" O	Ladera, Exp E	Inclinado	1.250	30-40	Cenizas volcánicas	Nothofagus Pum. 70%	1000	Údico	Mésico	B D
Pedón 7 - Udivitrang típico, Zona de El Bolsón										
41° 34' 30" S 71° 12' 23" O	Ladera, Exp S	Inclinado	1.200	10-20	Cenizas volcánicas	Nothofagus Dom.	1000	Údico	Mésico	BD
Pedón 8 - Fulvudand típico, Zona de El Bolsón										
41° 34' 2" S 71° 11' 43" O	Ladera, Exp E	Inclinado	1.150	30	Cenizas volcánicas	Nothogagus Pum.	1500	Údico	Mésico	BD
Pedón 9 - Fulvudand típico, Zona de El Bolsón										
41° 36' 3,6" S 71° 10' 57" O	Planicie glacifluvial	Llano o casi plano	1.000	<1	Cen. volcánicas sobre depósitos glacifluviales	Nothofagus Dom. (bajo)	1500	Údico	Mésico	BD a AED

Referencias/References: Fisiografía: physiography; Topografía: Topography; altitud: altitude; Material originario: parent soil material; Vegetación: vegetation; Precip. Anual: annual rainfall; Reg. Hídrico: soil moisture regimes; Reg. Térmico: soil temperature regimes; Drenaje: natural drainage class. Tomado de: Ferrer *et al.*, (1991); Pedones 1 y 2. Irisarri *et al.*, (1985); Pedón 3. Irisarri *et al.*, (1987); Pedones 4 y 5. Irisarri *et al.*, (1991); pedones 6, 7, 8 y 9.

Características del área de estudio

Región Andina. La Región Andina se corresponde con el extremo occidental de las provincias de Río Negro y Neuquén, adosada a lo largo del límite internacional con la República de Chile (Ferrer *et al.*, 1991). De relieve montañoso, debe su actual morfología a la acción glacial manifestada por geoformas de erosión y acumulación; durante la época de máxima glaciación se instaló un manto de hielo alpino. En dirección a las cabeceras y divisorias es frecuente hallar rasgos de erosión tales

como circos, artesas y horns, en tanto las formas de acumulación prevalecen en los sectores topográficos más bajos, en especial hacia las nacientes de las vecindades de los grandes lagos. Estos depósitos están representados por morenas frontales, laterales y de fondo, así como planicies glacifluviales y depósitos de varves en cuencas lacustres. Se suma el modelado fluvial y en menor medida eólico sobreimpuesto a aquellos depósitos, así como también algunos segmentos del paisaje montañoso exhiben características de rocas deslizadas.

El relieve es abrupto ya que, si se exceptúa el fondo de los valles, las pendientes que prevalecen en los faldeos varían entre 30 y 70% de inclinación, alcanzando valores superiores al 70% (Ferrer *et al.*, 1991). El sector cordillerano está formado por rocas plutónicas y metamórficas, aunque en algunas zonas es importante la participación de rocas volcánicas. Esta diversidad litológica de materiales participó en menor proporción en la formación de Andisoles, ya que son los depósitos piroclásticos post-glaciales no consolidados, los materiales originarios de la mayoría de los suelos de la Región Andina (Pereya *et al.*, 2011). Ferrer *et al.*, (1991) muestran en un mapa la dispersión areal de piroclastos en la provincia del Neuquén, originados por la actividad holocena del frente volcánico activo. Individualiza tanto la distribución como la intensidad de los depósitos, que se corresponde con zonas donde la lluvia es suficiente para “retener” la ceniza y permitir que se acumule, además del entrampe que favorece la vegetación de bosque (Tarabini *et al.*, 2019). Todos los Andisoles de esta región se encuentran en la subregión húmeda montañosa. Las precipitaciones anuales varían

entre 1.000 y 3.000 mm, con un fuerte gradiente en sentido este-oeste del orden de los 50 mm/km. El régimen hídrico de los suelos es údico y el régimen térmico es méxico.

La vegetación predominante (Movia *et al.*, 1982) es bosque de *Aaucaria araucana* (Mol.) C.Koch, “Pehuen”, con *Nothofagus pumilio* (Poespp. et Endl.) Krasser, “Lenga” y *Nothofagus antarctica* (Forst.) Oerst., “Ñire”, en el sector norte del área de estudio. Hacia el sur predomina bosque de “Lenga”, “Ñire”, *Nothofagus dombeyi* (Mirb.) Oerst. “Coihue”; *Nothofagus obliqua* (Mirb.) Oerst. “Roble pellín”, *Nothofagus nervosa* (Phil.) Dim. Et Mil.; “Raulí” y *Austrocedrus chilensis* (Don) Florin el Bouthleje, “Ciprés”. En su mayoría con sotobosque de *Chusquea culeou* (E.Desv.), “Caña Colihue”.

Características de los suelos

A continuación, se ilustran los paisajes y suelos predominantes del área: Udivitrandes (Fig. 3), Ha-pludandes y Fulvudandes, (Figs. 4 y 5) y Vitrixerandes (Figs. 6 y 7); (Soil Survey Staff, 1990).

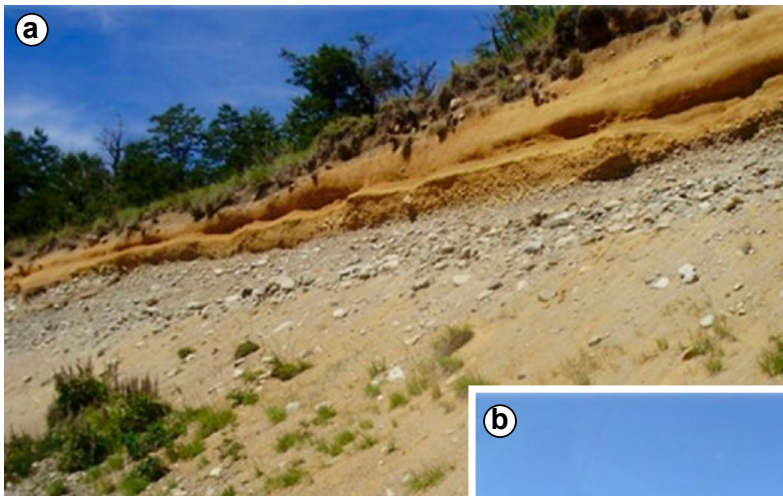


Figure 3. a) & b) Landscapes of the Pedon 1 site, approximately to 3 km from San Martín of the Andes. Similar images taken on National Route 40, road of the Seven Lakes, Neuquén. Images captured by the author in the soil survey (Ferrer *et al.*, 1991).



Figura 3. a) y b) Paisajes del sitio del Pedón 1, a 3 km aproximadamente de San Martín de los Andes. Imágenes similares tomadas sobre Ruta Nacional 40, camino de los Siete Lagos, Neuquén. Imágenes captadas por la autora en el levantamiento de suelos (Ferrer *et al.*, 1991).



Figura 4. a) Paisaje con vegetación de Lenga sobre el sitio del Pedón 2. b) Corte de perfil del Pedón 2 aproximadamente a 5 km al oeste de San Martín de los Andes, sobre camino al Lago Hua Hum. Se observa en profundidad un horizonte Ab enterrado, de coloración oscura. Imágenes captadas por la autora en el levantamiento de suelos de Ferrer *et al.*, (1991).

Figure 4. a) Landscape with vegetation of Lenga on the site of Pedon 2. b) Profile section of Pedon 2 approximately at 5 km west of San Martín of the Andes on the road to lake Hua Hum. A buried Ab horizon, of dark color, can be seen in depth. Images captured by the author in the soil survey de Ferrer *et al.*, (1991).

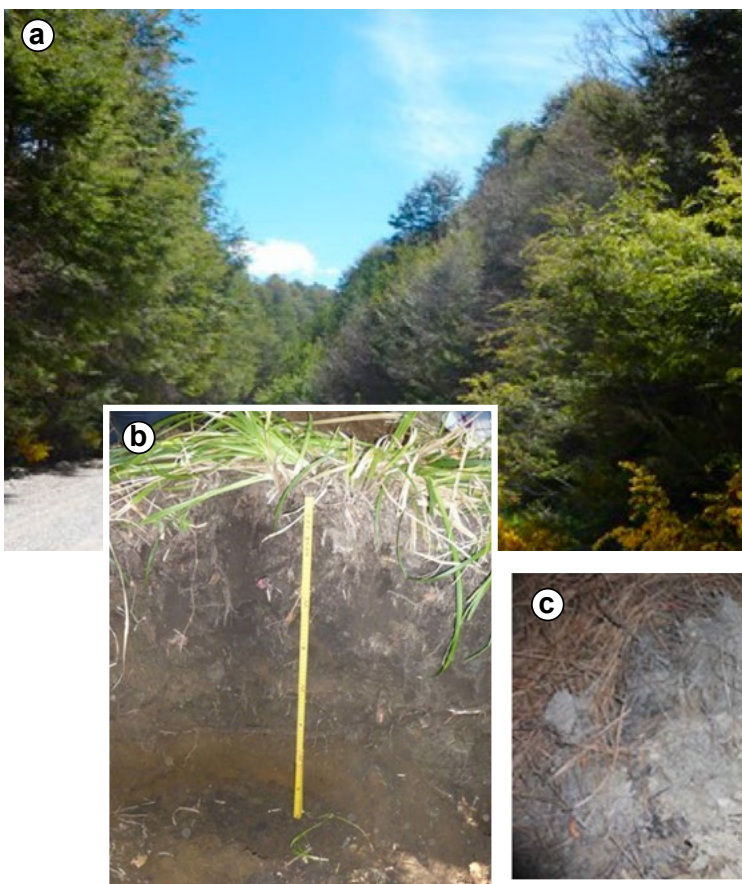


Figura 5. Paisajes y perfil del Pedón 3. a) camino al sitio del Pedón 3, Quechuquina, bordeando el Lago Lácar, Neuquén. b) perfil del Pedón 3. c) cenizas volcánicas de la erupción del Volcán Puyehue del 2011, entrampadas en los horizontes orgánicos del perfil. Imágenes captadas en 2013 por la autora en el levantamiento de suelos (Irisarri *et al.*, 1983).

Figure 5. Landscapes and profile of Pedon 3. a) Road to the site of Pedon 3, Quechuquina, bordering Lake Lácar, Neuquén. b) Profile of pedon 3. c) volcanic ashes from the eruption of C. Puyehue in 2011, trapped in the organic horizons of the profile. Images captured in 2013 by the author in the soil survey (Irisarri *et al.*, 1983).

Figura 6. a) Paisaje típico del área de transición del régimen údico a xérico en la zona del Lago Aluminé, Neuquén, sobre laderas con morenas y bloques erráticos, con acumulación de cenizas volcánicas y lapilli, b) Paisaje del Pedón 5 Lago Aluminé, con Neneo como vegetación natural y forestación implantada. c) Perfil de suelo en el área, similar al Pedón 5, Lago Aluminé. Imágenes captadas en 1986 y 1988 por la autora en los levantamientos de suelos (Irisarri *et al.*, 1987 y De Jong *et al.*, 1988).

Figure 6. a) Typical landscape of the transitional area of the udic to xeric regime in the area of Lake Aluminé, Neuquén, on slopes with moraines and erratic blocks, with accumulation of volcanic ashes and lapilli, b) Landscape of the site of Pedon 5 Aluminé Lake, with Neneo as natural vegetation and implanted forest, c) Soil profile in the area, similar to Pedon 5, Aluminé Lake. Images captured in 1986 and 1988 by the author in the soils survey (Irisarri *et al.*, 1987 and De Jong *et al.*, 1988).

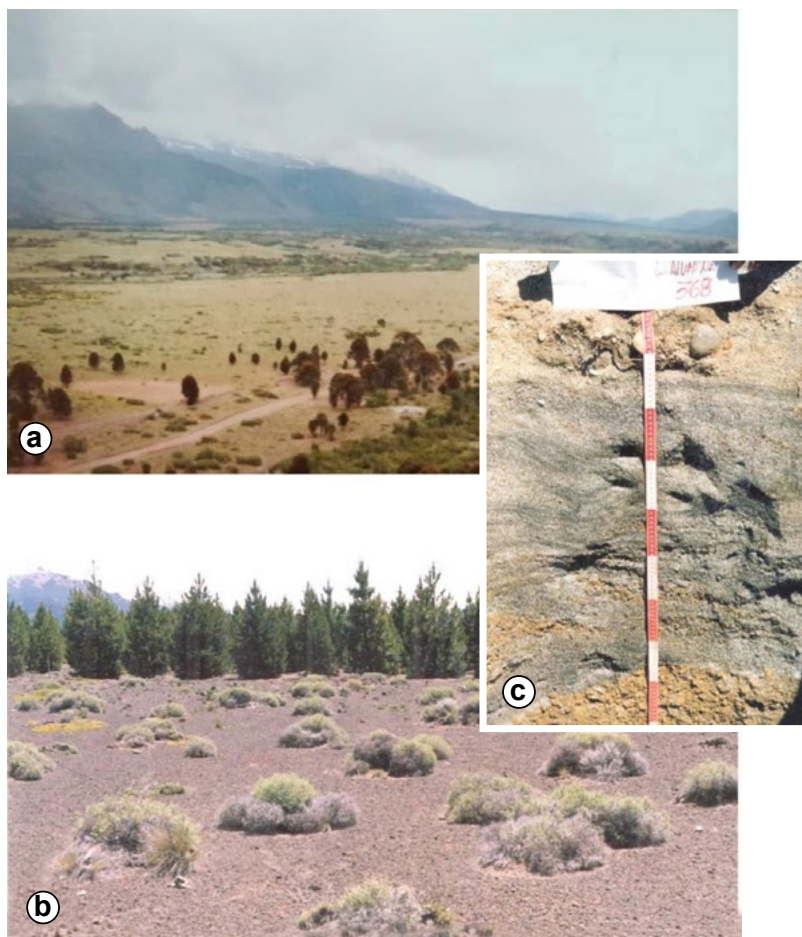
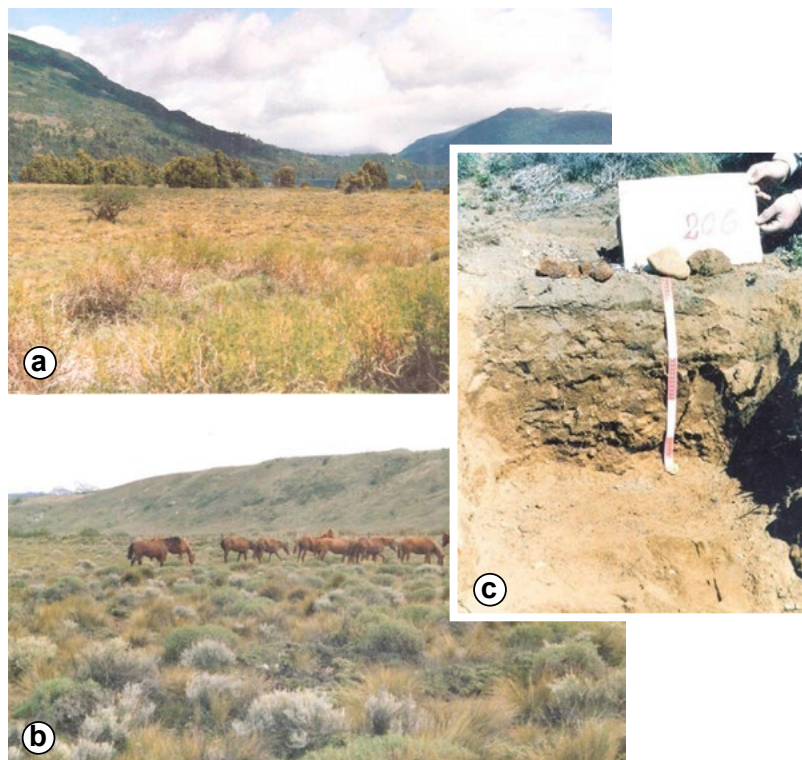


Figura 7. a) Paisaje en la transición régimen údico a xérico, Lago Huechulafquen, Neuquén. b) paisaje similar de planicies glacifluviales. c) Pedón 5, sobre planicie glacifluvial del Lago Huechulafquen, en cercanías del río Chimehuin, Neuquén, bajo régimen xérico. Imágenes captadas en 1986 por la autora en el levantamiento de suelos (Irisarri *et al.*, 1987).

Figure 7. a) Landscape in the transition from the Udic to Xeric regime, Huechulafquen Lake, Neuquén. b) similar landscape of glacifluvial plains. c) Pedon 5, on the glacifluvial plain of Lake Huechulafquen, near the Chimehuin River, Neuquén, under Xeric regime. Images captured in 1986 by the author in the soil survey (Irisarri *et al.*, 1987).



Región Extra-Andina, subregión subhúmeda de planicies, colinas y serranías

La región Extra-Andina se extiende desde las cercanías de la Pampa de Lonco Luan hacia el sur, abarcando parte del río Collón Cura, hasta su confluencia con el río Limay. La región se caracteriza por un déficit hídrico que se acentúa en la dirección oeste-este que se asocia a un paulatino paisaje de estepa herbácea-arbustiva a otra francamente rala.

La mayor parte de los materiales originarios son depósitos de escaso transporte, provenientes de la alteración y tobas, tufitas y granitos, que han generado suelos con horizontes B argílicos, Haploxeralfes y Argixeroles (Ferrer *et al.*, 1991). Otros suelos, Haploxeroles y Xerorthentes, se formaron en depósitos aluvio-coluviales. En todos los casos es frecuente la presencia de cenizas volcánicas en los horizontes superficiales de los suelos, e incluso en algunos de sectores de la región Extra-Andina, lindantes a la Región Andina se han identificado Vitrandeptes (pedones 4 y 5). Los mismos están ubicados en la zona lindante al Lago Aluminé y en la planicie glacifluvial del Lago Huechulafquen. Dicha zona se correspondería como una transición entre ambas regiones y es considerada como zona subhúmeda (Figs. 6 y 7).

Propiedades morfológicas y analíticas de Andisoles del Neuquén y Río Negro

Las propiedades morfológicas y físicas de los Andisoles de la provincia del Neuquén se presentan en la **Tabla 2.1**. Los pedones 1, 2 y 3 se ubican en la Región Andina, bajo régimen hídrico del suelo údico. Los pedones 4 y 5 se ubican en la Región Extra-Andina bajo régimen xérico.

Las propiedades morfológicas y físicas de los Andisoles de la provincia de Río Negro se presentan en la **Tabla 2.2**. Los pedones 1, 2 y 3 se ubican en la Región Andina, bajo régimen hídrico del suelo údico.

Las propiedades físicoquímicas seleccionadas de todos los pedones estudiados se presentan en las **Tablas 3 y 4**. Todos los análisis físicos, químicos, fisicoquímicos y mineralógi-

cos se realizaron en el Laboratorio de Suelos y Aguas de la Facultad de Ciencias Agrarias de la Universidad Nacional del Comahue, en la provincia de Río Negro.

Métodos aplicados en el estudio mineralógico

La granulometría se realizó mediante el método de Bouyoucos, previo tratamiento de dispersión con peróxido de hidrógeno para la remoción de materia orgánica. Como agente dispersante se utilizó hexametafosfato de sodio al 5%. La fracción arena se separó por tamizado en húmedo a través de tamiz de malla 270 (A.S.T.M.) y las subfracciones de arena por tamizado en seco a través de la serie de tamices (A.S.T.M) según los límites de tamaños establecidos por el USDA. Se estudió la subfracción arena fina (100-250 μm), la cual fue sometida a pretratamientos tendientes a remover las películas que recubrían los granos minerales, entre ellos: tratamiento con peróxido de hidrógeno con hidróxido de potasio 4 N (Holmgren & Kimble, 1984) y posteriormente con hidrosulfito de sodio en caliente y bajo campana (Pinilla & Aleixandre, comunicación personal, 1983). Se separaron densiméticamente los minerales pesados de los livianos, con bromoformo (densidad: 2,89 kg.L^{-1}). El método se basa en la separación de los minerales de diferentes densidades por medio de la inmersión en un líquido, cuya densidad efectiva es de un valor intermedio entre la de los minerales livianos y los pesados, así, aquellos con densidad menor a la del medio quedan flotando, “minerales livianos”, y viceversa, “minerales pesados”.

La determinación mineral se realizó mediante técnicas petrográficas convencionales (Pérez Mateo, 1965) con un microscopio petrográfico de luz polarizada marca Meopta y Zeiss. Se realizaron preparaciones permanentes en bálsamo de Canadá y en líquidos índices para determinar los índices de refracción de los minerales. Se contaron trescientos granos por muestra. Se establecieron asociaciones mineralógicas y minerales acompañantes en cada zona del área de estudio.

Tabla 2.1. Propiedades morfológicas y físicas seleccionadas de pedones en la provincia de Neuquén.
Table 2.1. Selected morphological and physical properties of the pedons in Neuquen province.

Horiz	Prof	Color (h)	Estructura	Consistencia	Límite	Textura	Arcilla	Limo	Arena	Ret. Hídrica		D Ap
	cm					clase		%		1/3 bar	15 bar	A 1/3 bar
Pedón 1 - Udivitrand típico, Zona de San Martín de los Andes												
Oe	3-0	10 YR 2/1	fibrosa	-	a, s	Fr A	7,8	24,4	67,8	39,8	28,2	0,41
A	0-42	10 YR 2/1	migajosa	bl; friable, no adh, no pl	cl, s	Fr A	5,6	27,0	67,4	23,2	12,5	0,59
C	42-71	10 YR 3/4	gr. suelto	bl, friable, no adh, no pl	-	Fr A	5,6	20,7	73,7	19,0	11,0	0,59
Pedón 2 - Hapludand típico, Zona de San Martín de los Andes												
A	0-14	10 YR 2/1	migajosa	bl, friable, no adh, no pl	cl,on	Fr A	5,5	26,5	68,0	18,6	11,2	0,54
C	14-102	10 YR 4/2	masivo	bl, friable, no adh, no pl	a,s	Fr A	6,0	29,8	64,2	32,8	22,1	0,58
2Ab	102-141	10 YR 3/2	masivo	lig.d,firme, lig.adh, lig pl	cl,s	Fr A	6,5	28,0	65,5	44,5	29,3	0,60
2C	141-195	10 YR 4/6	masivo	lig.d,firme, lig.adh, lig pl	a,s	Fr A	6,2	17,7	76,1	31,2	17,2	0,88
3C	195+		sed. glac.	70% de bloques y grava	-	-	-	-	-	-	-	-
Pedón 3 - Hapludand típico, Zona de San Martín de los Andes												
Oi	5-4											
Oe	4-0											
C. Vol.	0-2											
A1	2-12	10 YR 2/2	migajosa	fir, no ahd, no pl		Fr A	6,3	26,9	66,8	52,7	20,0	0,79
A2	12-26	10 YR 2/2	bsub, mf,m	fir, no adh, no pl		Fr A	2,9	30,3	66,8	36,2	12,3	0,85
AC	23-36	10 YR 3/3	masivo	friable, no adh, no pl		A Fr/Fr A	4,2	21,0	74,8	42,5	15,5	0,93
C	36-56	10 YR 4/4	masivo	friable, no adh, no pl		Fr A	2,5	33,9	63,2	65,2	19,8	0,85
2Ab	56-74	10 YR 3/2	masivo	friable, no adh, no pl		Fr A	3,0	42,8	54,2	64,6	26,8	0,84
2C	74+	10 YR 4/4	masivo	friable, no adh, no pl		Fr A	-	-	-	-	-	-
Pedón 4 - Vitrixerand típico, Zona del Lago Aluminé												
A	0-45	10 YR 3/3	m. a mig.*	no adh, no pl	a, on	Fr A	9,3	29,3	61,4	10,86	6,74	nd
2C	45-100	10 YR 8/2	m. a gr.s **	suelto, no adh, no pl	cl,on	A	0,5	13,3	86,2	10,85	4,69	nd
3C	100-137+	10YR 7/3	gr. suelto	suelto, no adh, no p,	-	Fr A	7,0	25,1	67,9	11,83	3,82	nd
Pedón 5 - Vitrixerand típico, Zona del Lago Huechulafquen												
A	3-10	10 YR 3/3	m a bsub	no adh, no pl	cl,s	A Fr	7,0	13,9	79,1	12,02	nd	nd
AC	10-20	10 YR	masivo	no adh, no pl	cl,s	A Fr	3,7	20,4	75,9	26,94	nd	nd
2C	20-40	10 YR	bsub	lig, d, no adh, no pl	a, pl	A Fr	1,7	20,9	77,9	21,13	nd	nd

Referencias: Estructura: bsub: bloques subangulares; mf: muy finos; moderados; Consistencia: bl: blando, no adh: no adhesivo; no pl: no plástico; lig d: ligeramente duro; fir: firme; Clase Textural: Fr A: franco arenoso; A Fr: areno franco. References: Prof: depth; Color: color; Estructura: structure; bsub: subangular blocks; mf: very thin; m: moderate; Consistencia: consistency; límite: lim; textura: texture class: FrA: sandy loam; A Fr: loamy sand; A: Sandy; Arcilla: clay; Limo: silt; Arena: sand. Ret. Hídrica: water retention; Dap a1/3: bulk density at 1/3 bar.

Tomado de: Ferrer *et al.*, (1991): Pedones 1 y 2. Irisarri *et al.*, (1985): Pedón 3. Irisarri *et al.*, (1987): Pedones 4 y 5. Irisarri *et al.*, (1991): pedones 6, 7, 8 y 9.

Tabla 2.2. Propiedades morfológicas y físicas seleccionadas de pedones en la provincia de Río Negro (Fig. 8).
Table 2.2. Selected morphological and physical properties of pedons in Río Negro province.

Horiz	Prof	Color (h)	Estructura	Consistencia	Límite	Textura	Arcilla	Limo	Arena	Ret. Hídrica		Agua en campo
	cm					clase				%	%	
Pedon 6 - Udivitrand típico, Zona de El Bolsón												
A	0-10	10 YR 2/2	migajosa	bl, no adh, no pla	cl, s	Fr A	3,9	4,3	5,1	22,5	15,7	-
AC	10-30	10 YR 4/4	Mig./gr.suelto	bl; no adh, no pl	cl, s	Fr A	31,4	41,6	37,9	17,5	14,4	15,3
C	30-80+	10 YR 6/3	gr. suelto	bl, no adh, no pl	-	Fr A	64,7	53,9	67,0	15,8	8,9	19,2
Pedon 7 - Udivitrand típico, Zona de El Bolsón												
A	0-20	10 YR 3/2	migajosa	bl, no adh, no pl	cl, s	Fr A	5,9	31,4	62,7	18,6	19,2	32,3
AC	20-45	10 YR 3/3	Mig/masivo	bl, no adh, no pl	a, s	Fr A	3,8	27,5	68,7	24,2	14,8	-
C	45-100	10 YR4/4	masivo	bl, no adh, no pl	-	Fr A	4,2	30,6	65,2	34,2	24,9	46,8
Pedon 8 - Fulvudand típico, Zona de El Bolsón												
Oi	7-0	10 YR 2/2	fibrosa	-	a, s	Fr A	3,8	31,2	72,0	97,4	76,8	-
A	0-16	10 YR 2/2	gr s, f, d	Fria, no adh, no pl	gr, on,	Fr A	9,3	41,7	54,0	42,0	32,4	-
AC	16-63	10 YR 3/4	mig/masivo,	Fria, no adh, no pl	gr,s	Fr A	4,6	42,3	63,1	40,3	27,3	39,6
C	63/110+	10 YR 3/3	masivo	Fría, no adh, no pl	-	A Fr/Fr A	3,9	31,6	54,5	51,1	35,2	40,8
Pedon 9 - Fulvudand típico, Zona de El Bolsón,												
A	0-18	10 YR 3/3	migajosa	Fria, no adh, no pl	cl, s	Fr A	4,4	37,4	58,2	32,4	15,6	-
AC	18-60	10 YR 8/2	m/ gr.s	suelto, no adh, no pl	cl,on	A	6,1	28,9	65,0	31,3	16,7	24,9
2C	60-100+	10YR 7/3	gr.suelto	suelto, no adh, no p,	-	Fr A	3,9	26,4	26,4	29,5	18,6	21,5

Referencias: Estructura: bsub: bloques subangulares; mf: muy finos: moderados; Consistencia: bl: blando, no adh: no adhesivo; no pl: no plástico; lig. d: ligeramente duro; Fir: firme; Clase Textural: FrA: franco arenoso; A Fr: areno franco. References: Prof: depth; Color: color; Estructura: structure; bsub: subangular blocks; mf: very thin; m: moderate; Consistencia: consistency; limite: lim; textura: texture class: Fr A: sandy loam; A Fr: loamy sand; A: Sandy; Arcilla: clay; Limo: silt; Arena: sand. Ret. Hydric: water retention; Dap a1/3: bulk density at 1/3 bar.
Tomado de: Irisarri *et al.*, (1991): pedones 6, 7, 8 y 9.

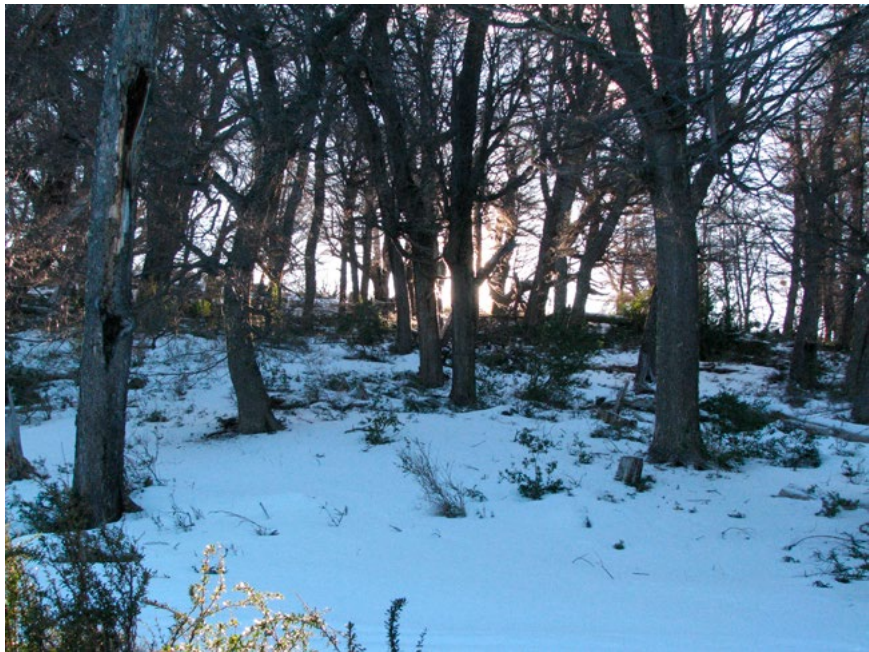


Figura 8. Andisoles; bosque de lenga en invierno. Área El Bolsón. Foto de C. Buduba.
Figure 8. Andisols; lenga forest in winter. El Bolsón area. Photo by C. Buduba.

Tabla 3. Propiedades físico- químicas seleccionadas.**Table 3.** Selected physical and chemical properties.

Horiz.	COT %	Nt %	pHp	pH CIK	pH FNa 2'	pH FNa 60'	PO ₄ ³⁻ Retención %
Pedón 1 Udivitránd típico, Zona de San Martín de los Andes							
Oe	17,8	0,77					31,0
A	4,2	0,26	6,1	6,1	9,8	10,7	44,0
C	3,9	nd	5,1	5,1	9,7	10,8	58,0
Pedón 2 - Hapludand típico, Zona de San Martín de los Andes							
A	3,0	0,17	5,4	5,4	9,7	10,7	88,0
C	3,4	nd	5,4	5,4	9,2	10,6	70,0
2Ab	4,2	nd	5,2	5,4	9,3	10,6	85,0
2C	1,2	nd	5,2	5,4	9,0	10,6	69,0
3C	nd	nd	nd	nd	nd	10,4	nd
Pedón 3 - Hapludand típico, Zona de San Martín de los Andes							
Oi	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Oe	19,8	0,99	5,4	4,8	7,6	8,0	20,0
Ce.vol	2,0	nd	5,4	5,2	8,4	9,1	nd
A1	5,7	0,42	5,5	4,9	7,85	9,7	34,0
A2	3,0	0,20	5,9	5,4	9,2	10,5	4,0
AC	2,4	nd	6,1	5,5	9,6	10,7	65,0
C1	2,6	0,25	6,2	5,4	9,9	10,8	72,0
2Ab	3,2	0,26	5,7	5,7	10,2	10,8	76,0
2C	nd	nd	nd	nd	nd	nd	
Pedón 4 - Vitrixerand típico, Zona del Lago Aluminé							
A	1,36	0,09	6,20	5,65	9,40	9,8	nd
2C	nd	nd	6,80	5,85	8,75	9,2	nd
3C	nd	nd	6,75	5,65	8,80	9,2	nd
Pedón 5 - Vitrixerand típico, Zona del Lago Huechulafquen							
A	nd	nd	5,40	5,20	9,00	10,0	47,6
AC	nd	nd	5,70	5,25	9,40	10,6	87,0
2C	nd	nd	5,75	5,10	9,25	10,2	87,0
3Cx	nd	nd	6,00	5,10	7,70	8,95	74,0
Pedón 6 - Udivitránd típico, Zona de El Bolsón							
A	7,2	0,25	5,3	4,9	8,7	10,4	47,0
AC	3,8	nd	5,9	4,8	9,6	10,7	52,0
C	2,1	nd	6,0	4,7	10,8	11,8	67,0
Pedón 7 - Udivitránd típico, Zona de El Bolsón							
A	5,7	0,31	5,4	5,2	11,0	11,7	68,0
AC	1,8	0,10	5,8	5,2	10,9	11,7	83,0
C	1,1	nd	6,2	5,2	10,0	11,5	83,0
Pedón 8 - Fulvudand típico, Zona de El Bolsón							
O	27,1	1,6	5,6	4,9	8,1	9,5	51,0
A	6,9	0,45	5,3	4,6	11,4	12,1	95,0
AC	3,4	0,17	5,8	5,2	11,8	12,4	96,0
C	2,4	nd	6,2	5,4	11,4	12,2	97,0
Pedón 9 - Fulvudand típico, Zona de El Bolsón							
A	8,6	0,57	5,6	5,2	11,8	12,5	88,0
AC	5,1	0,10	6,4	5,6	11,5	12,2	94,0
2C	2,9	nd	6,1	5,6	11,8	12,2	93,0

Referencias: COT: carbono orgánico total; Nt: nitrógeno total. References: COT: total organic carbon; Nt: total nitrogen.

Tomado de: Ferrer *et al.*, (1991): Pedones 1 y 2. Irisarri *et al.*, (1985): Pedón 3. Irisarri *et al.*, (1987): Pedones 4 y 5. Irisarri *et al.*, (1991): pedones 6, 7, 8 y 9.

Tabla 4. Propiedades físico-químicas seleccionadas del complejo de intercambio.**Table 4.** Selected physical and chemical properties of the exchange complex.

Horiz	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	H ⁺	Al ³⁺	C.I.C.	Fe amor.	Fe Compl.	Al ³⁺ amorf.	I.C.V.	Sat.con bases
	cmol(+)/Kg						ppm		%			%
Pedón 1 - Udivitrand típico, Zona de San Martín de los Andes												
Oe	18,3	6,1	0,24	0,28	nd	nd	31,6	nd	nd	nd	nd	-
A	7,0	4,5	0,25	0,22	1,82	1,06	14,7	6,25	0,035	nd	nd	81,0
C	3,2	1,6	0,25	0,13	4,07	1,42	9,76	6,50	0,06	nd	nd	53,0
Pedón 2 - Hapludand típico, Zona de San Martín de los Andes												
A	3,2	1,4	0,26	0,10	2,67	1,40	9,21	5,00	0,54	nd	0,19	54,0
C	4,0	2,4	0,23	0,04	2,28	1,56	15,2	4,62	0,005	nd	0,31	63,0
2Ab	3,2	2,4	0,21	0,03	3,64	1,64	22,8	2,85	0,14	nd	0,51	52,0
2C	3,8	2,0	0,48	0,05	3,45	1,56	nd	3,13	0,065	nd	nd	55,8
Pedón 6 - Udivitrand típico, Zona de El Bolsón												
A	8,5	1,4	0,02	0,8	nd	nd	21,4	nd	nd	nd	nd	50,09
AC	4,3	0,9	0,02	0,02	nd	nd	17,3	nd	nd	nd	nd	30,28
C	3,7	0,8	0,02	0,2	nd	nd	25,1	nd	nd	nd	nd	18,80
Pedón 7 - Udivitrand típico, Zona de El Bolsón												
A	17,4	5,9	0,2	1,7	nd	nd	34,3	nd	nd	0,61	nd	-
AC	5,3	1,4	0,3	0,4	nd	nd	25,9	nd	nd	1,35	nd	-
C	4,1	2,1	0,09	0,1	nd	nd	31,4	nd	nd	0,78	nd	-
Pedón 8 - Fulvudand típico, Zona de El Bolsón												
O	7,4	3,1	0,1	1,1	nd	nd	18,9	nd	nd	-	nd	-
A	1,9	0,5	0,0	0,3	nd	nd	55,4	nd	nd	-	nd	-
AC	2,5	0,7	0,06	0,1	nd	nd	43,1	nd	nd	1,7	nd	-
C	3,6	0,9	0,07	0,1	nd	nd	42,7	nd	nd	1,0	nd	-
Pedón 9 - Fulvudand típico, Zona de El Bolsón												
A	8,4	4,3	0,08	0,97	nd	nd	43,6	nd	nd	0,97	nd	-
AC	4,3	1,7	0,07	0,30	nd	nd	35,3	nd	nd	0,99	nd	-
2C	2,9	0,7	0,06	0,2	nd	nd	29,8	nd	nd	1,27	nd	-

Referencias: I.C.V.: índice de cargas variables. References: I.C.V.: Variable charges index.

Tomado de: Ferrer *et al.*, (1991): Pedones 1 y 2. Irisarri *et al.*, (1985): Pedón 3. Irisarri *et al.*, (1987): Pedones 4 y 5. Irisarri *et al.*, (1991): pedones 6, 7, 8 y 9.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Características granulométricas

La distribución porcentual de las subfracciones arena de todos los Andisoles (**Tabla 5**) muestra que la fracción modal es siempre arenas finas (AF), excepto en el pedón 4 del Lago Aluminé donde dominan las arenas gruesas (AG). Aunque hay marcada diferencia granulométrica entre los pedones de Neuquén (1 a 5) y Río Negro (6 a 9). En los primeros, suelos no estratificados (1 a 3), hay semejanza en el contenido

de las subfracciones de todo el perfil, no así en aquellos estratificados (4 y 5) donde son variables en los distintos horizontes/grupos de horizontes. Los suelos de la Región Andina tanto en Neuquén como en Río Negro no muestran estratificación marcada y son más homogéneos texturalmente.

Región Andina. Zona de San Martín de los Andes (pedones 1, 2 y 3): Domina la subfracción AF (arena fina, 100-250 μm). Con porcentajes ligeramente inferiores se identifican AM (arena media, 500-250 μm)

Tabla 5. Distribución porcentual de las subfracciones arenas (Escala USDA).**Table 5.** Percentage distribution of the sand subfractions (USDA scale).

Horiz	Prof.	Fracción Arenas				
		Muy gruesas 2000-1000	Gruesas 1000-500	Medias 500-250	Finas 250-100	Muy finas 100-50
	cm	(µm)				
Pedón 1 - Udivitrand típico, Zona San Martín de los Andes						
Oe		3,0	14,0	23,2	32,8	25,9
A	0-42	5,3	16,5	26,5	30,6	20,4
C	42-71	7,3	21,1	31,2	23,1	15,8
Pedón 2 - Hapludand típico, Zona de San Martín de los Andes						
A	0-14	6,8	18,2	24,7	27,8	21,2
C	14-102	2,3	9,4	24,5	32,6	31,1
2Ab	102-141	3,8	14,5	28,0	31,0	22,7
2C	141-195	4,6	19,9	32,6	28,1	14,6
Pedón 3 - Hapludand típico, Zona de San Martín de los Andes						
Cen.Volc		-	3,3	7,6	33,3	55,6
A1	2-12	3,5	14,3	21,9	34,3	26,2
A2	12-26	7,2	15,0	21,5	32,7	22,1
AC	26-36	7,0	20,9	20,5	30,8	21,6
C	36-56	4,6	16,2	29,5	30,0	19,5
2Ab	56-74	1,5	8,1	20,3	35,0	35,5
Pedón 4 - Vitrixerand típico, Zona del Lago Aluminé						
A	0-45	18	32,2	17,0	21,1	11,7
2C	45-100	30,7	48,4	13,5	4,6	2,7
3C	100-137	20,9	39,6	16,8	13,5	8,9
Pedón 5 - Vitrixerand típico, Zona del Lago Huechulafquen						
A	3-10	20,3	40,4	37,8	9,2	2,17
AC	10-20	30,4	27,3	21,4	13,8	7,0
2C1	20-40	18,3	17,8	20,2	30,8	13,0
2C2x	40-50+	7,9	14,3	22,9	40,1	14,7
Pedón 6 - Udivitrand típico, Zona de El Bolsón						
A	0-10	0	11,7	15,8	43,6	28,9
AC	10-30	0	15,1	14,7	46,5	23,5
C	30-60	0	14,3	15,52	46,4	23,7
Pedón 7 - Udivitrand típico, Zona de El Bolsón						
A	0-20	0	5,3	16,6	46,6	31,9
C	20-45	0	2,6	12,1	48,2	36,2
C	45-100	0	2,9	12,1	45,9	38,9
Pedón 8 - Fulvudand típico, Zona de El Bolsón						
O	7-0	nd	nd	nd	nd	nd
A	0-16	0	4,5	15,5	46,6	32,6
AC	16-63	0	3,7	13,6	50,1	32,7
C	63-110+	0	6,8	14,2	46,3	16,1
Pedón 9 - Fulvudand típico, Zona de El Bolsón						
A	0-18	0	15,8	21,4	46,6	16,1
AC	18-60	0	15,8	18,6	41,9	23,7
2C	60-110+	0	36,0	19,6	32,9	11,4

Referencias: subfracciones de arenas: muy gruesas; gruesas; medias; finas; muy finas.

References: sand subfractions: very coarse sands; coarse sands; medium sands; fine sands; very fine sands.

y AMF (arena muy fina, 100-50 μm), con menor contenido AG (arena gruesa, 1000-500 μm y con bajos contenidos AMG (arena muy gruesa, 2000-1000 μm).

Zona de El Bolsón (pedones 6, 7, 8 y 9): Al igual que en la zona de San Martín de los Andes domina la subfracción AF, seguido de AMF, AM y con bajos contenidos de AG. No hay AMG.

Región Extra-Andina. *Zona del Lago Aluminé* (pedón 4): se diferencia de las anteriores zonas por un dominio de la subfracción AG. Las subfracciones AMG; AM, AF y AMF, poseen contenidos menores. Solo en superficie el contenido de la AF sigue en abundancia a la AG.

Zona del Lago Huechulafquen (pedón 5): Este pedón se diferencia de los anteriores por poseer contenidos variables de las subfracciones, tanto en superficie como en profundidad. Así en superficie domina la AG, seguidas de la AM, AMG y, con escasa AF y AMF. Subsuperficialmente dominan la AG y AMG, y en profundidad AF. Esta variación de relaciones entre las subfracciones coincide con las discontinuidades litológicas señaladas en la descripción morfológica del suelo.

Características mineralógicas de la fracción liviana

El contenido de minerales livianos en la Región Andina varía de 72% a 90% (**Tabla 6**). Son ligeramente mayores en la Provincia del Neuquén (pedones 1, 2 y 3) en la zona de San Martín de los Andes, en relación con los ubicados en la Provincia de Río Negro, zona de El Bolsón (pedones 6, 7, 8 y 9). En la región Extra-Andina (pedón 4, zona del Lago Aluminé y pedón 5, zona del Lago Huechulafquen) el contenido es de 72 a 85%.

El vidrio volcánico (**Tabla 6**) es el componente más abundante de la fracción liviana de los Andisoles estudiados, con valores que oscilan de 30 a 60%, a excepción del pedón 5; el mismo está ubicado en la planicie glacifluvial en cercanías del Lago Huechulafquen, donde dominan las pastas hialopiliticas. Como tendencia general, el contenido de vidrio volcánico disminuye hacia el horizonte

C, excepto en el pedón 4 (Lago Aluminé). Pastas hialopiliticas, plagioclasas y cuarzo le siguen en orden de importancia dependiendo de las zonas y pedones.

Asociaciones mineralógicas de minerales livianos

Se han establecido varias asociaciones mineralógicas de minerales considerando el contenido en los horizontes en los distintos Andisoles. Una síntesis de las asociaciones de los horizontes superficiales y de profundidad se presenta en la **Tabla 7**.

En la región Andina, la zona de San Martín de los Andes (pedones 1, 2 y 3) presenta en superficie la misma asociación. En profundidad se diferencia el P2 dado que posee un suelo enterrado, indicativo de dos eventos de depósitos piroclásticos. La zona de El Bolsón presenta similares minerales, pero en distinto orden de dominancia. Se destaca en esta zona mayores contenidos de plagioclasas, sobre todo en profundidad. En la región Extra-Andina, los pedones 5 y 6 presentan diferencias mineralógicas entre ellos y con los perfiles de la Región Andina.

Mayor detalle de las asociaciones mineralógicas y minerales accesorios se presenta a continuación.

Región Andina Patagónica

Zona de San Martín de los Andes (pedones 1, 2 y 3): en superficie la asociación es: *vidrio volcánico-pastas hialopiliticas* y como acompañante plagioclasas y cuarzo, en menor porcentaje. En profundidad, los P1 y P3 presentan *vidrio volcánico-pastas hialopiliticas* y *plagioclasas*. El pedón 2, en profundidad se diferencia de los anteriores con la asociación *plagioclasas-vidrio volcánico-pastas hialopiliticas* y como acompañante ortosa.

Zona de El Bolsón (pedones 6, 7, 8 y 9): se describen varias asociaciones según los pedones. Así en el pedón 6, en superficie la asociación es *plagioclasas-vidrio volcánico-pastas hialopiliticas* y como acompañante cuarzo y ortosa. En profundidad la asociación es: *plagioclasas-vidrio volcánico-pastas hialopiliticas*

Tabla 6. Distribución porcentual de minerales livianos en la fracción arenas finas.**Table 6.** Percentage distribution of light minerals in the fine sands fraction.

Horiz	Prof cm	Liv %	Vv	Pas Hia	Qz	Ort	Plag	Lit	Alt	Bi
Pedón 1 - Udivitrand típico, Zona de San Martín de los Andes										
A	0-42	88,70	38,8	20,2	5,0	0	10,1	10,4	13,5	0
C	42-71	88,50	27,5	27,5	5,5	0	11,0	6,8	18,3	0
Pedón 2 - Hapludand típico, Zona de San Martín de los Andes										
A	0-14	90,40	32,9	25,6	1,9	0,2	10,0	11,1	18,1	0
C	14-102	88,10	35,7	23,7	7,9	0,9	8,8	2,5	20,5	0
2Ab	102-141	85,50	22,2	17,3	6,5	0,2	18,3	11,0	24,5	0
2C	141-195	91,00	10,4	9,0	4,2	7,6	16,3	14,0	36,6	0
Pedón 3 - Hapludand típico, Zona de San Martín de los Andes										
A1	2-12	89,2	23,7	25,4	10,4	3,9	7,6	10,5	18,3	0
A2	12-26	90,4	30,0	31,1	3,2	0,8	4,2	13,1	17,6	0
AC	23-36	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
C	36-56	89,5	32,8	20,0	6,2	2,0	10,0	10,3	18,7	0
2Ab	56-74	92,2	47,4	16,7	3,2	0,6	8,0	9,6	14,5	0
Pedón 4 - Vitrikerand típico, Zona del Lago Aluminé										
A	0-45	85,83	47,8	16,1	14,8	9,7	5,8	1,0	4,8	0
2C	45-100	77,76	62,7	6,4	18,5	8,6	3,0	0,8	0	0
3C	100-137	86,02	56,5	13,8	20,6	3,2	3,2	1,8	0,9	0
Pedón 5 - Vitrikerand típico, Zona del Lago Huechulafquen										
A	3-10	84,68	20,7	40,6	4,7	5,0	15,8	2,0	11,2	0
AC	10-20	85,16	14,4	38,0	1,9	1,5	27,2	3,0	13,2	0
2C	20-40	79,06	9,9	43,6	6,2	4,3	22,3	2,5	11,2	0
3Cx	40-50+	72,57	2	33,4	1,4	6,2	36,8	2,8	17,4	0
Pedón 6 - Udivitrand típico, Zona de El Bolsón										
A	0-10	78,4	20,4	20,9	2,3	5,9	28,6	1,4	19,0	2,3
AC	10-30	73,6	18,9	15,5	2,5	6,3	28,3	1,7	21,0	5,5
C	30-60	71,0	12,6	15,3	1,9	3,8	38,2	3,8	17,2	7,2
Pedón 7 - Udivitrand típico, Zona de El Bolsón										
A	0-20	74,36	39,5	13,3	4,9	5,0	26,8	1,2	9,4	2,3
AC	20-45	75,36	34,9	15,0	3,0	5,2	27,7	1,5	12,2	1,5
C	45-100	75,08	21,4	15,0	2,3	9,2	40,2	0,2	13	1,7
Pedón 8 - Fulvudand típico, Zona de El Bolsón										
A	0-16	84,93	36,4	12,3	15,8	8	12,9	3,5	10,5	0,3
AC	16-63	78,44	25,7	15,3	8,3	7,3	23,4	6,7	11,7	1,6
C	63-110+	72,42	13,3	15,1	6,9	11,8	33,3	5,4	13,6	0,6
Pedón 9 - Fulvudand típico, Zon de El Bolsón										
A	0-18	79,29	29,4	16,7	5,8	6,3	23,5	5,9	12,0	0,2
AC	18-60	78,40	20,3	11,5	9,3	7,2	26,8	8,4	15,3	1,2
2C	60-80+	72,24	18,7	11,6	6,8	12,1	30,5	5,8	12,4	2,1

Referencias: Liv: light mineral fraction; Vv: vidrio volcánico; Pas Hia: pastas hialopilitas; Qz: cuarzo; Ort: feldespato potásico; Plag: plagioclasas; Lit: litoclastos; Alt: alteritas; Bi: biotita.

References: Liv: light mineral fraction Vv: volcanic glass; Pas Hia: hyalopilitic pastes; Qz: quartz; Ort: orthose; Plag: plagioclase; Lit: lithoclasts; Alt: altered mineral; Bi: biotite.

Tabla 7. Asociaciones mineralógicas de la fracción liviana.
Table 7. Mineralogical associations of the light fraction.

Región	Zonas (P) pedones	Asociaciones mineralógicas	
		Horizonte superficial	Horizonte en profundidad
Región Andina	San Martín de los Andes (P1 y P3)	Vidrio volcánico-pastas hialopiliticas-plagioclasas	Vidrio volcánico-pastas hialopiliticas-plagioclasas
	San Martín de los Andes (P2)	Vidrio volcánico-pastas hialopiliticas-plagioclasas	Plagioclasas- vidrio volcánico-pastas hialopiliticas
	El Bolsón (P6)	Plagioclasas-vidrio volcánico-pastas hialopiliticas	Plagioclasas-vidrio volcánico-pastas hialopiliticas
	El Bolsón (P7 y P9)	Vidrio volcánico-plagioclasas-pastas hialopiliticas	Plagioclasas-vidrio volcánico-pastas hialopiliticas
	El Bolsón (P8)	Vidrio volcánico-cuarzo plagioclasas-pastas hialopiliticas	Plagioclasas-pastas hialopiliticas-vidrio volcánico
Región Extra Andina	Lago Aluminé (P5)	Vidrio volcánico-pastas hialopiliticas-cuarzo	Vidrio volcánico-cuarzo-pastas hialopiliticas
	Lago Huechulafquen (P6)	Pastas hialopiliticas - vidrio volcánico - plagioclasas	Plagioclasas-pastas hialopiliticas

cas y como acompañante cuarzo. Los pedones 7 y 9 presentan en superficie la asociación vidrio volcánico-plagioclasas y pastas hialopiliticas y como acompañantes ortosa y cuarzo. En profundidad dominan las plagioclasas, con la asociación *plagioclasas-vidrio volcánico-pastas hialopiliticas y ortosa*. El pedón 8 presenta en superficie la asociación *vidrio volcánico-cuarzo-plagioclasas y pastas hialopiliticas*. En profundidad dominan las plagioclasas y la asociación es de *plagioclasas-pastas hialopiliticas-vidrio volcánico y ortosa*. Resalta en los pedones de la zona de El Bolsón el alto contenido en plagioclasas. Los mayores porcentajes se observan en profundidad y alcanzan en algunos casos el 40% del total de minerales de la fracción liviana. En todos los casos dominan las plagioclasas cálcicas medias a básicas, andesina-labradorita sobre las sódicas.

Región Extra-Andina (en zonas lindantes a la región Andina)

Zona del Lago Aluminé (pedón 4), bajo régimen xérico: dicho pedón presenta el mayor tenor de vidrio volcánico observado en el área de estudio. En superficie la asociación mineralógica es: *vidrio volcánico-pastas hialopiliticas-cuarzo y acompaña ortosa*. En profundidad aumenta el contenido de vidrio volcánico y la asociación es: *vidrio volcánico-cuarzo* y en menor contenido se observan pas-

tas hialopiliticas. En profundidad la asociación es: *vidrio volcánico-cuarzo y pastas hialopiliticas*. Resalta en este perfil el mayor contenido de cuarzo, el cual se presenta en cristales angulosos y es común la presencia de rebordes vítreos. Presenta mayor presencia de ortosa con respecto a otros pedones y es común que posean rebordes vítreos.

Zona de la planicie glacifluvial del Lago Huechulafquen (pedón 5), bajo régimen xérico: presenta el menor contenido de vidrio volcánico observado en los suelos analizados. En superficie la asociación mineralógica es: *pastas hialopiliticas-plagioclasas-vidrio volcánico*. El contenido de vidrio volcánico disminuye en profundidad y es notablemente más bajo a partir del horizonte 2C, lo que refuerza la presencia de las discontinuidades litológicas descritas en el campo. En profundidad, la asociación es: *pastas hialopiliticas-plagioclasas* y como acompañante se encuentra cuarzo. También se destaca en este pedón abundante tenor de plagioclasas.

En algunos pedones de San Martín de los Andes y de El Bolsón se observan trazas de ópalo organógeno.

Con respecto a las plagioclasas, en todos los pedones, tanto de la región Andina como Extra-Andina, dominan las plagioclasas cálcicas sobre

las sódicas, indicando una naturaleza intermedia del tipo de las andesitas. Se presentan en general fragmentadas, en muchos casos alteradas. Se observan algunos cristales con zonación y es común la presencia de rebordes vítreos.

La presencia de cuarzo en contenidos significativos en todo el perfil está restringida al Pedón 4, en la zona del Lago Aluminé. Se presenta en cristales angulosos y es común la presencia de rebordes vítreos, especialmente en la zona Andina, donde suele ser acompañante.

El contenido de alteritas es mayor en las zonas de San Martín de los Andes y de El Bolsón, coincidiendo ambas zonas con sitios de mayor humedad, y escasa a nula presencia de alteritas en la zona del Lago Aluminé (P4), bajo régimen xérico. El Pedón 5, bajo régimen xérico presenta alteritas. No obstante, debería considerarse que dicho suelo se ubica sobre una planicie glacifluvial, donde los materiales originarios han sido retransportados; adicionalmente en superficie, como es habitual en la zona, los suelos recibieron aportes de materiales volcánicos producto de las erupciones más recientes ocurridas en el área.

Características del vidrio volcánico

Contenido. El vidrio volcánico es el componente más abundante de la fracción liviana de los Andisoles estudiados, con valores que oscilan de 30 a 60%, a excepción del pedón 5; el mismo está ubicado en la planicie glacifluvial en cercanías del Lago Huechulafquen, donde dominan las pastas hialopiliticas. Como tendencia general, el contenido de vidrio volcánico disminuye hacia el horizonte C, excepto en el pedón 4 (Lago Aluminé).

Morfología. La morfología (Teruggi, 1950); Ewart, 1963; Imbellone & Camilión, 1988) de las trizas de vidrio volcánico es diversa: pumíceas, con abundantes paredes de burbujas, ya sea con vesículas alargadas (tipo fluidal) y con vesículas esféricas o subredondeadas, con predominancia de las primeras (Fig. 9). También se observan placas planas (Ewart, 1963) que suelen presentar inclusiones de minerales pesados (transparentes

y opacos). En este último caso poseen índice de refracción $> 1,54$, El dominio de placas planas está limitado al Pedón 5, en la planicie glacifluvial del Lago Huechulafquen.

Naturaleza. Di Lorenzo & Ramiro (1960) señalan que es posible identificar la naturaleza ácida o básica del vidrio volcánico en base al índice de refracción; así los vidrios de naturaleza básica poseen un índice $> 1,57$ y aquellos de naturaleza ácida $< 1,504$. En los pedones estudiados son abundantes los vidrios de color “pardo”, con distintos tonos, desde pardos claros a pardos oscuros (Fig. 10). El índice de refracción fluctúa entre 1,52 y 1,53 y en algunos casos con índices $> 1,54$ en vidrios pardos muy oscuros, verdosos y placas planas. Los vidrios verdosos están limitados a la zona de El Bolsón. En menor proporción se observan vidrios incoloros, con índices de refracción entre 1,51 y 1,52 y rara vez $< 1,50$. Considerando los índices de refracción dominantes observados, los vidrios poseen una naturaleza intermedia, aunque existe una tendencia a la basicidad. Este hecho podría deberse a que los aportes de cenizas volcánicas provendrían de diferentes centros volcánicos de la Cordillera de los Andes.

Grado de alteración. Los vidrios se presentan en general frescos. No se realizaron observaciones con microscopio electrónico. Si se considera la susceptibilidad a la alteración, Fieldes & Swindale (1954) en Brewer (1964) sitúa a los vidrios ácidos, en forma conjunta con los feldespatos como minerales con marcada resistencia a la alteración y, a los vidrios básicos dentro de los minerales fácilmente alterables. A modo de ejemplo, el pedón 3 (San Martín de los Andes) descrito en 1986, presentaba por debajo del horizonte orgánico una delgada capa de 2 cm de cenizas volcánicas, atribuida a un depósito de una erupción del año 1960, según Laya (1977). Veintiséis años después de su depositación, el análisis químico realizado a dicha capa de ceniza volcánica (ver Tabla 4) presentó valores ligeramente positivos al test de Fieldes & Perrott (1966), como indicativo de un proceso de alofanización. Una descripción posterior realizada en 2013 en el mismo sitio (Pedón 3) (Ver Fig. 5c)

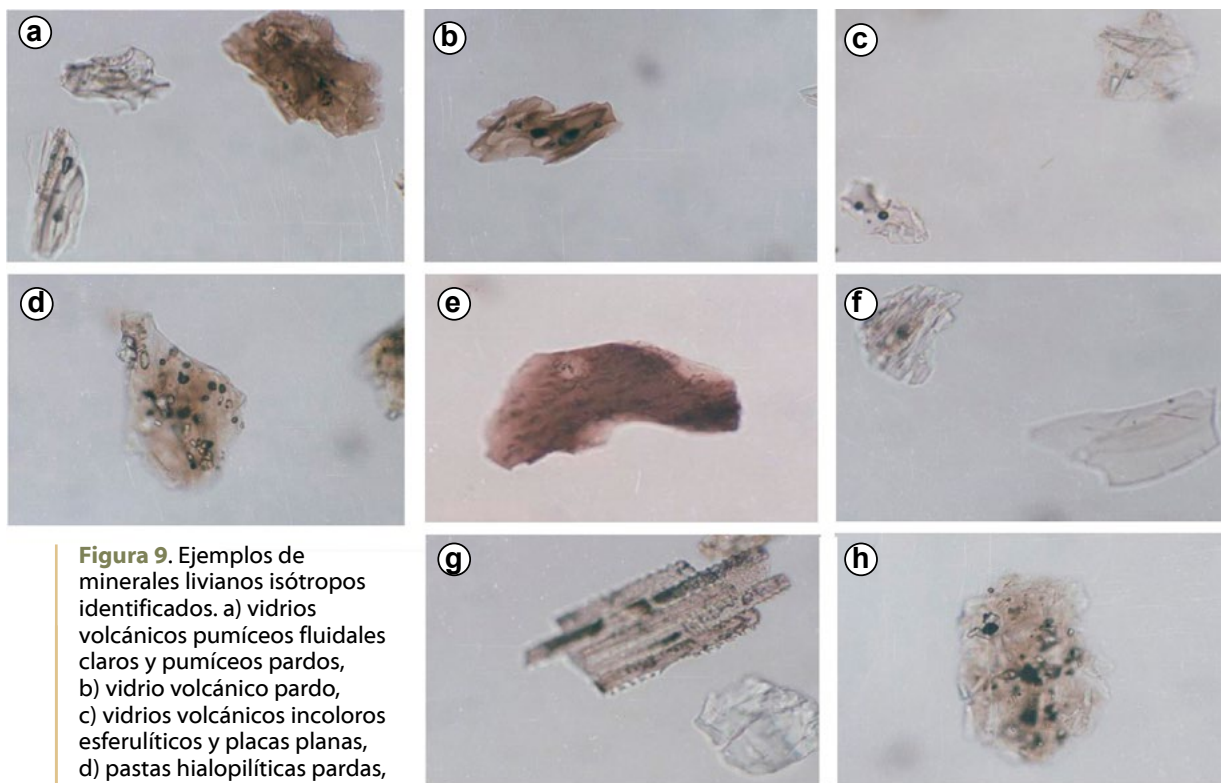


Figura 9. Ejemplos de minerales livianos isotropos identificados. a) vidrios volcánicos pumíceos fluidales claros y pumíceos pardos, b) vidrio volcánico pardo, c) vidrios volcánicos incoloros esferulíticos y placas planas, d) pastas hialopiliticas pardas, con burbujas e inclusiones, e) vidrio volcánico en forma de placa plana pardo oscuro, f) vidrios volcánicos pardos claros e incoloros, fluidales y placas planas, g) fitolitos sobre sector izquierdo de la imagen, h) pastas hialopiliticas pardo claras con inclusiones de minerales y burbujas. Aclaración: las imágenes fueron tomadas en 1993, con diferentes grados de aumento en la subfracción arena fina.

Figure 9. Examples of identified isotropic light minerals. a) clear and spherulitic fluffy pumicean volcanic glasses, b) brown volcanic glass, c) spherulitic colorless volcanic glasses and flat plates, d) brown hyalopilitic pastes, with bubbles and inclusions, e) flat plate shaped dark volcanic glass, f) clear and colorless brown volcanic glasses, fluids and flat plates, g) phytoliths on the left side of the image, h) light brown hyalopilitic pastes with inclusions of minerals and bubbles. The images were taken in 1993, with different degrees of magnification in the fine sand subfraction.

muestra una nueva acumulación de cenizas volcánicas frescas, entrampadas en el horizonte orgánico, como producto de la erupción del Complejo Volcánico Puyehue Cordón-Caulle del año 2011. Aunque no se han observado signos de desvitrificación en la fracción arena estudiada, resalta que el contenido de vidrio volcánico disminuye en profundidad. Al mismo tiempo, los análisis físicos y fisicoquímicos realizados sobre los suelos reúnen los requisitos diagnósticos para clasificar a los suelos como Andisoles, lo cual implica la alteración de los materiales vítricos. Cabe preguntarse: ¿Será que los análisis mencionados reflejan la alteración de partículas de menor tamaño? Esta pregunta tiene una respuesta lógica afirmativa, aunque no hay verificación al respecto.

Como se mencionó anteriormente, el vidrio volcánico domina en los horizontes superficiales de todos los Andisoles estudiados, independientemente de la zona y clima y el contenido tiende a disminuir en profundidad. Estas disminuciones también ocurren en zonas muy húmedas y bajo vegetación de bosque. Lo expuesto lleva a suponer que en el área de estudio existen materiales provenientes de distintos aportes discontinuos de cenizas volcánicas, de variada intensidad. Los mismos pueden deberse, tanto a redistribución de material en superficie, como por acumulación de cenizas volcánicas frescas. Estas últimas, como producto de los eventos de erupciones de los volcanes activos cercanos al área de estudio y favorecidas por el entrampe de material que realiza la vegetación de bosque.

Otras evidencias de los aportes de materiales piroclásticos registrados en el área de estudio en el Holoceno se muestran en la **Fig. 10**, obtenida en 1988 sobre la ruta de los Siete Lagos, a escasos kilómetros de Villa La Angostura.

La imagen revela la existencia de cuatro eventos deposicionales de material piroclástico de magnitud, ocurridos en los últimos 10.000 años. También evidencia que, entre cada depósito de materiales piroclásticos, habría existido un período de estabilidad en forma conjunta con condiciones de temperatura y humedad. Esto habría permitido el establecimiento de la vegetación y por ende el desarrollo de suelos, es decir *biostasia* según la teoría de Erhart (1951). Se aprecia en la imagen capas con acumulación de materia orgánica en el suelo (horizontes A enterrados), de color oscuro. Así, se observa en superficie el suelo actual bajo bosque y con sotobosque de caña colihue y tres niveles de suelos enterrados, teniendo cada suelo como límite

inferior los materiales más gruesos (lapilli y pumicita, de coloración clara) y por encima el material más fino (cenizas volcánicas), con importante acumulación de materia orgánica. Dichos depósitos se corresponderían con los descriptos e identificados por Laya (1977) como Formación Téfrica Río Pireco.

Características mineralógicas de la fracción pesada

Los contenidos porcentuales de minerales pesados en el área de estudio en los suelos desarrollados en cenizas volcánicas oscilan entre 8% y 28%. Los mayores porcentajes, en el intervalo de 15% a 27% se observan en los pedones 6, 7, 8 y 9 localizados en la zona de El Bolsón (régimen údico) y en menor medida en los pedones 4 y 5 (régimen xérico), ubicados en Lago Alumín y planicie glacifluvial del Lago Huechulafquen (**Tabla 8**).



Aproximadamente 4 metros

Figura 10. Corte de ladera sobre la Ruta Nacional 40, camino de los Siete Lagos en cercanías de Villa La Angostura, Neuquén. Se observan 4 perfiles de suelos, 3 suelos enterrados y el suelo actual en superficie, con bosque y sotobosque de caña colihue. Todos desarrollados sobre depósitos piroclásticos, que se corresponden con la Formación téfrica holocénica Río Pireco, descrita por Laya (1979). Imagen tomada por la autora en 1988.

Figure 10. Hillside cut on National Route 40, road of the Siete Lagos near Villa La Angostura, Neuquén. There are 4 soil profiles, 3 buried soils and the present surface soil under forest. All developed on pyroclastic deposits, which correspond to the Holocenic tephra Río Pireco, described by Laya (1979). Image taken by the author in 1988.

Tabla 8. Distribución porcentual de minerales pesados en la fracción arenas finas.**Table 8.** Percent distribution of heavy minerals in the fine sands fraction.

Hor	Prof cm	Pes %	Hip	Au	Ho	En	Di	Ol	Zi	Ti	Ep	Op	Li	Ot	Alt
Pedón 1 - Udivitránd típico (San Martín de los Andes)															
A	0-42	11,3	29,7	5,8	17,0	0	0	0	2,4	0	0	17,3	12,	3,4	17,3
C	42-71	11,4	28,1	8,6	10,0	1,3	0	0	2,7	2,7	0,6	20,0	8,7	1,3	20,0
Pedón 2 - Hapludánd típico (San Martín de los Andes)															
A	0-14	9,6	28,4	6,7	8,9	0	0	0,6	0	0	1,2	19,1	8,0	0	24,7
C	14-102	11,9	29,6	6,2	5,1	0	3,9	0	0,7	0	0	16,4	13,	0	24,2
2Ab	102-141	14,5	21,7	7,8	11,7	3,8	0,5	0	2,8	0	0	16,1	7,9	0	26,7
2C	141-195	9,0	26,3	2,4	17,9	6,5	0	0	2,8	0	3,2	14,6	3,2	0	21,9
Pedón 3 - Hapludánd típico (San Martín de los Andes)															
A1	2-12	10,8	21,7	0	15,1	3,8	0	0	1,2	0	1,7	16,4	12,	0	27,2
A2	12-26	9,6	27,7	5,2	5,5	5,2	1,2	0	1,3	0	1,7	19,0	9,5	0	29,1
C	36-56	10,5	23,8	5,6	6,0	2,3	0	0,9	0,4	0	0,9	21,0	11	0	27,1
2Ab	56-74	7,8	26,7	5,0	12	2,3	0	1	0,6	0	1,7	24,7	11	0	15,0
Pedón 4 - Vitrixeránd típico (Lago Aluminé)															
A	0-45	14,2	34,9	30,7	2,6	0	1,5	0	0	0	0	29,1	1	0	0
2C	45-100	22,2	46,5	28,9	1,5	0	2,5	0	0	0	0	20,7	0	0	0
3C	100-137+	13,9	36,8	37,6	2,5	0	0	1,5	0	0	0	21,1	0	0	0
Pedón 5 - Vitrixeránd típico (Lago Huechulafquen)															
A	3-10	15,3	28,1	13,5	3,1	1	0	23,0	0	0	0	9,3	10,	0	7,3
AC	10-20	14,8	22,0	22,6	1,8	1	0	22,0	0	0	0	14,9	7,1	0	7,1
2C	20-40	20,4	12,7	20,0	2,5	0	0	39,2	0	0	0	7,8	4,3	0	6,0
3Cx	40-50+	17,4	10,3	22,7	0	0	0	51,0	0	0	0	4,5	0	0	7,9
Pedón 6 - Udivitránd típico (El Bolsón)															
A	0-10	21,6	57,5	14,0	2,0	1,0	0	3,0	2,0	0	0	8,0	1,0	0,5	11,0
AC	10-30	26,4	58,4	10,0	5,0	0	0	0,4	0,9	0,9	0	12,0	3,0	1,3	9,0
C	30-60	28,6	61,4	5,1	3,6	0	0	1,5	2,6	2,6	0	10,8	4,1	0	8,7
Pedón 7 - Udivitránd típico (El Bolsón)															
A	0-20	25,6	64,1	4,8	2,2	1,1	0	1,1	0,4	1	0	11,0	3,3	0	11,0
AC	20-45	24,9	56,5	4,2	3,3	0,6	0	1,3	1,6	0,6	0	14,8	1,0	0	16,1
C	45-100	27,6	60,4	4,5	1,2	1,5	0,3	1,8	1,8	1,5	0	6,3	1,8	0	18,1
Pedón 8 - Fulvudánd típico (El Bolsón)															
A	0-16	15,1	37,3	18,0	2,5	0	0,5	2,0	0	4,0	2,0	9,7	-	-	19,0
AC	16-63	21,6	34,4	13,6	1,2	0	2,8	2,4	0	2,0	4,8	20,0	-	-	13,2
C	63-110+	27,6	36,6	10,7	2,8	0	3,6	0,8	0	0,8	3,1	18,6	-	-	12,7
Pedon 9 - Fulvudánd típico (El Bolsón)															
A	0-18	20,7	30,5	10,1	1,5	3,7	0	1,1	5,2	0,4	0,7	21,4	3,7	2,2	19,5
AC	18-60	21,6	32,8	6,9	5,5	1,7	0	2,2	6,7	0,3	2,2	16,7	4,2	0,3	20,5
2C	60-110+	27,6	27,6	12,3	8,0	2,8	0	3,7	4,3	0	2,8	16,0	6,6	1,1	13,7

Referencias: Hip: hipersteno; Au: augita; Ho: hornblenda; En: enstatita; Di: diopside; Ol: olivino; Zi: zircón; Ti: titanita; Ep: epidota; Op: opacos; Li: litoclasto; Ot: otros; Alt: alteritas.

References: Hip: hypersthene; Au: augite; Ho: hornblende; En: enstatite; Di: diopside; Ol: olivine; Zi: zircon; Ti: titanite; Ep: epidote; Op: opaque; Li: lithoclasts; Ot: others; Alt: altered minerals.

Se identificaron varias asociaciones que caracterizan las distintas zonas; las principales son: a) hipersteno-opacos-augita, b) hipersteno-opacos-hornblenda; c) hipersteno-augita-olivino u opacos de acuerdo con la zona, cuya síntesis se presenta en la **Tabla 9**.

Un mayor detalle de las asociaciones mineralógicas y minerales accesorios se presenta a continuación.

Región Andina Patagónica

Zona de San Martín de los Andes (pedones 1, 2 y 3): en superficie se destaca la asociación de *hipersteno-opacos-hornblenda* y en menor contenido *litoclastos* y *augita*, con escaso contenido de *enstatita*, *epidota* y *zircón*. En profundidad las asociaciones son *hipersteno-opacos* y *hornblenda* para los pedones 1 y 3 e *hipersteno-hornblenda opacos* para el pedón 2. Resalta en esta zona la presencia de hornblenda en las asociaciones, tanto en superficie como en profundidad.

Zona de El Bolsón (pedones 6, 7, 8 y 9): se observan ligeras diferencias en los contenidos entre los pedones, no obstante, resalta el alto contenido de hipersteno, que domina en los cuatro pedones, con valores de 30 a 60%. Se observan algunas diferencias entre los pedones, así, en el pedón 8 la asociación es *hipersteno-augita-opacos* en superficie e *hipersteno-opacos* en profundidad. En el pedón 6 es *hipersteno-*

augita y opacos. En el pedón 7 domina ampliamente el contenido de hipersteno y en menor porcentaje se observan opacos y bajo contenido de hornblenda, y la asociación es *hipersteno-opacos*. En el pedón 9, tanto en superficie como en profundidad, la asociación es: *hipersteno-opacos-augita*. En todos los pedones de esta zona se observan bajos contenidos de hornblenda, escaso a nulo de enstatita y diópsido, zircón, olivino y epidota.

Región Extra-Andina, en zonas lindantes a la Región Andina:

Zona del Lago Aluminé (pedón 4): tanto en superficie como en profundidad la asociación es *hipersteno-augita y opacos*. Presentan bajos contenidos de hornblenda, diópsido y olivino en profundidad.

Zona de la planicie glacifluvial del Lago Huechulafquen (pedón 5): En superficie domina la asociación *hipersteno-olivino y augita* y en profundidad, la asociación *olivino-augita e hipersteno*. Este pedón presenta el mayor contenido de olivino descrito en el área de estudio.

Respecto a las características morfológicas, el hipersteno presenta cristales quebrados, aunque se observan algunos euhedrales, cristales englobados o recubiertos en vidrio volcánico, y/o frecuentemente con rebordes vítreos. Es común observar pequeños cristales euhedrales, entrecruzados y

Tabla 9. Asociaciones mineralógicas de la fracción pesada.

Table 9. Mineralogical associations of the heavy fraction.

Región	Zona (P) pedones	Asociaciones mineralógicas	
		Horizonte superficial	Horizonte en profundidad
Región Andina	San Martín de los Andes (P1 y P3)	Hipersteno-opacos-hornblenda	Hipersteno-opacos-hornblenda
	San Martín de los Andes (P2)	Hipersteno-opacos-hornblenda	Hipersteno- hornblenda-opacos
	El Bolsón (P6)	Hipersteno -augita- opacos	Hipersteno-opacos
	El Bolsón (P7)	Hipersteno-opacos-augita	Hipersteno-opacos
	El Bolsón (P8)	Hipersteno- augita-opacos	Hipersteno-opacos-augita
	El Bolsón (P9)	Hipersteno-opacos-augita	Hipersteno-opacos-augita
Región Extra Andina	Lago Aluminé (P5)	Hipersteno -augita- opacos	Augita-hipersteno-opacos
	Lago Huechulafquen (P6)	Hipersteno-olivino-augita	Olivino-augita-hipersteno

englobados en masas vítreas. En todos los casos suelen tener inclusiones de minerales opacos. El hipersteno suele estar fresco, excepto en algunos perfiles de la zona Extra-Andina donde se observa leve alteración. La **Fig.10** ilustra las características de algunos de los minerales identificados.

La augita se presenta en forma de cristales angulosos y, escasamente con rebordes vítreos; son raros los cristales dentados. La hornblenda con mayor presencia en la zona de San Martín de los Andes normalmente está fragmentada, algunos cristales tabulares y escasos cristales con rebordes vítreos. Domina la variedad basáltica sobre la verde.

Los opacos constituyen el otro gran grupo de minerales pesados. Normalmente son euhedrales y están englobados en una masa vítrea con aristas agudas de vidrio. El zircón y el olivino -minerales que marcan los extremos de diversas escalas de

estabilidad de los minerales (Brewer,1964)- están presentes, aunque en muy bajos contenidos en la mayoría de los suelos, a excepción del olivino en el pedón 5, zona del Lago Huechulafquen donde domina. En la mayoría de los casos suelen estar recubiertos por vidrio volcánico. El olivino se presenta ligeramente alterado, en algunos casos a iddingsita. El zircón posee cristales euhedrales angulosos.

El pedón 5, ubicado sobre la planicie glacioclavial del Lago Huechulafquen, es el único que no presenta minerales recubiertos de vidrio volcánico o con rebordes vítreos.

El mayor contenido de alteritas se presenta en los pedones 1, 2 y 3, éstos están localizados en la zona de San Martín de los Andes y en los pedones 6, 7, 8 y 9 en la zona de El Bolsón, con régimen údico. Es nula la presencia de alteritas en cercanías del Lago Aluminé, bajo régimen xérico.

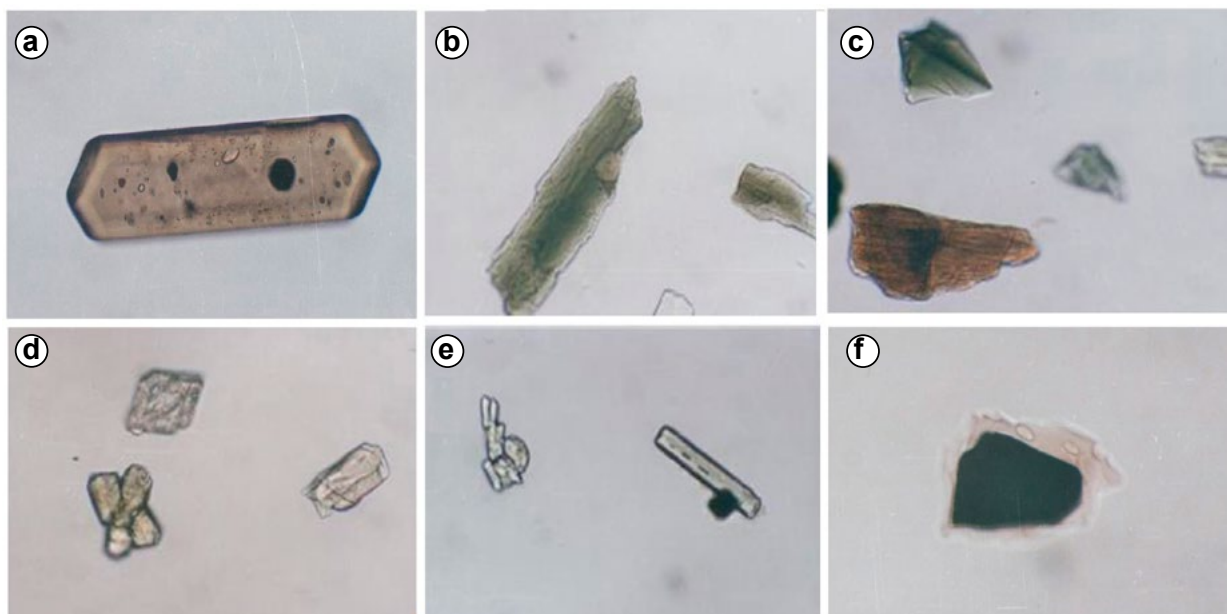


Figura 11. Ejemplos de minerales pesados: a) hipersteno, fragmento euhedral de hábito prismático fresco, b) hornblenda de hábito prismático, verdosa, c) fragmento de hornblenda parda, en extremo inferior de la imagen, d) en sector inferior de la imagen se observan pequeños cristales euhedrales de hipersteno unidos y entrecruzados, e) en sector derecho de la imagen se observa hipersteno, con inclusión de opacos y rebordes vítreos, f) opaco incorporado en una masa vítrea pardo claro. Las imágenes fueron tomadas en 1993, con diferentes grados de aumento en la subfracción arena fina.

Figure 11. Examples of heavy minerals: a) hypersthene, euhedral fragment of prismatic habit, fresh, b) hornblende of prismatic habit, greenish, c) fragment of brown hornblende, in lower end of the image, d) lower sector of the image shows small euhedral crystals of joined-crosslinked hypersthene, e) in the right sector of the image hypersthene is observed, including opaque and vitreous edges, f) opaque incorporated into a light brown vitreous mass. The images were taken in 1993, with different degrees of magnification in the fine sand subfraction.

CONSIDERACIONES FINALES

Los Andisoles de las provincias del Neuquén y Río Negro presentan un conjunto mineralógico homogéneo de especies minerales de naturaleza volcánica piroclástica, pero difieren cuantitativamente en sus proporciones, tanto en la fracción liviana como pesada. En ambas fracciones se identificaron varias asociaciones mineralógicas.

A modo de síntesis, en la fracción liviana se destaca que el vidrio volcánico es el componente más abundante de los suelos del área de estudio con valores que oscilan de 30 a 60%, a excepción del pedón 5, sobre la planicie glacifluvial en cercanías del Lago Huechulafquen, donde dominan las pastas hialopiliticas. En profundidad el contenido de vidrio volcánico tiende a disminuir, excepto en el pedón 4 sobre el Lago Aluminé. En orden decreciente de abundancia se presentan pastas hialopiliticas y/o plagioclasas y/o cuarzo y/u ortosa, variando el orden según la profundidad de los suelos y las zonas. Se identificaron varias asociaciones mineralógicas detalladas en Resultados: a) principalmente vidrio volcánico-pastas hialopiliticas-plagioclasas; b) plagioclasas-pastas hialopiliticas-vidrio volcánico; c) vidrio volcánico-plagioclasas-pastas hialopiliticas o cuarzo de acuerdo con la zona.

La morfología de las trizas de vidrio volcánico es diversa: pumíceas, con vesículas alargadas (tipo fluidal); pumíceas con vesículas esféricas o subredondeadas (vesiculares), en ambos casos las formas pumíceas presentan numerosas burbujas. Es menor el contenido de vidrio volcánico en formas de placas planas, con inclusiones de minerales pesados (transparentes y opacos). Predominan los vidrios pumíceos de color pardo (claros a oscuros) con índice de refracción comprendido entre 1,52 y 1,53 y en ciertos casos con índices mayores cuando se incrementa el color pardo. Los vidrios volcánicos verdosos poseen índices > 1,54 y en los incoloros el valor varía de 1,51 a 1,52, aunque estos son minoritarios en toda la zona de estudio. Los vidrios se presentan en general frescos.

El alto contenido de vidrio volcánico en todos los horizontes superficiales del área de estudio, independientemente de la ubicación geográfica y clima, conduce a suponer que existen aportes frecuentes de cenizas volcánicas, de variada intensidad. El enriquecimiento superficial de los suelos con ese componente se produciría por: a) remoción y redepositación de material en superficie y/o: b) por acumulación de cenizas frescas, producto de los eventos repetidos de erupciones de los volcanes activos de la Cordillera de los Andes, ocurridos en las últimas décadas y cercanos al área de estudio, y favorecidas por el entrapamiento de material que realiza la vegetación de bosque.

Resalta en los Udivitrandes y Fulvudandes de la zona de El Bolsón el alto contenido en plagioclasas. Los mayores porcentajes se observan en profundidad y alcanzan en algunos casos el 40% del total de minerales de la fracción liviana. En todos los pedones, tanto de la región Andina como Extra-Andina, dominan las plagioclasas cálcicas medias a básicas, andesina-labradorita, sobre las sódicas. Las plagioclasas suelen estar alteradas, en cambio, ocasionalmente se ha observado señales de desvitrificación del vidrio volcánico.

El contenido de minerales pesados en el área de estudio representa el 8% a 28% de la subfracción AF. Los mayores porcentajes, en el intervalo 15% a 27% se observan en la zona de El Bolsón y en menor medida en las zonas del Lago Aluminé y planicie glacifluvial del Lago Huechulafquen.

Dominan ampliamente los minerales máficos. Se identificaron varias asociaciones mineralógicas detalladas en Resultados: a) principalmente *hipersteno-augita*; b) *hipersteno-hornblenda*; c) *hipersteno-augita u opacos* de acuerdo con la zona. El mayor contenido de hipersteno está en los Udivitrandes y Fulvudandes de la zona de El Bolsón. Los mayores contenidos de hornblenda se observan en la zona de San Martín de los Andes con valores <17%. El zircón y el olivino, minerales que marcan los extremos de diversas escalas de estabilidad de los minerales, están presentes, aunque en muy bajo contenido en la mayoría de

los suelos, excepto en el Vitrixerand de la planicie glacifluvial del Lago Huechulafquen, que posee altos contenido de olivino.

Los minerales pesados se presentan en general frescos y abundan los rebordes vítreos en distintos minerales, tales como hipersteno, opacos y otros, excepto en la zona de la planicie glacifluvial del Lago Huechulafquen. El contenido de alteritas, tanto en la fracción liviana como en la pesada, es mayor en las zonas de San Martín de los Andes y El Bolsón, coincidiendo ambas zonas con sitios de mayor humedad, y escaso a nulo en la zona del Lago Aluminé, bajo régimen xérico.

La composición de las asociaciones es claramente volcánica-piroclástica por la presencia generalizada y preponderante de vidrio y pastas, ya sea por tenor y rasgos del mismo y/o pastas; la naturaleza sería intermedia a básica, por la abundancia de vidrio pardo y de plagioclasas intermedias, andesina, labradorita. En la fracción pesada los minerales dominantes de las asociaciones son hipersteno, augita, hornblenda y opacos, con variaciones en el contenido según la zona.

Los valores de las propiedades fisicoquímicas de los suelos, tales como retención de fosfato, test de Fieldes & Perrott, Fe, Al oxalato, revelan que hay procesos de alteración mineral posiblemente en las

partículas muy finas y permiten definirlos como Andisoles. No obstante, las propiedades minerales de las partículas de arena no muestran elevada alteración sino más bien muy leve, ya sean los minerales de las asociaciones, como el vidrio volcánico y las plagioclasas. Posiblemente haya una combinación de tamaño de las partículas y del tiempo de residencia de los minerales en el suelo, ya que como se ha mencionado, hay aportes muy recientes de menos de una década y otros más antiguos. Las condiciones de humedad de los suelos estudiados en la Región Andina (régimen údico) y en la Extra-Andina (xérico) lindante a la Región Andina han posibilitado el proceso pedológico de andosolización. Los resultados obtenidos, llevan a suponer que las diferencias observadas en los suelos del área de estudio estarían más ligadas a factores cronobioclimáticos que a diferencias en la composición del material volcánico, siendo este de naturaleza básica a intermedia.

AGRADECIMIENTOS

Un especial reconocimiento a las Dras. Perla A. Imbellone y Yoly Laguisquet de López Alaníz por su valioso aporte y constante estímulo para el desarrollo de esta línea de trabajo, en post del conocimiento de la mineralogía de las cenizas volcánicas, necesarios para los trabajos cartográficos de suelos realizados en ambas provincias.

BIBLIOGRAFÍA

- Apcarian, A. 1986. Caracterización mineralógica de algunos Andepts de la Cuenca Lacar-Lolog. Resumen del XI Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo. 15 al 19 de septiembre de 1986, Neuquén-Río Negro. Pág. 144.
- Apcarian, A & JA Irisarri. 1993. Caracterización mineralógica de suelos desarrollados sobre cenizas volcánicas en las provincias de Neuquén y Río Negro (R.A). Resumen II Jornadas de Vulcanología, Medio Ambiente y Defensa Civil. 12 al 18 de abril de 1993. Zapala, Neuquén.
- Apcarian, A; O Álvarez & JA Irisarri. 1993. Aplicación de componentes principales para el estudio de los factores que afectan la distribución de algunas cenizas volcánicas en las provincias de Neuquén y Río Negro. Trabajos y Comunicaciones Resumidos en XIV Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo. 25 al 29 de octubre de 1993. Mendoza. Pág. 410.
- Apcarian, A & JA Irisarri. 2011. Las cenizas volcánicas y sus efectos sobre el suelo. https://www.rionegro.com.ar/las-cenizas-volcanicas-y-sus-efectos-sobre-el-ASRN_652332/
- Auer, V. 1950. Las capas de cenizas volcánicas como nuevo método de cronología post-glacial en Fuegopatagonia. *Revista de Investigaciones Agropecuarias*; Serie 3, *Clima y Suelo* 3(2): 49-208.
- Bermúdez, A & Delpino, D. 2011. La actividad del complejo volcánico Puyehue-Cordón Caulle y su impacto sobre el territorio de la República Argentina. Primer Informe. CONICET, Bariloche, Argentina. http://culturademontania.org.ar/Noticias/NOT_informe_actividad_volcan_puyehue_impacto_territorio_argentino_072011.htm

- Berenstecher, P; D Gangi; A González-Arzac; M Martínez; EJ Chaves; EA Mondino & AT Austin. 2016. Litter microbial and soil faunal communities stimulated in the wake of a volcanic eruption in a semi-arid woodland in Patagonia, Argentina. *Functional Ecology* 31(1): 245-259. <https://doi.org/10.1111/1365-2435.12683>.
- Bistchene, PR; MI Fernández; N Arias; A Arzmendi & AM Nillni. 1993. La erupción del Volcán Hudson: la ciencia y el impacto ambiental 500 días después. II Jornadas de Vulcanología, Medio Ambiente y Defensa Civil. 12 al 18 de abril de 1993. Zapala. Neuquén.
- Brewer, R. 1964. Fabric and Mineral Analysis of Soils. Soils Chemistry, 2^{da} Ed. John Wiley & Sons. New York. 470 pp.
- Broquen, P; JC Lobartini; F Candan & G Falvo. 2005. Allophane;aluminum and organic matter accumulation in volcanic ash soils of Argentina. *Geoderma* 169 (3-4): 167-177.
- Broquen, P; A Suarez; JL Girardin & JC Percaz. 2013. Procesos pedogenéticos en una secuencia de suelos desarrollados en cenizas volcánicas en el noroeste de Neuquén. *Cienc. Suelo* 31(2): 213-223
- Camilión, MC & PA Imbellone. 1984. Caracterización de los materiales constituyentes de algunos suelos del Partido de Carlos Tejedor, Provincia de Buenos Aires. *Cienc. Suelo* 30 (2): 137-149.
- Colmet-Daage, F; J Gautheryrou; M Dealaune; ME Besoain y otros. 1979. Caractéristiques et propriétés hydriques de quelques sols dérivés de cendres volcaniques du Chili Central. ORSTOM-Antilles; Departamento de Agrología, Ministerio de Agricultura. Chili.
- Colmet-Daage, F; A Marcolin; C López; P Brian & J Ayerza. 1988. Características de suelos desarrollados sobre cenizas volcánicas en el Depto. Lacar, Provincia de Neuquén. Actas del XXII Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo. Corrientes. 245-247.
- Clarín, 2011. https://www.clarin.com/sociedad/Clarín-camino-volcan-paisaje-mundo_0_BkVAq3Pmg.html
- De Jong, G; J Irisarri; JM Mendía; G Caputo; A Apcarian y otros. 1988. Degradación de tierras de la cuenca Collón Cura-Aluminé, Neuquén. Convenio Hidronor y Facultad de Ciencias Agrarias, Universidad Nacional del Comahue. Cinco Saltos, Río Negro.
- Di Lorenzo, MCP & JR Ramiro. 1960. Estudio de la arena volcánica caída en mayo de 1960 en Valdivia (Chile) y San Carlos de Bariloche (Argentina). *Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia"*. Cs. Geológicas. 1(18):1-17.
- Escosteguy, LD; SE Geuna; ML Franchi; EF González Díaz; CN Dal Molin. 2013. Hoja Geológica 4172-II, San Martín de los Andes, Provincias de Río Negro y Neuquén: Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina 1:250.000. Boletín del Servicio Geológico Argentino. https://ri.conicet.gov.ar/bitstream/handle/11336/29285/CONICET_Digital_Nro.22415.pdf?sequence=1&isAllowed=y
- Etchevehere P. 1972. Los suelos de la Región Andino Patagónica. INTA, Buenos Aires. 83-91.
- Erhart, H. 1951. La genèse des sols en tant que phénomène géologique. Esquisse d'une théorie géologique et géochimique. Bios-tasie et Rhéxistatie. Paris. Masson, 90 pp.
- Ewart, A. 1963. Petrology and petrogenesis of quaternary pumice ash in the Tanpo Area. *New Z. J. of Petrology* 4: 392-431.
- Ferrer, JA. 1982. Geografía y propiedades de los suelos de Patagonia. Relatorio 1^{ra} Jornadas de Suelos de Patagonia. Neuquén- San Carlos de Bariloche. Editado por INTA Neuquén. 11-58.
- Ferrer, JA; F Pereyra & D Villegas. 1999. Geoformas y suelos en el valle del río Traful, provincia del Neuquén. *Rev. de la Asoc. Geol. Arg.* 54(3): 270-280.
- Ferrer, JA; JA Irisarri & JM Mendía. 1991. Estudio Regional del Suelos de la Provincia de Neuquén. Convenio CFI-Facultad de Ciencias Agrarias, Universidad Nacional del Comahue. Publicación especial COPADE. Buenos Aires. 900 pp.
- Fieldes, M & LD Swindale. 1954. Chemical alteration of silicates in soil formation. *New Z of Sci. and Tech.* 56: 140-154
- Fieldes, ML & KW Perrott. 1966. The nature of Allophane in soils. 3. Rapid field and laboratory test for allophane. *Adv. Clay Sci.* 2: 252-262.
- Gaitán, JJ; JA Ayesa; F Raffo; F Umaña; DB Bran & H Moraga. 2011. Laboratorio de Teledetección – SIG. Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA), Estación Experimental S.C. de Bariloche. https://inta.gob.ar/sites/default/files/script-tmp-informe_distribucion_cenizas_6meses.pdf
- Holmgren, GGS & JM Kimble. 1984. Field estimation of amorphous aluminum with 4 M potassium hydroxide. *Soil Sci.Soc. Am.J.* 48:1378-1382

- INTA, 2011. Estado de situación y recomendaciones para el sector ganadero de la Patagonia Norte tras la erupción del volcán Puyehue. https://inta.gob.ar/sites/default/files/script-tmp-impacto_de_las_cenizas_del_volcan_puyehue_-_informe_f.pdf
- Instituto Nacional de Prevención Sísmica (INPRES). 2012 <http://contenidos.inpres.gob.ar/docs/VOLCANES%20ANDINOS%20ARGENTINO-CHILENOS%20-%20ERUPCI%C3%93N%20-%C3%9ALTIMOS%2080%20A%C3%91OS.pdf>
- Irisarri, JA; A Apcarian; P Schmid; H Bianco & R Bagnat. 1985. Determinación de Unidades Edafoclimáticas de la Cuenca Lacar-Lolog. Actas III Jornadas Forestales Argentinas. 15 al 20 de abril de 1985. Ed. Siringa Libros, Neuquén: 145-172.
- Irisarri, JA; A Apcarian; P Schmid & H Bianco. 1987. Estudio de suelos a nivel de reconocimiento con fines de riego en 19 áreas preseleccionadas de la cuenca del río Limay, Neuquén. Convenio CFI-Facultad de Ciencias Agrarias, Universidad Nacional del Comahue. Cinco Saltos, Río Negro. Copia en Biblioteca FCA, UNCo y COPADE Provincia de Neuquén, 5 mapas. 292 pp.
- Irisarri, JA; F Colmet-Daage & E Andermaten. 1991. Reconocimiento de suelos y evaluación de la aptitud forestal de la región precordillerana de la Provincia de Río Negro. Anexo Descripciones morfológicas y datos analíticos de los suelos dominantes. Convenio CFI. Copia en Biblioteca Manuel Belgrano, CFI. Buenos Aires. 60 pp.
- Irisarri JNG; M Oesterheld; J Paruelo J; P Baldassini; D Arocena & M Oyarzabal. 2012. Impacto de la erupción del volcán Puyehue y el déficit de precipitaciones sobre la producción de materia seca del Suroeste de Río Negro. Informe Técnico. LART. IFEVA-FAUBA-CONICET, Buenos Aires. https://www.researchgate.net/publication/273000094_Impacto_de_la_erupcion_del_volcan_Puyehue_y_el_deficit_de_precipitaciones_sobre_la_produccion_de_materia_seca_del_Suroeste_de_Rio_Negro
- Imbellone, PA & ME Teruggi. 1993. Paleosols in loess deposits of Argentine Pampas. *Quat. Int.* 17: 49-55.
- Imbellone, PA & MC Camilión. 1988. Characterization of the buried tephra layer in soils in Argentina. *Pédologie* XXXVIII:155-171.
- Ingrassia V. 2011. Las cenizas afectan a Buenos Aires y prevén que llegarían hoy a la Capital. <https://www.lanacion.com.ar/sociedad/bariloche-ya-no-caen-cenizas-volcanicas-pero-aun-sigue-el-estado-de-emergencia-nid1379323>
- Laya, H. 1977. Edafogénesis y paleosuelos de la formación téfrica Río Pireco (Holoceno), Suroeste de la Provincia de Neuquén, Argentina. *Rev. de la Asoc. Geol. Arg.* 32(1) Suelo. 25: 3-23.
- López, CR; F Colmet-Daage & FH Planas. 1993. Aportes de los volcanes de la Cordillera Andino-Patagónica a los suelos argentinos-chilenos. Trabajos y Comunicaciones Resumidos en XIV Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo. 25 al 29 de octubre de 1993. Mendoza. Pág. 415.
- Maradona, S. 2011. Los efectos del volcán persistirán por años. <https://www.lanacion.com.ar/sociedad/cont-catastroficosefectosdelvolcanenel-sur-nid1402070>
- Mendía, JM & JA Irisarri. 1986. Relevamiento de suelos con aptitud forestal en la región occidental de la Provincia de Río Negro. CFI. Buenos Aires.
- Movía, C; G Ower & C Pérez. 1982. Estudio de la vegetación natural de la Provincia de Neuquén. Ministerio de Economía y Hacienda. Subsecretaría de Recursos Generales, Gobierno de la Provincia de Neuquén.
- Municipalidad de Pilcaniyeu. 2011. <https://municipalidadpilcaniyeu.wordpress.com/2011/06/04/erupcion-volcan-puyehue-4-de-junio-de-2011/>
- Pereyra, FX; JA Irisarri & J Ferrer. 2011. Suelos de la Provincia de Neuquén, Argentina. Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino. Neuquén. 871-880 p.
- Pérez Mateos, J. 1965. Análisis Mineralógico de Arenas. Manuales de la Ciencia Actual 1. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Madrid, España. 265 pp.
- Salazar Lea Plaza, J; G Moscatelli; R Godagnone & M Iñiguez. 1983. Suelos desarrollados sobre cenizas volcánicas en la región patagónica de Río Negro. Actas Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo. Mar del Plata.
- Soil Survey Staff. 1990. Keys to Soil Taxonomy, USDA-NRCS. Washington. DC.
- Soil Survey Staff. 2014. Taxonomía de Suelos. USDA-NRCS. 12th Edition. Washington DC. Traducción al español. Mexico. 410 pp.
- Tarabini, M; F Gómez & L La Manna. 2019. Ceniza volcánica reciente como indicadora de retención de partículas en los suelos de la Patagonia Andina. *Cienc. Suelo* 37(1): 101-112.
- Teruggi, ME. 1950. Algunas observaciones sobre vidrio volcánico y ópalo organógenos en sedimentos pampeanos. *Notas del Museo de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la Universidad Nacional de La Plata* XVIII, Geología, 6: 17-26

- Teruggi, ME. 1954. El material volcánico-piroclástico en la sedimentación cuaternaria argentina. *Rev. de la Asoc. Geol. Arg.* 9(39): 184-194.
- Teruggi, ME. 1982. Diccionario Sedimentológico.V 1. Rocas Clásticas y Piroclásticas, Ediciones Científicas Argentinas. Librart. Bs.As.
- Turner, JCM. 1976. Descripción Geológica de la Hoja 36 a, Aluminé. Carta Geológico-Económica de la República Argentina. Escala 1:200.000. Provincia del Neuquén. Boletín 145, 77 pp. Buenos Aires, Servicio Geológico Nacional. <http://repositorio.segemar.gov.ar/308849217/512>

Herencia volcánica en suelos. Provincia del Neuquén. Argentina

Perla A. Imbellone

Instituto de Geomorfología y Suelos. Universidad Nacional de La Plata, Argentina.

Autor de contacto: micromorfologia@igs.edu.ar

Resumen

El trabajo se desarrolla en una zona pedemontana paralela a la cordillera de los Andes neuquinos, mayormente bajo régimen hidrotérmico xérico, mésico y vegetación de estepa herbácea, desde el departamento de Collón Curá al sur hasta el departamento Minas, al norte. Suelos del área meridional: *Piedra del Aguila* (Xerortent, Regosol), *Alicurá* (Argixerol?, Phaeozem), *Pampa Curacó* (Argixerol, Phaeozem), *Junín de los Andes 1* (Haploxeralf, Luvisol), *Junín de los Andes 2* (Haploxerert, Vertisol). Área septentrional: *El Huecú* (Argixerol, Phaeozem), *El Llano* (Argixerol, Phaeozem), *La Puntilla* (Haploxerert, Vertisol), *La Pata* (Haploxerert, Vertisol). El estudio micromorfológico y mineralógico a grano suelto muestra que todos los suelos poseen abundante material clástico volcánico proveniente de rocas del vulcanismo andino cuaternario y precuaternario, como minerales aislados y litoclastos de naturaleza andesítica y basáltica, mezclados con otros de naturaleza granítica; no obstante, la presencia de trizas volcánicas es escasa y ninguno posee intercalaciones de tefras en el perfil. Este trabajo aporta información original hasta la actualidad; es un registro descriptivo/interpretativo micromorfológico que ilustra la naturaleza volcánica de la fracción clástica de suelos: Molisol, Alfisol, Vertisol y Entisol. Es una demostración irrefutable de la influencia del vulcanismo en los suelos, aún en aquellos que no lo indican en la clasificación taxonómica.

La zona estudiada estuvo sometida a procesos geomorfológicos y glaciófluviales que movilizaron y redistribuyeron los materiales geológicos “andinos y preandinos”, muchos de ellos alterados, que constituyen los materiales que forman los suelos y son herencia de aquellos. La mayoría de los suelos tiene discontinuidades litológicas granulométricas producidas por procesos depositacionales locales, ya que suelen ubicarse en posiciones inestables del paisaje, pero la naturaleza mineralógica es esencialmente volcánica. El clima actual favorece la dinámica pedológica. El invierno es frío y el suelo permanece totalmente húmedo por 45 días o más (después del 21 de junio, solsticio de invierno para el hemisferio sur), además de los días en que está parcialmente húmedo; ese período de tiempo, que abarca fines del otoño, todo el invierno e inicio de la primavera, sería suficiente para acentuar la meteorización congénita del material clástico volcánico, y desarrollar procesos pedogenéticos, de intensidad moderada. Ilustraciones y descripciones muestran que el material clástico de mayor tamaño posee fuerte alteración física y química de minerales como plagioclasas, olivinas y piroxenos, en argilominerales y sesquióxidos. Los fragmentos alterados, junto con la fracción fina de las rocas de origen, aportan sus minerales primarios y secundarios al suelo, como sugirieron Ferrer & Irisarri (1984). También lo demuestra la abundancia y naturaleza montmorillonítica y caolinitica de la arcilla fina y la información de las hojas geológicas. Así, la composición fuertemente arcillosa del suelo provendría de las mismas y los sedimentos. El régimen hidrotérmico de los suelos tendría alguna participación en la hidrólisis de las estructuras minerales, que no es posible precisar; no obstante, el período de tiempo que los suelos permanecen húmedos durante el año sería insuficiente para generar la enorme cantidad de arcilla fina ($<1 \mu\text{m}$) que poseen y, además, producir la alteración de la fracción clástica. Por estas razones, sumadas a la información antecedente, se postula que gran parte de la arcilla de los suelos es heredada. En cambio, la orientación de filosilicatos en torno al material grueso, en la masa del suelo y en las fisuras sería de origen pedológico, generada por las variaciones estacionales del régimen

de humedad. Así, en la génesis de los suelos habría una combinación de la naturaleza del material originario arcilloso, y los cambios de humedad estacional actual. El suelo Piedra del Águila posee escasa cantidad de arcilla $< 2 \mu\text{m}$ (6-7%), argilominerales de filiación granítica (vermiculita, biotita, hidrobiotita) y esmectitas, caolinita e illita. Los otros suelos (30-60% arcilla $< 2 \mu\text{m}$) poseen marcada presencia de montmorillonita, a veces, casi el único argilomineral, o caolinita con reflexiones fuertes.

Los factores formadores locales más influyentes en la génesis de los suelos serían: a) relieve inestable que favorece la coluviación y dispersión de sedimentos en los relieves suavemente ondulados y planicies, y formación de material originario estratificado; b) naturaleza principalmente volcánica del material originario, a veces mezclado con material granítico; c) argilominerales altamente esmectíticos y a veces caoliníticos. Geomorfología y Pedología son activas en la generación de los suelos.

Palabras clave

Material originario; micromorfología; mineralogía de arcillas; Molisoles; Alfisoles; Vertisoles; Entisoles; Neuquén.

Volcanic heritage in soils of Neuquén province. Argentina

Extended abstract

The study area is located parallel to the Andes cordillera of Neuquén province, mostly under xeric-mesic hydrothermal regime and herbaceous steppe vegetation. It extends from Collón Curá department to the south up to Minas department to the north. The soils of the southern area are: *Piedra del Aguila* (Xerorthent, Regosol), *Alicurá* (Argixeroll?, Phaeozem), *Pampa Curacó* (Argixeroll, Phaeozem), *Junín de los Andes 1* (Haploxeralf, Luvisol), *Junín de los Andes 2* (Haploxerert, Vertisol); the soils of the northern area are: *El Huecú* (Argixeroll, Phaeozem), *El Llano* (Argixeroll, Phaeozem), *La Puntilla* (Haploxerert, Vertisol) and *La Pata* (Haploxerert, Vertisol). The micromorphological and single-grain mineralogical studies reveal that all the soils have abundant volcanic clastic material issued from rocks of the quaternary and prequaternary Andean volcanism. The material appears as isolated minerals and andesitic and basaltic lithoclasts, intermingled with others of granitic nature; however, there are few volcanic shards and no intercalations of pyroclastic layers are observed in the profiles. Mineralogical, and especially micropedological studies are very scarce in Neuquén province; most of them are related to properties generated by the evolution of tephric materials originated in explosive volcanism. This paper provides new and updated information, including detailed micromorphological descriptions that illustrate the volcanic nature of the clastic fraction of Mollisols, Alfisols, Vertisols and Entisols under xeric and transitional xeric-aridic regimes. The study shows the clear influence of volcanism in the soils, even though it is not revealed by the classification. The area was subjected to geomorphological and glacio-fluvial processes that moved and redistributed the “Andean and Preandean” geological materials, many of them altered, which constitute the soil forming materials and are a heritage of those geological materials. Most of the soils exhibit grain-size lithological discontinuities produced by local depositional processes, since most soils are in unstable positions in the landscape, but the mineralogical nature is essentially volcanic, derived from the Andean volcanism. Soil dynamics would be favored by the present climate. Winter is cold and the soil is totally moist for 45 days or more following the winter solstice (June 21 in the southern hemisphere). This period, and the days when the soil is partially moist, include late autumn, winter and early spring. It would be sufficient to produce the weathering of volcanic clastic materials and develop moderate pedogenic processes, such as translocation of phyllosilicates, sesquioxides and carbonates in Mollisols and Alfisols and marked shrinking-swelling in Vertisols. The clastic fraction of the studied soils includes a mixture of lithoclasts from volcanic and granitic rocks and isolated minerals from those

paragenesis. These materials are occasionally mixed due to epigenetic processes of deposition and mass wasting, common in unstable positions, although more commonly volcanic associations occur. As demonstrated in the illustrations and descriptions of the studied soils, the coarse clastic material exhibits strong physical and chemical alteration in some minerals (plagioclases, olivine, pyroxenes, clay minerals and sesquioxides). The altered fragments and the fine fraction of the parent rocks, such as volcanic rocks, tuffs and claystones, provide primary and secondary minerals to the soil, as suggested by Ferrer & Irisarri (1984) and Ferrer *et al.* (1998). This is demonstrated by the abundant and dominant montmorillonitic and kaolinitic composition of the fine clay fraction. Besides, the geological maps show the prevailing argillaceous nature of the matrix in the tuffs, so the clayey-textured soils would be attributed to the sediments. Weathered andesites are also mentioned, as well as altered matrices with iron oxides, calcification zones and concretionary levels. On the other hand, the hydro-thermal regime of the soils has influenced the hydrolysis of the mineral structures; however, the period when the soils are moist would be insufficient to produce the very high quantity of fine clay ($< 1 \mu\text{m}$) in the studied soils and the alteration of the clastic fraction. For that reason, it is postulated, in addition to the foregoing information, that a large part of the soil clay is inherited. Conversely, the orientation of clay domains around coarse fragments and in the soil mass and fissures, would have a pedogenic origin, generated by the seasonal fluctuations under the xeric and xeric-aridic regimes. Therefore, the genesis of the stratified soils with B and BC horizons, would include a combination of the clayey parent material and the present moisture fluctuations. Clay mineralogy shows a clear difference between the Piedra del Águila soil and the others. This soil has a very low amount of total clay (6-7%) and the minerals of clay fraction exhibit a strong influence of granitic material, with the presence of vermiculite, biotite and hydrobiotite, although weak peaks of smectites, kaolinite and illite are observed. Conversely, in the other soils total clay is high (30-60%), and there is a conspicuous participation of montmorillonite, sometimes as the only clay mineral or accompanied by kaolinite, with strong, well-defined reflections. The most influential local factors in soil genesis would be: a) the unstable relief that promotes colluviation and distribution of sediments in gently undulating areas and plains, as well as the formation of stratified parent material; b) the predominantly volcanic nature of the parent material, occasionally intermingled with granitic materials; c) the highly smectitic mineralogy, sometimes kaolinitic, of the clay minerals. The active pedogenic processes are: vertisolization, hydromorphism, calcification, lessivage, melanization.

Key words Parent material; clay mineralogy; Mollisols; Alfisols; Vertisols; Entisols; Neuquén province.

INTRODUCCIÓN

Los perfiles de suelos constituyen la parte superior del perfil de meteorización de la corteza terrestre a que están sujetos los materiales de la litósfera. Participan de los procesos llamados de epigénesis (Paton, 1978), ya sea geológicos, geomorfológicos, geoquímicos o pedoquímicos que conducen a la formación de los materiales madre de los suelos (horizontes C) y a los que forman el solum de los mismos (horizontes A y B). Son sistemas naturales/antrópicos complejos. Heredan, reaccionan e impactan a veces simultáneamente, en espacio y tiempo desde la litósfera, atmós-

fera y biósfera y tienen funciones vitales en el ciclo hidrológico. En la formación del sistema actúan materiales geológicos, erosión, enterramiento, cambio climático, movimientos biomecánicos y procesos de mezcla, efectos de la capa freática, aportes de polvo eólico, efectos microclimáticos, microtopográficos y numerosos otros. Por eso no hay acuerdo hacia dónde y cuál es el punto final del desarrollo; *no hay equifinalidad temporal*; cada suelo de la superficie de la tierra tiene su propio camino hacia un final difícil de saber. ¿Cómo distinguir los signos de su evolución?. Un acercamiento en el momento de estudio es cono-

cer la naturaleza de los materiales que forman la fase sólida de los mismos, y las características locales y regionales del conjunto. En la Argentina, y también en la provincia del Neuquén, que nos ocupa, la evolución paleogeográfica, los procesos geológicos y geomorfológicos determinan fuerte participación de material volcánico precuaternario y cuaternario en los suelos. Los trabajos mineralógicos y más aún los micropedológicos son muy escasos y puntuales en la provincia del Neuquén (Apcarian, 1986; Apcarian & Irisarri, 1993, 2011; Apcarian *et al.*, 1993). La mayoría de los estudios se refieren a las propiedades generadas por la evolución de materiales téfricos, provenientes del vulcanismo explosivo, (Laya, 1969 a y b, 1977; Grupo de estudios de los suelos con aluminio activo, 1991; López *et al.*, 1992; Ferrer *et al.*, 1999, 2002; Broquen *et al.*, 2005, 2013; Buduba, 2006; Cardán & Broquen, 2009; La Manna *et al.*, 2016, 2018 a y b, entre otros). Así, este trabajo aporta información nueva y única hasta el momento. Su importancia reside en el hecho que: a) es el primero con un registro descriptivo-interpretativo micromorfológico detallado e ilustrado, acerca de la naturaleza volcánica de la fracción clásica de Molisoles, Alfisoles, Vertisoles y Entisoles, en el área de la provincia del Neuquén bajo régimen xérico y transicional al arídico y, b) posee información mineralógica de arcilla fina y gruesa. Ambos aspectos hacen del trabajo una cita de base para estudios futuros. El objetivo de este capítulo es analizar, a) las características de la fase sólida inorgánica de suelos y b) la influencia de esos materiales en las propiedades actuales de los mismos.

EL ÁREA DE ESTUDIO

La provincia del Neuquén se encuentra en el extremo noroeste de la Patagonia Argentina, y presenta un desarrollo de casi 5° de latitud, desde los 36° hasta superar los 41° de latitud sur y 68° y 72° de longitud oeste. El área de trabajo comprende una zona longitudinal a la cordillera de los Andes neuquinos denominada “pedemontana” pues incluye los contrafuertes cordilleranos norte-sur, hasta el límite con el ambiente mesetiforme extrandino al este (Fig. 1). Al oriente se penetra en el ambiente extrandino. Los pedones estudiados se ubican en

la Fig. 1, con el nombre toponímico. También, la clasificación taxonómica a nivel de Gran Grupo (Taxonomía de Suelos, Soil Taxonomy, Soil Survey Staff, 1999) y su equivalente en el sistema World Reference Base for Soil Resources, comunmente conocido como WRB (IUSS, Grupo de trabajo WRB, 2015). Son suelos representativos y de amplia difusión en el área pedemontana, bajo régimen de humedad xérico/arídico: 3 Vertisoles, 1 Alfisol, 4 Molisoles y 1 Entisol.

La provincia presenta un desarrollo latitudinal de una vasta área con régimen de humedad xérico; así, en esa dirección las variaciones bioclimáticas son mucho menores que en sentido este-oeste. Los rasgos impresos por la geología y la geomorfología son diversos, con la participación de distintos materiales originarios, gradientes topográficos variables y superficies geomórficas de muy diferente edad y génesis, periglaciales, interglaciales y postglaciales

En mapas de suelos de la provincia del Neuquén, Ferrer e Irisarri, (1989), Ferrer *et al.*, (1998, 1990, 2006); individualizan áreas geográficas definidas en dos regiones, andina y extrandina, con subregiones dentro de las mismas, en base a diferencias en clima atmosférico, régimen hidrotérmico de los suelos y vegetación. Estos trabajos son las fuentes de la información climática brindada en este trabajo.

El criterio para la delimitación de la zona de trabajo son los límites de los regímenes de humedad y temperatura del suelo, ambos por su influencia genética en las propiedades de estos. Es de destacar la escasa variabilidad de los factores de formación zonales como clima y vegetación en toda el área de trabajo, ya que casi todos los suelos se hallan bajo régimen de humedad xérico, con régimen de temperatura méxico. Coincidentemente con los mismos, la vegetación corresponde a una estepa herbácea (Cabrera, 1976; Movia *et al.*, 1982). Además, dentro del área de régimen arídico se encuentra una zona de transición al régimen xérico, que también se incluye como referencia. Casi toda el área estudiada está comprendida, aproximadamente, entre el límite internacional hasta el meridiano de 70° O



Figura 1. Mapa de ubicación de la zona de trabajo y de los pedones estudiados.

Figure 1. Location map of soil.

(área aproximada con régimen xérico). El régimen xérico se halla adosado a la región cordillerana al sur del lago Aluminé, en tanto que al norte abarca la zona montañosa colindante con el límite inter-

nacional. Cubre un 31% del territorio provincial y exhibe una amplia variedad taxonómica con suelos de diferente grado de desarrollo, como los Molisoles, Alfisoles y Vertisoles, aquí tratados.

El concepto clásico de zonalidad de los suelos, utilizado en Geografía de suelos y aplicable para el análisis de grandes áreas, analiza la influencia regional del clima, considerado determinante en la generación de los clásicamente denominados *suelos zonales*. Luego, la Geología y la Geomorfología conducen al acercamiento de la influencia de condiciones locales, de fuerte impronta en esta zona, mediante el análisis de los materiales madre y posición en el paisaje.

El clima atmosférico

El régimen hidrotérmico atmosférico de la provincia del Neuquén no registra marcadas variaciones en sentido norte-sur, no así en dirección este-oeste. Así, es posible separar en aquel sentido, franjas meridianas de régimen climático semejante.

Temperatura: el pasaje del paisaje predominantemente mesetiforme en el este y centro de la provincia a un paisaje cordillerano apretado sobre el límite internacional con Chile, determina el descenso de la temperatura en sentido este-oeste, acentuándose hacia el ángulo sudoeste. Los contrastes térmicos entre localidades del ambiente cordillerano y del mesetiforme son marcados en las estaciones primavera-verano, mientras que en el invierno los valores se equilibran. Se pueden establecer diferencias generales de temperatura con relación al meridiano 70° O; al oeste del mismo, se registran valores medios anuales entre 12 °C y 8 °C; en cambio, al este, las medias anuales oscilan entre 14 °C y 12 °C. Los suelos con las más altas temperaturas, anual, estival como invernal, se hallan al norte y mucho más hacia el este-noreste; en cambio, hacia el extremo sudoeste de la provincia, las mismas disminuyen. La temperatura media anual del suelo se incrementa desde las proximidades de Villa La Angostura (10 °C) al norte de la provincia en Huinganco (15 °C) y hacia el extremo oriental donde excede los 16 °C; la temperatura media estival, en la misma dirección y sentido aumenta desde los 14 °C hasta superar los 21 °C; la temperatura media invernal varía desde los 7 °C en el extremo sudoeste hasta los 12 °C en el departamento Confluencia.

Precipitaciones: el régimen pluviométrico deriva principalmente de la presencia y características de la cordillera de los Andes, movimiento del anticiclón del Pacífico y del frente sub-antártico. El efecto orográfico de la cordillera de los Andes determina altas precipitaciones en la vertiente chilena y en el territorio argentino. El régimen de estas es invernal acentuándose las diferencias estacionales a medida que se avanza de este a oeste; las más abundantes se registran en la zona cordillerana, disminuyendo bruscamente hacia el este. Así, al sur de la provincia, en una distancia aproximada de 60 km se pasa de la isohieta de 2.500 mm a la de 500 mm. La mayor parte del territorio neuquino se halla entre la isohieta de 150 mm y la de 500 mm correspondiendo a la región extrandina. Esta última isohieta recorre el ámbito provincial de norte a sur, separando hacia el oeste la región cordillerana y pedemontana con isohietas que llegan hasta los 2.500 mm (**Fig. 1**).

La precipitación presenta altas concentraciones invernales. Así, sumando las precipitaciones relativas mensuales para el período abril-septiembre (6 meses), el 75% de la precipitación media ocurre en el mencionado período. Según Arroyo (1980), en Junín de los Andes se registra el 78,9%. Para esa localidad, el balance hídrico calculado por el método de Thornthwaite (1948), en los Pedones Junín de los Andes 1 y 2, las precipitaciones anuales medias son superiores a la evapotranspiración media anual, y la evapotranspiración real tampoco alcanza el valor de la evapotranspiración potencial debido a que el déficit hídrico ocurre en verano. Aunque en invierno se producen excesos de agua importantes, el balance está descompensado debido a la distribución estacional de las precipitaciones, cuya concentración es inversa a la demanda evapotranspiratoria; el déficit es moderado, con más de 120 mm en verano, de noviembre a marzo, y hay exceso moderado con alrededor de 300 mm en invierno, entre junio y septiembre. Con respecto al **número de días** que los suelos están **húmedos y parcialmente húmedos** existen tres condiciones: a), b) y c).

Adicionalmente están secos virtualmente todo el año, al este de una línea imaginaria que une Paso Flores con Chos Malal (Pedón 1).

a) todo el año en el extremo sudoeste de la provincia; b) entre 9 y 10 meses en el meridiano Junín de los Andes-Varvarco, que atraviesa la zona de trabajo (Pedones 2 a 7); c) 5 meses en la zona comprendida entre Las Lajas, El Cholar-Chos Malal.

Mediante el balance hídrico de la zona es posible conocer el exceso y déficit de agua durante el período haciendo la relación entre la precipitación caída y la cantidad de agua eliminada por evapotranspiración. El balance hídrico presenta diferencias notables en dirección este-oeste, no así en dirección norte-sur. Hacia el oeste y sudoeste de la provincia hay marcados excedentes de agua (Pedones Junín de los Andes 1 y 2) y los máximos coinciden con la selva chilena. En contraposición, el déficit de agua es máximo en la región extrandina (Plaza Huincul), donde la precipitación apenas excede los 150 mm y la evapotranspiración excede los valores pluviométricos. Sólo en los meses de otoño-invierno (mayo, junio, julio y agosto) la evapotranspiración iguala a la precipitación, tal que, ni aún en los períodos de máximo registro pluviométrico existiría la posibilidad de recarga de agua en el suelo (Pedón Piedra del Águila).

El clima del suelo

Los regímenes de humedad y temperatura del suelo tienen implicancias genéticas y aplicadas. Algunas clasificaciones (WRB, IUSS, Grupo de trabajo WRB, 2015) no los incluyen específicamente y no los consideran en la identificación de taxones; en cambio, Taxonomía de Suelos (Soil Survey Staff, 1999), de uso en Argentina, los utiliza para separar clases de suelos en distintos niveles de abstracción. Los regímenes de humedad se aplican a nivel de Suborden y Gran Grupo (como en este trabajo), excepto el arídico, aplicado a nivel de Orden, y los de temperatura, a nivel de Familia (no utilizado en este trabajo). Siguiendo las especificaciones de cada uno de ellos (según TS) y las características climáticas de la provincia

del Neuquén, establecidas en base a las estaciones meteorológicas y datos disponibles (Ferrer *et al.*, 1990), la región pedemontana donde se realiza este trabajo, se encuadra en el régimen hidrotérmico xérico y méxico.

El régimen xérico se localiza en la provincia del Neuquén en una franja adosada al límite internacional, desde el extremo norte provincial hasta las inmediaciones del lago Aluminé, y a partir del mismo hasta el lago Nahuel Huapi; se halla en ambas márgenes de los ríos Aluminé y Collón Cura, limitando al oeste con el régimen údico y al este con el régimen arídico. Se caracteriza por la alternancia de inviernos fríos y húmedos seguidos por veranos cálidos y secos. El período seco generalmente excede 60 días consecutivos y puede oscilar entre 3 y 4 meses.

El régimen xérico tiene las siguientes características: a - La sección de control de humedad está **seca completamente** por 45 días consecutivos o más, dentro de los 4 meses siguientes al solsticio de verano (21 de diciembre), en la mayoría de los años. Respecto al período de mayor actividad biológica (temperatura media $> 8^{\circ}\text{C}$), los suelos bajo régimen xérico están en verano, húmedos en alguna parte de su sección de control 90 días consecutivos o más. b - La sección de control está **húmeda totalmente** por 45 días consecutivos o más, dentro de los 4 meses que siguen al solsticio de invierno (21 de junio) en la mayoría de los años, por lo menos en 6 de cada 10 años. Esta condición es importante en los resultados del trabajo como se verá más adelante.

Este régimen presenta varias limitaciones para las plantas y principalmente para los cultivos de verano, ya que es el período de máxima actividad biológica y gran demanda de agua y los suelos se hallan totalmente secos. Scoppa (citado por Ferrer *et al.*, 1990) propone la subdivisión del régimen xérico, especialmente para la Argentina: a) *xérico seco*: tal como ocurre en proximidades de Huinanco y Varvarco (Pedones El Llano, La Puntilla, La Pata), los suelos tienen la sección de control seca en todas sus partes por más de 90 días consecutivos durante los 4 meses siguientes al 21 de

diciembre (solsticio de verano); y b) *xérico típico*: faja pedemontana comprendida entre Junín de los Andes y El Cholar, y otros suelos con régimen de humedad xérico. Estas subdivisiones no se mencionan en TS (Soil Survey Staff, 2014) y no se desarrollaron en Argentina desde su propuesta.

Los suelos con régimen xérico, y también con régimen údico, tienen régimen de temperatura mésico, por lo que su temperatura media anual a 50 cm es $<15^{\circ}\text{C}$ y $\geq 8^{\circ}\text{C}$ y la diferencia entre las temperaturas medias de verano e invierno es $\geq 6^{\circ}\text{C}$ (Van Wambeke & Scoppa, (1975, 1976-77); Scoppa & Salazar Lea Plaza, 1984). Por orden de importancia areal el régimen mésico abarca la mayor superficie (65.000 km^2), equivalente a 69% del territorio provincial, y el régimen térmico ocupa un 28,5% (27.000 km^2).

Geología

El sustrato geológico participa en la evolución de los procesos de pedogénesis a través de su mineralogía, granulometría, coherencia, permeabilidad, etc. La mineralogía aporta el tipo y cantidad de minerales primarios y secundarios al suelo, la coherencia determina la velocidad y tipo de proceso de meteorización y la permeabilidad interviene en la intensidad de las transformaciones fisicoquímicas del residuo de la roca original. En los denominados *suelos residuales* la naturaleza congénita del material originario o saprolita queda fuertemente expresada cuando éstos se hallan en estado juvenil o de temprana madurez (Jenny, 1941/94; Buol *et al.*, 1997). En la provincia del Neuquén los suelos residuales no son abundantes según Scoppa & Moscatelli (1978). Sin embargo, Ferrer & Irisarri (1984) califican como tales a los desarrollados en la Serie Andesítica o en formaciones equivalentes, principalmente los miembros tobáceos.

Numerosos suelos en la provincia del Neuquén evolucionaron a partir de depósitos sueltos de origen glacifluvial, glacialacustre, aluviales y coluviales, como también en materiales piroclásticos holocenos, no consolidados (Laya, 1969 a, b); 1977; Ferrer,

1982). Scoppa & Moscatelli (1978), consideraron que las rocas precuaternarias consolidadas tuvieron reducida participación como materiales originarios de los suelos, o a lo sumo actuaron como factores físicos limitantes de la profundidad del suelo. Sin embargo, no es posible desestimar la importancia que reviste el conocimiento de la naturaleza geológica de las rocas aflorantes, ya que directa o indirectamente aportan sus características al suelo, pues constituyen la fuente de suministro de los materiales que forman los depósitos sedimentarios en los que se desarrollan los suelos denominados *transportados*, en contraposición con los residuales. Como parte del mapa de suelos de la provincia del Neuquén, Ferrer & Irisarri, (1984) publicaron una recopilación geológica actualizada para esa fecha. En ese estudio se ensayó, a nivel de Orden, un método probabilístico a fin de establecer relaciones entre las unidades geológicas aflorantes y los suelos sobre los que ellas se encuentran. Surgió como conclusión, una fuerte tendencia a considerar a las tobas y brechas volcánicas como buenas predictoras para Alfisoles, Molisoles y Vertisoles, hecho que se confirma en este trabajo.

En el área pedemontana hay afloramientos de rocas volcánicas precenozoicas hasta aquellas formadas durante el vulcanismo andino desde el Terciario. Para comentar las características geológicas generales de los afloramientos principalmente volcánicos del área estudiada, se hace una sectorización en base a la distribución de los suelos estudiados: **Área meridional**, Suelos: *Piedra del Águila*, *Alicurá*, *Pampa Curacó* y *Junín de los Andes*; y **Área septentrional**, Suelos: *El Huecú*, *El Llano*, *La Puntilla* y *La Pata*. Se refiere al lector a las hojas geológicas, para la información y bibliografía geológica detallada.

Area meridional. El suelo “Piedra del Aguila” (Xerortent) posee como roca de base una tonalita muy fracturada; “Alicurá” y “Pampa Curacó” (Argixerolles) se desarrollan en depósitos de rodados; “Junín de los Andes 1 y 2” (Haploxeralf y Haploxerert) se desarrollan en toba clara y toba vítrea fina, respectivamente.

En el área de **Piedra del Águila** (Galli, 1969: Hoja Geológica 38c y Cucchi *et al.*, 1998: Hoja Geológica 4169-1), aflora el basamento cristalino cuyo complejo está representado en el sector central sur y nororiental sobre el río Limay, y está constituido por rocas principalmente metamórficas casi siempre inyectadas, y rocas graníticas. Constituyen las rocas más antiguas de la comarca, cuya edad se asigna tentativamente al Precámbrico o Paleozoico y están integradas dentro de la Formación Colohuincul. La caja metamórfica está constituida por distinto tipo de metamorfitas tales como migmatitas, gneiss migmáticos, anfibolitas y micacitas biotíticas. Los afloramientos que se hallan al oeste del río Limay hasta aproximadamente 3,5 km al norte del arroyo Sanicó, son gneiss tonalíticos grisáceos, frecuentemente alterados, con muscovita y biotita cloritizadas y fuertemente esquistosos.

Las rocas intrusivas, formadas a partir de un magma ácido, son: granodioritas biotíticas-muscovíticas con piroxenos y epidotos y adamelitas, también con micas y gneiss tonalíticos derivados del metamorfismo de granitos tonalíticos. Todas estas rocas suelen estar alteradas y presentar marcada esquistosidad. Otras manifestaciones intrusivas se expresan por diques aplíticos y pegmatíticos de colores grises o rosados según contengan microclino o feldespato potásico, con cuarzo, plagioclaseo ácido, muscovita y biotita. En el extremo sur oriental del área se hallan pequeñas manifestaciones de la Formación Huechulafquen, la que está integrada por “elementos granudos” que intruyen a rocas de la Formación Colohuincul. Los plutones están formados por un granito rojo o rosado de grano medio a grueso en buen estado de conservación. Este ciclo se desarrolló en el Pérmico pudiendo alcanzar hasta el Carbónico alto o Triásico bajo. Los afloramientos de edad terciaria pertenecen a la Serie andesítica y quedan agrupados dentro de la Formación Auca Pan, El Molle y Huincán, cuyos tipos petrográficos (andesitas, basaltos, piroclastos asociados), indican el desarrollo de una fuerte actividad eruptiva. Entre los basaltos de meseta están aquellos no plegados o Basalto II de Groeber; se incluyen dentro de la Formación

Cayocho (basaltos olivínicos, Plioceno) y se manifiestan en la porción norte del área, como también sobre el río Limay. Este extenso manto basáltico se depositó sobre las tobas del Colloncurensis y se trata de varias coladas sucesivas que alcanzan un espesor aproximado de 30 m. Presentan típica morfología mesetiforme subhorizontal, mayormente desnudos en toda su extensión; son basaltos grises acerados y azulados, ocasionalmente alveolares. En toda la comarca hay manifestaciones del vulcanismo mesozoico y terciario andesítico. Los basaltos precuaternarios y cuaternarios son de naturaleza olivínica.

A principios del Cuaternario se produce una paulatina elevación de la comarca lo que origina en el Pleistoceno inferior, niveles de denudación que se identifican como Formación “Pampa Curacó” (“rodados ascendidos”). La misma posee una litología de granitos, porfiritas, tobas, basaltos, calcedonia, etc. Es un pedimento con relieve plano y escasa pendiente, menor al 1%. La erosión actual ha formado depósitos fluviales, derrumbes y deslizamientos, aluvios, etc. (Leanza & Leanza, 1979). Geomorfológicamente, la “Pampa Curacó” se encuentran en un área mesetiforme central de la Hoja Catán Lil (Leanza & Leanza, 1979); está cubierta de depósitos glaciafluviales de aproximadamente 20 m de espesor, y cuyos rodados se supone ocuparon las partes altas del relieve y se reaccumularon por derrumbes y transporte en las zonas más bajas. Según estos autores, provendrían del macizo de Chachil, y la litología es de conglomerados polimícticos de rocas graníticas, gneisses, cuarzo, basalto y jaspe; la Pampa Curacó sería un ambiente periférico, alejado del área englazada, debido al escaso tamaño de los rodados por el prolongado transporte. La superficie del suelo posee un 70% de cubierta detrítica con clastos angulosos de hasta 3 cm en su eje mayor. En sectores localizados hay concentración de detritos formando crestas con 10 cm de espesor de detritos y, por partes, una cubierta arenosa blanda y suelta.

Hacia el sur, en la **zona de Alicurá** (Hoja Geológica 4172-II San Martín de los Andes), Escosteguy *et al.* (2013), describen depósitos psamíticos

estratificados (Miembro Alicurá) integrados por una sedimentita clástica, psamítica gruesa, compacta. Son unidades sedimentarias formadas en un ciclo agradacional continental neógeno. Los clastos del conglomerado del Miembro Alicurá poseen predominio de rocas volcánicas que provendrían de la Formación Huitrera y clastos graníticos derivados del plutonismo paleozoico y cretácico. Estas psefitas poseen buen redondeamiento y esfericidad. La matriz es psamítica con cemento arcilloso. La denominación de Formación Alicurá fue aplicada para identificar arenas, gravas y bloques que se extienden en La Pampa de Alicurá, y fueron interpretados como glaciifluviales o como correlativos de los Rodados Tehuelches. El techo del Miembro Alicurá suele estar representado por una superficie de erosión o pedimento que a la vez está cubierto por gravas y arenas. Esta superficie constituye las pampas de Alicurá y Nestares de gran extensión entre los 900 y 1000 m de altura. En los bordes de las planicies estructurales de grava del Miembro Alicurá y en el borde de planicies lávicas, son comunes los depósitos de remoción en masa. El paisaje de la parte central de la hoja, netamente volcánico, con coladas basálticas y andesíticas, está labrado por acción fluvial y depósitos de remoción en masa. En el área oriental de la hoja dominan las planicies estructurales con depósitos de grava en superficie.

En la Hoja geológica 37c Catán Lil, E:1:200.000 (Leanza & Leanza, 1979), refieren que todo el Terciario posee conspicuas manifestaciones volcánicas. A principios del Terciario se producen los primeros movimientos tectónicos que darían lugar a la configuración actual de la cordillera de los Andes, con la intrusión de las vulcanitas mesosilícicas de la Formación Auca Pan (Eoceno-Oligoceno inferior). El ciclo sedimentario siguiente es de naturaleza continental constituido por tobas blancuecinas y amarillentas de la Formación Collón Curá (Mioceno); concomitantemente se derraman lavas de la Formación Palaocó. Hay extensos mantos basálticos (Fm Coyocho; Plioceno superior) sobre la Formación Collon Curá. Esta Formación (Hoja Geológica 4172-II San Martín de los Andes,

E:1:250.000, Escosteguy *et al.*, 2013), es una tradicional unidad del noroeste de Patagonia reconocida por primera vez en el valle del río Collón Curá y está constituida por tobas e ignimbritas. Son tobas grises amarillentas de color constante regionalmente, muy homogéneas, vitrocrystalinas, con abundantes cristaloclastos, poseen trizas filamentosas de formas redondeadas huecas, asociadas a restos de pumicitas, con la clásica estructura vesicular y tamaños que alcanzan 2 mm; en menor cantidad, cristaloclastos quebrados de andesina; como ferromagnésicos, escasos hornblenda e hipersteno. Completan el cuadro composicional litoclastos de pastas volcánicas intersertales y vítreas con evidencia de fluidalidad; la matriz es principalmente arcillosa a veces con oclusión total de los espacios intersticiales. También hay nódulos y concreciones carbonatadas y hasta niveles concrecionales. Las ignimbritas son flujos piroclásticos de textura vítrea y vitrocrystalina de variada soldadura. En las descripciones petrográficas de rocas de la zona se mencionan andesitas alteradas y matrices alteradas con óxidos de Fe. En: Apéndice petrográfico de Godeas, Pezzutti, Spiegelman & Villar en la Hoja geológica Catán Lil.

La actividad volcánica en la **zona de Junín de los Andes** (Hoja Geológica 3972-IV; Cucchi & Leanza, 2006) es intensa desde comienzos de Cenozoico, con las andesitas y tobas de la Formación Auca Pan (Paleógeno) hasta el Holoceno con basaltos olivínicos. Durante el Mioceno medio a Plioceno inferior tiene lugar la acumulación de tobas y tufitas de la Formación Chimehuin con intercalaciones de basaltos. No obstante, ya en el Triásico hay manifestaciones de ignimbritas, andesitas y tobas de la Formación Choiyoi; hacia fines del Pérmico e inicios del Triásico comenzó en la región el gran ciclo volcánico Choiyoi con rocas efusivas, ignimbritas, riolitas, andesitas y tobas asociadas. Las brechas volcánicas poseen trozos angulosos de andesitas. En general poseen colores violados o verdosos con tonos oscuros. Esta Formación aflora en ambos márgenes del río Aluminé y penetra en una pequeña porción nororiental dentro del área estudiada. La Formación Rancahué (Mioceno superior), está constituida por un conjunto de coladas

basálticas, camadas de brechas o conglomerados volcánicos e intercalaciones tobáceas (Basalto superior 1 de Groeber). En esta zona se encuentran en forma de reducidas áreas de meseta dentro del ámbito de los afloramientos de la Formación Auca Pan. Otras pequeñas manifestaciones de basaltos de meseta son las pertenecientes a la Formación Hueyeltué (Cuaternario superior). En el Cenozoico inferior, Paleoceno, está la Formación Auca Pan. Las rocas son andesitas, riodacitas, riolitas y sus tobas, que se presentan como camadas de brechas y aglomerados volcánicos integrados por fragmentos de andesitas, cementadas con toba por lo general de coloración verdosa clara. La andesita es generalmente hornblendífera. Esta entidad es conocida desde hace mucho tiempo como Serie andesítica, del Oligoceno y redenominada en varias oportunidades. La Formación Chimehuín, (Terciario medio, Mioceno) ocupa la mayor extensión en el área cercana a Junín de los Andes y de potente exposición en la zona de La Rinconada. Está constituida por un potente conjunto sedimentario mayormente tobáceo, con tufitas y algunas intercalaciones de coladas de basaltos. Son depósitos torrenciales continentales, que han rellenado los valles disponibles de la región, y las rocas son tobas andesíticas, en parte dacíticas y tufitas amarillentas, pardo claras, gris claras o blancas, tobas arenosas de color blanco, groseramente estratificadas y dispuestas en potentes bancos. Los depósitos más modernos están representados por un drift glacial.

Area septentrional. En esta área se sitúa el suelo “El Huecú” (Argixerol); hacia el norte los suelos “El llano” (Argixerol), “La Puntilla” y “La Pata” (Haploxerertes).

Los afloramientos del Grupo Mendoza (Jurásico superior-Cretácico) poseen una gran variedad litológica. Consisten en una sucesión de sedimentos marinos constituidos por areniscas calcáreas gris oscuras y principalmente calizas grises amarillentas y rojizas, bien estratificadas, y con abundantes restos de bivalvos y amonites. Incluye varias formaciones: Vaca Muerta, Quintuco, Mulichingo y Agrio. La primera corresponde a una litofacie de pelitas oscuras con alternancia de lutitas y calizas

litográficas gris-negras, propias del medio marino; la Formación Quintuco posee arcillas verdes integradas por fangolitas gris-verdosas, areniscas y calizas bioclásticas u oolíticas; la Formación Mulichingo y Agrio constituyen una litofacie de arenitas formadas por areniscas conglomerádicas limpias y arcilitas verdes acumuladas en zona litoral. En esta área también se encuentran afloramientos pertenecientes al complejo volcánico-sedimentario del Terciario “Medio”. Así, las sedimentitas jurásico-cretácicas de la cuenca neuquina se hallan cubiertas esporádicamente, por una serie heterogénea del complejo mencionado, que incluye vulcanitas, piroclastitas, depósitos continentales y marinos. En la **zona de la cordillera del Viento** (Suelo El Huecú) se encuentran los términos eruptivos del complejo cuya composición es mesosilícica hasta basáltica, alguno de los cuales constituyen la Formación Palao-Có. También están presentes tobas, cineritas y tufitas de colores claros de la Formación Collón-Curá. Finalmente es de mencionar la presencia de un conjunto de coladas basálticas pertenecientes al Terciario superior/Cuaternario alto que conforman basaltos olivínicos denominados Basalto III, Basalto IV, Basalto V, Basalto VI y Basalto VII, respectivamente.

La Hoja Andacollo, 3772-IV (Rovere, 2004), cubre la región noroccidental de la provincia del Neuquén, abarcando parte del Departamento Minas y Norquín. Entre el Pérmico superior y el Terciario medio se encuentran vulcanitas del Grupo Choiyoy, que afloran a lo largo del eje de la cordillera del Viento como un espeso conjunto de brechas, tobas, ignimbritas y mantos riolíticos y andesíticos.

Luego del ciclo de sedimentación del “Jurásico” de Argentina, donde se intercala la formación volcánica Nahueve, el Cenozoico comienza con el Grupo Molle (basaltos, andesitas, tobas, intrusivos dacíticos) y se corresponde a los términos intrusivos de la Formación Auca Pan de Turner. Se presenta con gran desarrollo al oeste de la cordillera del Viento, entre los ríos Neuquén y Nahueve. Poseen tonos rojizos a pardo amarillentos y las rocas volcánicas suelen estar alteradas. Hasta mediados

del Cenozoico hay intenso vulcanismo. A mediados del Mioceno, al noreste en la región de las Ovejas, se desarrollan espesos depósitos de tobas y brechas andesíticas de la Formación Invernada Vieja (que muestra mayor desarrollo hacia el norte en Las Ovejas), entre otras de naturaleza volcánica. La Hoja Geológica Ovejas, 3772-II (Zanettini, 2001), cubre gran parte del Departamento Minas; afloran las vulcanitas pérmicas del Grupo Choiyoy y la importante acumulación volcánica cenozoica donde se reconocen distintos ciclos efusivos con litologías de andesitas, basaltos, tobas, aglomerados volcánicos. En el Neógeno, hay que mencionar la Formación no volcánica Arroyo Palao, pero importante por la generación de Vertisoles, aflora al oeste de la localidad de Varvarco y al norte y noreste de Las Ovejas y sobre la ruta provincial 43. Son arcillitas y areniscas; aguas arriba del arroyo La Pata son arcillitas blanco-amarillentas, parcialmente cloritizadas, a veces muy deleznales (Suelo La Pata).

ASPECTOS METODOLÓGICOS

La dilucidación de la naturaleza congénita o no de los materiales minerales de los suelos ha sido una preocupación de los pedólogos desde los albores de la Ciencia del Suelo, por eso la innumerable diversidad de trabajos y libros extranjeros acerca de meteorización, mineralogía de suelos y sus productos, que son referenciales (Dixon & Weed, 1989; Nahon, 1991; Pedro, 1997; Delvigne *et al.*, 1979; Delvigne, 1998; Schaetzl & Anderson, 2005; Sumner, 2010; Chadwick & Graham, 2010; entre otros), pero escasos en Argentina (Morrás, 2016 a y b; Imbellone *et al.*, 2016).

Un acercamiento al tema de la transformación y síntesis mineral durante la pedogénesis es estudiar las variaciones de las funciones profundidad de los componentes minerales en todo el suelo, desde los horizontes superficiales hasta el considerado material originario; en un suelo monogenético, la meteorización es mayor en superficie y decrece con la profundidad, si no lo es, esta condición queda manifestada por la mineralogía y/o granulometría de la fracción clástica gruesa. La información que

se obtiene del análisis comparativo de horizontes proporciona evidencias acerca de las diferencias entre el material originario y los horizontes del solum. Con el advenimiento de la Micropedología y técnicas submicroscópicas, es posible analizar los componentes del suelo en sus posiciones reales, ver detalladamente los componentes gruesos del material y apreciar los procesos de pedogénesis por la reorganización de los constituyentes finos del suelo. En este trabajo, se analiza en algunos pedones, la fracción arena a grano suelto, y en todos ellos, la fracción arcilla, y la totalidad del material, integrando varios métodos, como se han dado en llamar *microscopia integrada* de suelos, para caracterizar la fase sólida inorgánica de los suelos.

Método de trabajo. Se seleccionaron en gabinete posibles áreas de interés, tomando como base el Mapa geomorfológico de la provincia de Neuquén a escala 1:500.000 (González Díaz & Ferrer, 1986) y el Mapa básico de suelos (Ferrer *et al.*, 1989, 1990). La información obtenida a partir de estos casos específicos de estudio podrá ser extrapolada y adquirir un significado areal debido a que la elección de sitios se basó en la cartografía original de suelos de la provincia y experiencia personal del Geol. José Ferrer e Ing. Jorge Irisarri, que permitió seleccionar perfiles de suelos de marcada representatividad en extensión y propiedades dentro del área. La información edafoclimática se obtuvo de las fuentes mencionadas. Los perfiles se individualizaron en el campo, describieron siguiendo las normas convencionales (Schoeneberger *et al.*, 2000) y se muestrearon para los fines de este trabajo, aunque alguna información corresponde al levantamiento del mapa de suelos original. Las determinaciones de caracterización se realizaron en el laboratorio de suelos de la Universidad Nacional del Comahue por métodos convencionales. Desde el punto de vista cartográfico, el área estudiada abarca las hojas geológicas de la provincia del Neuquén a escala 1: 200.000: Volcán Domuyo (31-b), ChosMalal (32-b), El Huecú (33-b), Catán Lil (37-c), Piedra del Aguila (38-c), y parcialmente las hojas Junín de los Andes (37-b) y San Martín de los Andes (38-b).

Se realizó un muestreo adicional para confeccionar secciones delgadas, tomando muestras no

disturbadas de los horizontes principales, y se prepararon cortes delgados de 8 x 5 cm de tamaño. Las descripciones e interpretaciones micro-morfológicas se efectuaron utilizando sistemas en vigencia (Stoops, 2003; Stoops *et al.*, 1979, 2010; Fitzpatrick, Paneque & Sleeman, 1979; Bullock *et al.*, 1985; Loaiza *et al.*, 2014; entre otros) y criterios propios. Adicionalmente, se describe la fracción gruesa y fina mediante microscopía óptica (Teruggi, 1960, 1982; Teruggi & Leguizamon, 1987; MacKenzie & Guilford, 1980; MacKenzie *et al.*, 1982 y otros). Se ilustra, a los fines didácticos, con numerosas microfotografías de cada suelo (Apéndice). Se eliminaron los agentes cementantes: a) carbonatos con acetato de sodio a fin de evitar los efectos agresivos del ácido clorhídrico, b) óxidos de hierro libres con ditionito de sodio; y c) materia orgánica con agua oxigenada diluida al 30%. La dispersión química se efectuó con calgón diluido al 10%. La identificación mineralógica de grano suelto de la fracción de 88-125 μm , en nitrobenzono, previa separación de minerales livianos y pesados por el método densimétrico con bromoformo. Los difractogramas de rayos X de arcillas se realizaron en fracciones: 2-1 μm (arcilla gruesa) y <1 μm (arcilla fina) de todos los horizontes principales; las suspensiones se obtuvieron por pipeteado según los tiempos establecidos por la ley de Stokes y se homoionizaron con cloruro de magnesio. Los difractogramas se realizaron e interpretaron en preparados orientados naturalmente provenientes de las suspensiones acuosas, en condiciones: natural, glicolada y calcinada en mufla a 550 °C durante 2 horas (Besoain, 1985; Bourchardt, 1989).

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Propiedades generales de los suelos

Los suelos del área meridional (Pedones 1 a 5) se encuentran, en general, a menos altura relativa que aquellos del área septentrional (Pedones 6 a 9), que están a más de 1000 m s.n.m. El espesor del solum es variable en cada caso, dependiendo de factores de formación geológicos/geomorfológicos. El suelo del área de Piedra del Águila posee un solum constituido solo del horizonte A de 24 cm de potencia, pues se desa-

rolla en una saprolita que está a escasa profundidad. En cambio, el suelo de Alicurá que está en una peneplanicie alcanza 130 cm de potencia, y el suelo Pampa Curacó solo 56 cm. En el área de Junín de los Andes el solum alcanza cerca de los 70 cm. En algunos suelos, la estratificación del perfil es evidente (Pedones 1, 2, y 4), y en otros no se aprecia con claridad en el campo (Pedones 8 y 9). Los suelos del área septentrional suelen ser más profundos, así, el solum es de 104 cm en el área de El Huecú, 67 cm en El Llano y 140 cm en La Puntilla y La Pata.

La **estructura** de los suelos está bien expresada. Bloques subangulares medios débiles se encuentran en horizontes A; en cambio, los horizontes B suelen poseer bloques angulares y prismas medios fuertes, sobre todo en el área septentrional. Estructura laminar a masiva bien marcada muestran los horizontes superficiales de suelos ubicados en pendientes inestables (Pedón 4, Junín de los Andes 2. Cuando la estructura es de grado fuerte la consistencia en seco suele ser dura a muy dura. El **color** es más oscuro en los horizontes A, otorgado por la materia orgánica, en el resto de los horizontes tiene mayor influencia el color de los materiales geológicos y/o los generados por pedogénesis (Schwertmann, 1993); son variados, desde aquellos rojizos, morados, anaranjados de los suelos Junín de los Andes 2 y La Puntilla (2,5YR), hasta los muy claros con matiz 5Y, El Huecú y Junín de los Andes 1 (10YR y 7,5YR) y La Pata, gris (10YR). La **textura** de los suelos es muy variable. Todos poseen cantidades variables de fragmentos gruesos, ya sea en superficie como una cubierta detrítica, o en otros, en todo el perfil. La mayoría de los suelos posee más del 35% de arcilla en los horizontes B (clases texturales arcillosa y franco arcillosa) y algunos desde la superficie. En otros predominan las fracciones arena y limo en los horizontes superficiales A y transicionales al B (clases texturales franco arenosa, franca, franca arcillosa). El **pH en pasta** de los suelos es ligeramente ácido a neutro y ligeramente alcalino en aquellos con carbonato de calcio en la base del perfil, como en el caso del suelo Pampa Curicó, donde alcanza a 8,05. El contenido de **materia orgánica** en algunos suelos supera el 1% (Junín de los Andes 1 y 2, El Llano),

en otros llega a 2% (El Huecú), y en otro, es mínimo (0,8%, Piedra del Águila).

Todos los suelos poseen algún rasgo pedológico marcado, propio del proceso dominante en su desarrollo, a excepción del suelo de Piedra del Águila donde la pedogénesis es incipiente. Los más notables son los rasgos de expansión-contracción como grietas superficiales de más de 1 cm de ancho, agregados cuneiformes y sistemas de grietas angulares y entrecruzadas en todo el suelo. Los rasgos de iluviación son barnices finos a moderados recubriendo caras de agregados; se encuentran principalmente en Pampa Curacó, Junín de los Andes 1 y El Llano. La hidromorfia posee distinto grado de expresión, desde ausente, o moderada, como nódulos de hierro y manganeso, hasta muy fuerte como áreas impregnativas de óxidos de hierro en Junín de los Andes 2, que denotan clase de drenaje natural “pobrementemente drenada”. La carbonatación se manifiesta notablemente sólo en los suelos de Pampa Curacó y Alicurá, ya sea como pseudomicelios y/o nódulos y formas impregnativas, que a veces adquieren las características de cementación continua, acumulación de lentes (pendants) debajo de los clastos y dureza de una calcreta.

Descripción de los suelos

Suelo Piedra del Águila. Xerortent típico, franca gruesa, micácea, térmica (TS); Regosol (WRB). 860 m s.n.m. Departamento Collón Curá. Hoja Geológica 38c, Piedra del Águila. **Secuencia de horizontes:** A (0-24 cm); C (24-100 cm); 2C2rb (100+ cm) y/o A (0-24 cm); C1 (24-65 cm); 2C2b (65-80 cm); 3C3rb (80+ cm).

El pedón se halla a 32 km al sur de la localidad de Piedra del Águila en un paisaje ondulado con pendientes entre 5-6% y donde afloran esporádicamente cuerpos graníticos-pegmatíticos. Es un área transicional entre el régimen de humedad xérico y árido. La cobertura vegetal es del 60% y la especie dominante es el coirón (*Stipa sp.*). La

superficie del suelo se halla cubierta por un pavimento de guijarros de hasta 3 cm de diámetro.

El suelo posee escaso desarrollo y carece de horizontes de diagnóstico (Soil Survey Staff, 2014). En el frente de la calicata y otras observaciones carenarias de control, se observa que algunos de los horizontes son discontinuos (2Cb) y con espesores muy variables (C, 2Cb). En una parte del frente de exposición los horizontes son: A, C, 2C2rb y en otra, A, C, 2C2b, 3C3rb. En este último conjunto existe una intercalación de material (horizonte 2C2b) que, como se verá más adelante, constituye una lente de material alóctono.

El perfil de campo muestra que consta de dos porciones superpuestas de distintas características: a) una superior de color oscuro (10YR 3/1 y 10YR 3/2, h), que incluye los **horizontes A y C** del suelo actual, donde los rasgos de pedogénesis son escasos y, b) una inferior de colores claros, propios de minerales de una roca granítica ácida, donde no se observan rasgos de pedogénesis y que incluye los **horizontes 2Cb, 3Crb** cuando está presente una intercalación lenticular, ó 2Crb cuando no está. Entre las dos porciones descriptas anteriormente se encuentra una línea de piedras; la misma posee continuidad lateral en el paisaje en una catena de 200 m, a profundidades variables entre 50 y 100 cm.

El suelo en su conjunto posee clase natural de drenaje bien drenado (Soil Survey Staff, 1999). El horizonte A es de 24 cm de espesor y descansa sobre un C de espesor variable entre 78 y 41 cm de espesor, bajo el cual se encuentra un 2Crb ó 3Crb según se halle o no la intercalación de material. La textura es franco arenosa en los horizontes superiores (A, C1), y arenosa en el inferior (C2). Hay uniformidad entre los tenores de las fracciones granulométricas: arena entre 69 y 73% (A), 69% (C1), limo entre 22 y 24% y arcilla entre 6 y 7%, respectivamente. El pH en pasta está entre 6 y 7 y el tenor de materia orgánica es muy escaso en todo el suelo y no alcanza al 1% en el horizonte A.

A medida que se profundiza la excavación, el material se hace más compacto y conserva la cohesión, gradando hacia una saprolita granítica.

Este hecho indicaría que se trata de un material residual. Si bien no es posible a simple vista determinar la naturaleza mineralógica exacta de los materiales que forman el suelo, se puede estimar la fuerte influencia de un material “granítico” debido a que en todo el perfil se ven partículas de mica, y otros minerales primarios como cuarzo y feldespatos. También, el material clástico superficial es de naturaleza granítica. El material alterado que se halla en la base de los suelos residuales se denomina saprolita y/o arena granítica, según la característica física de conservar o no la coherencia original (Guitán Rivera & Calvo de Anta, 1981). En este caso, en la parte más profunda de la calicata se encuentra una saprolita (**Fig. 2**) que se desagrega bajo la presión de los dedos, pero *in situ* conserva su estructura; grada hacia arriba a una arena granítica que tiene la estructura original alterada y se desagrega fácilmente ante presión entre los dedos. Detalles de mineralogía y alteración de los clastos se muestran en la **Fig. 11** y en el apéndice.



Figura 2. Suelo Piedra del Águila. Muestras de mano de la tonalita de base; en la caja y a la izquierda, saprolita tonalítica (horizonte 3C3rb).

Figure 2. Piedra del Águila soil; hand specimen of base tonalite. In the box to the left tonalitic saprolite (3C3rb horizon).

Rasgos destacables: a) presencia de materiales sedimentarios superpuestos de distinta naturaleza petrológica, separados por una línea de piedras; b) fracción clástica principalmente volcánica en superficie, depósito lenticular arcilloso discontinuo y saprolita tonalítica en la base; b) pedogénesis mínima. Apéndice: rasgos micromorfológicos en la **Fig. 11**.

Suelo Alicurá. *Argixerol vértico, Haploxerol mólico? (TS); Phaeozem lúvico (WRB).* 730 m s.n.m. Departamento Collón Curá. Hoja Geológica San Martín de los Andes. 43172-II 1: 250.000. **Secuencia de horizontes:** A (0-20 cm); 2Bss1(t) (20-69 cm); 2Bss2(t) (69-90 cm); 2BCssk(t) (90-130 cm); 2BCssk/2Cssk (130-148+ cm).

El perfil se realizó a 10 km de Villa Alicurá muy cerca de la ruta 237. El relieve es ligeramente inclinado, en un pequeño faldeo o planicie de pedimento, con pendiente del 1,5 a 2%. No se observa erosión y el escurrimiento es moderadamente rápido. La clase de drenaje natural es bien drenada a moderadamente bien drenada y la permeabilidad moderadamente lenta. La vegetación cubre el 90% de la superficie; está compuesta por predominio de coirón (*Stipa sp.*), luego neneo (*Mulinum spinosum*) y excepcionalmente charcao o yuyo moro (*Senecio filaginsum*).

En superficie hay una cubierta detrítica de “rodados patagónicos” ligeramente suelta cubriendo entre 20 y 30% del suelo (**Fig. 3**). Los clastos son angulares de entre 2 mm y 2 cm de diámetro con predominio de individuos de 5 mm. Hay un depósito superficial de 20 cm de potencia, que posee clastos de roca, (FG), redondeados y angulosos, e inmersos en el material más fino.

Debajo, hay un depósito más fino, con pocos fragmentos gruesos, que continúa hasta la base del



Figura 3. Suelo Alicurá; cubierta superficial detrítica.

Figure 3. Alicurá soil; clasts of the detrital surface cover.

suelo y en profundidad. No se determinó el espesor de este depósito o si en profundidad hay alteración *in situ* de la roca de base, posiblemente una toba. De todas maneras, queda claro por la observación de campo que hay dos depósitos sedimentarios: 1) superficial, detrítico con fracción clástica de tamaño medio y escaso material fino; 2) subsuperficial con fracción clástica de tamaño grueso y abundante material fino.

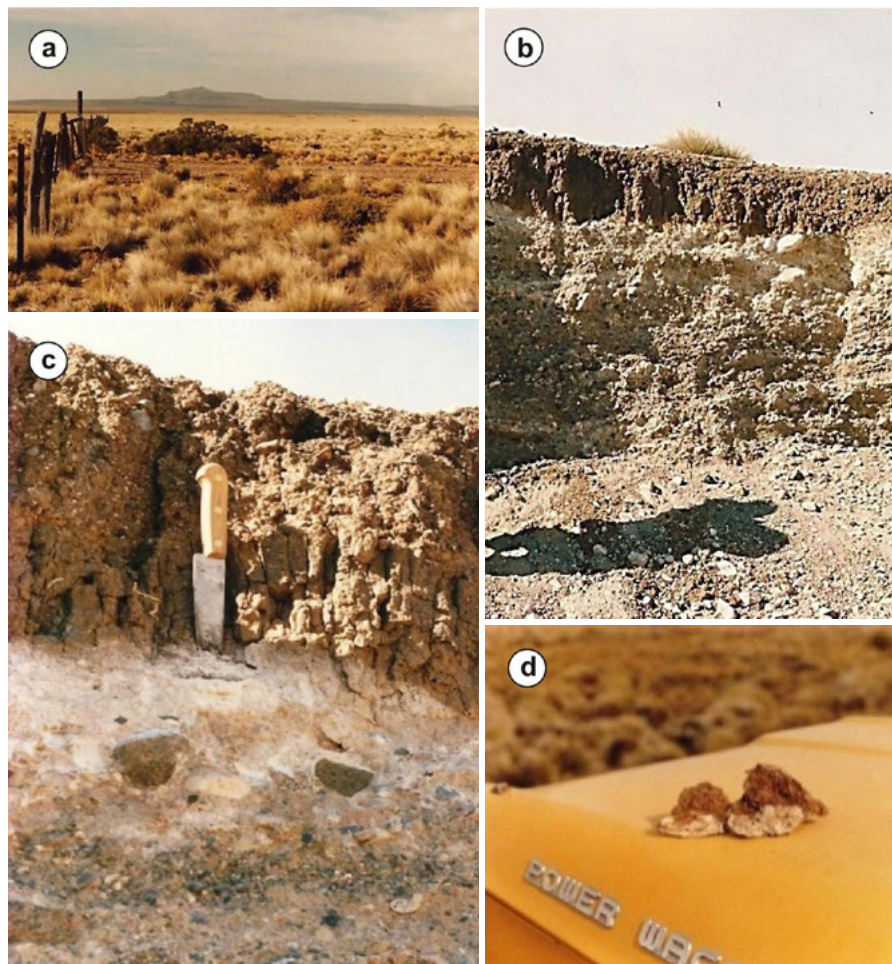
El **horizonte A** se desarrolla en un sedimento detrítico de 20 cm de espesor, es de color pardo grisáceo (10YR 5/2, s) y negro a pardo muy oscuro (10YR 2/1,5, h), franco arenoso a arenoso, con agregados granulares medios a finos, muy débiles y escasos con tendencia a masivo, la consistencia es suelta y ligeramente plástico y no adhesivo. El límite con el horizonte subyacente es abrupto y ondulado, hay moderada cantidad de raíces. El epipedón es mólico: con 1,01% de carbono orgánico (1,74% de MO) y en otro suelo cercano, que posee un A2 hasta los 51 cm de profundidad el CO alcanza a 1,02% (1,76% de MO). En discontinuidad litológica infrayacen los horizontes B de aproximadamente 1m de potencia. Esta discontinuidad litológica se aprecia en el campo por la diferencia en estructura, consistencia y límite con el horizonte subyacente (Meixner & Singer, 1981). El símbolo (t) entre paréntesis indica la presencia dubitativa de barnices de iluviación, y en ese caso el suelo sería un Argixerol vértico; la observación micromorfológica muestra que serían cutanes de tensión. El **horizonte 2Bss1(t)** de 49 cm de espesor es pardo oscuro (7,5YR 3/2, h) y pardo grisáceo oscuro a pardo grisáceo (10YR 4,5/2, s), franco arcillo arenoso, con prismas medios y gruesos, irregulares y fuertes, duro a muy duro, extremadamente firme y muy plástico y muy adhesivo y las raíces son escasas; claro y suave. Tiene un sistema de grietas verticales de muy distinta profundidad, separadas en general entre 3-4 cm; muchas de ellas verticalmente discontinuas. El **horizonte 2Bss2(t)**, de 21 cm de espesor, es de color pardo oscuro (7,5YR 3/4, h), arcilloso, superficies brillantes sobre agregados, con estructura semejante al horizonte suprayacente Bss1, muy duro, muy firme a extremadamente

firme, muy plástico y muy adhesivo, claro y suave. El **horizonte 2BCssk(t)**, de 40 cm de espesor, es pardo a pardo claro (7,5YR 4/4, h), franco arcillo limoso, con bloques medios moderados, con tendencia a masivo, duro, firme, muy plástico y muy adhesivo. El **horizonte 2BCk** es pardo a pardo fuerte (7,5YR4/5, h), franco arenoso, masivo, firme, plástico y adhesivo. Posee calcáreo blando pulverulento distribuido irregularmente en el perfil, con concentraciones de hasta 3 cm de diámetro, muchas de ellas orientadas según aparentes grietas. También presenta clastos subredondeados, algunos esféricos y otros discoidales de tamaño variado entre 6-15 cm de diámetro que ocupan alrededor del 20% por volumen unitario del suelo. Sobre las caras de estos clastos hay concentraciones calcáreas. Detalles de la micromorfología se aprecian en las ilustraciones del Apéndice, **Fig. 12**.

Rasgos destacables: a) superficies de deslizamiento, muy abundantes y conspicuas, inclinadas, en 2Bss1, 2Bss2 y 2BCss; b) las raíces se hallan en su mayoría entre las superficies de deslizamiento (sin.: caras de fricción); c) zonas brillantes en las caras de los agregados que se ven claramente a simple vista y parecen barnices de iluviación, pero su apreciación se ve dificultada por las conspicuas superficies de deslizamiento; d) las principales diferencias de campo entre los horizontes A y B se observan en: estructura, consistencia, tipo de límite, presencia de superficies de deslizamiento y carbonato de calcio. Apéndice: rasgos micromorfológicos en la **Fig. 12**.

Suelo Pampa Curacó. Argixerol cálcico (TS); Phaeozem lúvico (WRB). 1.230 m s.n.m. Departamento Catán-Lil. **Secuencia de horizontes:** A (0-12 cm); 2Bt1(12-29 cm); 2Bt2 (29-40 cm); 2BC (40-56 cm); 2Ckb? (56-70+ cm).

En la zona hay un complejo de Argixeroles con distinto grado de desarrollo de los horizontes aunque la secuencia de los mismos y el espesor del solum es semejante (<1 m); se desarrollan en un nivel pedemontano cuyo material de origen es un depósito no consolidado (**Fig. 4**). Algunos suelos

**Figura 4.** Suelo

Pampa Curacó. a) vista panorámica del ambiente de la Pampa de Curacó. La vegetación de coirón (*Stipa sp*) y colliguay (*Colliguage integerriana*) cubre la superficie del suelo. Al fondo se ve el cerro Áspero, basáltico, foto tomada hacia el sur, y al fondo a la derecha se ve el sitio de la calicata (camioneta y persona); b) Frente de la cantera a 30 m de la calicata. En la base se ve un depósito de grava con estratificación subhorizontal; c) en la base del suelo se observa la calcreta continua, por partes fuertemente cementada (horizonte petrocálcico) y sobreyaciendo un horizonte con estructura prismática fuerte. El cuchillo está apoyado en el techo de la calcreta; d) agregado con casquete basal de carbonato de calcio tomado del límite del Horizonte B con la calcreta, 2BC/2Ckb? La calicata se realizó a la vera de la ruta 40.

Figure 4. Pampa Curacó soil. a) general view of Pampa de Curacó. Soil surface covered with *Festuca pallescens* ("coirón"), and (*Colliguage integerriana*) ("colliguay"). The basaltic Mount Áspero is seen in the background. Photo taken facing south; the profile pit is at the left (near vehicle and person) beside the Route 40; b) quarry exposure, at 30 m from the profile pit showing gravel deposit with subhorizontal bedding; c) continuous calcrete at the soil bottom, strongly cemented in parts (petrocalcic horizon), overlying a B horizon with strong prismatic structure. Knife lying on the calcrete top; d) aggregate with a pendent of calcium carbonate taken from the boundary between the B horizon and the calcrete, 2BC/2Ckb?.

están en la transición del régimen xérico con el arídico. Todos los suelos poseen fragmentos gruesos (FG), y en algunos la diferencia porcentual de los mismos permite colocar una discontinuidad litológica entre los horizontes A y 2Bt. Hay barnices de iluviación entre escasos y moderados y abundante CaCO_3 pedogénico en la base del suelo.

El horizonte iluvial posee estructura prismática con grado moderado a fuerte. El límite entre el/los horizonte/s iluvial/es y la calcreta es neto y ondulado. A veces este contacto está entre el Bt y la calcreta cuando el solum es muy corto, aproximadamente 30 cm (parte izquierda de la foto); en otros

casos el solum es más profundo y se encuentra la secuencia mencionada precedentemente. El techo de la calcreta sería una superficie de erosión y por encima, en discontinuidad litológica, se encuentra el depósito donde se desarrollan rasgos pedológicos marcados. Hasta los 56 cm de profundidad no hay reacción de calcáreo. Con un límite abrupto subyace la calcreta (horizonte 2Ckb), constituida por un depósito estratificado de "rodados patagónicos" fuerte a moderadamente cementados.

El **horizonte A** (0-12 cm) es pardo grisáceo muy oscuro a pardo oscuro, 10YR 3/2,5 (h), franco arcilloso; estructura en bloques subangulares, medios a

finos y débiles, consistencia en mojado plástico y adhesivo y con 30% de grava en volumen. El **horizonte 2Bt1** (12-29 cm) es pardo muy oscuro, 10YR 2/2 (h), franco arcillo limoso a arcillo limoso; estructura en prismas irregulares, medios, moderados, consistencia en húmedo friable, plástico y adhesivo y 20% de grava fina en peso, de tamaño muy variable entre 1 y 8 cm. Abundantes barnices, medios y continuos. El **horizonte 2Bt2** (29-40 cm) es pardo fuerte, 7,5YR 4/4 (h), arcillo limoso a arcilloso, con estructura en bloques angulares, medios moderados, firme, plástico y adhesivo; 20% de grava fina en peso, de tamaño muy variable entre 1 y 8 cm. La estructura apreciada en seco es prismática, media, fuerte, muy evidente. Hay barnices escasos, finos y muy discontinuos. El **horizonte 2BC** (40-56 cm) es pardo amarillento oscuro, 10YR 4/6 (h), arcillo limoso, con bloques angulares, medios y tendencia a masivo, ligeramente plástico y ligeramente adhesivo, con 20% de grava fina en peso, de tamaño semejante al del Bt1. El **horizonte 2Ckb?** (56+ cm) es pardo muy pálido, 10YR 8/2 (s) y pardo muy pálido, 10YR 7/4 (h), masivo y duro y ligeramente duro a veces, con reacción moderada al calcáreo. Posee 15% de rodados totalmente revestidos con CaCO_3 .

Rasgos destacables: a) la abundancia de fragmentos gruesos en todo el suelo; b) el tipo y grado de estructura del Bt2; c) la presencia de barnices de iluvación en el Bt1 y Bt2; d) el límite abrupto en el techo de la calcreta; e) la calcreta en sí misma. *Apéndice:* rasgos micromorfológicos en la **Fig. 13**.

Suelo Junín de los Andes 1. *Haploxeralf* (TS), *Luvisol* (WRB). 1.070 m s.n.m. Departamento Huiliches. Hoja Geológica 37b, Junín de los Andes. **Secuencia de horizontes:** Enlame (0-3 cm); A (3-8 cm); 2Btss (8-30 cm); 2BCtss (30-64 cm); 3Cg1 (64-71 cm); 3Cg2 (71-111+ cm).

Como resultado de procesos exógenos, se registran en la zona superficies pedimentadas de flanco, como al este de Junín de los Andes, entre los ríos Chimehuín y Aluminé desarrollados en sedimentitas friables de la Formación Chimehuín. También son comunes los deslizamientos como formas principales de remoción en masa en los

bordes de planicies y mantos lávicos. Los depósitos se caracterizan por tener bloques angulosos de basaltos arrancados de la meseta lávica, sedimentitas y rodados (Cucchi & Leanza, 2006).

El suelo se describió a 10 km al norte de la ciudad de Junín de los Andes camino a paso Tremen, margen derecha de la ruta provincial N° 23 (**Fig. 5**). Se encuentra al pie de una pendiente en un paisaje de afloramientos tobáceos coronados por mesetas basálticas. El ambiente es de laderas de serranías y procesos de remoción en masa. La superficie del suelo está cubierta por rodados de rocas volcánicas de hasta 1 m de diámetro caídos por la pendiente inestable y también FG en todo el suelo. La cobertura vegetal es escasa y por sectores el suelo está desnudo. El suelo es poco profundo y el espesor del solum es de 64 cm. Posee un enlame y horizonte A, delgados y una porción iluvial de 34 cm de potencia formada por los horizontes B y BC. Los horizontes C reflejan influencia de la roca de base a veces con fuerte hidromorfia por infiltración asociada a planos de debilidad dentro de la toba. Observaciones de control muestran que la cantidad de FG, las discontinuidades litológicas y el grado de hidromorfismo son variables. En el corte del camino se extrajo a 3 m de profundidad una toba vítrea (chonita) que sería la roca de base.

La superficie del suelo está cubierta por FG subredondeados, bloques, vegetación de estepa herbácea-arbustiva, con pasto típico invasor, *Bromus tectorum*. El **enlame** (0-3 cm) es de color pardo grisáceo muy oscuro (10YR 3/2, s), estructura laminar fina a masiva, duro en seco. El **horizonte A** (3-8 cm) es pardo grisáceo (10YR 5/2, s) y gris oscuro (10YR 3/1, h), franco arenoso con 5% de grava gruesa a sábulo, laminar fino a masivo con tendencia a granular media débil, blando, ligeramente plástico y ligeramente adhesivo, raíces comunes y límite abrupto, que indica la discontinuidad litológica. El **horizonte 2Btss** (8-30 cm) es pardo oscuro (7,5YR 5/2, s), arcilloso con 10% de fragmentos gruesos, prismas irregulares, medios, fuertes, extremadamente duro, muy firme, plástico y adhesivo; abundantes barnices de iluvación/tensión?, límite claro. Por partes se observa deposición mecánica de material del A, caído por las

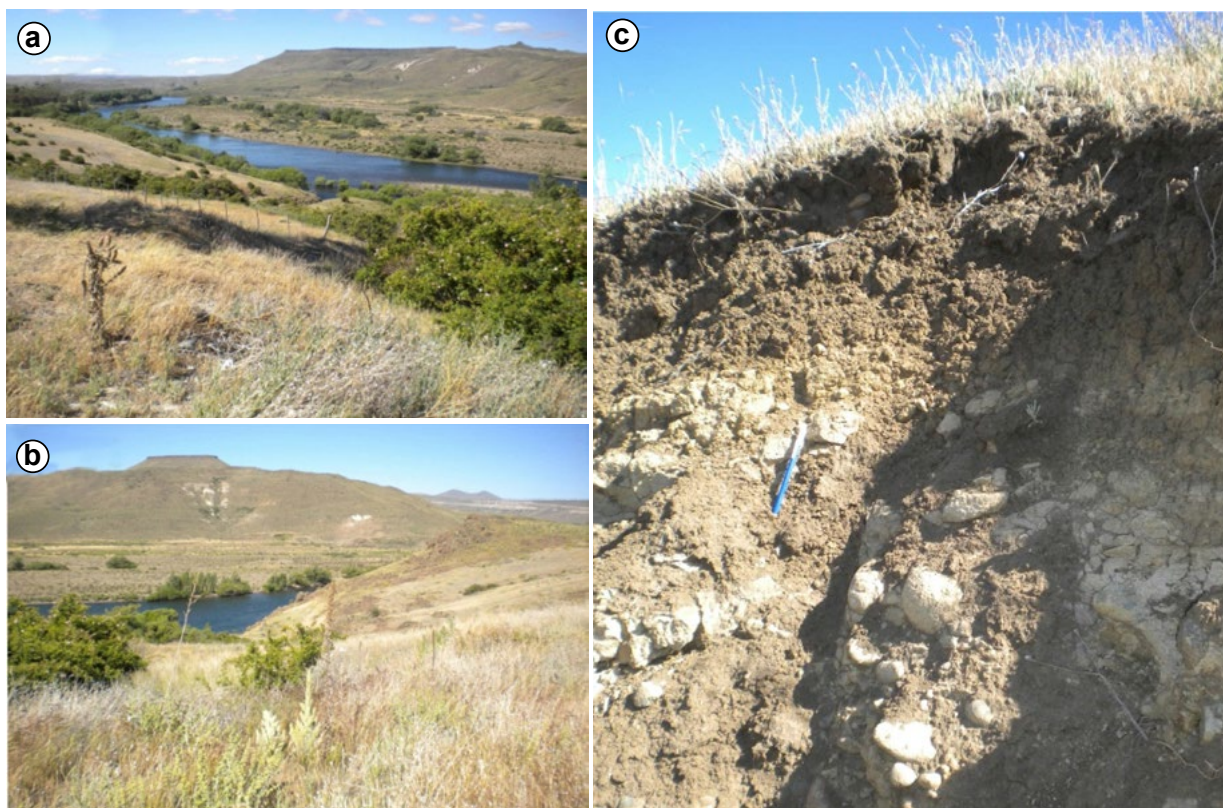


Figura 5. Suelo Junín de los Andes 1. a) y b) Curso del río Chimehuín que desemboca en el lago Huechulafquen, en la Rinconada. Área de tobas coronadas por basaltos (al fondo); c) Suelo desarrollado en un depósito de remoción en masa sobre tobas. Foto tomada en la Gira de Campo. UNC, 2013. Suelo semejante al descrito micromorfológicamente en el Apéndice, con menor grado de hidromorfia en profundidad que aquél.

Figure 5. Junín de los Andes 1 soil. a) and b) Chimehuin river (which flows into Huechulafquen lake) at La Rinconada; area of tuffs topped by basalts (in the background; c) soil developed in a mass wasting deposit on tuffs. Photo by Field Excursion (Universidad Nacional del Comahue, UNC, 2013). Soil similar to that described micromorphologically (Appendix), although this one exhibits a lesser degree of hydromorphism at the bottom.

grietas. Posee núcleos de alteración pardo oliva claro 2,5Y 5/6 (h) gris claro 2,5Y 7/2 (s) con gradación de colores. Barnices de arcilla finos y continuos. El **horizonte 2BCtss** (30-64 cm) es pardo a pardo oscuro (10YR 4/3, h), arcilloso, con abundante grava sábullo; masivo a ligeramente compacto; duro en seco, friable en húmedo; plástico y ligeramente adhesivo; abundantes barnices de iluviación/tensión, límite abrupto. Banda de alteración continua con colores hidromórficos: pardo amarillento claro 2,5Y 6/4 (h) y gris claro 2,5Y 7/2 (s) alternando con los colores del horizonte. Barnices de arcilla finos y continuos. El **horizonte 3Cg1** (64-71 cm) posee estructura laminar gruesa, manchas y moteados de alteración abundantes. Banda de alteración continua con colores hidromórficos: 2,5Y 6/4 (h) y 2,5Y 7/2 (s) alternando con los colores del horizonte.

Rasgos destacables: a) capas de material coluvial en sentido de la pendiente; b) presencia de barnices de iluviación/tensión; c) bandas de alteración hidromórfica producida por desplazamiento lateral y permanencia de agua. Apéndice: rasgos micromorfológicos en la Fig. 14.

Suelo Junín de los Andes 2. *Haploxerert* (TS); *Vertisol* (WRB). 784 m s.n.m. Departamento Huiliches. Hoja Geológica 37b, Junín de los Andes. **Secuencia de horizontes:** A (0-16 cm); Bss/C1 (16-66 cm); C2g (66-84 cm); C3/R (84-114+ cm).

El suelo se describió a 20 km de la ciudad de Junín de los Andes, camino a lago Tomen, en la margen izquierda de la ruta provincial N° 23 (Fig. 6). El perfil



Figura 6. Suelo Junín de los Andes 2. El horizonte A, oscuro y con límite ondulado, que pasa al horizonte B rojizo gradualmente. Foto de C. Buduba; 39°43'01,1'' S; 70°59'13,0'' O, 1124 m s.n.m. Curso para reconocedores, UNC, 2013.

Figure 6. Junín de los Andes 2 soil; A horizon, dark with wavy boundary passing gradually to a reddish B horizon. Photos by C. Buduba. Course for soil surveyors, UNC, 2013.

se ubica en una ladera inclinada con pendiente entre 8-10%. La vegetación que cubre parcialmente la superficie en un 30-50% son matas de coirón. Hay erosión hídrica ligera a moderada; la clase de drenaje natural es imperfectamente drenado a moderadamente bien drenado y con pedregosidad. Hay grietas superficiales de 4 cm de ancho que llegan hasta el C; en las mismas cae material del horizonte A hacia abajo. Posee moteados de color pardo oliva (2,5YR 4/4, s) y N 4/0. El material de base es una toba, posiblemente de la formación Auca Pan.

El **horizonte A** es gris oscuro (5YR 4/1) con bloques subangulares, muy duro; límite irregular. pH pasta: 5,55; arena: 28,4%, limo: 24,0%, arcilla: 47,6%; MO: 1,84%. El **horizonte B** es de color pardo rojizo (5YR 5/3, s) y pardo rojizo (5YR 4/4, h), con estructura en prismas grandes y fuertes; pH pasta: 5,45; arena: 17,7%, limo: 24,7%, arcilla: 57,6%; MO: 0,15%.

Rasgos destacables: a) espesor del solum some-ro (aproximadamente 50 cm); b) colores con matiz 5YR; c) contenido de arcilla mayor a 47% desde superficie; d) grietas superficiales. Apéndice: rasgos micromorfológicos en la **Fig. 15**.

Suelo El Huecú. Argixerol (TS); Phaeozem lúvico (WRB). 1.640 m s.n.m. Departamento Minas. Hoja Geológica 33b El Huecú. **Secuencia de horizontes:** A1 (0-11 cm); A2 (11-40 cm); BA (40-46 cm); 2Bsst (46-63 cm); 2Bss (63-104 cm); 3BCk (104-137 cm); 3Ck (137-170 cm); 3Ck/R (170-202 cm); 4R (202+ cm).

El suelo se encuentra en la cordillera de Mandolegüe en un faldeo adosado a afloramientos rocosos. El paisaje es ondulado formado por lomadas extendidas coronadas por mesetas basálticas. El relieve local posee pendientes entre 1 y 2% (**Fig. 7**).

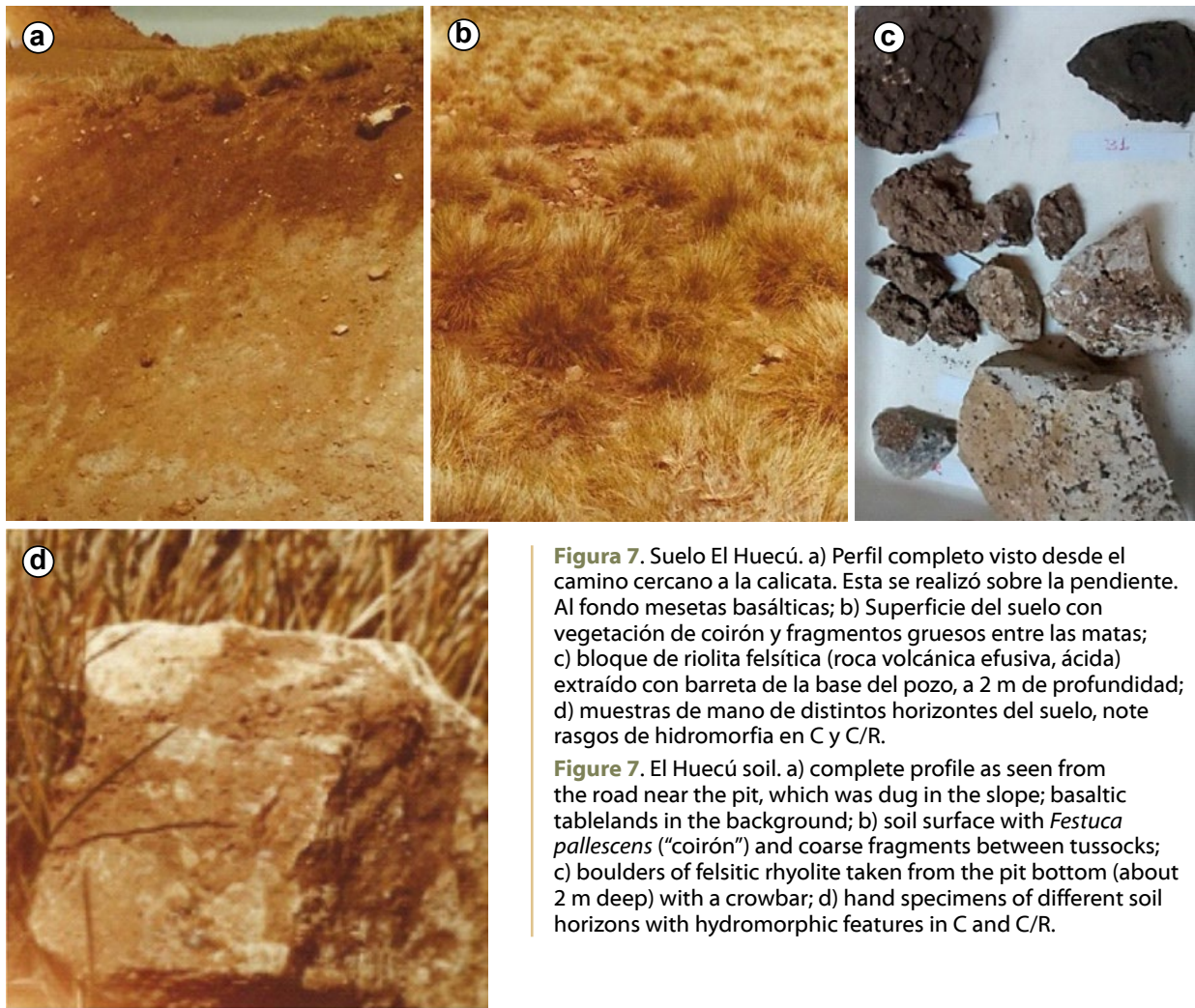


Figura 7. Suelo El Huecú. a) Perfil completo visto desde el camino cercano a la calicata. Esta se realizó sobre la pendiente. Al fondo mesetas basálticas; b) Superficie del suelo con vegetación de coirón y fragmentos gruesos entre las matas; c) bloque de riolita felsítica (roca volcánica efusiva, ácida) extraído con barreta de la base del pozo, a 2 m de profundidad; d) muestras de mano de distintos horizontes del suelo, note rasgos de hidromorfia en C y C/R.

Figure 7. El Huecú soil. a) complete profile as seen from the road near the pit, which was dug in the slope; basaltic tablelands in the background; b) soil surface with *Festuca pallescens* ("coirón") and coarse fragments between tussocks; c) boulders of felsitic rhyolite taken from the pit bottom (about 2 m deep) with a crowbar; d) hand specimens of different soil horizons with hydromorphic features in C and C/R.

El suelo posee un perfil bien desarrollado (**Fig. 7a**). La pedregosidad en superficie es escasa. No se observan sales o álcalis en superficie. La cobertura vegetal es del 70% representada por matas de coirón (**Fig. 7b**). La reacción del suelo es neutra a levemente alcalina en su totalidad, con pH entre 6 y 7,7.

El **horizonte A** es de 40 cm de espesor, color oscuro (10YR 3/1 y 10YR 3/2 en húmedo). Alto tenor de materia orgánica (2,6%) y textura franco arenosa con: 16% de arcilla, 30% de limo y 50% de arena. Subyaciendo se encuentran los **horizontes B** hasta los 137 cm, bien expresados, donde la materia orgánica decrece sensiblemente hasta valores de 0,5% y la textura se hace arcillosa llegando a tenores de arcilla del 63%, 17% de limo y 20% de

arena en el horizonte 2Bss, con colores más claros (7,5YR 5/4, h). El material más moderno es masivo/laminar, el intermedio está bien estructurado en prismas gruesos fuertes y el más antiguo es masivo. Durante el período estival, cuando el suelo se halla seco, se observan en esta profundidad, grietas de hasta 1 cm de ancho que separan agregados prismáticos y en bloques fuertemente expresados. Hacia la base, el suelo grada a los **horizontes 3Ck1** (137-170 cm) y **3Ck2/R** (170-202+ cm, fondo de pozo). Son de colores claros (7,5YR 5/4, h) y tenores de arcilla del 22%, limo 36% y arena 42%. En la base del suelo se observan rasgos hidromórficos oscuros y anaranjados, y concentraciones de carbonato de calcio como pseudomicelios de origen pedogenético, y nódulos laminares a subredondeados.

En un corte de camino, a 200 m de la calicata, se observa un pasaje gradual a difuso del horizonte C y el material subyacente que podría estar muy meteorizado. Subyace una roca volcánica ácida clara, compacta y de características riolíticas. Los fragmentos de esta roca están en todo el suelo. Suelen ser muy pequeños y escasamente visibles en la porción superior y media del suelo hasta aproximadamente el horizonte BC. En profundidad se hacen más abundantes hasta que a los 2 m adquieren tamaños de 50 cm o más, coalescen y adquieren el aspecto de una roca fisurada que es muy difícil de extraer, aún con barreta (Figs. 7c y d).

Rasgos destacables: a) espesor del solum que alcanza más de un metro; b) materiales coluviales superpuestos: discontinuidades litológicas indicadas por la naturaleza de los fragmentos gruesos, color y estructura; horizontes superficiales formados por un material coluvial grueso, masivo, laminar, con clastos de riolitas, basaltos, andesitas y pumicitas; horizontes subyacentes, arcillosos, sin pumicitas,

con superficies de deslizamiento y en profundidad más gruesos y masivos. Apéndice: rasgos micromorfológicos en la Fig. 16.

Suelo El Llano. Argixerol (TS); Phaeozem lúvico (WRB). 1.577 m s.n.m. Otros perfiles asociados serían Kastanozems. Departamento Minas. Hoja Geológica 32b, Chos Malal. **Secuencia de horizontes:** A (0-21 cm); BA (21- 32 cm); Bt (32-56 cm); Btk (56-77 cm); Ck (77-107 cm+). Posible discontinuidad litológica a los 56 cm.

Este suelo se encuentra en las cercanías del pueblo de Andacollo en un relieve ondulado, con vegetación de neneo (*Mulinum spinosus*) y coirón llama (*Stipa humilis*) (Fig. 8a).

Presenta un perfil con horizontes bien diferenciados (Fig. 8b). El **horizonte A** se diferencia claramente del resto por ser más oscuro (7,5YR 3/2, s); pardo rojizo oscuro (5YR 2,5/2, h) y más grueso, con textura franco arcillo arenosa (26,3% arcilla, 27,7% limo,

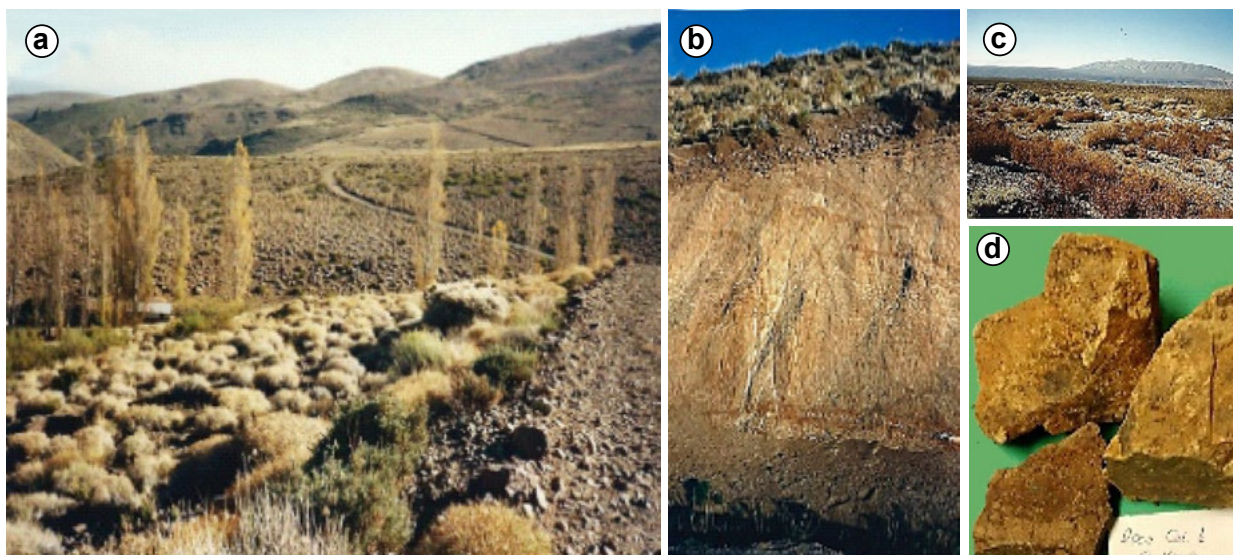


Figura 8. Suelo El Llano. a) Transitando por la ruta provincial N° 23, hacia el norte; a 15 km al sur de Andacollo. Ambiente de Molisoles. Pasando Andacollo por la misma ruta, hacia el norte, se llega al ambiente de los Vertisoles (Suelos El Llano y La Pata); b) Frente del perfil El Llano tomado desde el camino hasta los 4 m de profundidad; el espesor del suelo (Molisol) es de aproximadamente 1 m y en la base el afloramiento rocoso; c) paisaje del suelo El Llano, con cobertura vegetal de aproximadamente 50%; d) muestra de mano de la roca de base: toba lítica con abundantes clastos de pumicitas.

Figure 8. El Llano soil. a) setting of Mollisols. In going along Provincial Route 23 northward, 15 km south of Andacollo. Beyond Andacollo, by the same route to the north, a setting of Vertisols is reached (El Llano and La Pata soils); b) El Llano profile, 4 m deep, as seen from the road. The thickness of the soil (Mollisol) is about 1 m, with the bedrock at the base; c) landscape of El Llano soil; vegetation cover about 50%; d) hand specimen of the base rock: lithic tuff with abundant pumicite clasts.

40% arena) y 1,72% de MO, bloques subangulares moderados a fuertes y abundantes raíces. El resto de los horizontes posee color influenciado por el material originario, todos con matiz 5YR; los Bt son: Bt1: pardo rojizo oscuro (5YR 3/2, s; 5YR 2,5/2, h); Bt2: pardo rojizgbvv,,,mo oscuro (5YR 3/2, s, 5YR 3/2, h); Bt2k: pardo rojizo (5YR 4/3, s); gris rojizo oscuro (5YR 4/2, h) y el **horizonte Ck** es pardo rojizo (5YR 5/3, s) y pardo rojizo (5YR 5/3, h) (**Fig. 8b**). Los tres últimos horizontes son arcillosos con 41,7%, 61,50% y 58,8% de arcilla y 32,9%, 16,5%, 15,2% de arena, respectivamente; con prismas y bloques angulares fuertes muy duros en seco y muy firmes en húmedo, hacia la base del suelo hay tendencia a masivo. Entre 21 y 77 cm de profundidad se observan barnices de iluviación finos que se hacen más abundantes hacia la base del espesor; el pH en pasta varía entre 6,5 y 6,4 en los primeros horizontes y llega a 7,65 y 7,90 en los horizontes inferiores donde hay carbonato de calcio pulverulento.

Rasgos destacables: a) influencia del color de la roca de origen; b) presencia moderada de barnices de iluviación. Apéndice: rasgos micromorfológicos en Fig. 17.

Suelo La Puntilla. Haploxerert crómico (TS); Vertisol (WRB). 1.400 ±20 m s.n.m. Departamento Minas. Hoja Geológica 31b, Volcán Domuyo. **Secuencia de horizontes:** A (0-14 cm); Bss1 (14-34 cm); Bss2 (34-56 cm); Bss3 (56-90 cm); BCss1 (90-110 cm); 2BCss2 (110-140 cm); 2C (140-250 cm); 2Cr/R, saprolita, (250+cm). Algunos perfiles poseen horizonte transicional BA.

Los faldeos occidentales de la cordillera del Viento muestran afloramientos de la Formación Collón Curá con el desarrollo de Vertisoles (**Fig. 9**).

El suelo La Puntilla se describe a 7 km al norte del poblado Las Ovejas (Departamento Minas). El relieve es un plano ligeramente inclinado con pendiente del 1%, en un faldeo de la cordillera del Viento. La clase de drenaje natural es moderada-

mente bien drenada sin rasgos de hidromorfismo. La cobertura vegetal es de aproximadamente 20%, constituida principalmente por matas de coirón llama (*Stipa humilis*). El uso del suelo es pastoril. La estructura de los agregados es de bloques subangulares y angulares en los horizontes A; Bss1; Bss2; Bss3; BCss1 y angulares en 2BCss2; a mayor profundidad se pueden extraer núcleos de alteración de la roca dura original.

Rasgos destacables: a) estructura en bloques subangulares, fuerte; b) presencia de superficies de deslizamiento en todo el perfil; c) color rojizo homogéneo (matiz 5YR) en todo el suelo, heredado de la roca de base; d) textura arcillosa, discontinuidad litológica granulométrica. Apéndice: rasgos micromorfológicos en la Fig. 18.

Como ejemplo de la textura de los Vertisoles de la zona se muestra (escala sedimentológica de Wentworth, arcilla <4 µm): a) todas las subfracciones y en b) totales de arena, limo y arcilla y arcilla total en escala pedológica, USDA (arcilla < 2 µm), (**Tabla 1**).

El análisis de las fracciones granulométricas (**Tabla 1 a**) muestra que: a) los tenores de arcilla gruesa son escasos en todo el suelo; b) la arcilla fina no evidencia concentración en ningún horizonte lo que indica que no hay iluviación; c) hasta los 110 cm de profundidad la fracción arcilla fina (< 1 µm) se destaca por ser marcadamente mayoritaria. Este hecho se invierte a mayor profundidad donde la fracción preponderante es la arena, y las modales son AM (500-250 µm) y AG (1000-500 µm). Hasta los 110 cm de profundidad (**Tabla 1 b**), el contenido de arena total se encuentra entre 14 y 20%, el de limo entre 10 y 13% y el de arcilla es mayoritario entre 66 y 72%; en todos los horizontes la clase textural es arcillosa. A mayor profundidad estas relaciones se invierten y la fracción mayoritaria es la arena (68-80%) y disminuyen marcadamente el limo (7-10%) y la arcilla (13-23%) con clase textural franco arcillo arenosa y franco arenosa. Es un perfil estratificado con un depósito superior de 110 cm, arcilloso e infrayaciendo (hasta la profundidad de observación, 2,50 m), un mate-

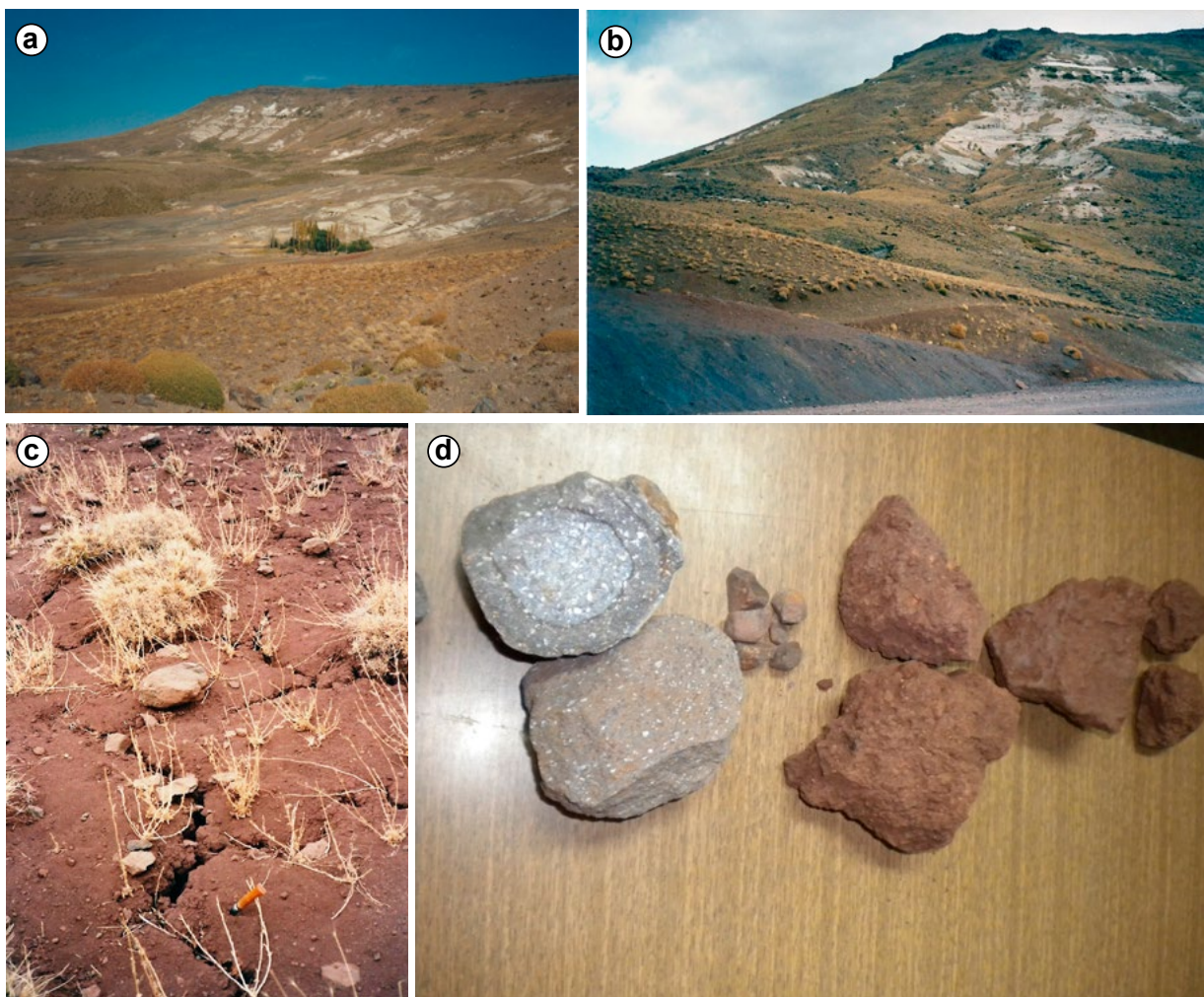


Figura 9. Suelo La Puntilla. a) Vista panorámica de los afloramientos de tobas claras y curso del río Neuquén, aproximadamente 5 km antes de llegar a la localidad de Las Ovejas por la ruta provincial N° 43. Afloramientos tobáceos de la Formación Collón-Curá. Imagen tomada desde el borde de la ruta provincial 23, a pocos km antes de llegar al paraje La Puntilla y a la localidad Las Ovejas; hacia el fondo el río Neuquén; b) Frente de exposición visto desde el camino y tomado en perspectiva. Se observa el suelo La Puntilla (Vertisol), en la parte superior del afloramiento. Al fondo afloramientos de tobas claras; c) Superficie del suelo mostrando profundas grietas poligonales, en las cuales cae material desde la superficie del suelo y hasta se puede introducir una barreta. La observación fue en el mes de abril antes del comienzo de las nevadas y el suelo estaba seco; d) Muestras de mano mostrando agregados tomados del frente. Se destaca el color de las muestras del solum con matices 5YR, s; e) Detalle de *corestones* de la roca original.

Figure 9. La Puntilla soil. a) general view of pale tuff outcrops (Collón Curá Formation) and channel of Neuquén river, about 5 km before La Puntilla and Las Ovejas localities; b) exposure observed from the road. La Puntilla soil (Vertisol) at the top of the outcrop. Outcrops of pale tuffs in the background; c) soil surface with deep polygonal cracks where a crowbar can be introduced and topsoil falls into them. The observation was made in April, before the snow season, when the soil was dry; d) hand specimens of soil aggregates. The colour of the solum samples is conspicuous, with 5YR hues (dry); e) detail of deeper corestones of the parent rock: dark purple andesite with pale plagioclase phenocrysts.

rial más grueso, con predominancia de AM y AG. Los valores granulométricos mencionados indican la presencia de una discontinuidad litológica a los 110 cm de profundidad. Asimismo, la uniformi-

dad (entre 61 y 66%) de los tenores de la fracción arcilla fina ($< 1 \mu\text{m}$) en los horizontes A y B indica la ausencia de procesos de translocación de material fino en el suelo, hasta esa profundidad.

Tabla 1. Distribución granulométrica porcentual del suelo La Puntilla. Haploxerert (TS). Escala sedimentológica Udden-Wentworth.**Table 1.** Grain-size distribution of la Puntilla soil. Haploxerert (ST). Udden-Wentworth sedimentological scale.

a)

H _z /μm	2000-1000	1000-500	500-250	250-125	125-63	63-31	31-16	16-8	8-4	4-2	2-1	<1
A	2,63	2,84	3,23	3,52	3,14	4,16	2,82	3,21	2,87	4,31	1,23	66,04
Bss1	4,46	3,59	3,90	3,94	3,03	2,01	4,44	1,75	3,79	3,38	1,54	64,19
Bss2	2,10	3,35	4,51	3,91	2,92	3,13	4,16	2,75	3,52	4,64	0,64	64,38
Bss3	2,70	4,00	6,18	4,70	3,00	2,18	3,96	2,96	4,09	3,57	1,17	61,49
BCss	2,44	2,90	3,33	3,42	2,73	3,90	3,33	1,99	4,63	277	1,52	67,06
2BCss	3,15	31,96	19,32	8,82	4,37	2,91	2,52	2,48	1,85	2,13	1,18	19,32
2C	7,66	33,48	25,88	8,78	3,79	1,92	1,77	1,98	1,77	0,93	0,75	11,27

b)

Horizonte	Profund. (cm)	Arena %	Limo %	Arcilla %	Arcilla % USDA
A	0-14	15,36	13,06	71,58	67,27
Bss1	14-34	18,52	11,99	69,11	65,63
Bss2	34-56	16,79	10,47	69,66	65,02
Bss3	56-90	20,58	13,19	66,23	62,66
BCss	90-110	14,82	9,95	nd	nd
2BCss	110-140	67,62	9,76	22,63	20,50
2C	140-250 +	79,59	7,44	12,95	12,02

Suelo La Pata. Haploxerert (TS); Vertisol (WRB). 1368 m s.n.m. ± 20 m. Departamento Minas. Hoja geológica 31b, Volcán Domuyo. Se mencionan dos perfiles, con variaciones sólo en el espesor de los horizontes. **Secuencia de horizontes 1:** A (0-20 cm); Bss1 (20-50 cm); Bss2 (50-87 cm); BC1 (87-140 cm); BC2 (140-180 cm); 2C (180+ cm). **Secuencia de horizontes 2:** A (0-13 cm); Bss1 (13-38 cm); Bss2 (38-62 cm); Bss3 (62-95 cm); BCss (95-120 cm); 2C (120+ cm).

El suelo La Pata (**Fig. 10**) es el más septentrional estudiado en el trabajo y está descripto en el paraje La Pata, pasando la localidad de Las Ovejas, camino a Varvarco. Se ubica en un pedimento de escasa pendiente (< a 1%) y plano, con vegetación de *Cirsium vulgare*, a veces con cobertura vegetal del 60%; el material original son arcillitas consolidadas de color claro, bien drenado, sin anegamiento, erosión ni pedregosidad; la temperatura media anual del aire es de 10 °C, con precipitación media anual de 400 mm.

El suelo (secuencia 2), se caracteriza por color homogéneo en todos sus horizontes: gris (10YR 5/1, s; 10YR 4/2 y 4/1, h) en A y Bss1 y pardo grisáceo (10YR 5/2 y 4/2, s; 10YR 4/2, h) en Bss2, Bss3 y BCss. El horizonte C es aún más claro en seco (10YR 6/3). Todos los horizontes son arcillosos, con bloques angulares cuneiformes fuertes, muy duros y muy firmes, plásticos y adhesivos, con barnices de tensión muy abundantes a partir de los 38 cm de profundidad. Las raíces son escasas y en los espacios interagregados. El contenido de MO es >1% en los dos horizontes superiores (A: 1,49%, Bss1: 1,05%), y luego decrece en profundidad. La zona con mayor tenor de arcilla es hasta el BCss inclusive: A: 61,7% (21,8% arena); Bss1: 57,4% (24,4% arena); Bss2: 59,6% (17% arena); Bss3: 56,5% (17% arena); BCss: 45,1% (26,6% arena).

El **horizonte C** es algo más grueso, franco arcilloso, con 32,5% de arcilla, 30,6% de limo y 36,9% de arena. El pH en pasta es medio entre 6,4 en superficie hasta 7,4 en el C; no posee carbonato de calcio hasta la profundidad analizada, aunque todo el suelo posee alta saturación con bases (entre 90 y 100%) y

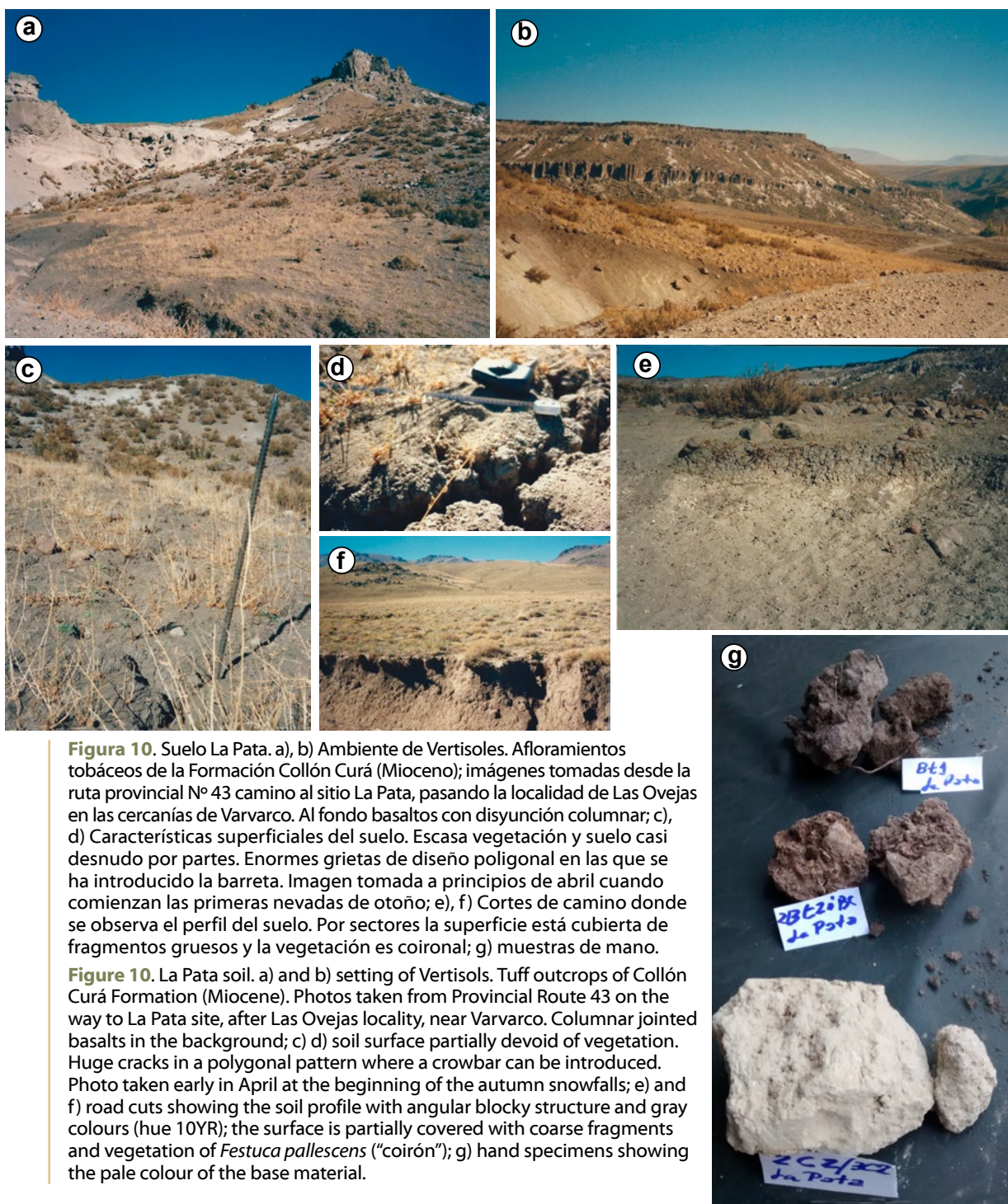


Figura 10. Suelo La Pata. a), b) Ambiente de Vertisoles. Afloramientos tobáceos de la Formación Collón Curá (Mioceno); imágenes tomadas desde la ruta provincial N° 43 camino al sitio La Pata, pasando la localidad de Las Ovejas en las cercanías de Varvarco. Al fondo basaltos con disyunción columnar; c), d) Características superficiales del suelo. Escasa vegetación y suelo casi desnudo por partes. Enormes grietas de diseño poligonal en las que se ha introducido la barreta. Imagen tomada a principios de abril cuando comienzan las primeras nevadas de otoño; e), f) Cortes de camino donde se observa el perfil del suelo. Por sectores la superficie está cubierta de fragmentos gruesos y la vegetación es coironal; g) muestras de mano.

Figure 10. La Pata soil. a) and b) setting of Vertisols. Tuff outcrops of Collón Curá Formation (Miocene). Photos taken from Provincial Route 43 on the way to La Pata site, after Las Ovejas locality, near Varvarco. Columnar jointed basalts in the background; c) d) soil surface partially devoid of vegetation. Huge cracks in a polygonal pattern where a crowbar can be introduced. Photo taken early in April at the beginning of the autumn snowfalls; e) and f) road cuts showing the soil profile with angular blocky structure and gray colours (hue 10YR); the surface is partially covered with coarse fragments and vegetation of *Festuca pallescens* ("coirón"); g) hand specimens showing the pale colour of the base material.

el catión predominante es el Ca^{2+} A: $33,4 \text{ cmol}_{(+)} \cdot \text{kg}^{-1}$ hasta el C: $73,3 \text{ cmol}_{(+)} \cdot \text{kg}^{-1}$. La CIC es muy alta, entre $58,9 \text{ cmol}_{(+)} \cdot \text{kg}^{-1}$ en el A y $76,1 \text{ cmol}_{(+)} \cdot \text{kg}^{-1}$ en el C. El contenido de agua es semejante el todo el suelo: a 0,3 atmósferas: A: 49,8%, Bss1: 49,3%; Bss2: 52,3%; Bss3: 49,2%; BCss: 52,9% y C: 46,1%; a 15 atmósferas: A:

31,9%; Bss1: 33,9%; Bss2: 34,6%; Bss3: 36,1%; BCss: 35,25% y C: 32,58%.

Rasgos destacables: a) el color claro influenciado por la roca de base y b) las estructuras cuneiformes y grietas profundas. Apéndice: rasgos micromorfológicos en la Fig. 19.

DISCUSIÓN

La discusión se realiza desde varios puntos de vista: a) el clima del suelo, b) la naturaleza de la fracción clástica con el complemento de la mineralogía de las arcillas, c) los rasgos pedológicos resultantes.

El clima del suelo. Es importante considerar el significado del edafoclima debido a la importancia genética que poseen las variaciones geográficas y temporales estacionales de las condiciones hidrotérmicas de los suelos del Neuquén.

En el cuerpo del suelo se producen variaciones hídricas y térmicas que están regidas por: a) las propiedades intrínsecas del material del suelo como textura, porosidad, permeabilidad, composición mineralógica, etc., y b) por las características del clima atmosférico. La interacción entre unas y otras determina un sistema pedológico interno que regula la disponibilidad de oxígeno en el medio edáfico y, como consecuencia de ello, la cinética de los procesos químicos y fisicoquímicos que inducen los distintos procesos bio-minerales del suelo. Así, regula el tipo y grado de alteración de los minerales primarios y secundarios, la microflora y microfauna, el ciclo de disponibilidad de nutrientes, los procesos de nitrificación y amonificación, la evolución de la materia orgánica, el tipo de humus, los procesos de mineralización de la materia orgánica, etc.

El clima edáfico en sí mismo es una propiedad dinámica del suelo ya que responde rápidamente a las variaciones del clima atmosférico. Por tal razón, el pedoclima experimenta oscilaciones temporales tanto diarias como estacionales, que afectan al mundo vivo e inerte del ecosistema suelo. Cabe agregar que el pedoclima posee expresión espacial en el cuerpo suelo ya que las variaciones hídricas y térmicas del mismo pueden afectarlo diferencialmente, determinando horizontes o grupos de ellos con distinto grado de humedad y temperatura que condicionan los procesos pedológicos que ocurren en los mismos.

Una de las primeras manifestaciones de la pedogénesis, aún en suelos poco desarrollados, es la melanización; se manifiesta en algunos de los suelos estudiados por los colores del horizonte A de los Molisoles con intensidades entre 1 y 2 (h). En los suelos estu-

diados la plasmificación de materia orgánica es moderada, uniendo el material fino por partes. Algunos de los suelos tienen buena cobertura vegetal, entre 70 y 90%, como Alicurá y El Huecú, con contenidos de MO entre 2 y 3% e incluso restos de raíces y actividad biológica hasta el metro de profundidad. Otros, con cobertura vegetal intermedia como El Llano (60%) y La Pata (40-50%) y menor, como en Junín de los Andes 1 y 2, poseen contenidos de MO entre 1 y 2%; La Puntilla posee menor cobertura vegetal al igual que Piedra del Águila.

Como se sabe, el contenido de agua del suelo puede variar desde saturación, a $pF = 0$, hasta el estado seco. Este último corresponde al contenido de agua cuando el suelo está por debajo del punto de marchitez permanente, retenida con una fuerza ≥ 15 atmósferas, o $pF > 4,2$. Entre estos extremos hay estados intermedios que los suelos experimentan durante el año, pasando por distintos estados de humedad en función de las condiciones climáticas y las intrínsecas del suelo y ambiente físico. En los suelos estudiados, bajo régimen xérico, hay déficit hídrico en verano, entre 100 y 400 mm (Pereyra *et al.*, 2011); si bien es moderado, es suficiente para generar fuerte resquebrajamiento superficial en aquellos suelos con capacidad intrínseca para generarlo, debido al alto contenido de arcilla y escasa cobertura vegetal, como en La Puntilla (Fig. 9) y La Pata (Fig. 10); además puede producir movilización interna de la masa del suelo como en Alicurá (Fig. 12), Junín de los Andes 2 (Fig. 15), El Huecú (Fig. 16) y La Puntilla (Fig. 18), donde hay fuerte fisuración y/o reordenamiento interno.

La efectividad de la humedad depende de: a) la forma e intensidad de la precipitación, b) su variabilidad estacional, c) la velocidad de evaporación desde la vegetación y el suelo, d) la pendiente del terreno, y e) la permeabilidad del material originario (White, 1997, pag 87). La efectividad de la humedad es responsable de la diferenciación pedológica; es alta en los climas húmedos y muy húmedos y allí hay un movimiento neto de agua hacia abajo en el suelo en la mayoría de los años, que provoca lixiviación de compuestos solubles, alguna eliminación fuera del suelo y translocación de partículas arcillosas desde horizontes su-

periores a inferiores. En climas áridos, la efectividad de la humedad es baja y hay un movimiento de agua hacia arriba en la mayoría de los años que lleva sales hacia la superficie del suelo, lo que no ocurre en los suelos estudiados, ya que ninguno es salino. El régimen xérico y transicional al árido, con variabilidad estacional, se halla entre esos extremos mencionados con condiciones intermedias que permiten una diferenciación moderada del suelo, con perfiles A, B, C, en algunos casos con revestimientos texturales finos y moderados como en Pampa Curacó (Fig. 13) y El Llano (Fig. 17) y abundantes en Junín de los Andes 1 (Fig. 14). Considerando las características del clima atmosférico de estaciones seleccionadas, Ferrer *et al.* (2006) establecen en el caso de las localidades de Junín de los Andes (precipitación media anual: 886 mm y 765 m s.n.m.; zona meridional de estudio), y Huínganco (precipitación media anual 736 mm y 1.350 m s.n.m. y Varvarco, precipitación media anual 573 mm y 1.600 m s.n.m.; zona septentrional de estudio), que: A - para el régimen xérico típico, los días acumulados durante el año, cuando el suelo está seco, son 46 para Junín de los Andes, parcialmente húmedo 77 y húmedo 237; B - para el xérico seco están secos 107 y 112 en Huínganco y Varvarco respectivamente; están parcialmente húmedos 40 y 54 días, y, húmedos 213 y 194 días. Asimismo, en las tres localidades los suelos están húmedos en el invierno e inicios de primavera (después del 21 de junio) durante 120 días consecutivos.

Estos datos indican que la variabilidad estacional de la condición hídrica del suelo permite procesos de translocación, verificada en este trabajo por la presencia de revestimientos de arcilla, y posiblemente también algún grado de transformación, cuyo grado no es posible determinar exactamente cuando el material madre posee alteración congénita (Buol *et al.*, 1997) como en este caso.

Semejante es el efecto de la temperatura de la zona. Como generalidad, la temperatura varía con la latitud y altitud y el grado de absorción y reflexión de la radiación solar por la atmósfera. La temperatura afecta la velocidad de meteorización y síntesis mineral y los procesos biológicos de crecimiento y descomposición. La velocidad de las

reacciones químicas aumenta aproximadamente al doble por cada 10 °C de elevación de la temperatura, aunque las reacciones de catalización enzimática son sensibles a altas temperaturas, usualmente llegan a un máximo entre 30 y 35 °C. Por otro lado, debajo del punto de congelamiento no hay actividad biológica y el agua no se mueve como líquido. Entre 0-5 °C el crecimiento de las raíces de la mayoría de las plantas y la germinación de casi todas las semillas, es imposible. En los suelos estudiados la temperatura media anual está entre 10 y 12 °C, la máxima media anual entre 16 y 20 °C y la media mínima entre 3 y 5 °C. En las localidades mencionadas anteriormente (Junín de los Andes, Huínganco y Varvarco) la temperatura media anual del suelo es: 10,5 °C, 10 °C y 14,4 °C, respectivamente. Como se determina en la cartografía original (Ferrer *et al.*, 1990), el tipo de clima atmosférico en el área de régimen xérico, es subhúmedo, con variaciones de seco a semiárido.

Por lo antedicho, surge que no se alcanzan condiciones extremas de humedad y temperatura que impidan la pedogénesis, la evolución de la materia orgánica, los procesos de expansión contracción, la movilización de soluciones carbonatadas y sesquioxídicas, leve argiluvación y posiblemente algún grado de hidrólisis, durante el período húmedo entre fines del otoño e inicio de la primavera.

Naturaleza petrográfica de la fracción clástica. Las detalladas descripciones micromorfológicas realizadas en este trabajo junto a la información de las Hojas geológicas, muestran con claridad que el material clástico de los suelos posee abundante participación de rocas volcánicas, tanto en los fragmentos gruesos y clastos líticos de esa naturaleza, como en las especies minerales de la arena.

La herencia volcánica que poseen los suelos de la región andina y pedemontana proviene de la historia geológica y paleogeográfica del territorio argentino (Capítulo 1 de esta obra). Las formaciones geológicas precenozoicas, junto con la actividad del vulcanismo andino desde la elevación de la cordillera de los Andes en el Terciario superior, aportaron materiales rocosos que luego fueron distribuidos en las distin-

tas cuencas durante las glaciaciones, como depósitos morénicos, glacifluviales y aluviales, en geoformas de esos orígenes, y luego afectados por la geodinámica externa. Las geoformas con pendientes inclinadas inestables generan durante el Cuaternario, procesos de remoción en masa que originan suelos con materiales originarios estratificados, como el de la mayoría de los suelos estudiados en este trabajo (Piedra del Águila, Alicurá, Pampa Curacó, Junín de los Andes 1, El Huecú). Algunos son marcadamente estratificados y las discontinuidades litológicas se ven en el campo como Piedra del Águila, Alicurá, Junín de los Andes 1. En otros, son detectables por análisis de tamaño de partículas, como ocurre con La Puntilla, donde concurrentemente la granulometría detallada y la mineralogía muestran las discontinuidades litológicas.

Donde la condición geomorfológica local lo favorece (Milot, 1977, 1980; Birkeland, 1984) habría algún grado de alteración *in situ* del material de base como en Junín de los Andes 2 y La Puntilla; aún en aquellos con diferencias granulométricas en el material alterado como La Puntilla, La Pata y posiblemente El Llano.

Como se sabe, las discontinuidades litológicas se establecen por granulometría, y/o naturaleza mineralógica y/o alguna diferencia en edad, pero este es un concepto general y no hay acuerdo acerca del grado de cambio requerido para fijar una discontinuidad litológica (Soil Survey Staff, 2014, pag. 83). Siguiendo ese enunciado, la mayoría de los suelos presentados son estratificados por tener alguna diferencia porcentual granulométrica de la fracción gruesa, algunos bien marcados en el campo y otros analíticamente. Sin embargo, es difícil establecer un criterio exacto acerca de la diferencia porcentual granulométrica numérica, en general y en particular en este caso, para indicar una discontinuidad litológica en suelos desarrollados en depósitos de pendiente y planicies. Por un lado, hay que tener en cuenta las diferencias operacionales de cuantificación y por otro la naturaleza propia de los materiales. Los suelos estudiados poseen un intervalo granulométrico propio de materiales provenientes de depósitos de remoción en masa y depósitos glacifluviales que es muy amplio

y heterogéneo espacialmente; poseen fragmentos gruesos y clastos líticos distribuidos en forma heterogénea y variable lateralmente, que dificulta la determinación y representatividad de las discontinuidades litológicas. Esta heterogeneidad se suma a la variación lateral propia de los suelos y a veces, dificulta el establecimiento de perfiles modales.

Algunos autores usan los fragmentos gruesos para marcar discontinuidades litológicas. En trabajos anteriores, el más reciente, Imbellone *et al.* (2018), para suelos desarrollados en loess usamos una diferencia porcentual de 10% de fracción inmóvil granulométrica y mineralógica, pues el loess es un depósito con intervalo granulométrico menor que en los suelos con fragmentos gruesos. Cualquiera sea el criterio a utilizar, en los suelos de esta zona podría relativizarse la presencia de discontinuidades litológicas granulométricas poco marcadas, en el desarrollo del suelo. El motivo sería la inestabilidad del ambiente geomorfológico y la variación lateral que presentan, priorizando la influencia de la naturaleza petrográfica del material de origen; éste, aunque es predominantemente de naturaleza volcánica generalizada, suele poseer mezcla con minerales de otros orígenes, como se ha dicho; hecho de reconocimiento sencillo, a veces a simple vista, del material clástico.

La mayoría de los suelos presentan discontinuidades litológicas granulométricas por efecto de mezcla de materiales en suelos ubicados en posiciones geomorfológicas inestables localmente, pero la naturaleza del material clástico suele ser semejante, pues proviene de depósitos y/o de rocas volcánicas, adicionalmente, con aportes de origen granítico; incluso el suelo de Piedra del Águila que tiene una saprolita granítica subyacente, posee una mezcla superficial de material volcánico. La estratificación de los suelos abre una línea de pensamiento relacionada con la presencia de superficies geomórficas de “arrasamiento”, y en ese caso la presencia de suelos antiguos, tema soslayado en este trabajo.

Así, el material originario de los suelos estudiados tendría una combinación de: 1) materiales estratificados provenientes de procesos geomórficos superfi-

ciales y, 2) materiales composicionalmente residuales de distintas rocas, anteriores a la formación del suelo, que aportan al mismo minerales alterados y abundante fracción fina. Según la preponderancia de unos u otros, los suelos de la Tabla 2 pueden analizarse en el marco de los “tipos y propiedades del material parental de los suelos”, analizados por Morrás (2016 a, pag. 50), como sigue:

- A- suelos con materiales originarios donde predomina la influencia del material de base, aún con mezcla de otro origen: Junín de los Andes 2; El Llano; La Puntilla; La Pata.
- B- suelos con materiales originarios con discontinuidades litológicas marcadas, ya sea granulométricas y/o composicionales: Piedra del Águila, Alicurá, Pampa Curacó, Junín de los Andes 1, El Huecú.

Los suelos estudiados, con materiales originarios transportados poseen una mezcla de clastos de rocas de origen volcánico de formaciones diversas, a veces mezcladas con materiales graníticos. Por tanto, el material clástico de rocas precuaternarias y cuaternarias de la zona tiene importante y diferente participación en la fase sólida inorgánica de estos suelos. Estas rocas y sus fragmentos serían la fuente de aporte de los materiales geológicos que constituyen los materiales originarios y el punto de partida de la evolución de los suelos; llegan a los suelos con sus propiedades originales y/o productos de alteración congénita, ya sea como minerales primarios, filosilicatos arcillosos y/o sesquióxidos, que siguen su evolución en el suelo. Como un concepto general, en los suelos donde el aporte de sedimentos alóctonos es reducido, los materiales desagregados por la alteración de las rocas originarias generarían suelos predominantemente *residuales*, por la formación y evolución *in situ* de minerales secundarios en la saprolita y luego en el suelo. Este es un concepto que debe analizarse cuidadosamente, pues si bien la base de los afloramientos puede ser residual, la parte superior de los mismos puede poseer materiales retransportados y en ese caso el material originario y/o horizontes del suelo no es totalmente residual, como en el caso del pedón La Puntilla.

Resumiendo: 1) Por un lado, podríamos decir que el material originario de la mayoría de los suelos estudiados es estratificado por tener discontinuidades granulométricas, ya que la inestabilidad geomorfológica hace que localmente haya movilización de materiales por procesos de pendiente y depositacionales, de distinto grado. 2) Por otro lado, hay que enfatizar la fuerte influencia de la naturaleza volcánica de las rocas que han aportado el material clástico a los suelos, aún en aquellos con alguna diferencia granulométrica.

Alteración del material clástico. Está demostrado en las numerosas ilustraciones y descripciones micromorfológicas de los suelos estudiados, que el material clástico de mayor tamaño posee fuerte alteración física y química de algunos minerales como plagioclasas, olivinas y piroxenos, en argilominerales y sesquióxidos (ver Apéndice). Los fragmentos alterados, junto con la fracción fina de las rocas de origen como las rocas volcánicas, tobas y arcillitas, aportan sus minerales primarios y secundarios al suelo, tal como lo sugirieron Ferrer & Irisarri (1984). Así también lo demuestra la abundancia y composición de la fracción arcilla fina, que en la mayoría de los suelos es abundante y de naturaleza montmorillonítica y caolinítica predominante. Además, ya se menciona en las hojas geológicas la naturaleza principalmente arcillosa de la matriz de las rocas tobáceas, como también andesitas y matrices alteradas con óxidos de Fe, zonas de carbonatación y hasta niveles concrecionales.

Por otro lado, el régimen hidrotérmico de los suelos seguramente tiene algún grado de participación en la hidrólisis de las estructuras minerales, que no es posible precisar. Llama la atención la presencia de hidrobiotita en Piedra del Águila, en un área de transición entre el régimen xérico y árido. Asimismo, es posible que el tiempo que los suelos permanecen húmedos durante el año (45 días o algo más consecutivos en invierno), no sea suficiente para generar la enorme cantidad de arcilla fina ($< 1 \mu\text{m}$) que poseen numerosos suelos estudiados y, además, producir la alteración de la fracción clásica gruesa. Por estas razones, se postula que la mayor parte de la arcilla de los suelos es de naturaleza

heredada, como también suponían los autores de la cartografía original (Ferrer *et al.*, 1990).

En los suelos que poseen *corestones* (Ollier, 1967) o sea fragmentos redondeados de la roca de base, como La Puntilla, se manifiesta el carácter residual de parte del conjunto, aunque superficialmente haya alguna mezcla con otros materiales. El suelo Piedra del Águila podría decirse que es *parcialmente residual* por la presencia de una saprolita en la parte inferior del suelo. Posiblemente la mayoría de los suelos de la región pedemontana posea esta característica debido a la acción de procesos geomórficos, que generan mezcla de los materiales superficiales.

Mineralogía de las arcillas (descripción en el Apéndice). Hay una clara diferencia entre el suelo Piedra del Águila y los restantes. Este posee muy escasa cantidad de arcilla total (6-7%), y los argilominerales de la misma muestran fuerte influencia del material granítico con presencia de vermiculita, biotita e hidrobiotita (Coleman *et al.*, 1963), esta última encontrada aquí por primera vez en suelos de la Patagonia; también se registran picos débiles de esmectitas, caolinita e illita. En cambio, en el resto de los suelos hay abundante cantidad de arcilla total (entre 30 y 60%) y marcada presencia de montmorillonita, a veces como casi el único argilomineral (Alicurá, Junín de los Andes 1 y 2, La Pata), o acompañado por caolinita (El Huecú y La Puntilla). La caolinita también está presente con fuertes reflexiones en El Llano y La Puntilla.

En numerosos suelos la composición fuertemente arcillosa sería propia del sedimento, generada, posiblemente por flujos de material que engloba clastos de distinto tamaño y origen a su paso. En cambio, distinto es el caso de la orientación de paquetes arcillosos en torno al material grueso, en la masa tanto como en fisuras cercanas a la superficie, en los horizontes de los suelos; éstas serían de origen pedológico, generados por las variaciones estacionales del régimen de humedad xérico, y ocasionalmente transicional al arídico.

Por tanto, en la génesis de los suelos estratificados, particularmente con horizontes Bss, habría una combinación de: a) la naturaleza del material

originario arcilloso, de origen sedimentario, y b) los cambios de humedad estacional actual. La cantidad y naturaleza de la mineralogía de las arcillas sería principalmente heredada en el Entisol y los Vertisoles y posiblemente con alguna transformación en Molisoles y Alfisoles (Wilson, 1999).

Pedogénesis. En los suelos estudiados la pedogénesis está fuertemente influenciada por la *variabilidad estacional del clima actual del suelo*, ya sea en la diferenciación de horizontes como en la generación de rasgos pedológicos (como se muestra en las microfotografías del Apéndice). La iluviación de filosilicatos arcillosos y formación de finos revestimientos texturales en los horizontes B de los suelos se puede atribuir: a) al período de 45 días consecutivos durante el invierno, a partir del 21 de junio, en que los suelos permanecen húmedos, y b) en algunos casos (Pampa Curacó, Alicurá, El Huecú, El Llano), a la permeabilidad del material que permite que el frente de humectación penetre en el suelo y alcance hasta aproximadamente 1 m como en Alicurá. Asimismo, el período seco determina la intensa generación de grietas y rasgos vérticos en los horizontes Bss, cuando el material tiene la capacidad intrínseca de generarlos.

El hidromorfismo es un fenómeno localizado que ocurre frecuentemente, sobre todo en aquellos suelos ubicados en la parte baja de las pendientes que se mantienen más húmedos; algunos son marcadamente hidromórficos en alguna parte del perfil como Junín de los Andes 2, y en esos casos hay generación de óxidos e oxidróxidos secundarios.

Algunos heredan el color del material de base como La Puntilla, Junín de los Andes 2 y La Pata; otros, muestran colores claros por carbonatación impregnativa activa como Alicurá, Pampa Curacó y en menor grado El Huecú y El Llano; incluso, algunos poseen rodados de clastos carbonatados posiblemente heredados de las formaciones geológicas como en el caso de la Formación Collón Curá, cuyas tobas poseen infiltración de soluciones carbonatadas rellenando los espacios vacíos primarios de la roca original, formando agregados micríticos en la matriz arcillosa y adaptados a las oquedades abiertas de los clastos pumíceos (Escosteguy *et al.*, 2013).

Los factores formadores locales más influyentes en la génesis de los suelos analizados, son los vinculados a la geomorfología y propiedades de los materiales originarios de los suelos: a) el relieve inestable que favorece la coluviación, y/o dispersión de sedimentos en los relieves suavemente ondulados y planicies, y formación de material originario estratificado; b) la naturaleza de los materiales originarios, principalmente volcánicos, a veces mezclado con material granítico; c) la naturaleza altamente esmectítica y a veces caolinitica, de los argilominerales.

Los procesos pedológicos son activos por la dinámica estacional del régimen xérico en los distintos ambientes y materiales y quedan registrados en los rasgos que muestran los suelos: vertisolización, hidromorfismo, carbonatación, argiluvación y melani-

zación (**Tabla 2**). La vertisolización es muy marcada tanto por el tipo y grado de macroestructura, como por los rasgos micromorfológicos (Kovda & Mermut, 2010); la fuerte orientación en torno a granos indica que éstos actúan de superficies firmes cuando hay movilidad de la matriz arcillosa. Hidromorfismo y calcificación, afectados por la posición de los suelos en el relieve, son evidentes en el campo y en las secciones delgadas donde se ven nódulos e impregnaciones sesquioxídicas y micríticas carbonáticas en la masa, como también clastos de calcita rodeados de fisuras finas (Durand *et al.*, 2010); la melanización, es acentuada en el horizonte A, por el color más oscuro del material fino, ya que en el resto del suelo predomina el color de los materiales originarios. La actividad biológica es posible en régimen xérico a la luz de los re-

Tabla 2. Propiedades generales de los suelos, ordenados de norte a sur del área.

Table 2. General properties of the soils, arranged from north to south in the study area.

Suelo	Perfil tipo y espesor del solum.	Mat. originario y de base	Ambiente y régimen hídrico	Rasgos y procesos pedológicos.
"La Pata" Haploxerert 1.368 m s.n.m.	A, Bss1, Bss2, BC1, BC2, 2C Solum: 140 cm	Estratificado; arcilita/brecha volcánica cristaloclastica.	Inestable, coluvial/ lomadas; xérico	Estruc. cuneiforme fuerte; muy duro, muy firme; rev. de tensión abundantes, plasma orientado, fisuras angulares. Vertisolización moderada.
"La Puntilla" Haploxerert 1.400 m s.n.m.	A, Bss1, Bss2, Bss3, BCss1, 2BC2, 2 C Solum: 110 cm	Estratificado; andesita/basalto.	Inestable, coluvial/ lomadas; xérico	Patrón entrecruzado de vacíos planares limitando agregados angulares y cuneiformes. Vertisolización intensa.
"El Llano" Argixerol 1.577 m s.n.m.	A, BA, Bt, Btk, Ck Solum: 77cm	Estratificado? toba lítica	Estable?, lomadas extendidas; xérico	Rev. arcillosos moderados. Argiluvación moderada > melanización.
"El Huecú" Argixerol ? 1.640 m s.n.m.	A1, A2, BA, 2Bss(t?), 2Bss, 3BCk, 3Ck, 3C/R Solum: 137cm	Estratificado; riolita felsítica porfírica.	Inestable, lomadas extendidas; pend. suave/coluvial; xérico	Concentraciones amorfas y criptocristalinas abundantes, nódulos ferromangánicos de hasta 1 mm de diámetro. Hidromorfismo intenso > vertisolización > melanización.
"J. de los Andes 2" Haploxerert 790 m s.n.m.	A, Bss/C1, C2g, C3R Solum: 66 cm	Estratificado? toba vítrea/ andesita	Inestable, coluvial, pend.inclinada; xérico	Fisuras angulares en la masa; nódulos redondeados oscuros y segregaciones ferruginosas. Hidromorfismo intenso > vertisolización.
"J. de los Andes 1" Haploxeralf 1.070 m s.n.m.	E/A, 2Bsst?, 2BCt?ss, 3Cg1, 3Cg2 Solum: 64 cm	Estratificado; toba vítrea fina	Inestable, coluvial; xérico	Rev. amorfos e impregnaciones en matriz; rev. texturales y de tensión en el Bsst; bandas de alteración hidromórfica. Hidromorfismo fuerte > argiluvación > vertisolización.
"Pampa Curacó" Argixerol 1.230 m s.n.m.	A, 2Bt1, 2Bt2, 2BC, 2Ckb/2C Solum: 56 cm	Estratificado; rodados	Inestable, planicie/ pedimento. xérico/árido	F.G abundantes; tipo y grado de estructura del Bt2; rev. tex. en Bt1 y Bt2; límite abrupto en el techo de la calcreta; la calcreta en sí misma. Carbonatación fuerte > argiluvación = melanización
"Alicurá" Argixerol vértico 730 m s.n.m.	A, 2Bss1(t), 2Bss2(t), 2BCss(t), 2BCssk/2Cssk Solum: 130 cm	Estratificado; rodados	Inestable, planicie, pendiente suave xérico	Tipo y grado de la estructura; fuerte orientación del material fino; nódulos e impregnaciones micríticas. Vertisolización y calcificación intensa > melanización > argiluvación débil ¿?
"Piedra del Águila" Xerortent típico 860 m s.n.m.	A, C/2Crb o A, C, 2Cb, 3Crb Solum: 24 cm	Estratificado; tonalita.	Inestable, lomadas, coluvial/aluvial. xérico/árido	Melanización débil

sultados de Sullivan *et al.* (2012), quienes encuentran que la nitrificación es activa en climas mediterráneos, tanto en los períodos secos como húmedos y se verifica en alguno de los suelos estudiados, hasta 1 m de profundidad; la argiluvación (Kühn *et al.*, 2010) tendría lugar debido a la abundante humedad después de los deshielos de primavera y verano, pero en ocasiones estaría enmascarada por la fuerte vertisolización (Kovda & Mermut, 2010), sobre todo cuando hay de discernir si el suelo es Argixerol o Haploxerol.

Consideraciones finales

A lo largo de los aspectos descriptivos/interpretativos de este trabajo se muestran reiteradamente varios aspectos importantes en la génesis de los suelos: 1) se evidencia que todos los suelos poseen material clástico de naturaleza volcánica en sus horizontes, con alguna participación de rocas graníticas. Este es un hecho de importancia pues verifica que los suelos se han desarrollado en los materiales generados por la evolución geológica precenozoica y cenozoica del margen continental activo sudamericano; 2) los procesos geomórficos han redistribuido los materiales generando depósitos sedimentarios con una mezcla de materiales de distintos orígenes; 3) el régimen hidrotérmico xérico es activo en la generación de rasgos pedológicos.

Los suelos volcánicos propiamente dichos más estudiados en Argentina, son aquellos evolucionados en materiales piroclásticos producidos por el vulcanismo explosivo; todos ellos Andisoles, con distintos grados de desarrollo pedogenético (Varios capítulos de esta obra). No obstante, en este capítulo se enfatiza la herencia volcánica que poseen suelos de otros órdenes en la provincia del Neuquén. Sin olvidar los suelos de distintos ámbitos geográficos de Argentina, que cubren gran parte del territorio y poseen material clástico de origen volcánico, como vitroclastos, litoclastos y minerales de ese origen (Teruggi *et al.*, 1957; Etchichuri & Tófaló, 2004), hasta aquellos con tefras intercaladas (Camilión e Imbellone, 1984; Imbellone & Camilión, 1988). Varios capítulos de esta obra.

Desde el punto de vista taxonómico, los suelos estudiados aquí, corresponden a diferentes órdenes dentro de la clasificación, pero composicionalmente

su fase sólida inorgánica está casi enteramente formada por fragmentos gruesos y clastos de rocas y minerales provenientes de rocas volcánicas de distinta naturaleza. La fase sólida inorgánica gruesa y fina de los suelos es un material activo fisicoquímicamente y la evolución de los minerales de naturaleza volcánica y granítica heredados, aportan sus productos de alteración a la fracción más fina del suelo.

Un hecho destacable es la marcada abundancia de montmorillonita en casi todos los suelos, a veces como único argilomineral o acompañado de caolinita; éstos muy posiblemente provengan de la composición de las rocas volcánicas originales y la alteración de sus minerales desde su formación y transporte, favorecida por un régimen hidrotérmico actual del suelo que mantiene su sección de control húmeda por varios meses. Como se expresó en la primera parte de este trabajo, según el concepto de zonalidad, en este caso, el clima del suelo es activo en la diferenciación de horizontes y generación de rasgos pedológicos, potenciado localmente por las características de sitio, ya sea del material originario y/o geomorfológicas. Este es un trabajo pedológico clásico que servirá de base para otros detallados de naturaleza paleopedológica, geopedológica y ambiental.

Se subraya la herencia volcánica de los suelos estudiados, verificada por el origen volcánico de la fracción clástica gruesa y la abundancia y tipo de la fracción fina, en todos los horizontes del suelo. Además, el régimen xérico deja su impronta claramente en la generación de rasgos pedológicos de los distintos suelos, sin desestimar su participación como agente de alteración mineral.

AGRADECIMIENTOS

La autora agradece profundamente al Geólogo José Alberto Ferrer y al Ingeniero Agrónomo Jorge Alberto Irisarri por el invalorable aporte en los trabajos de campo y discusiones, sin cuya colaboración este trabajo no se habría realizado. A los Doctores George Stoops y Sigfried Stephan por la preparación de las secciones delgadas en sus respectivos laboratorios. Al Ingeniero Agrónomo Jorge Eloy Giménez por la lectura del manuscrito.

APÉNDICE

NATURALEZA MINERAL DE LA FASE SÓLIDA INORGÁNICA DE LOS SUELOS

1 - Micromorfología

Suelo Piedra del Águila

Horizonte A. 0-24cm. Posee muy abundante fracción gruesa, muy escasa fracción fina y cavidades intercomunidades. **Material grueso** constituido por clastos irregulares y subredondeados, diferenciados en dos tamaños: a) clastos de AG (500-1000 μm), hasta algunos de AMG (1000-2000 μm), y otros mayores a 5 mm (fragmentos gruesos) que exceden el límite superior del tamaño de la "tierra fina" utilizado para la determinación de las clases texturales; b) muy abundantes de tamaño AM (250-500 μm) y AF (100-250 μm) muy escasa. Los fragmentos de mayor tamaño son principalmente litoclastos de una roca granítica ácida: tonalita. En ellos es posible observar la paragénesis de la roca original (**Fig. 11d, g y h**) con individuos idiomorfos de plagioclasa y epidoto. Son muy abundantes los clastos redondeados de pumicitas (**Fig. 11a**) con típica estructura vesicular esférica y/o fluidal. Asimismo, hay litoclastos provenientes de andesitas y basaltos con texturas intergranulares y pilotácicas (**Fig. 11c**). Como minerales aislados se hallan todas las especies mencionadas y muy abundantes plagioclasas en la fracción gruesa más fina. Los clastos de menor tamaño de la fracción gruesa (AM) están constituidos por las especies mencionadas con apreciable incremento de los tenores de biotita y plagioclasas. Hay evidencias de cloritización y/o vermiculitización, ya presentes en la saprolita (**Fig. 11e, h**). Esta alteración es parcial, ya que la mayor parte de las hojuelas de mica conservan su color y pleocroísmo a pardo oscuro; la decoloración no constituye un fenómeno generalizado y ya fue mencionado en las cartas geológicas.

El **material fino** es minoritario con respecto al grueso, de color oscuro con luz natural, y se hace amarillo y birrefringente con luz polarizada debido a la abundancia de partículas de mica mezcladas con arcilla montomorillonítica. Posee disposición pelicular rodeando los clastos más gruesos y en torno a los fragmentos pumíceos formando una franja de impregnación debido a la porosidad de los mismos (**Fig. 11a**); ocasionalmente se observan películas húmicas finas y discontinuas, con muy escaso material mineral fino, entre los granos del material mineral grueso. Donde la cantidad de material fino es más abundante hay fábrica-b estriada debido a la disposición de las partículas de mica. Los vacíos que se encuentran en la masa basal (**Fig. 11a, c**) son macroporos (5.000 μm a 75 μm) y mesoporos (75 μm a 30 μm) como cavidades irregulares fuertemente interconectadas cuya distribución se asemeja por partes, a vacíos de empaquetamiento entre granos de distinto tamaño. Se observan escasos biorelictos de restos de estructuras orgánicas no plasmificadas, como secciones de raíces en las que es posible observar la estructura celular (**Fig. 12a**), y algunos fitolitos de células silíceas de gramíneas con bordes dentados. No se observa reorganización del material fino por pedogénesis. **Horizonte C** (24-100 cm; 24-65 cm). Las características mineralógicas del material grueso y fino son semejantes a las del horizonte A, aunque el material fino es algo más claro. **Horizonte 2Cb discontinuo** (65-80 cm), lente. La observación a simple vista de la sección delgada permite apreciar la marcada microestructuración del horizonte, a diferencia de los suprayacentes, hecho que indica distinto comportamiento y composición del material que lo constituye. Los microagregados poliédricos angulares y subangulares poseen separación interpedal clara que le confieren al horizonte un grado de estructura fuerte. El material grueso de la masa basal está constituido por abundantes litoclastos de granito (roca granular hipidiomorfa), abundantes feldespatos potásicos alcalinos, ortoclasa y microclino, cuarzo, muscovita, muy escasa biotita y piroxeno como accesorio. Se observa cuarzo fracturado y abundantes paquetes de muscovita fuertemente birrefringente (**Fig. 11f**), inmersos en una matriz fina birrefringente. Los individuos de microclino son de gran tamaño con mayor grado de alteración que las plagioclasas. Los clastos mayores muestran intensa fracturación. En muy escasa proporción hay litoclastos de rocas volcánicas básicas, con típica textura pilotácica e intergranular. Los componentes de esta paragénesis se hallan como litoclastos o individualmente desagregados. El material fino es de color amarillo/anaranjado intenso, muy denso y altamente

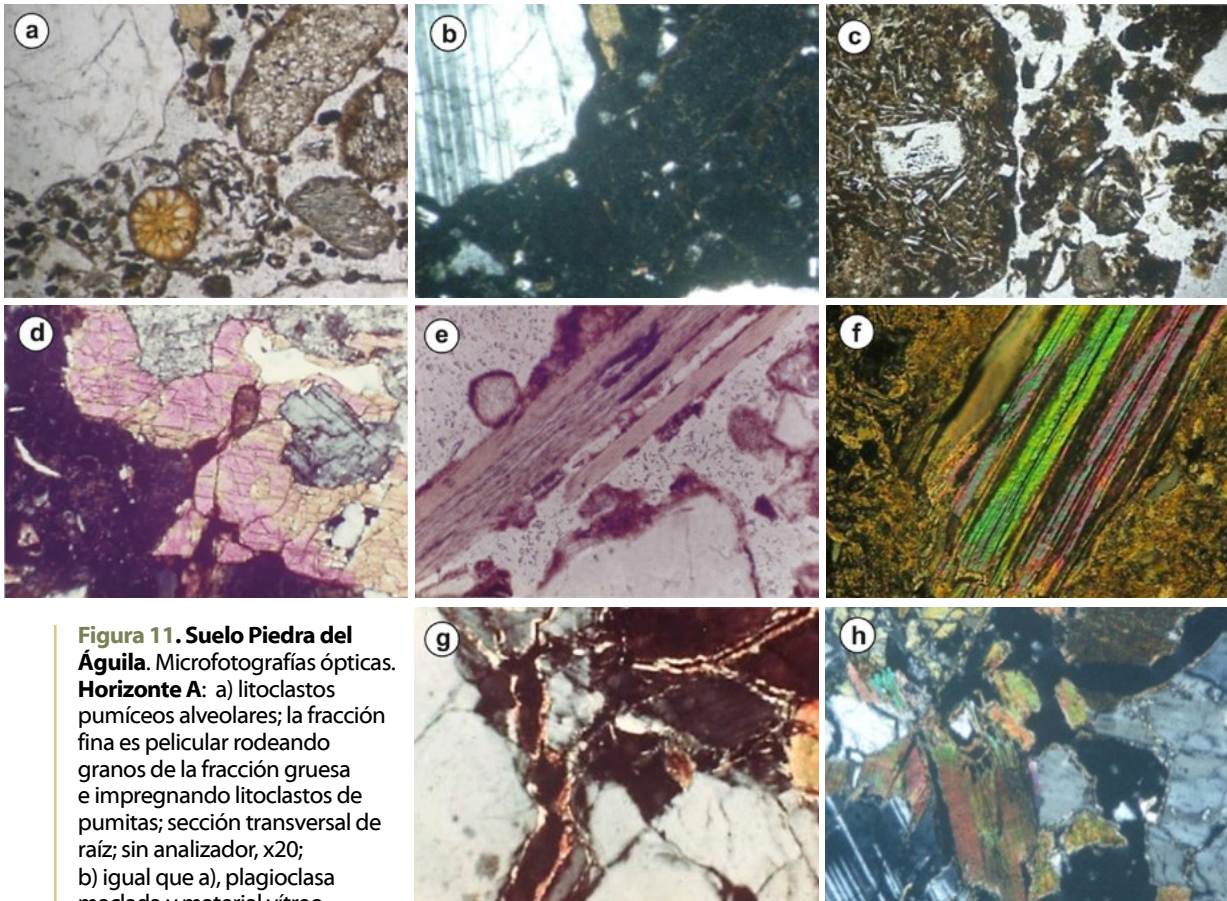


Figura 11. Suelo Piedra del Águila. Microfotografías ópticas.

Horizonte A: a) litoclastos pumíceos alveolares; la fracción fina es pelicular rodeando granos de la fracción gruesa e impregnando litoclastos de pumitas; sección transversal de raíz; sin analizador, x20; b) igual que a), plagioclasa maclada y material vítreo isótropo; con analizador, x20;

c) litoclasto de roca volcánica y agregados granulares; sin analizador, x20; d) litoclasto tonalítico mostrando la paragénesis original (plagioclasas, cuarzo, epidoto, biotita); a la izquierda masa basal oscura; con analizador, x20.

Horizonte C: e) transformación de biotita en vermiculita. Se ve exfoliación de las láminas de la biotita original en todo el mineral y ondulación fina del paquete central de vermiculita/biotita y su decoloración; sin analizador, x50.

Horizonte 2Cb: f) fracción gruesa con muscovita muy birrefringente, inmersa en matriz fina birrefringente; con analizador, x30.

Saprolita, horizonte 2Crb (ó 3Crb): g) desarrollo del sistema fisural en la saprolita tonalítica; fisuras anchas intere intrapedales, abiertas y cerradas, acomodadas entre sí; revestimientos birrefringentes de partículas de biotita en las fisuras; se desagrega ante una suave presión; con analizador, x20;

h) biotitas con patrón de exfoliación lineal, extremos entreabiertos y cambio de coloración, acompañadas por otros minerales de la paragénesis; con analizador, x20.

Figure 11. Piedra del Águila Soil. Optical micrographs.

A horizon: a) alveolar pumiceous lithoclasts, the fine fraction is pellicular, surrounding grains of the coarse fraction and impregnating pumite lithoclasts. Cross section of a root; PPL, x20;

b) the same as (a), twinned plagioclase and isotropic glassy material; PPL, x20;

c) lithoclasts of volcanic rock and granular aggregates; PPL, x20;

d) tonalitic lithoclast showing the original paragenesis (plagioclases, quartz, epidote, biotite); dark basal mass on the left side; XPL, x20.

C horizon: e) transformation of biotite into vermiculite. All the mineral exhibits exfoliation of sheets of the original biotite, thin undulations of vermiculite/biotite and discolouration; PPL, x50.

2Cb horizon: f) coarse fraction with strongly birefringent muscovite embedded in a birefringent fine matrix; XPL, x30.

Saprolite: g) development of the fissure system in the tonalitic saprolite; wide (open and closed), inter- and intrapedal accommodated fissures; birefringent coatings of biotite particles in the fissures; disaggregation occurs under slight pressure; XPL, x20;

h) biotites with a linear exfoliation pattern; half-open extremities and colour change. Other minerals of the paragenesis are shown; XPL, x20.

birrefringente, arcilloso-micáceo, con fábrica-b estriada y biestriada donde se hallan inmersos los granos de material grueso (**Fig. 11f**). Los vacíos predominantes son fisuras anchas que separan agregados entre sí visibles a simple vista en la sección delgada y definen el grado de estructura fuerte; dentro de los agregados hay fisuras finas, algunas comunicadas entre sí y otras independientes; a diferencia los horizontes A y C, este horizonte posee mayor abundancia de material fino y las cavidades son muy escasas. El material es un sedimento transportado sin rasgos de reorganización pedológica y diferente textural y mineralógicamente de los A y C. **Horizonte 2Crb o 3Crb** (100-120 + cm, base de calicata). **Saprolita** (**Fig. 11g y h**). En este caso no es posible analizar material grueso y fino separadamente, porque la saprolita posee una fase plasmática mínima en el sistema fisural (Meunier & Velde, 1976, 1979).

Petrológicamente corresponde a una tonalita muy fisurada. La fisuración se produce siguiendo planos de debilidad intermineral e intramineral (clivajes). Hay fisuras cerradas y abiertas, las primeras forman un sistema de microfisuras de diseño subparalelo o irregular atravesando los minerales y suelen tener paredes desnudas y paralelas perfectamente ajustables. Estas fisuras se combinan con el sistema de fisuras mayores que atraviesan todo el material o entre los granos y a veces con revestimientos birrefringentes (**Fig. 11g**). Rasgos semejantes fueron observados por Espino y Paneque (1974); Curmi, (1979); Curmi & Fayolle, (1981); Imbellone (1991). Los revestimientos de material fino provendrían de la desagregación de minerales micáceos mezclados con filosilicatos de alteración de feldespatos. Bustin & Matheus, (1978); Dahlgreen *et al.*, (1997) y Morrás (2016 a) se refieren a la formación de *grus*, que en gran parte se debería a la hidratación y aumento de volumen de la biotita, creando microfisuras entre los granos más grandes y fracturando la roca (Ildefonse *et al.*, 1979; Bisdon *et al.*, 1982).

Analizando el grado de alteración de los minerales, en el horizonte A, los más desestabilizados son las plagioclasas y las biotitas. Las primeras presentan distintos grados de alteración sericitica desde ligera a intensa, mientras que las segundas muestran separación entre los planos de clivaje cuya mayor apertura se halla en los extremos de las láminas, en donde en ocasiones puede verse suave decoloración que se pierde hacia el interior de la lámina, con la formación de vermiculita, como también segregaciones de titanita. En el 2Cb, el microclino presenta distintos grados de alteración; a veces todo el grano se ve enturbiado por un patrón de alteración que lo cubre casi totalmente siguiendo la orientación de sus maclas; la biotita está levemente alterada (decolorada) en algunos individuos; el resto de los minerales no presenta rasgos de alteración y no hay evidencias de alteración en sistemas de contacto.

Rasgos destacables: a) superposición de distintos materiales sedimentarios: fracción clástica volcánica en superficie, depósito arcilloso discontinuo y saprolita tonalítica; b) pedogénesis mínima.

Suelo Alicurá

Horizonte A (0-20 cm), el material grueso (relación g/f 70/30), además de los fragmentos gruesos posee clastos de tamaño medio AF (250-100 μm) y en menor proporción AM (250-500 μm); excepcionalmente hay algunos clastos de AG de aproximadamente 1000 μm (**Figs. 12a y b**). Mineralógicamente hay abundantes litoclastos de rocas volcánicas con estructura petrográfica pumícea vesicular, pilotáxica, muchas de ellas con fenocristales de plagioclasas macladas. Los de mayor tamaño y muy abundantes son de pumicitas y rocas volcánicas (**Fig. 12a**), redondeados y subangulares, muchos de ellos con alteración hematítica congénita. Los minerales aislados más abundantes son plagioclasas, piroxenos y anfíboles (**Figs. 12a y b**); abundantes fragmentos pequeños de pastas volcánicas, algunas trizas de vidrio volcánico, fitolitos dentados y secciones transversales de raíces. Las plagioclasas suelen estar rodeadas de pasta, idiomorfas, algunas muy fracturadas y con inclusiones aciculares y líquidas, algunas inalteradas, ya sea en los clastos líticos o aisladas; las aisladas tienen características similares (tablillas idiomorfas, macladas y con inclusiones) a las incluidas en los clastos líticos, por tanto, serían fragmentos desagregados de los mismos. La acción mecánica se manifiesta por el alto grado de fracturación; a la vez, algunas poseen fuerte alteración sesquioxídica, sobre todo las que están en los clastos líticos grandes. Estudiando

la fracción arena Teruggi y Andreis (1971), mencionan que las plagioclasas están poco alteradas. El redondeamiento de los litoclastos es marcado, sobre todo los pumíceos y también anfíboles y piroxenos; si bien hay algunos angulares, predominan los redondeados que indican largo transporte de los sedimentos (**Fig. 12b**). El material fino es pelicular en torno a los granos minerales, oscuro y muy escaso. Predomina la macro (macroporos: 5.000-75 μm) y mesoporosidad (mesoporos: 75-30 μm), y los vacíos están intercomunicados en toda la masa del horizonte separando principalmente partículas minerales, ya que la agregación es escasa. **Horizonte 2Bss1** (20 a 69 cm). Este horizonte difiere totalmente del suprayacente. El **material grueso** (relación g/f 40/60), es mucho menos abundante que en el horizonte superior, aunque, como en el A es predominante la AF (250-100 μm) con escasos clastos de AG (1000-500 μm) y MG (2000-1000 μm). Los clastos líticos de AG y AMG, redondeados, son semejantes a los fragmentos gruesos, de pastas volcánicas, algunas parcialmente cristalinas con fenoclastos parcialmente alterados, y con segregaciones cuarzo feldespáticas (mirmequíticas). Suelen presentar fuerte fracturación y agrietamiento irregular, como también alteración sesquioxídica en las grietas intraminerales, posiblemente hematita y componentes de manganeso. A partir de este horizonte y en profundidad hay mayor cantidad de fragmentos gruesos y de litoclastos con mirmequitas, (**Fig. 12c**) e ignimbritas (**Fig. 12g**), y escasa cantidad de pumíceos. Aparentemente la asociación petrológica es algo distinta, con leve variación de la zona de aporte ya que hay menor cantidad de líticos de pumicitas, pero están los mismos anfíboles y piroxenos redondeados que el en horizonte A (**Fig. 12d**). Escasas trizas de vidrio incoloro fluidal y alveolares oscuros. La fracción AM (500-250 μm), escasa, está constituida por clastos líticos redondeados de pastas volcánicas, inmersos en una matriz fina, pardo amarillenta y muy birrefringente; las pastas poseen distintas texturas petrográficas: vítreas fluidales incoloras, de grano fino isótropas a casi isótropas, otras, son cuarzo feldespáticas; hay minerales aislados: anfíboles y piroxenos en forma de tablillas con clivaje fino. La **fracción fina** es muy birrefringente en todo el material y en torno a los granos y fisuras (**Figs. 12c, d, e, f**). El hidromorfismo es activo por la presencia de abundantes nódulos pequeños, impregnativos de color anaranjado. Es característico el fuerte agrietamiento; las fisuras son desordenadas y atraviesan todo el material fino y rodean los clastos líticos, pero no los atraviesan. Aparentemente el dinamismo del material fino produce fisuras en el mismo y rotación de los granos gruesos que actúan como superficies rígidas y reordenan la fracción fina en torno a ellos. Este horizonte (2Bss1) se caracteriza por poseer fracciones clásticas redondeadas indicativas de transporte. Los clastos están inmersos en una fracción fina que posee marcados signos de reordenamiento *in situ*, por expansión y contracción, e indicados por los paquetes birrefringentes de arcilla orientada. Si hay iluviación está oscurecida por la fuerte vertisolización. **Horizonte 2Bss2** (69-90 cm). Fracción gruesa: está distribuida al azar en la masa basal en dos granulometrías contrastantes: AMF (50-100 μm) y AMG (2000-1000 μm), mientras que son escasas las fracciones intermedias de arena. La fracción AMG es escasa, con clastos redondeados de rocas volcánicas (**Fig. 12g**), que suelen presentar fuerte alteración sesquioxídica. Posiblemente la escasa cantidad de subfracciones intermedias de arena favorezca la formación de grietas más conspicuas en la masa basal (y en la expresión de las superficies de deslizamiento) que, en el horizonte suprayacente, aunque la clase textural sea la misma. La composición mineralógica de los clastos más pequeños (**Fig. 12h**) es casi totalmente de cuarzo subangular y tablillas de plagioclasa. Escasísimos mafitos. Los clastos grandes son de rocas cuarzo feldespáticas casi isótropas y lavas algunas fluidales (ignimbritas) (**Fig. 12g**). La fracción fina es muy abundante, densa, de color pardo claro sin analizador y altamente birrefringente con analizador. El reordenamiento de la misma se manifiesta en una conspicua fábrica-b biestriada, por partes reticular, y en torno a los granos (granoestriada) y en toda la masa, y acompañando los vacíos planares (**Figs. 12h, i**), que se observan en el campo como superficies de deslizamiento. Este horizonte es semejante al suprayacente y las grietas que atraviesan el material fino y rodean los clastos líticos, son enormes (Crampton, 1973).

Los vacíos del suelo son planos de diseño angular anchos y estrechos que separan agregados angulares bien definidos. El conjunto determina el grado de estructura fuerte del horizonte. También hay pequeñas grietas en toda la masa fina del suelo en torno a las cuales se reordena el material fino y forman la fábrica reticulada/poliestriada por partes. Los vacíos se hallan rodeando los clastos de todo tamaño; algunos pocos clastos están fracturados, pero parece que el dinamismo de la masa fina no alcanza a romperlos, solo a reordenar el material fino. Son escasas las cámaras de la fauna.

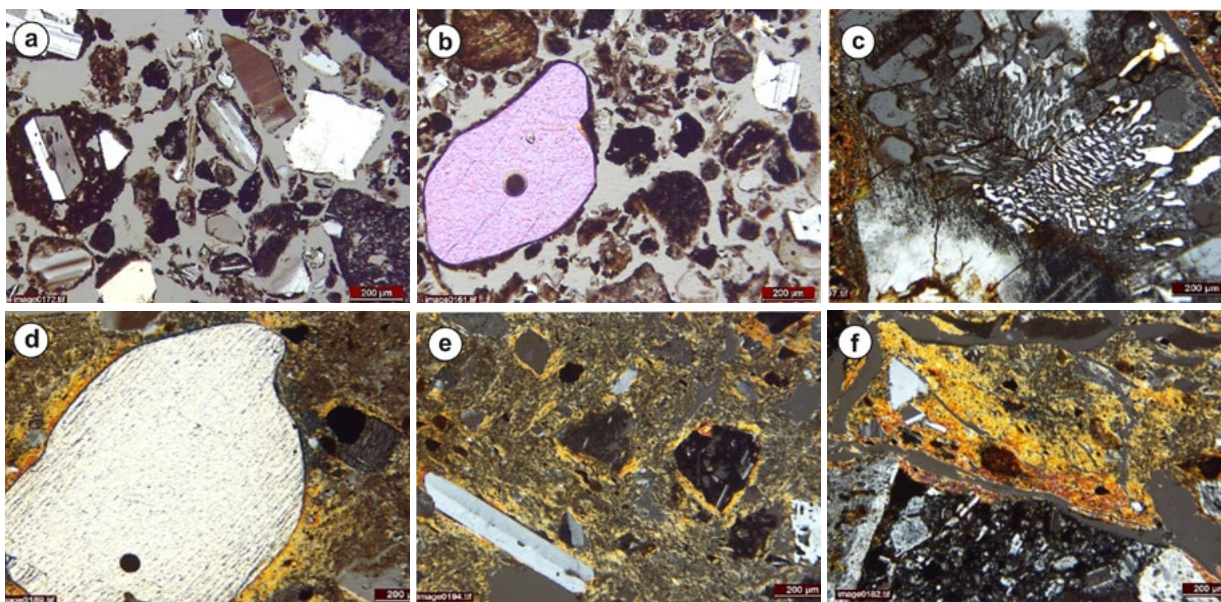


Figura 12. Suelo Alicurá. Microfotografías ópticas; barra 200 µm.

Horizonte A: a) Conjunto volcánico-litoclasto suelto, con base fina escasa, tamaño aproximado AF (100 µm) y clastos líticos de mayor tamaño, AG (1000-500 µm). Se observan abundantes litoclastos pumíceos vesiculares de varios tamaños; se destacan clastos de pastas volcánicas con fenocristales de plagioclasa, maclados y fisurados; escasos minerales aislados; con analizador parcial;

b) clasto de hipersteno, subredondeado, en forma de gota, con el eje mayor paralelo al clivaje; tamaño AG; con analizador parcial.

Horizonte 2Bss1: c) litoclasto de roca granítica de tamaño aproximado de 1,4 mm (AMG), inmerso en un material fino birrefringente. Posee mirmequitas (intercrecimientos de cuarzo vermicular en plagioclasas), con textura vermicular; ésta se ve claramente tanto sin analizador como con nicols cruzados; además, el clasto tiene signos de alteración sesquioxídica en grietas que posiblemente afecta al feldespato alcalino dándole un tono marrón, mientras que el cuarzo ese ve claro; con analizador;

d) clasto de hipersteno, con forma de gota, incoloro a pálido, clivaje muy fino y extinción recta, tamaño AG (1000-500 µm), semejante al del horizonte A (Fig. 12b); masa basal con fábrica-b poroestriada y en la masa; con analizador;

e) fracción gruesa tamaño AM (500-250 µm) formada por clastos de plagioclasa, pastas parcialmente vítreas (centro), cuarzo feldespáticas (abajo a la derecha); material fino denso con escasos vacíos planares, fuertemente birrefringente; fábrica-b poroestriada y estriada reticular; con analizador;

f) vista parcial de un fragmento grueso volcánico, (tamaño >2.000 µm), subredondeado, con pasta parcialmente vítrea y fenocristales de plagioclasas alterados. La fracción fina es muy abundante y densa, con fisuras intrapedales anchas (50 µm) que separan agregados angulares y otras más finas; con analizador se observa arcilla orientada birrefringente, fábrica-b estriada. En una fisura se observa, restos de una raíz longitudinal y una sección transversal en un vacío redondeado (abajo a la derecha).

Figure 12. Alicurá soil. Optical micrographs, bar length: 200 µm.

A horizon: a) loose detrital mineral assembly of volcanic nature, with scarce fine base, (approximate size FS, 100 µm) and larger lithic clasts (CS: 1000-500 µm). Abundant vesicular pumiceous lithoclasts of various sizes; conspicuous clasts of volcanic groundmasses with twinned and fissured phenocrysts of plagioclases; few isolated minerals; partial analyzer;

b) subrounded, drop-shaped clast of hypersthene, with the longer axis parallel to cleavage (size CS); partial analyzer. **2Bss1 horizon:** c) lithoclast of granitic rock (approx size 1,4 mm, VCS) embedded in a birefringent fine material. It has mirmiquites (intergrowths of vermicular quartz in plagioclases) with a vermicular texture, clearly observed under XPL and PPL; the clast has evidences of sesquioxidic weathering in cracks, possibly affecting the alkaline feldspar which shows a brown hue, whereas the quartz is clear; XPL;

d) drop-shaped, rounded, colourless to pale clast of hypersthene, very fine cleavage and straight extinction (size CS, 1000-500 µm), similar to that of Fig. 12b; basal mass with pore-striated b-fabric and in the mass; XPL;

e) coarse fraction (MS, 500-250 µm) formed by plagioclase clasts, partially glassy groundmasses (centre) and feldspathic quartz (bottom, right); dense fine material with rare planar voids, strongly birefringent, b-fabric with pore-striated and reticular-striated birefringence; XPL;

f) partial view of a volcanic subrounded coarse fragment (>2000 µm), with partially glassy groundmass and weathered plagioclase phenocrysts. The fine fraction is very abundant and dense with wide intrapedal fissures (50 µm) separating angular and finer aggregates; birefringent oriented clay and striated b-fabric are observed under XPL. Fragments of a longitudinal root and the cross section of another root are observed in a rounded void (bottom, right); XPL.



Figura 12. 1 Horizonte 2Bss2: g) vista parcial de un fragmento grueso (> 2.000 µm), redondeado, vítreo, fluidal con líneas de flujo de enfriamiento de la lava (*fiames*), con un individuo de plagioclasa muy alterado fracturado e impregnado de sesquióxidos; fuerte orientación estriada de la masa fina en torno al mismo; con analizador; h) escasos clastos tamaño AM y AF (500-250; 250-100 µm), subangulares, de cuarzo y plagioclasas macladas, inmersos en un material fino con fisuras finas y muy fuertemente orientado; los clastos más abundantes son tamaño AF y con fisuración incipiente; con analizador.

Horizonte 2BCssk/2Cssk: i) muy fuerte agrietamiento de la masa basal, fisuras finas que se intersectan entre sí, y clastos de rocas volcánicas, algunos redondeados, otros angulosos; material fino orientado, reticular, con fuerte birrefringencia en la masa y en torno a los clastos; con analizador;

j) fábrica cristalic con distinto grado de impregnación calcárea micrítica, zonas con nódulos redondeados de CaCO₃ de hasta 200 µm; algunos con recristalización periférica, inmersos en la masa micrítica; con analizador.

Figure 12. 1 2Bss2 horizon: g) partial view of a rounded, glassy and fluidal coarse fragment (>2000 µm), showing flowlines of cooling lava (*fiames*); a highly weathered, fractured, sesquioxide-impregnated plagioclase is observed, strong striated orientation of the fine mass around it; XPL;

h) few subangular clasts of quartz and twinned plagioclases (MS and FS: 500-250, 250-100 µm) embedded in a fine material with thin fissures and very strongly orientation; the more abundant clasts are FS in size and have incipient fissuring; XPL.

2BCssk/2Cssk horizon: i) very strong cracking of the basal mass, thin fissures intersecting to each other and clasts of rounded and angular volcanic rocks; oriented, reticular fine material with strong birefringence in the mass and around clasts; XPL;

j) crystalline b-fabric with a different degree of micritic calcareous impregnation; zones with rounded CaCO₃ nodules (up to 200 µm), some of them with peripheral recrystallization, embedded in the micritic mass; XPL.

Horizonte 2BCkss (90-130 cm). El conjunto detrítico de este horizonte es semejante a la del horizonte suprayacente. (AMF, escaso, con abundantes plagioclasas, y otro conjunto con clastos y fragmentos gruesos de rocas volcánicas). Además, posee rasgos de carbonatación, como impregnación micrítica en la masa fina a ambos lados de las grietas anchas; posee fuerte agrietamiento. Hay cavidades y excrementos de hormigas. La composición fuertemente arcillosa sería propia del sedimento: posiblemente se trate de un flujo de material fino que engloba clastos volcánicos a su paso. En cambio, la orientación de paquetes arcillosos en torno al material grueso y en la masa, tanto como las fisuras serían de origen pedológico. **Horizonte 2BC2ssk/2Cssk (130 + cm).** La composición mineralógica del material grueso y fino es semejante a la de los otros horizontes B. La actividad de la fauna es profunda; por zonas se observan vacíos mamelonares típicos de la misma, que no se encontraron en otros horizontes de este suelo. Es destacable en este horizonte (2BC2ssk/2Cssk) la abundancia de material fino arcilloso, orientado, con fuerte birrefringencia y destacables superficies de deslizamiento, cuyo reordenamiento alcanza hasta más de un metro de profundidad, posiblemente por efecto del humedecimiento durante los períodos húmedos del régimen xérico. Si existe algún grado de iluviación no se aprecia pues la fuerte orientación del material fino dificulta su visión. Escasas trizas de vidrio volcánico. A diferencia de los anteriores este horizonte posee, además de impregnación calcítica en la masa, abundantes nódulos de calcita, que ya se mencionan en el Miembro Alicurá (Hoja Geológica San Martín de los Andes). Algunos nódulos se encuentran en la masa del suelo con límites netos y apariencia de nódulos transportados con anillos de cristalización perisférica, indicando que la carbonatación es un proceso activo.

La discontinuidad litológica textural y composicional entre A y 2Bss es clara (**Fig. 12**) por: a) la abundancia de FG, (61%, tamaño < a 2 mm) a partir a los 20 cm de profundidad y b) la presencia de clastos de tamaño AMG, redondeados de: a) textura petrográfica felsítica, homogénea y otros mirmequítica b) rocas volcánicas cristalinas y c) pastas de textura petrográfica porfírica. Aunque no marcamos DL entre el 2Bss1 y los infrayacentes, estos últimos se diferencian del horizonte 2Bss1 porque: a) hay escasos clastos pequeños; b) los clastos riolíticos son escasos; hay clastos de ignimbritas y cuarzo feldespáticas de rocas ácidas; hay mayor cantidad de material fino, enormes superficies de deslizamiento y calcita micrítica y nodular en la base. Independientemente de diferencias menores se considera que los horizontes B y C estarían formados en el mismo depósito sedimentario con material proveniente de rocas volcánicas predominante y mínima mezcla de material ígneo indicado por litoclastos con mirmequitas que son propios de rocas graníticas.

Rasgos destacables: a) horizontes B con fracciones clásticas redondeadas indicativas de transporte; fracción fina con marcados signos de reordenamiento "in situ", por procesos de expansión y contracción del mismo, indicados por los paquetes birrefringentes de arcilla orientada; b) fuerte estructuración; c) argiluvación dubitativa; d) clastos volcánicos grandes con impregnación sesquioxídica interna, sobre todo en las plagioclasas, posiblemente congénita y acentuada en el suelo, ya que en éste hay pequeñas concentraciones hidromórficas, como nódulos pequeños y manchas impregnativas.

Suelo Pampa Curacó

Perfil 1. Horizonte A (0-12 cm). A simple vista se observa que los fragmentos gruesos de tamaño grava fina (2,5-3 mm) son escasos. **Fracción gruesa:** el tamaño predominante es AM (250 a 500 μm) y AG (500 a 1000 μm) con escasos FG. En la AG predominan litoclastos de rocas volcánicas de distinto tipo; basaltos (**Fig. 13a**), andesitas, ignimbritas, pumicitas veciculares, abundantes plagioclasas angulares, etc. También, en la AM se encuentran clastos de minerales aislados de esas rocas, con gran abundancia de plagioclasas medias y básicas, de menor tamaño que los litoclastos. Las plagioclasas aisladas provendrían de la desagregación mecánica de las rocas volcánicas y clastos líticos, por el transporte. La mayoría de los minerales de los litoclastos muestran señales de alteración ya sea en los cristales como en las pastas que los incluyen (**Figs. 13a y b**). La **fracción fina** es de color marrón sin analizador y casi isotropa con analizador, pues posee abundante humus asociado a la fracción mineral. Es de tipo intersticial y formando los agregados granulares bien definidos, que se pueden observar a simple vista en la sección delgada (**Fig. 13a**). La microestructura es granular bien definida, típica de horizontes A, y los microagregados están separados por mesovacios (50-0,3 μm) interpedales intercomunicados y abundantes. El grado de pedalidad es moderado a fuerte con una buena unión entre la fracción orgánicas y mineral. Hay vacíos de empaquetamiento y otros, muy abundantes y largos generados por las raíces de la vegetación actual, con restos de las mismas en su interior. Esta red de mesovacios favorece la aireación y formación de complejos arcillo-húmicos. **Horizonte 2Bt1** (12-29 cm). **Fracción gruesa.** Este horizonte posee mayor cantidad de FG provenientes de distintas especies petrográficas de rocas volcánicas, pumíceas, cuarzo feldespáticas, etc. Muy abundantes restos de pastas y también de cristales aislados provenientes de la desagregación de las rocas mencionadas. El resto de las propiedades son semejantes al horizonte anterior, aunque la microestructura tiene una tendencia a bloques y hay algunos vacíos planares y biorasgos actuales. **Horizonte 2Bt2** (29-40 cm). El **material grueso** es similar petrográficamente a los horizontes anteriores. Hay FG de dimensiones variable, algunos muy grandes que se ven a simple vista en la sección, desde fragmentos angulares que miden 3 cm en su eje mayor longitudinal (grava tamaño guija, 4-64 mm), a otros, con 1 cm, como máximo. La composición petrográfica de los fragmentos gruesos y clastos líticos de distintos tamaños y minerales aislados inmersos en la matriz del suelo, es un muestrario de distinta naturaleza volcánica y de otro origen, como se aprecia en las **Figs. 13c, d, e, f**. El **material fino** es de color más claro que los anteriores sin analizador. La microestructura es de bloques angulares y subangulares separados por fisuras interpedales. Este **horizonte** se diferencia claramente de los anteriores por la marcada orientación del material fino. La fábrica-b es estriada y poroestriada: la distribución relativa

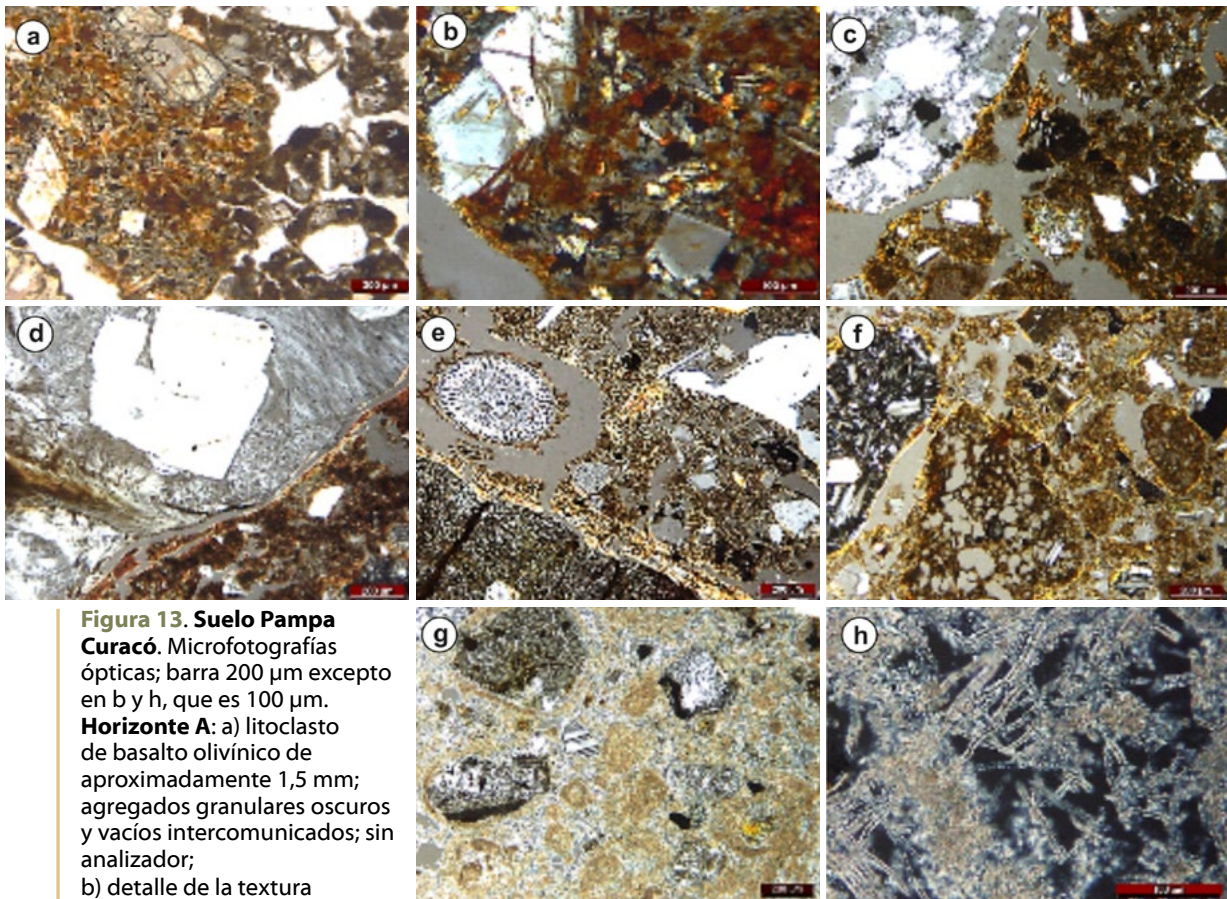


Figura 13. Suelo Pampa Curacó. Microfotografías ópticas; barra 200 μm excepto en b y h, que es 100 μm .

Horizonte A: a) litoclasto de basalto olivínico de aproximadamente 1,5 mm; agregados granulares oscuros y vacíos intercomunicados; sin analizador;

b) detalle de la textura petrográfica intergranular del litoclasto de (a) con plagioclasas incluidas, muy fracturadas y con alteración entre las grietas; toda la pasta del litoclasto también está alterada; con analizador parcial.

Horizonte 2Bt2: c) clasto lítico de tamaño AMG, cuarzo feldespático y otros de menor tamaño, minerales primarios aislados tamaño AF, inmersos en una fracción fina moderadamente birrefringente; revestimientos de arcilla muy finos y discontinuos; con analizador parcial;

d) fragmento grueso (> 2000 μm) de naturaleza vítrea ignimbrítica, inmerso en plasma parcialmente birrefringente; note el revestimiento de arcilla birrefringente que lo rodea; con analizador parcial;

e) corte transversal de una raíz adosada a un clasto lítico y al medio y derecha fracción fina muy agrietada; sin analizador;

f) clastos líticos de tamaño AM-AG, volcánicos y pumiceos, inmersos en una fracción fina moderadamente birrefringente; note revestimientos texturales finos en torno a los granos.

Horizonte 2Ck: g) volcániclastos redondeados inmersos en una masa fina carbonatada micrítica, con ooides dispersos. Por partes tendencia a petrocálcico, con analizador;

h) filamentos calcificados en vacíos; con analizador.

Figure 13. Pampa Curacó soil. Optical micrographs. Bar length: 200 μm except in b and h, which is 100 μm .

A horizon: a) lithoclast of olivine basalt about 1.5 mm in size; dark granular aggregates and interconnected voids. PPL; b) detail of intergranular petrographic texture of the lithoclast in (a), including very fractured plagioclases with alteration between cracks: all the lithoclast groundmass is also altered; partial analyzer.

2Bt2 horizon: c) lithic clast of feldspathic quartz (VCS size) and other finer (FS) isolated primary minerals, immersed in a moderately birefringent fine fraction, very fine and discontinuous clay coatings; partial analyzer; d) coarse fragment (>2000 μm) of glassy, ignimbritic nature, embedded in partially birefringent plasma; note surrounding birefringent clay coating; partial analyzer;

e) cross section of a root attached to a lithic clast, very cracked fine fraction in the centre and right; PPL;

f) lithic clasts (MS-CS size) of volcanic and pumiceous nature immersed in a moderately birefringent fine fraction; note textural coatings around grains.

2Ck horizon: g) rounded lithoclasts embedded in a micritic, calcified, fine mass, with dispersed ooids. A petrocalcic tendency is observed in some parts; XPL;

h) calcified filaments in voids; XPL.

entre gruesos y finos es porfírica con los granos minerales inmersos en una masa de material fino. Hay orientación del material fino que en algunos casos serían revestimientos texturales (**Fig. 13f**) y en otros podría ser orientación en la superficie dura e inmóvil de los granos, durante la dinámica de la masa del suelo, en los períodos húmedos. La actividad biológica es marcada, con secciones transversales (**Fig. 13e**) y laterales de raíces de la vegetación actual, posiblemente favorecida por la estructura granular y vacíos intercomunitados. **Horizonte 2BC** (40-56 cm). Variedad de clastos líticos en masa parcialmente birrefringente y ordenamiento fino de matriz en torno a granos; clastos volcánicos de tamaño AM. Color del material fino algo más claro que el anterior. Revestimientos de arcilla finos en granos; raíces longitudinales y transversales en una fracción fina orientada birrefringente; fracción fina con grietas anchas abiertas y otras finas cerradas y fábrica de birrefringencia poroestriada y puntual en la masa; vacíos mamelonares de origen orgánico dejados por la fauna del suelo y excrementos redondeados de hormigas. **Horizonte 2Ck** (56+ cm), **Fig. 13f**: Abundantes litoclastos volcánicos redondeados, flotando en una masa carbonatada, con ooides dispersos; fábrica de birrefringencia cristalítica: caracterizada por la presencia de pequeños cristalitos birrefringentes formando una masa fina y generalmente mezclados con arcilla. Calcita micrítica y microesparítica (cristales muy finos, menor 4 μm y entre 4 y 50 μm , respectivamente); esparita muy escasa. Hay revestimientos alrededor de los vacíos de micrita parda formando una masa densa de microcristales. A veces algo laminados con microcristales. Por partes, tendencia a petrocálcico; filamentos calcificados (**Fig. 13h**).

Rasgos destacables: a) el material originario sería un depósito clástico grueso; la naturaleza clástica volcánica y fragmentos gruesos en todo el suelo, aunque con clastos de mayor tamaño desde el Horizonte B en profundidad; b) como rasgo pedológico marcado es el color oscuro del material fino del A, que indica marcada melanización; c) marcada actividad de la biota, las raíces generan una red de vacíos con restos de tejidos actuales en su interior; la actividad de la fauna indicada por vacíos mamelonares es hasta el horizonte BC; d) revestimientos texturales moderados y carbonatación.

Suelo Junín de los Andes 1

Horizonte Enlame/A (0-10) cm. El **material grueso** está formado por una mezcla de material clástico y piroclástico de naturaleza volcánica, en un coluvio. Están presentes litoclastos de rocas básicas con fenocristales muy fracturados y alterados (**Figs. 14a, b**), basaltos con texturas intersticiales (intersertal e intergranular), pastas riolíticas con base cuarzo feldespática, andesitas y tobas vitreas de grano fino a intermedio y pumicitas con textura alveolar y pumicea fluidal (**Fig. 14c**).

A simple vista se ven en la sección delgada, fragmentos gruesos (entre 2-4 mm) y de AG y AMG (2000-500 μm), constituidos por litoclastos de rocas. La porción más fina del material grueso posee litoclastos de menor tamaño con abundantes fragmentos de tablillas de plagioclasas muy fracturadas y en menor proporción granos de piroxenos y olivinas. Los individuos sueltos provendrían de los fenoclastos liberados por desintegración mecánica de los fragmentos gruesos, cuyas grietas afectan a todo el fragmento. La fragmentación, alteración y segregación de óxidos (pseudomorfosis de óxidos en las pastas volcánicas), ya está en el material clástico de origen y no se puede atribuir solamente a un proceso pedológico *in situ*. El material fino es de color pardo claro a pardo oscuro por partes, con luz polarizada. Hay moderada plasmificación de MO uniendo el material fino, por partes y se observan restos de raíces. No hay reorganización de material fino y la extinción es puntual por la abundancia de partículas de tamaño limo, entre 2-50 μm (32%). Los vacíos en los primeros 2 cm de la sección son desordenados y más abajo se hacen subparalelos separando agregados laminares. Esta estructura laminar es sedimentaria y afecta solamente a este horizonte; corresponde a un coluvio de textura más gruesa y mayor cantidad de fragmentos gruesos. **Horizonte 2Bt** (10-30 cm). La fracción gruesa posee composición mineralógica semejante a la de los horizontes superiores, con clastos volcánicos abundantes (**Fig. 14c**) aunque hay disminución del

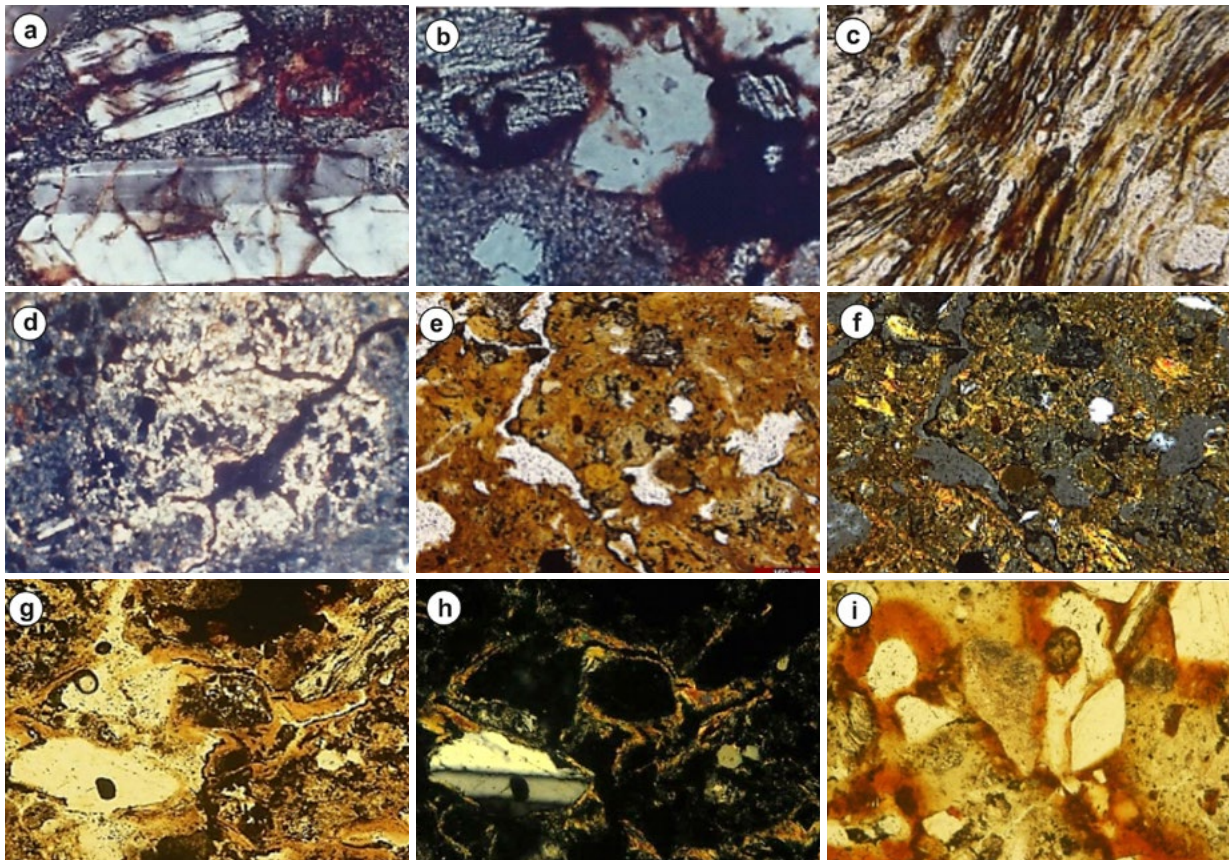


Figura 14. Suelo Junín de los Andes 1. Microfotografías ópticas.

Horizonte A: a) y b) litoclastos de rocas volcánicas; fenocristales de plagioclasa y olivinas muy fracturados e impregnados por segregaciones de óxidos de hierro; x6,3.

Horizonte 2Btss: c) clasto lítico de AMG, vítreo fluidal; sin analizador, x6,3;

d) zonas de concentración iluvial de arcilla y revestimientos arcillosos en torno a fisuras irregulares;

e) zonas de material fino de color heterogéneo, y vacíos mamelonares; sin analizador;

f) igual a (e), distribución irregular de arcilla birrefringente; con analizador parcial;

g) revestimientos de arcilla abundantes, continuos y discontinuos, en torno a vacíos y granos, e impregnaciones irregulares de sesquióxidos oscuros en la fracción fina; sin analizador;

h) igual a (g), donde los abundantes revestimientos arcillosos, orientados y birrefringentes, se destacan del material fino, casi isótropo; con analizador.

Horizonte 3Cg: i) revestimientos e impregnaciones fuertes de hematita color anaranjado y otras puntuales, color pardo; sin analizador;

j) detalle de (i) donde se ven revestimientos de arcilla orientada, continuos, en torno a un vacío; con analizador, x6,3.

Figure 14. Junín de los Andes 1 soil. Optical micrographs.

A horizon: a) and b) lithoclasts of volcanic rocks; highly fractured plagioclase and olivine phenocrysts and impregnated with iron oxide segregations; PPL, x6.3.

2Btss horizon: c) glassy fluidal lithic clast (size VCS); PPL, x6.3;

d) zones of accumulation of illuvial clay and clayey coatings around irregular fissures; zones of fine material, with heterogeneous colour and mammillated voids; PPL;

f) the same as (e); irregular distribution of birefringent clay; partial analyzer;

g) abundant clay coatings, continuous and discontinuous, around voids and grains and irregular impregnations of dark sesquioxides in the fine fraction; PPL;

h) the same as (g), abundant, oriented and birefringent clay coatings which contrast with the fine, almost isotropic, material; XPL.

3Cg horizon: i) coatings and strong impregnations of orange iron oxides (hematite?), and others which are speckled and brown in colour; PPL;

j) detail of (i) which shows oriented, continuous clay coatings around a void; XPL, x6.3.

tamaño y cantidad de los clastos. La **fracción fina** es más abundante que en los horizontes superiores y la textura es arcillosa. Este horizonte tiene 60% de arcilla, más del doble del horizonte A y esta propiedad se manifiesta en la fuerte birrefringencia de la masa basal. Como rasgos de organización pedológica se observan revestimientos texturales arcillosos y birrefringentes en torno a vacíos (**Figs. 14d, g, h**), concentración de arcilla iluvial y en zonas de la masa basal (**Fig. 14e**), una fábrica-b estriada (**Fig. 14f**). Los clastos están inmersos en una matriz fina, compacta y los vacíos son cavidades y fisuras cortas. **Horizonte 3BCt** (30-64 cm). Posee un límite abrupto y ondulado con el suprayacente y constituye una mezcla caótica de litoclastos y clastos volcánicos de distintas rocas y distintas granulometrías, con características de un depósito coluvial. Se observa a simple vista la presencia de grandes litoclastos (fragmentos gruesos), rasgos de hidromorfia y fracturas desordenadas que atraviesan el horizonte cuyo recorrido está influenciado por la presencia de los litoclastos. La clase textural del horizonte es franca arcillosa (Fa). La fracción fina es abundante, de color heterogéneo, con fábrica de birrefringencia punteada y por partes poroestriada y en la masa (**Fig. 14e, f**). Hay rasgos de iluviación de arcilla como revestimientos continuos y discontinuos en torno a vacíos (**Figs. 14g, h**). El **horizonte 4Ctg** (71-111 cm) posee material clástico de tamaño más homogéneo y fino y ausencia de fragmentos gruesos; fuerte impregnación con óxidos de hierro y revestimientos texturales también abundantes (**Figs. 14j, k**); también, entre los 80 y 88 cm de profundidad, una cierta laminación y, a simple vista rasgos de hidromorfia, constituidos por nódulos pequeños que se ven como puntuaciones y manchas rojizas.

Mineralogía de grano suelto (fracción 88-125 μm)

Como complemento se incluye información de la composición mineralógica de la arena muy fina. En el horizonte A los litoclastos son pastas volcánicas con distinto grado de alteración sesquioxídica. En algunos casos se observa la textura original ya sea traquítica, felsítica o pumícea. Las plagioclasas son los minerales livianos más abundantes (A: 24%; 2B2t 31%; 4Cg2:13%) se presentan como granos angulares y subangulares. Son escasas las tablillas idiomorfas ya que la mayoría están fragmentados y quebrados. El vidrio volcánico está principalmente como trizas incoloras mayormente límpidas y escasos granos de color pardo. (A:18%; 2B2t: 4%; 4Cg2: 2%). La forma de los fragmentos es variada desde placas planas, fragmentos irregulares y otros fluidales; algunas trizas son muy pumíceas con los bordes muy irregulares por efecto de la fragmentación. Entre los minerales pesados es predominante la magnetita (A: 69%, 2B2t: 71%; 4Cg2: 95%), como clastos irregulares a subredondeados, seguida en abundancia por los piroxenos; es muy abundante el hipersteno (A: 23%; 2B2t: 20%; 4Cg2: 2%) con característicos granos muy fragmentados, de bordes dentados y angulosos y aspecto de esquirlas astillosas. Son muy escasas las tablillas sanas y algunas llevan adheridos restos de vidrio volcánico. Los individuos límpidos poseen fuerte pleocroísmo del rosa pálido al verde, otros, casi opacos, fibrosos, con menor pleocroísmo. Entre los anfíboles se encuentra la hornblenda común, de color verde claro hasta verde oscura, y la hornblenda basáltica color pardo; pocos individuos son idiomorfos pues la mayoría están fragmentadas. El **horizonte 2B2t** sólo posee diferencias cuantitativas. El **horizonte 4Cg2** posee neta dominancia de granos alterados cuya particularidad es poseer los bordes más irregulares que en los horizontes suprayacentes. Además, los granos de plagioclasas tienen los bordes "amarronados". Entre los minerales pesados hay neta predominancia de magnetita subredondeada.

La asociación mineral de todo el perfil corresponde a vulcanitas, con diferencias porcentuales cuantitativas que, indicarían la presencia de tres depósitos coluviales; quedan indicados en la nomenclatura de los horizontes por los números arábigos colocados a la izquierda de las letras que indican los horizontes: El ciclo más moderno (horizonte A) posee mayor cantidad de vidrio volcánico, el intermedio (horizonte 2Bt) escaso vidrio volcánico y mayor cantidad de hornblenda; el 4Cg2 escasas plagioclasas e hipersteno y muy abundantes opacos.

Rasgos destacables: a) el carácter coluvial del material indicado por una mezcla caótica de clastos de distinta naturaleza y tamaño en los distintos horizontes, formando un suelo estratificado coluvial; b) intensa fracturación y alteración sesquioxídica de minerales en los volcánoclastos de las rocas originales; c) iluviación, con revestimientos de arcilla hasta el BC inclusive, y notables impregnaciones de sesquióxidos indicando muy fuerte hidromorfismo.

Suelo Junín de los Andes 2.

La roca de base sería una toba vítrea/andesita fina con escasos cristoclastos de plagioclasa y relleno de amígdalas con calcedonia. La base vítrea fina posee incipiente alteración arcillosa que da un reticulado formado por la alteración de trizas vítreas. **Horizonte Bss/C1** (16-66 cm). Entre 20 y 28 cm, la **fracción gruesa** está constituida por clastos de vulcanitas, pequeños, tamaño AF y AMF, con pasta de plagioclasas finas orientadas, provenientes de la desagregación de los FG pues poseen igual morfologías vítreas irregulares que los FG tamaño bloques. Se observa un bloque ("core stone") de 2 cm de diámetro, redondeado, posee la pasta formada por tablillas de plagioclasas orientadas, y muy alterado en compuestos silíceos, de ópalo y calcedonia, irregulares y distintos tonos de anaranjado, sin analizador (**Fig. 15a**). Las vesículas dentro de los fragmentos gruesos están rellenas de calcedonia, con bordes incoloros birrefringentes, de recristalización; también, se encuentran calcedonias inmersas en el material fino con bordes de recristalización. En el **material fino** se encuentran inmersos fragmentos de calcedonia, redondeados a irregulares, posiblemente desprendidos de las amígdalas del basalto (**Fig. 15b**). El material fino es una masa indiferenciada, de color pardo amarillento rojizo a pardo oscuro, sin analizador, por partes denso y por partes con pequeños vacíos irregulares interconectados intrapedales y otros son fisuras que separan agregados angulares. Con analizador posee escasa birrefringencia y la fracción mineral está teñida por óxidos de hierro. Se observa actividad biológica de raíces y vacíos planares que atraviesan el material fino y rodean a los clastos (**Fig. 15c**). **Horizonte C2g** (66-84 cm). Entre 70 y 78 cm de profundidad la fracción gruesa y fina de este horizonte es semejante al del horizonte superior con tamaño de grano más constante pero to-



Figura 15. Suelo Junín de los Andes 2. Microfotografías ópticas. **Horizonte Bss/C1:** barra 200 μ m.

- a) textura petrográfica de un fragmento grueso de basalto, con microlitos de plagioclasa y vesículas rellenas de calcedonia; sin analizador;
- b) material fino color pardo amarillento rojizo con clastos de calcedonia en la masa;
- c) material fino denso con sección transversal de raíz y fisuras oblicuas; sin analizador.

Horizonte C2g: d) material fino con abundantes clastos de calcedonia inmersos en la masa y en litoclastos.

Figure 15. Junín de los Andes 2 soil. Optical micrographs. **Bss/C1 horizon:** Scale bar: 200 μ m.

- a) petrographic texture of a basalt coarse fragment, with plagioclase microliths and chalcedony-filled vesicles; PPL;
- b) yellowish reddish brown fine material with chalcedony clasts in the mass;
- c) dense fine material showing the cross section of a root and oblique fissures; PPL.

C2g horizon: d) fine material with chalcedony clasts embedded in the mass and in lithoclasts.

dos clastos provenientes de basalto amigdaloides. Hay gran cantidad de calcedonia suelta en la masa basal. Son marcadas las evidencias de hidromorfismo evidenciado por la presencia de nódulos redondeados oscuros y segregaciones ferruginosas sobre los clastos y tiñendo la micro-masa (**Fig. 15d**). Hay intensa actividad de la fauna indicada por abundantes biovacíos, poros aislados subcirculares y canales longitudinales. También hay fracturas anchas y finas acomodadas.

Rasgos destacables: a) presencia en el solum, de porciones meteorizadas de la roca de base, "core stones"; b) fuerte alteración del material fino y colores rojizos; c) el suelo es residual desde el punto de vista composicional, aunque la granulometría indicaría una discontinuidad litológica.

Suelo El Huecú

Horizonte A (0-39 cm). La porción más gruesa de la **fracción gruesa** (AMG, 1-2 mm) está constituida por litoclastos subredondeados provenientes de rocas volcánicas ácidas y básicas. Aquellos provenientes de rocas básicas muestran texturas intergranulares y pilotácicas propias de andesitas y basaltos (**Fig. 16c**). Hay variedad y abundancia de pastas volcánicas, desde aquellas vítreas, casi isótropas con solo pequeños microlitos de cristalización hasta aquellas con individuos de plagioclasas y piroxenos bien formados. Las pastas pumíceas exhiben tanto vesículas pequeñas como grandes, estructuras fluidales (**Fig. 16d**) y en ocasiones fenocristales idiomorfos de plagioclasas incluidos en ellas. La participación de rocas volcánicas ácidas se manifiesta por la presencia de litoclastos redondeados de pastas felsíticas provenientes de una riolita felsítica, cuyos fragmentos llegan a tener 2,5 cm de longitud, y se ven a simple vista en la sección delgada. Como se mencionó, la riolita constituye la roca que se encuentra en la base del suelo. Un fenómeno generalizado de hidromorfismo afecta a la mayor parte de los litoclastos, sobre todo a los de naturaleza básica. Se manifiesta por la segregación de óxidos de hierro y manganeso, principalmente el primero por la abundancia de colores anaranjados que indicarían hematización (Schwertmann, 1993).

La porción más fina del material grueso (AM, 250 -500 μ m) posee gran abundancia de fragmentos angulosos de plagioclasas, algunos piroxenos y fragmentos de menor tamaño de litoclastos (**Fig. 16b**). La principal expresión de alteración se manifiesta en las plagioclasas, tanto sea las incluidas en los litoclastos como en los individuos sueltos. En ellas, adicionalmente a su alto grado de fracturación se observan agujeros de corrosión y/o alteración puntual o localizada en fracturas con segregación de óxidos. Escasamente muestran alteración sericitica.

El **material fino** es de color pardo oscuro con luz natural y casi isótropo con luz polarizada, debido a la abundancia de materia orgánica bien plasmificada (**Fig. 16a**). El material fino es menos abundante que el grueso y no muestra ninguna orientación definida. Hay predominancia de macrovacíos (5.000 a 75 μ m) sobre los mesovacíos (75 a 30 μ m), principalmente cavidades irregulares fuertemente interconectadas entre sí; muchas de ellas son alargadas y se conectan con fisuras desordenadas cortas separando agregados con forma de bloques subangulares y tendencia granular. Este diseño de vacíos, en el cual los de mayor tamaño poseen disposición interpedal y los más pequeños disposición intrapedal le confieren al material del suelo un carácter esponjoso- granular con tendencia a bloques débiles, por partes masivo, como se lo caracterizó en el campo. El **horizonte 2Bss** (46-63 cm) posee fracción gruesa constituida por un conjunto mineral semejante al del horizonte A, con la diferencia que en este horizonte están ausentes los litoclastos provenientes de pumicitas. El tamaño general de las partículas del material grueso disminuye con respecto al horizonte A, y predominante es AM (250 - 500 μ m). También hay mayor cantidad de fragmentos de especies minerales aisladas. Participan litoclastos de andesitas, basaltos y riolitas, estos últimos en menor proporción. Numerosos litoclastos están impregnados por segregaciones ferromangáníferas. La hematización afecta preferentemente a las pastas volcánicas básicas menos cristalizadas, tales como aquellas que presentan microlitos muy pequeños. Hay trozos de pastas casi totalmente cubiertos por óxidos, dejando sólo restos del fragmento original o dejando como remanentes inalterados los fenoclastos de plagioclasas. También afecta a las pastas felsíticas pero sólo tiñendo parcialmente los clastos. Las plagioclasas se hallan como fragmentos muy angulosos y corroídos, pero sin alteración sericitica.

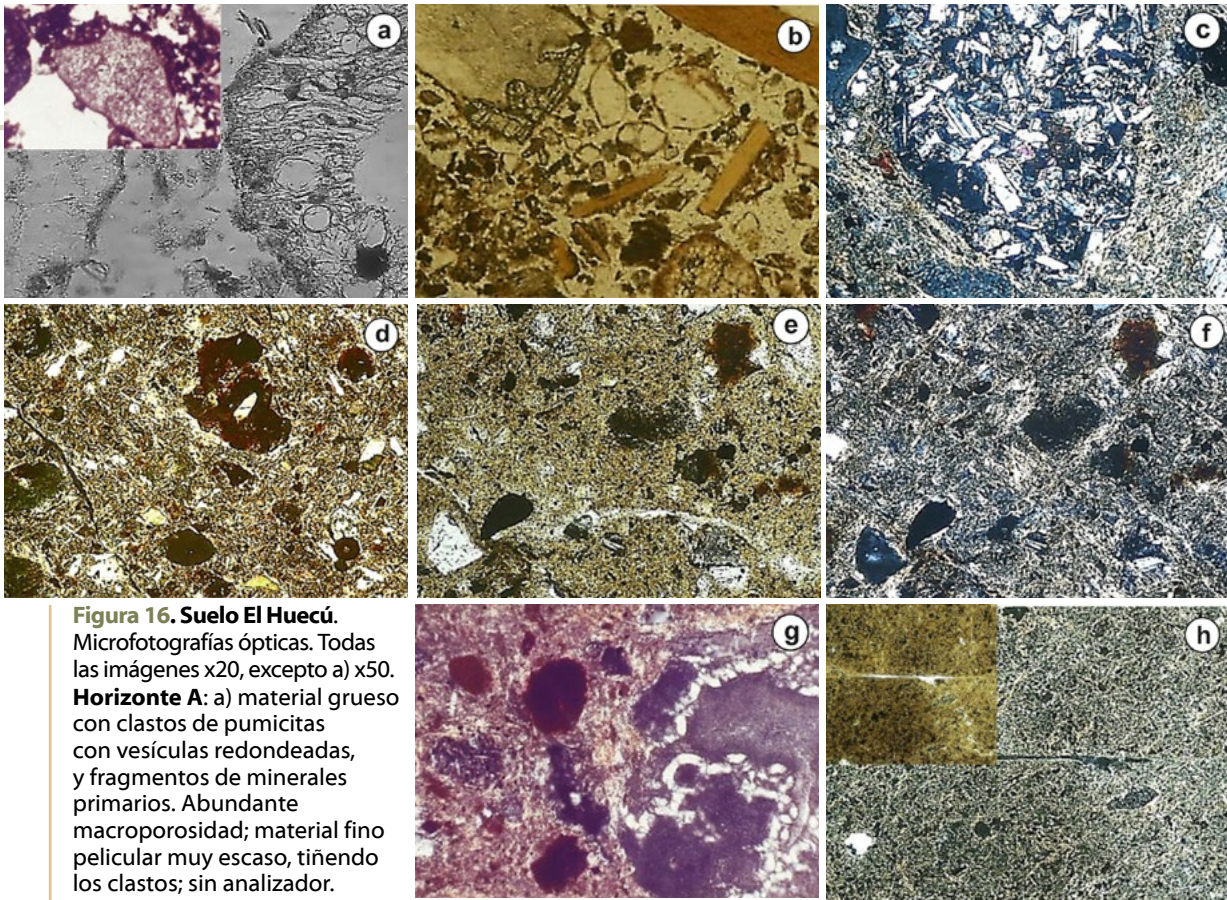


Figura 16. Suelo El Huecú.

Microfotografías ópticas. Todas las imágenes x20, excepto a) x50.

Horizonte A: a) material grueso con clastos de pumicitas con vesículas redondeadas, y fragmentos de minerales primarios. Abundante macroporosidad; material fino pelicular muy escaso, tiñendo los clastos; sin analizador. Insertado: material fino oscuro rodeando clastos de vulcanitas; cavidades irregulares interconectadas, muy abundantes; sin analizador;

b) material grueso (tamaños AMG, AG, AM), litoclastos y minerales aislados, abundante macroporosidad; material fino muy escaso, pelicular; sin analizador.

Horizonte 2Bss: c) litoclasto de basalto con textura intergranular, subredondeado y otros minerales aislados de menor tamaño, inmersos en un material fino orientado y birrefringente. Note el reordenamiento de arcilla alrededor del clasto; con analizador;

d) material grueso tamaño AMF, escaso; abundante material fino, parcialmente orientado en torno a rasgos hidromórficos y pastas casi opacas, fábrica-b punteada y por partes estriada; con analizador;

e) material grueso tamaño AMF, escaso, similar a la anterior; material fino denso y nódulos sesquioxídicos impregnativos irregulares, algunas fisuras; sin analizador;

f) igual a la anterior; material fino orientado en torno a los granos y en la masa del horizonte, fábrica-b poroestriada y por partes reticular; con analizador.

Horizonte 3Ck: g) material fino con abundante arcilla birrefringente; volcániclasto recristalizado e inmerso en el material fino; nódulos sesquioxídicos subredondeados, impregnativos; con analizador.

Horizonte 3Ck/R: h) material fino birrefringente, con fisuras finas que atraviesan el material; fábrica-b punteada, parcialmente estriada, fracción gruesa muy escasa; con analizador. Insertado: igual a (h) pero sin analizador.

Figure 16. El Huecú soil. Optical micrographs. All images x20 except (a), x50.

A horizon: a) coarse material with pumicite clasts showing rounded vesicles and fragments of primary minerals. Abundant macroporosity, very rare pellicular fine material colouring the clasts, PPL; Insert: dark fine material surrounding vulcanite clasts. Very abundant irregular, interconnected cavities, abundant macroporosity; PPL; b) coarse material (sizes CS, VCS and MS), isolated lithoclasts and minerals, abundant macroporosity, very rare fine material; PPL;

2Bss horizon: c) subrounded basalt lithoclast with intergranular texture and other finer isolated minerals, embedded in an oriented and birefringent fine material. Note orientation of clay around the clast; XPL;

d) coarse material (size VFS), rare, abundant fine material, partially oriented around hydromorphic features and near opaque groundmasses, speckled and partially striated birefringent fabric; XPL;

e) coarse material (size VFS), rare, similar to (d), dense fine material and irregular sesquioxidic impregnative nodules, some fissures; PPL;

f) the same as (e), fine material oriented around grains and in the mass of the horizon, porestriated birefringent fabric and partially reticular; XPL.

3Ck horizon: g) fine material with abundant birefringent clay; recrystallized volcanic lithic clast embedded in fine material. Impregnative subrounded sesquioxidic nodules; XPL.

3Ck/R horizon: h) birefringent fine material with thin fissures running through the material; specked b-fabric, partially striated, very rare, coarse fraction, XPL, Insert: the same as (h) but PPL.

La fracción fina es arcillosa, principalmente montmorillonítica, por su color pardo claro amarillento anaranjado y muy birrefringente con luz polarizada, hecho que se confirma más adelante mediante difracción de Rayos X, y se ve en el campo por un cambio de matiz de 10YR en el horizonte superior a 7,5YR en este horizonte. La fábrica-b es estriada con fuerte orientación principalmente alrededor de los granos del material grueso (**Fig. 16c**), en torno a los vacíos en menor proporción y en todo el material fino (**Figs. 16d, e y f**). Los conjuntos de filosilicatos orientados son, desde muy finos hasta anchos a veces adoptando diseño reticular. Algunos están relacionados a planos de deslizamiento de modo que serían cutanes de tensión. El material fino es mucho más abundante que el material grueso. Los vacíos predominantes son fisuras desordenadas. Las más anchas, interpedales separan agregados prismáticos; las más finas definen a veces agregados cuneiformes. Rasgos pedológicos destacados son las concentraciones amorfas y criptocristalinas, abundantes en todo el horizonte bajo la forma de nódulos ferromangáníferos de hasta 1 mm de diámetro. Muchos poseen límites netos, otros son concentraciones difusas irregulares de óxidos de origen pedogenético. Ocasionalmente cubren todo un grano mineral. El proceso de hidromorfismo es marcado en todo el horizonte. Posiblemente la presencia de óxidos localizados en determinados granos (pastas básicas), responde a un proceso de alteración diferencial congénita de esos granos con respecto a los demás, y en parte a un proceso acrecional actual de soluciones. **Horizonte 3Ck** (137-170 cm), sección delgada entre 150 y 158 cm de profundidad. Este horizonte se caracteriza porque el material grueso está casi ausente, son litoclastos redondeados de rocas volcánica ya sea ácidas como básicas. Estas últimas suelen tener pastas ligeramente anisótropas cubiertas por magnetita, en las que se destacan fenocristales subedrales de plagioclasas. Los fragmentos riolíticos de la roca que subyace en el perfil son generalmente angulares. El material fino es color pardo amarillento, altamente birrefringente constituido por arcillas principalmente esmectíticas. La fábrica-b es fuertemente estriada, biestriada y reticulada determinadas por paquetes de filosilicatos formando enrejados o grupos orientados en todo el horizonte, semejantes al horizonte superior. Los vacíos predominantes son fisuras desordenadas, las más anchas con disposición interpedal y las más finas dentro de los agregados formando una densa red de microfisuras. Se observan fisuras largas y rectas que atraviesan el material, con el típico aspecto de planos de corte o superficies de deslizamiento. Como rasgos pedológicos hay concentraciones irregulares sesquioxídicas y escasos nódulos de magnetita. Otros rasgos microcristalinos son de calcita micrítica diseminada en zonas de la micromasa. **Horizonte 3Ck/R** (137-202 cm). Es semejante al suprayacente, formado casi en su totalidad por material fino, con solo algún clasto aislado inmerso en la masa (**Fig. 16g**). En la sección se ve el único litoclasto grande, de una andesita con las plagioclasas hematizadas. También hay concentraciones micríticas de calcita impregnando la micromasa y fisuras de tensión (**Fig. 16h**).

Mineralogía de grano suelto (fracción 88-125 μm)

Los clastos más abundantes son las alteritas provenientes de pastas volcánicas. Le siguen en abundancia las plagioclasas como granos quebrados y en general angulosos; algunas con hábito tabular pero la mayoría están fragmentados. El vidrio volcánico, ya sea incoloro o pardo caramelo se presenta como trizas vesiculares algunas muy pumíceas. Entre los minerales pesados predominan los opacos principalmente magnetita subredondeada. La augita tiene granos angulosos color verde claro y sin pleocroísmo, en cambio el hipersteno muestra tablillas muy imperfectas con típico pleocroísmo verde-rosado. La olivina posee granos redondeados ovoidales, color verdoso con la superficie de aspecto "picoteado". Resulta sorprendente hallar esta especie tan susceptible a la meteorización con granos parcialmente inalterados. Según Teruggi y Andreis (1971), en ambientes patagónicos, algunas especies mineralógicas presentan distinto grado de estabilidad al establecido convencionalmente de acuerdo con el clima. El epidoto se encuentra como típicos granos redondeados a subredondeados, de alta birrefringencia, y la hornblenda como tablillas de bordes redondeados y fragmentos quebrados. La mineralogía de grano suelto confirma las discontinuidades litológicas composicionales por las diferencias cuantitativas de las plagioclasas y otros minerales, entre los horizontes A (36%), 2Bt (58%) y 3B2 (30%). En el 2B2 las plagioclasas constituyen más de la mitad de los minerales presentes,

seguidas en abundancia por las alteritas. Igualmente, los minerales pesados tienen marcada diferencia entre el horizonte 2B2 y 3B2: opacos (38%), augita (27%) e hipersteno (12%); opacos (75%), augita (12%) e hipersteno (5%), respectivamente. Hay trizas de vidrio volcánico incoloro y pardo: A: 1 y 4% respectivamente; 2B2 y 3B2 ambos menos de 0,65 y 3C, 4 y 6 respectivamente. Las pastas felsíticas son predominantes en los horizontes inferiores del solum.

Rasgos destacables: a) el carácter estratificado coluvial; 2) la fábrica orientada del material fino y las fisuras rectas que atraviesan el material como planos de corte. Estos se habrían formado por procesos de expansión y contracción en un depósito de material fino predominantemente montmorillonítico.

Suelo El Llano

Horizonte A (0-21 cm). La **fracción gruesa** posee abundantes clastos líticos tamaño AMG y AG de rocas volcánicas vítreas con fenocristales alterados y un conjunto más fino (AM), plagioclasas y cuarzo, angulosos y muy fracturados y otros pumíceos y redondeados. La fracción fina oscura y con fábrica de birrefringencia punteada. Estructura granular y vacíos intercomunicados. El **horizonte Bt** (32-56 cm). Es semejante al anterior en la fracción clástica pero la fracción fina posee alguna orientación en torno a los granos en revestimientos de arcilla finos y discontinuos (**Figs. 17a y b**). Los **horizontes BC y C** repiten las propiedades mencionadas. Llama

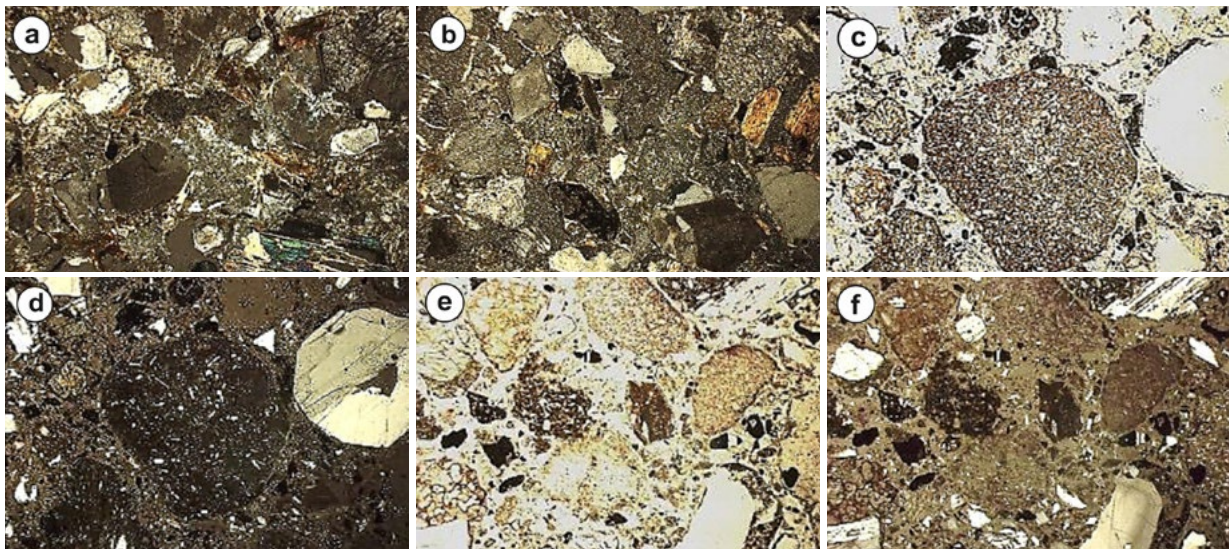


Figura 17. Suelo El Llano. Microfotografías ópticas.

Horizonte Bt: a) mezcla caótica de la fracción gruesa tamaño AF, clastos redondeados y subredondeados de vulcanitas y plagioclasas alteradas; fracción fina densa parcialmente birrefringente, fábrica-b punteada; con analizador;

b) fracción gruesa y fina semejante a (a); note la presencia de revestimientos texturales finos y discontinuos en los granos, fábrica-b granoestriada y punteada; con analizador.

Horizonte Ck/R: c) clastos redondeados de pumicitas y plagioclasea tamaño AM, en una pasta fina; sin analizador; d) igual a anterior, se observa la isotropía de los clastos pumíceos, plagioclasas macladas y material fino casi isotrópico; con analizador;

e) y f) similares a (c y d), clastos de pastas volcánicas con plagioclasas tabulares quebradas, algunas zonadas.

Figure 17. El Llano soil. Optical micrographs.

Bt horizon: a) chaotic mixture of the coarse fraction (size FS). Rounded and subrounded clasts of altered vulcanites and plagioclases; partially birefringent, dense, fine fraction, speckled plasmic b-fabric; XPL; b) coarse and fine fractions similar to (a), note thin, discontinuous textural coatings on grains, granostriated and speckled plasmic b-fabric; XPL.

Ck/R horizon: c) rounded clasts of pumicites and plagioclase (size MS) in a fine groundmass; PPL; d) the same as (c), showing isotropy of pumiceous clasts, twinned plagioclases and almost isotropic fine material, XPL;

e) and f) similar to (c and d); clasts of volcanic groundmass with tabular and broken plagioclases.

la atención el alto grado de alteración y fracturación de las plagioclasas en los litoclastos y en las inmersas en el material fino, ya sea con un patrón lineal, subparalelo a las maclas, y principalmente en el centro de los individuos en aquellas con zonación. En este último caso, la zona central más cálcica de la plagioclase, poseen aspecto “nuboso” en contraposición con la parte exterior más sódica que permanece clara. La roca de base es una toba lítica con variedad de clastos volcánicos desde pastas de grano fino hasta alveolares y pumíceas (**Figs. 17c, d, e y f**).

Rasgos destacables: a) la abundancia de clastos de vulcanitas en todo el perfil: b) la apariencia de monogenético; c) la débil argiluvación en los horizontes B.

Suelo La Puntilla

Horizonte A (0-14 cm). El **material grueso** es muy escaso, sólo algunos clastos líticos de rocas volcánicas alterados y/o recubiertos de óxidos. La fracción fina es muy abundante, de color rojizo oscuro, casi isótropa, densa, con intensa fisuración, anchas y finas en distintas direcciones.

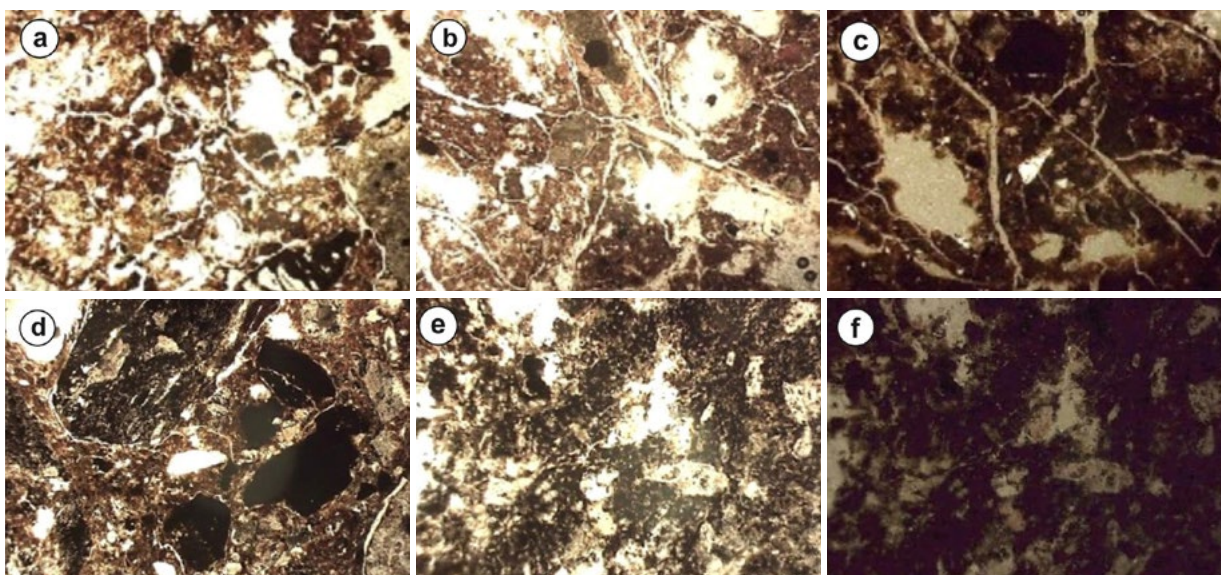


Figura 18. Suelo La Puntilla. Microfotografías ópticas.

A horizon: a) fracción gruesa escasa y formada por clastos de tamaño AM y AF. Se observan clastos pumíceos de distinto tamaño y plagioclasas, alteradas y fracturadas; fisuras cortas e intercomunicadas, sin analizador.

Horizonte Bss1: b) se observa un material fino rojizo compacto y un patrón de fisuras planares limitando agregados angulares cuneiformes; sin analizador.

Horizonte Bss2: c) similar al anterior, fábrica-b indiferenciada, con analizador parcial.

Horizonte 2BC2: d) mayor abundancia de la fracción gruesa tamaño AG y AM (1000-500 µm- 500-250 µm) constituida por clastos de rocas muy alterados, otros opacos y minerales aislados; fracción fina densa y finas grietas rodeando los clastos de mayor tamaño; sin analizador.

Horizonte 2Cr/R: e) textura petrográfica de la sapolita andesítica/basáltica? de base, donde se observa el material fino y plagioclasas alteradas; sin analizador;

f) igual a la anterior, con la masa fina opaca, indiferenciada; con analizador.

Figure 18. La Puntilla soil. Optical micrographs.

A horizon: a) the coarse material is scarce, with various sand subclasses, the fine material is reddish brown, with weak birefringence; granular aggregates separated by short, interconnected fissures; PPL.

Bss1 horizon: b) compact reddish fine material and a pattern of planar fissures separating wedge-shaped, angular aggregates; PPL.

Horizonte Bss2: c) similar to (b), undifferentiated birefringence b-fabric; partial analyzer.

Horizonte 2BC2: d) more abundant coarse fraction (sizes: CS, 1000-500 µm, and MS, 500-250 µm) constituted of highly weathered rock clasts and opaque isolated minerals; dense fine fraction and thin cracks surrounding larger clasts; PPL.

Horizonte 2Cr/R: e) petrographic texture of the base andesitic/basaltic? sapolite, showing fine material infilling fissures of weathered feldspar grains. PPL;

f) the same as (e), with an opaque, undifferentiated fine mass; XPL.

nes. **Horizontes Bss y BCss Bss** (14-90 cm) y **BCss** (90-140 cm): comparten las mismas características generales, con algunos fragmentos de minerales livianos, escasos en la masa con mayor birrefringencia de la fracción fina, algo punteada y débil orientación de material fino a lo largo de grietas; el color es rojizo más intenso; el material fino casi no extingue, tiene apariencia alterada o recrystalizada, es sesquioxídico y por partes isótropo. El horizonte **BCss2** posee mayor cantidad de clastos tamaño AM y AG, por zonas agrupados y muy alterados, y en torno a ellos fracción fina birrefringente. Hay marcada fisuración desordenada con direcciones interrumpidas por los clastos de mayor tamaño. La plagioclasea es de difícil identificación en la roca de base (andesita ó basalto). La muestra de mano es una roca violácea oscura con fenocristales de plagioclasea.

El análisis de las fracciones granulométricas en escala sedimentológica muestra que: a) los tenores de arcilla gruesa (1-4 μm) son escasos en todo el suelo (< a 5%); b) la arcilla fina (< a 1 μm) no evidencia concentración en ningún horizonte lo que indica que no hay iluviación, c) hasta los 110 cm de profundidad la fracción arcilla fina es marcadamente mayoritaria, entre 66 y 67%. Este hecho se invierte a mayor profundidad donde la fracción preponderante es la arena, y las modales son AM (500-250 μm) entre 19 y 26% y AG (1000-500 μm) entre 32 y 33%. En la escala pedológica, hasta los 110 cm de profundidad el contenido de arena total se encuentra entre 14 y 20%, el de limo entre 10 y 13% y el de arcilla es mayoritario entre 66 y 72%; en todos los horizontes la clase textural es arcillosa. A mayor profundidad estas relaciones se invierten y la fracción mayoritaria es la arena (68-80%) y disminuyen marcadamente el limo (7-10%) y la arcilla (13-23%) con clase textural franco arcillo arenosa y franco arenosa. Los valores granulométricos mencionados indicarían la presencia de una discontinuidad litológica a los 110 cm de profundidad, con un material arenoso abajo y otro más fino suprayacente. Por otra parte, la uniformidad (entre 61 y 66%); de los tenores de la fracción arcilla fina en los horizontes A y B indica la ausencia de procesos de translocación de material fino en el suelo, hasta esa profundidad. Esta discontinuidad granulométrica, en sentido pedológico, sería de carácter local por redistribución de materiales y no afecta a la naturaleza residual de todo el conjunto.

Rasgos destacables: a) uniformidad en la naturaleza mineral de la fracción gruesa y fina; una discontinuidad granulométrica que no afecta la evolución general del suelo; b) alteración como proceso geoquímico predominante y c) vertisolización como proceso pedológico.

Suelo La Pata

Horizonte A (0-20 cm). Posee **fracción gruesa** escasa de litoclastos de AM y AF de naturaleza volcánica y algunos minerales aislados, abundantes plagioclaseas (**Figs. 19a y b**), y en menor cantidad opacos y algunos piroxenos (hipersteno y augita). Los clastos de plagioclasea son semejantes a los que se encuentran incluidos en los litoclastos pumíceos. Algunos clastos de mayor tamaño están atravesados por grietas, al igual que numerosos clastos de plagioclaseas inmersos en la micromasa. Hay grietas cortas que separan agregados cuneiformes. La fracción fina es abundante y de fábrica de birrefringencia punteada. Los **horizontes Bss** (20-87 cm) poseen características similares, con algunos fragmentos gruesos y fisuras intercomunicadas y de la fauna como también fisuras cortas de corte. Hay mayor birrefringencia de la micromasa, por partes, con escasos barnices de fricción finos a muy finos. Hay impregnaciones de calcita micrítica diseminada. Los **horizontes 2BCss** (87-140 cm) y **2C** (140+ cm) (**Figs. 19e y f**) son semejantes composicionalmente, pero con mayor abundancia de la fracción gruesa lo que podría indicar una discontinuidad litológica granulométrica local ¿? A partir del metro de profundidad el material se hace friable con mayor influencia de la arcilitea de base. La muestra de mano es una arcilitea clara (**Fig. 19**); posee muy escasos clastos de plagioclasea básica y litoclastos de rocas volcánicas, basaltos, andesitas y pumicitas, mafitos como piroxeno monoclinico incoloro (diópsido o augita) y también hipersteno; la pasta es vítrea muy fina con microlitos de plagioclasea. Todo el suelo posee marcada influencia de la roca de base. Además, como lo muestra la mineralogía

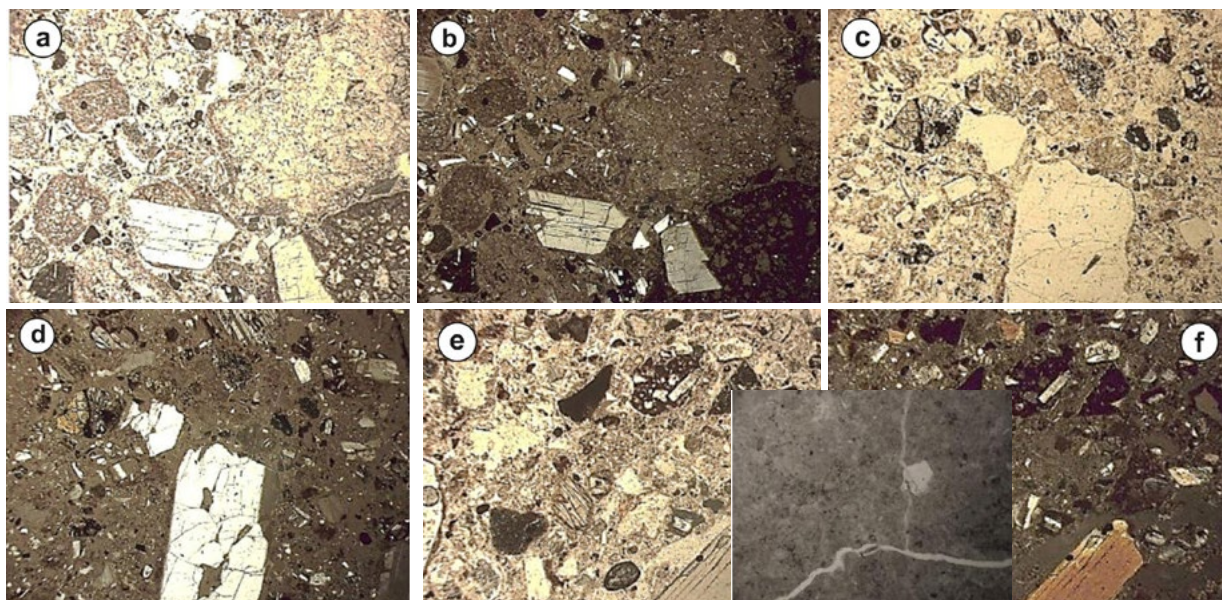


Figura 19. Suelo La Pata. Microfotografías ópticas. A la izquierda sin analizador; a la derecha con analizador parcial;

a) el **Horizonte A** posee fracción gruesa escasa y formada por clastos de tamaño AM y AF. Se observan clastos pumíceos de distinto tamaño y plagioclasas alteradas y fracturadas; fisuras cortas intercomunicadas;

b) igual a la anterior donde observa escasa birrefringencia de la micromasa.

Horizonte BC: c) y d) con características semejantes al anterior y plagioclase subedral fisurada y corroída.

Horizonte C: e) y f) con mayor abundancia de fracción clástica. Insertado: roca de base de material arcilloso muy fino; pasta vítrea, fina con microlitos de plagioclase; fisuras acomodadas; totalmente isótropo con analizador, donde solo se distingue algún clasto aislado.

Figure 19. La Pata soil. Optical micrographs. Left: PPL; right: partial analyzer.

a) **A horizon:** with a scarce coarse fraction formed by clasts MS and FS in size. Pumice clasts of different sizes and altered and fractured plagioclases; short interconnected fissures;

b) the same as (a) showing weak birefringence in the micromass.

BC horizon: c) and d) with similar characteristics as (b) and fissured or etched subhedral plagioclases.

C horizon: e) and f), with more abundant clastic fraction. Insert: base rock of very fine clayey material, glassy fine groundmass with plagioclase microliths; accommodated fissures, totally isotropic (XPL), where only isolated clasts are distinguished.

de arcillas, desde la superficie hasta 1,80 m de profundidad el único argilomineral en la fracción arcilla menor a $1\ \mu\text{m}$ es esmectita.

Rasgos destacables: a) uniformidad composicional y de propiedades en todo el perfil; b) la marcada fracturación de los clastos líticos y de plagioclasas; c) abundancia y uniformidad composicional de la fracción fina.

2 - Mineralogía de arcillas

No hay información antecedente acerca de la mineralogía de arcillas de estos suelos, por tanto, la presentada a continuación es original.

Suelo Piedra del Águila: el limo fino ($2\text{--}22\ \mu\text{m}$, polvo), del horizonte A muestra intensas reflexiones de minerales primarios (cuarzo, feldespatos y micas), y también presencia de caolinita, que posiblemente por su mayor tamaño dentro de los argilominerales pasa a esta fracción granulométrica durante los procedimientos de separación. Con el objeto de evaluar con más certeza las características de los minerales micáceos en el suelo, se aisló de la masa del suelo las biotitas del horizonte C. Un resultado muy interesante es que muestran un pico muy intenso que podría corresponder a hidrobiotita a $1,280\ \text{nm}$, y otro también nítido pero menos intenso

a 1,470 nm atribuible a vermiculita. Las reflexiones de biotita serían: una fuerte a 0,353 nm y otra moderada a 0,5 nm. La reflexión de 0,776 nm correspondería a caolinita (Bisdom *et al.*, 1982). Por tanto, en el suelo coexistirían reflexiones correspondientes a biotita inalterada con otras provenientes de fases de alteración, como resultado de una eliminación progresiva de potasio desde los bordes de la estructura hacia el centro. En definitiva, en las biotitas aisladas y por extensión a las biotitas del suelo en estudio, la alteración no se habría producido directamente a un mineral semejante a vermiculita, sino que habría desarrollado un producto intermedio como hidrobiotita (Coleman *et al.*, 1963; Wilson 1966, 1999; Fanning & Keramidas, 1979). La secuencia de alteración sería: biotita - hidrobiotita - vermiculita.

En la arcilla fina ($< 1 \mu\text{m}$) de los horizontes del suelo en conjunto, los componentes minerales son cualitativamente semejantes: interestratificados biotita/montmorillonita, biotita-vermiculita, vermiculita, hidrobiotita, biotita y caolinita. Las reflexiones de los minerales primarios, feldespatos potásicos, plagioclasas, son más débiles y difusas que en la arcilla de mayor tamaño ($1-2 \mu\text{m}$) en razón que, si bien están presentes en este intervalo granulométrico, el contenido es muy escaso. Comparativamente, en los registros de la arcilla fina y gruesa, se ve que los picos de los minerales arcillosos son más nítidos y con pendientes más abruptas en los primeros, lo cual indicaría que las partículas poseen mayor grado de cristalinidad.

Suelo Alicurá: los registros difractométricos de la fracción arcilla fina poseen como rasgo común: 1) carecen de reflexiones de minerales primarios hasta los $30^\circ 2\theta$ y, 2) presencia de esmectitas con caolinita e illita muy subordinados en superficie, que en los horizontes inferiores se hace única, con reflexiones fuertes y definidas en los horizontes B y BC. Los picos de las muestras glicoladas así lo indican: A: 1,635 nm, 2Bss1: 1,731 nm, 2Bss2: 1,731 nm, 2BC1: 1,731 nm, 2BCk: 1,670 nm (cf., Besoain, 1985). El horizonte A presenta picos aserrados posiblemente por influencia de la materia orgánica y/o menor cristalinidad. La composición de la arcilla gruesa es semejante, con reflexiones de esmectitas más débiles y poco definidas y marcadas reflexiones de los minerales detríticos primarios, visibles entre los 20° y los $30^\circ 2\theta$. La composición mineralógica de naturaleza esmectítica, en la fracción arcilla total ($< 2 \mu\text{m}$), provendría del sedimento original del suelo; por un lado, el depósito que corresponde a los horizontes B y BC casi totalmente esmectíticos, y por otro, el depósito superficial más grueso, con marcadas reflexiones de minerales primarios, donde se desarrolla el horizonte A. La mineralogía de arcillas separa claramente estos depósitos en base a la abundancia de esmectitas y la intensidad de su registro, muy abundantes y con fuerte registro en los horizontes subsuperficiales y viceversa. La fracción arcilla de este suelo sería mayoritariamente heredada del material original.

Suelo Junín de los Andes 1: la fracción arcilla fina posee, como único argilomineral con reflexiones fuertes y definidas a la montmorillonita, desde la superficie del suelo hasta casi 1,10 m de profundidad. La participación de caolinita es mínima. Semejantes características ofrecen los argilominerales en el suelo Junín de los Andes 2.

Suelo El Huecú: hay una mezcla de minerales arcillosos, esmectíticos, caoliníticos e illíticos sin buena cristalinidad, en superficie. Entre los 20° y $30^\circ 2\theta$ hay fuertes reflexiones de minerales primarios. A partir del horizonte B1, a 39 cm de profundidad y hasta el horizonte 3Ck2 hasta los 2 m de profundidad, hay predominancia montmorillonítica, y la mayoría de las reflexiones en las muestras glicoladas son de 1,698 nm y 1,731 nm. En este suelo no se observa mayor cristalinidad de la arcilla fina y los registros de arcilla fina y gruesa son semejantes.

Suelo El Llano: posee mezcla de especies arcillosas y los argilominerales de la fracción arcilla fina ($< 1 \mu\text{m}$) en orden de abundancia son: esmectitas, caolinita, interestratificados illita-montmorillonita e illita. Las reflexiones más fuertes y definidas desde superficie hasta el horizonte C son de caolinita; 0,749 nm en el horizonte A y la mayoría de 0,74 nm en los horizontes B y C.

Suelo La Puntilla: es notable la homogeneidad de las reflexiones de los argilominerales en todos los horizontes del suelo. Tanto la arcilla gruesa ($2-1 \mu\text{m}$) como la fina ($< 1 \mu\text{m}$) muestran reflexiones de montmorillonita y caolinita fuertes y definidas. En la arcilla fina hay picos muy

fuertes, simétricos y agudos que indican muy buena cristalinidad de las partículas de arcilla de ambas especies. Todo el suelo posee las mismas características desde el A al 2C. La mejor cristalinidad la exhibe la caolinita; todas las reflexiones en la muestra natural son de 0,713 nm; las de montmorillonita, en la glicolada son de 1,698 nm.

Suelo La Pata: desde la superficie hasta 1,80 m de profundidad el único argilomineral en la fracción arcilla < a 1 µm es montmorillonita. Todas las reflexiones son muy fuertes con picos agudos que indican buena cristalinidad. En el horizonte C son: natural: 1,996 nm, glicolada 1,635 nm y calcinada 0,950 nm.

BIBLIOGRAFÍA

- Apcarian, A. 1986. Caracterización mineralógica de algunos Andepts de la Cuenca Lacar-Lolog. Provincia de Neuquén. XI Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo. Trabajo completo publicado en Resúmenes, p144. Neuquén y Río Negro.
- Apcarian, A & J Irisarri. 1993. Caracterización Mineralógica de suelos desarrollados sobre cenizas volcánica en las provincias de Neuquén y Río Negro. Jornadas Nacionales de Vulcanología, Medio Ambiente y Defensa Civil, Zapala, Neuquén.
- Apcarian, A; I Álvarez & J Irisarri. 1993. Aplicación de componentes principales para el estudio de los factores que afectan la distribución de cenizas volcánicas en las provincias de Neuquén y Río Negro. XIV Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo. AACs. Mendoza, pp 419-420.
- Apcarian, A & J Irisarri. 2011. Las cenizas volcánicas y sus efectos sobre el suelo. Boletín electrónico de la Facultad de Ciencias Agrarias. UNCo. ISSN 1852-4559, vol 3 n°2.
- Arroyo, J. 1980. Clima de la provincia del Neuquén. Relevamiento y priorización de áreas con posibilidades de riego. Inédito. COPADE. CFI. Buenos Aires.
- Besoain, E. 1985. Mineralogía de arcillas en suelos. Instituto Interamericano de Cooperación para la Agricultura. San José de Costa Rica. 1205 pp.
- Birkeland, PW. 1984. Soils and geomorphology. Oxford University Press. 372 pp.
- Bisdorf, EBA; G Stoops; J Delvigne; P Curmi & H Altemüller. 1982. Micromorphology of weathering biotite and its secondary products. *Pédologie* XXXII: 225-252.
- Bouchardt, GA. 1989. Smectites. En: D Dixon & SB Weed (eds.). Minerals in soil environments. Editores: Segunda Edición, capítulo 14, pp 675-727- USA.
- Broquen, P; JC Lobartini; F Candan & G Falbo. 2005. Allophane: aluminum and organic matter accumulation in volcanic ash soils of Argentina. *Geoderma* 169(3-4): 167-177.
- Buduba, CG. 2006. Modificación en el pH y contenido de MO en suelos del ecotono estepa/bosque andino patagónico por implantación de pino ponderosa. Tesis doctoral Facultad de Ciencias Agrarias, UBA. 159 pp.
- Bullock, P; H Federoff; A Jongerijs; G Stoops & T Tursina. 1985. Handbook for soil thin section description. Waine Research. UK. 152 pp.
- Buol, S W; FD Hole; R J McCracken & RJ Southard. 1997. Soil genesis and classification, 4ta edición. Iowa State University Press, Ames. 527 pp.
- Broquen, P; A Suárez; JL Girardín & JC Percz. 2013. Procesos pedogenéticos en una secuencia de suelos desarrollados en cenizas volcánicas en el noroeste de Neuquén, Argentina. *Cienc. del Suelo* 31(2): 213-222.
- Bustin, RM & W H Mathews. 1978. Selective weathering of granite clasts. *Canadian Journal of Earth Science* 16: 215-223.
- Cabrera, AL. 1976. Regiones fitogeográficas argentinas. Enciclopedia Argentina de Agricultura y Jardinería. Editorial Acmé, Buenos Aires. 85 pp.
- Camilión, MC & PA Imbellone. Caracterización de los materiales constituyentes de algunos suelos del partido de Carlos Tejedor, provincia de Buenos Aires, Argentina. *Cienc. del Suelo* 2: 137-148
- Cardan, F & P Broquen. 2009. Aggregate stability and related properties in NW Patagonian Andisols. *Geoderma* 154: 42-47.
- Chadwick, AO & RC Graham. 2010. Pedogenic processes. En: ME Sumner (ed). Handbook of soil science. pp. E41-75. CRC Press. Boca Raton, US.

- Coleman, NT; FH Le Roux & JG Cady. 1963. Biotite-Hidrobiotite-Vermiculite in soils. *Nature* 198: 409-410.
- Crampton, CB. 1973. Microshear-fabrics in soils of the Canadian North. En: Soil Microscopy. GK Rutherford (ed.), 655-664.
- Cucchi, R & HA Leanza. 2006. Hoja Geológica 3972-IV. Junín de los Andes, provincia del Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 357, 102 pp. Buenos Aires.
- Cucchi, R; P Espejo & R González. 1998. Hoja Geológica 4169-1. Provincias del Neuquén y Río Negro. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 42, 74 pp. Buenos Aires.
- Curmi, P. 1979. Différentiation pédologique dans une arène granitique bretonne. *Science du Sol. Bulletin de l'A.F.E.S.* 1: 19-33.
- Curmi, P & M Fayolle. 1981. Caractérisation microscopique de l'altération dans une arène granitique à structure conservée. En: Submicroscopy of soils and weathered rocks. EBA Bisdom (ed.), pp 250-270.
- Dahlgreen, RA; JL Boetting; GL Huntington & RG Amundson. 1997. Soil development along and elevational transect in western sierra Nevada, California. *Geoderma* 788: 297-236.
- Delvigne, JE. 1998. Atlas of Mineral Alteration and Weathering. The Canadian Mineralogist 3, Special Publication, Ed. Orstom, 494 pp.
- Delvigne, J; EBA Bisdom; J Sleeman & G Stoops. 1979. Olivines, their pseudomorphs and secondary products. *Pédologie* 29: 247-309.
- Dixon, JB & SB Weed (eds.). 1989. Minerals in Soil Environments. Soil Science Society of America Books Series. Segunda Edición. 1244 pp. Madison, USA.
- Durand, N; H Curtis Monger & MG Canti. 2010. Calcium carbonate features. En: G Stoops, V Marcelino & F Mees (eds.). Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths. 149-194. Elsevier.
- Escosteguy, LS; S Geuna; M Franchi; E González Díaz; C Dal Molín; M Cegarra; C Wilson; M Etcheverría & R González. 2013. Hoja Geológica 4172-II. San Martín de los Andes. Provincias del Neuquén y de Río Negro. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín N° 4099, Buenos Aires, 92 pp.
- Espino, C & G Paneque. 1974. Weathering of granite rocks and pedogenesis in the Sierra de Francia, Salamanca, Spain. En: Soil Microscopy. GK Rutherford (ed.). Ontario, 366-382. Canadá.
- Ethchichuri, MC & OR Tófaló. 2004. Mineralogía de arenas y limos en suelos, sedimentos fluviales y eólicos actuales del sector austral de la cuenca Chacoparanense. Regionalización y áreas de aporte. *Rev. Asoc. Geol. Argent.* 59: 317-329.
- Fanning, DS & VZ Keramidas. 1979. Micas. En: Minerals in soil environments. JB Dixon & SB Weed (eds.), 185-258. U.S.A.
- Ferrer, JA. 1982. Geografía y propiedades de suelos de la Patagonia. 1° Reunión de Suelos de Patagonia. Editado por INTA. Neuquén, 11-58.
- Ferrer, JA & JA Irisarri. 1984. Participación del conocimiento geológico en el estudio regional de suelos de la provincia del Neuquén. Consejo Federal de Inversiones (CFI), Buenos Aires, 20 pp.
- Ferrer, JA & JA Irisarri. 1989. Carta de Suelos de la provincia del Neuquén. Escala 1: 1.000.000. Atlas de suelos de la República Argentina. SEAyP. INTA. Buenos Aires.
- Ferrer, JA; JA Irisarri & JM Mendía. 1998. Suelos de la provincia del Neuquén. Versión actualizada escala 1: 500.000. Dirección de Ciencia y Tecnología. COPADE. Neuquén.
- Ferrer, JA; JA Irisarri & JM Mendía. 1990. Estudio regional de suelos de la provincia del Neuquén. Edición limitada CFI (Buenos Aires)-COPADE (Neuquén). 5 tomos. 900 pp., 38 planos.
- Ferrer, JA; FX Pereyra & D Villegas. 1999. Geoformas y Suelos en el valle del río Traful. Provincia del Neuquén. *Rev. Asoc. Geol. Argent.* 54 (3): 270-280.
- Ferrer, JA; FX Pereyra; D Villegas & JA Irisarri. 2002. Geografía de los procesos pedogenéticos de la provincia del Neuquén. XV Congreso Geológico Argentino. El Calafate, provincia de Santa Cruz.
- Ferrer, JA; JA Irisarri & JM Mendía. 2006. Suelos de la provincia del Neuquén. Ediciones INTA-UN del Comahue-CFI. Buenos Aires, Escala 1:500.000, 226 pp.
- Fitzpatrick, EA; G Paneque & J Sleeman. 1979. Guidelines for the description of mineral alterations in soil micromorphology. *Pédologie*, 29 (1): 121-135.

Herencia volcánica en suelos. Provincia del Neuquén. Argentina

- Galli, CA. 1969. Descripción geológica de la Hoja 38c, Piedra del Aguila. Provincias de Neuquén y Río Negro. Escala 1:200.000. Láminas. 67 pp.
- Gilkes, R J & A Duddhiprakarn. 1979. Biotite alteration in deeply weathered granite. I- Morphological, mineralogical and chemical properties. *Clays and Clay Minerals* 27: 349-360.
- González Díaz, E F & J A Ferrer. 1986. Geomorfología de la provincia del Neuquén. Inédito, COPADE, CFI, 107 pp, Buenos Aires.
- Guitan Rivera, F & R Calvo de Anta. 1981. Evolución de los minerales primarios de las rocas graníticas de Galicia. *An. de Edafología* XL: 1687-1706.
- Grupo de estudios de los suelos con aluminio activo. 1991. Suelos con aluminio activo y montmorillonita, clorita, illita vermiculita, interestratificados regulares o irregulares. Convenio franco-argentino. Universidad Nacional del Comahue. 134 pp.
- Ildefonse, Ph; D Proust; A Meunier & B Velde. 1979. Rôle de la structure dans l'altération des roches cristallines au sein des microsystemes. *Bull. de L'Ass. Fr. pour l'étude du Sol. Science du Sol.* INRA 2 y 3: 239-257.
- Imbellone, P A. 1991. Un perfil con horizontes discontinuos. Piedra del Águila. Provincia del Neuquén. Resumen publicado en Actas del XIII Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo, Bariloche.
- Imbellone, P A & M C Camilión. 1988. Characterization of the buried tephra layer in soils in Argentina. *Pédologie* 38: 155-171.
- Imbellone, P A; J E Giménez & M L Mormeneo. 2018. Suelos con propiedades frágicas del centro y oeste de la provincia de Buenos Aires. Argentina. En: PA Imbellone & C Álvarez (eds.). Compactaciones Naturales y Antrópicas en Suelos Argentinos. Capítulo 6: 180-244.
- Imbellone, P A; E J Aguilera & E Beilinson. 2016. Mineralogía de suelos. En: FX Pereyra & M Torres Duggan (eds). Suelos y Geología Argentina. Capítulo 3: 84-101.
- IUSS Working Group WRB. 2015. Base Referencial mundial del recurso suelo 2014. Actualización 2015. Sistema internacional de clasificación de suelos para la nomenclatura de suelo y la creación de leyendas de mapas de suelos. Informes de Recursos Mundiales de suelos n° 106. FAO. Roma. 205 pp.
- Jenny, H. 1941, reimpresión 1994. Factors of soil formation. A system of quantitative pedology. Dover Publications, New York. 280 pp.
- Kovda, I & AR Mermut. 2010. Vertic features. En: Stoops, G J; V Marcelino & F Mees (Eds.). Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths. Elsevier. 109-127.
- Kühn, P; J Aguilar & R Miedema. 2010. Textural pedofeatures and related horizons. En: Stoops, G; Vera, M y F Mees (eds.). Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths. 217-250. Elsevier.
- La Manna, L; C G Buduba & CM Rostagno. 2016. Soil erodibility and quality of volcanic soils as affected by pine plantations in degraded rangelands of NW Patagonia. *Eur. J. For. Res.* 35(4): 643-655.
- La Manna, L; L Gaspar; CM Rostagno; L Quijano & A Navas. 2018a. Soil changes associated with land use in volcanic soils of Patagonia developed on dynamic landscapes. *Catena* 166:229-239.
- La Manna, L; M Tarabini; F Gómez; P Noli; B Vogel & CG Buduba. 2018b. Estimación de las constantes hídricas de suelos volcánicos en función de variables de fácil determinación a campo. *Cienc. del Suelo* 18(1): 23-29.
- Laya, H. 1969 a. Génesis de suelos a partir de productos piroclásticos postglaciales. Sector Portezuelo-Puyehue-Nahuel Huapi (provincia del Neuquén). 5ª Reunión Argentina de la Cienc. del Suelo, Santa Fe, Actas 387-396.
- Laya, H. 1969 b. Cartografía de los principales grupos de suelos y sus relaciones genéticas en la región de Junín y San Martín de los Andes (provincia del Neuquén). 5ª Reunión Argentina de la Ciencia del Suelo, Santa Fe, Actas 331-343.
- Laya, H. 1977. Edafogénesis y paleosuelos de la formación téfrica Río Pireco (Holoceno, sudoeste de la provincia del Neuquén. Argentina. *Asociación Geológica Argentina. Revista* XXXII (3): 3-23.
- Leanza, AF & HA Leanza. 1979. Descripción geológica de la hoja 37c, Catan Lil. Provincia del Neuquén. Escala 1:200.000. Boletín N° 169. Servicio Geológico Nacional. 65 pp y láminas.
- Loaiza, J; J Stoops; G Poch; M. Casamitjana & L. Osorno Bedoya. 2014. Manual de Micromorfología de suelos y técnicas complementarias, Editorial Pascual Bravo, Colombia, 383 pp.

- López, C; F Colmet-Daage & H Planas. 1992. Características de los suelos de origen volcánico en la cordellera Andino-patagónica Latitud 43° 30' S. Argentina-Chile. Comunicación Técnica 18. Recursos Naturales-Suelos. INTA, EEA Bariloche. 15pp.
- MacKenzie, WS & C Guilford. 1980. Atlas of rock-forming minerals in thin section. Longman U.K. 98 pp.
- MacKenzie, WS; CH Donaldson & C Guilford. 1982. Atlas of igneous rocks and their textures. Longman U.K. 148 pp.
- Meixner, EE & MJ Singer. 1981. Use of field morphology rating system to evaluate soil formation and discontinuities. S. Sc. 131: 114-123.
- Meunier, A & B Velde. 1976. Mineral reactions at grain contacts in early stages of granite weathering. *Clay Minerals* 11:235-240.
- Meunier, A & B Velde. 1979. Weathering mineral facies in altered granite. The importance of local small-scale equilibria. *Min. mag.* 43: 261-268.
- Millot, G. 1977. Géochimie de la surface et formes du relief. *Société Géologique Bulletin* 30d (4): 229-233.
- Millot, G. 1980. Les grands aplainissements des soeles continentaux dans les pays tropicaux et désertiques. *Mémoires H. Ser. Soc. Géol. de France* 10: 295-305.
- Morrás, HJM. 2016a. Meteorización y pedogénesis. En: FX Pereyra & M Torres Duggan (eds.). Suelos y Geología Argentina. Capítulo 2: 47-83.
- Morrás, HJM. 2016b. Ecología de la meteorización y evolución mineral de los suelos. Suelos y Geología Argentina En: FX Pereyra & M Torres Duggan (eds.). Suelos y Geología Argentina. Capítulo 5: 134-158.
- Movia, C; G Owen & C Pérez. 1982. Estudio de la vegetación natural de la provincia del Neuquén. Tomo 1 y 2. Ministerio de Economía y Hacienda. Subsecretaría de Estado de Recursos Naturales, Neuquén.
- Nahon, DB. 1991. Introduction to the Petrology of soils and Chemical Weathering, Wiley Interscience, New York, 313 pp.
- Ollier, CD. 1967. Spheroidal weathering, exfoliation and constant volume alteration. *Zeitschrift für Geomorphologie* 11: 103-108.
- Paton, TR. 1978. The formation of soil material. Allen y Unwin. 143 pp.
- Pedro, G. 1997. Clay Minerals in Weathered Rock Materials and Soils. En: H Plaquet & N Clauer (eds.). Soils and Sediments. Mineralogy and Geochemistry. Springer 1-20. Berlín.
- Pereyra, FX; Irisarri, JA & JA Ferrer. 2011. Suelos. Factores de formación, procesos pedogenéticos y distribución. Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino. Neuquén: 871- 880.
- Rovere, E; A Caselli; S Tourn; HA Leanza; CA Hugo; A Folguera; L Escosteguy; S Geuna; R González; J Colombino & JC Danieli. 2004 Hoja Geológica 3772-IV, Andacollo, provincia del Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR). Boletín 298, Buenos Aires, 104 pp.
- Scoppa, CO & GN Moscatelli. 1978. Capítulo Suelos. Relatorio del VII Congreso Geológico Argentino, Neuquén. Asoc. Geol. Arg. Ed. Neuquén. 325-343.
- Scoppa, CO & J Salazar Lea Plaza. 1984. Los climas edáficos. En: Relatorio del IX Congreso Geológico Argentino. Bariloche. Volumen III (9): 753-780.
- Schaetzl, R & S Anderson. 2005. Basic concepts: Soil mineralogy. En: Schaetzl RJ & S Anderson (eds.) Soils: Genesis and Geomorphology, Cambridge University Press. 54-81. Reino Unido.
- Schoeneberger, PJ; DA Wysocki; EC Benham & WD Broderson. 2000. Libro de campaña para descripción y muestreo de suelos. National Soil Survey Center, U.S. Department of Agriculture (Traducción por investigadores del Instituto de Suelos, INTA, Argentina).
- Schwertmann, U. 1993. Relations between iron oxides, soil color and soil formation. En: JM Bigham & EJ Ciolkosz (eds.). Soil Color. SSSA Special Publication: 51-69. Wisconsin, USA.
- Soil Survey Staff. 1999. Soil Taxonomy. A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys. Agricultural Handbook 436. 2nd edition. USDA. Washington DC. 869 pp.
- Soil Survey Staff. 2014. *Keys to Soil Taxonomy*. 12th Edition. USDA. Washington DC. 360 pp.
- Stoops, G. 2003. Guidelines for analysis and description of soil and regolith thin sections. Soil Science Society of America, USA. 184 pp.
- Stoops, G; HJ Altermüller; EBA Bisdom; J Delvigne; VV Dobrovolsky; EA Fitzpatrick; G Paneque & J Sleeman. 1979. Guidelines for the description of mineral alterations in soil micromorphology. *Pédologie* 29 (1): 121-135.

Herencia volcánica en suelos. Provincia del Neuquén. Argentina

- Stoops, GJ; V Marcelino & F Mees. 2010. Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths. Elsevier Science. 752 pp.
- Sullivan, BW; PC Selmants & SC Hart. 2012. New evidence that high potential nitrification rates occur in soils during dry seasons: Are microbial communities metabolically active during dry seasons? *Soil Biology and Biochemistry* 53: 28-31.
- Summer, ME (Ed.). 2010. Soil Mineralogy, En: ME Sumner (Ed.) Handbook of Soil Science Section F. 1-182. CRS. Boca Ratón. USA.
- Thorntwaite, CW. 1948. An approach toward a rational classification of climate. *Geographical Review* 38 (1): 55-94.
- Teruggi, ME. 1960. Las rocas eruptivas al microscopio. Su sistemática y nomenclatura. Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia. Buenos Aires, 398 pp.
- Teruggi, ME. 1982. Diccionario sedimentológico. Volumen 1: Rocas Clásticas y Piroclásticas. Ediciones Científicas Argentinas Librart. Buenos Aires. 104 pp.
- Teruggi, ME; MC Etchichury & JR Remiro. 1957. Estudio sedimentológico de los terrenos de las barrancas de la zona Mar del Plata – Miramar. *Rev. del Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia, Ciencias Geológicas*, tomo IV, nº 2.
- Teruggi, ME & R Andreis. 1971. Composición, estabilidad mineral y acción climática en sedimentos argentinos. *Revista del Museo de La Plata (Nueva Serie). Sección Geología*, tomo VII: 175-206.
- Teruggi, ME & MA Leguizamón. 1987. Fábrica de Rocas Igneas. Ediciones Argentea. Serie Geociencias Nº2. La Plata, Argentina. 82 pp.
- Van Wambeke & CO Scoppa. 1975. Los regímenes hídricos y térmicos de los suelos argentinos, calculados sobre la base de registros climáticos. Actas de la VII Reunión Argentina de la Ciencia del Suelo. IDIA. N °C 33: 388-401.
- Van Wambeke & CO Scoppa. 1976-77. Las taxas climáticas de los suelos argentinos. Determinación de las definiciones de Soil Taxonomy, utilizando el modelo de Newhall y computarización Fortran. RIA, 3, XIII nº 1, 7 pp.
- Wilson, MJ. 1966. The weathering of biotite in some Aberdeenshire soils. *Min. Mag.* 35: 1080-1093.
- White, RE. 1997. Principles and Practice of Soil Science. The soil as a natural resource. Tercera edición. Blackwell Sciences. 348 pp.
- Wilson, MJ. 1999. The origin and formation of clay minerals in soils: past, present and future perspectives. *Clay Minerals* 34: 7-25.
- Zanettini, CM. 2001. Hoja geológica 3772-II. Las Ovejas. Provincia del Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, SEGEMAR. Boletín 263, Buenos Aires, 44 pp.

La erupción del Complejo Volcánico Puyehue-Cordón Caulle (2011) y sus efectos sobre los suelos de Patagonia Norte

Nicolás Ferreiro - Marina Gonzalez Polo

Patricia S. Satti - María J. Mazzarino

Grupo de Suelos, INIBIOMA (UNCOMA-CONICET)

Quintral 1250, San Carlos de Bariloche (8400), Río Negro, Argentina.

Autor de contacto: suelos@crub.uncoma.edu.ar

Resumen

Las erupciones volcánicas son un disturbio periódico que afecta los suelos de la Patagonia. La erupción del Complejo Volcánico Puyehue-Cordón Caulle de 2011 impactó de forma contrastante sobre el bosque de la cordillera andina y la estepa patagónica. En el bosque, los suelos fueron enterrados por una gruesa capa de tefra tamaño arena que limitó la revegetación por herbáceas, especialmente en sitios drásticamente disturbados. En la estepa y los mallines patagónicos, los suelos recibieron una fina capa de tefra que promovió en los sitios más áridos un efecto “mulching”, favoreciendo la retención de humedad. En menos de seis meses, esta capa de tefra fue redistribuida y/o incorporada a los suelos de estepas y mallines. Sin embargo, la gruesa capa de tefra depositada en los bosques andinos persiste luego de seis años de la erupción. Actualmente, la misma se encuentra cubierta por un horizonte orgánico incipiente que promovería la evolución de estos jóvenes depósitos volcánicos hacia un suelo de tipo Andisol. Son necesarios más estudios para dilucidar los efectos que tendría la tefra sobre la fertilidad del suelo, ya que por su bajo contenido de nutrientes disponibles promovería un descenso en el contenido de nutrientes de los suelos de estepa por un efecto de dilución. A su vez, las gruesas capas de material volcánico depositado en la cordillera promoverían el enriquecimiento de los suelos de manera indirecta, por la descomposición de la materia orgánica de los organismos muertos durante la erupción.

Palabras clave

Disturbio volcánico; vegetación; humedad; fertilidad.

Effect of Puyehue-Cordón Caulle volcanic complex eruption (2011) on North Patagonia soils

Extended abstract

The impact of volcanic disturbance depends on several factors, such as the distance to the volcano, the season at the moment of the eruption and the existence of previous disturbances. Tephra deposition periodically occurs in all Patagonia, however, the W-E precipitation and vegetation gradient determines that Andisols are formed and maintained only in the region of Andean Patagonia forests, while Aridisols and Entisols are present in the steppe. In the transition between forest and steppe there are Xeric Mollisols, which are also the soils associated to wetlands known as “mallines” that sustain grasslands and much of agricultural and livestock activity.

The Chilean Puyehue-Cordón Caulle Volcanic Complex (PCCVC) consists of various fissure vents with aligned domes and pyroclastic cones. On 4th June 2011, the PCCVC experienced an explosive rhyolitic eruption, followed by several months of low intensity ash emissions and effusive activity. Due to the predominance of westerly winds, tephra fallout affected a wide area of Argentina and Chile. On the Argentinean side, the depth of tephra layer varied from

30 cm of 500-1500 μm size on the forest Andisols nearest to the volcano, to a few centimeters of particles lower than 4 μm on the steppe Aridisols and Entisols.

Soils were buried by volcanic tephra with neutral pH and very low values of electric conductivity, available P, N and organic C. Concentrations of total P and divalent cations decreased markedly from the forest to the steppe. However, field capacity and available water content increased from the forest to the steppe due to the reduction in tephra size. In the driest extreme of the gradient, crystalline soils with very low content of organic matter, Xeric Entisols, received 3-4 cm of tephra that caused a mulching effect, improving water availability and contributing to a higher growth of grasses. This positive effect was less clear in the forests, where Andisols are characterized by high water retention capacity and the tephra layer and particle size were the highest. Several authors found that the thick layer of tephra acted as a physical barrier to regrowth and germination of forest plants. However, initial establishment of *Nothofagus* seedlings on tephra was also reported in open areas of dead trees. In the transition between forest and steppe a negative effect of tephra on soil enzymatic activities and mesoinvertebrates was reported, however, a positive effect was found for epigeal invertebrates that may consume organic matter from organisms that did not survive the eruption. In less than six months, the thin layer of tephra deposited in the steppe and “mallines” was redistributed and/or incorporated to soils. However, six years after the eruption the tephra deposited in Patagonia forests persists over the Andisols. Currently, this tephra layer is covered by an incipient organic horizon that would promote biological activity and the development of this young volcanic deposit to a new soil layer over the buried Andisol.

The eruption also affected livestock activities developed in North Patagonia, Neuquén and Río Negro provinces. The steppe sustains extensive sheep production and was the most affected by the eruption because of the important drought during the six previous years. A 40-60% loss was caused by starvation, dehydration and tooth abrasion. As for the forest, the disperse cattle was less affected by the eruption and a loss of 25% was estimated.

Tephra deposition included the area known as “De los Siete Lagos” road where soil and vegetation had been removed for the construction of 107 km of the national route 40. The road construction was almost finished and restoration measures, such as hydroseeding and planting of shrubs, were being successfully conducted when in June 2011 the volcanic eruption disturbed all, delaying the finishing of the construction until 2015. Additional measures such as hydroseeding over the tephra and covering volcanic deposits with soil had to be applied. An experimental study indicates that covering the tephra with compost would be an effective alternative to minimize erosion and promote revegetation in the short term.

The PCCVC eruption provided a unique opportunity to study the initial stages of the tephra layer enrichment in nutrients and organic matter. The estimated enrichment rates were similar to those previously reported for other young volcanic deposits. Biological legacies were proved very important in promoting succession and soil formation on PCCVC volcanic deposits, as had been previously suggested by studies at Mount St. Helens (USA).

After 2011 eruption, most academic studies were led by biologists and focused on the effects of tephra on the diversity and cover of the plant community. As for studies led by agronomists, most of them focused on the effects of tephra on livestock, as this is an important productive activity of the region. Very few studies focused on the effects of tephra on soil properties. Further studies are necessary on the effects on soil fertility in the short and medium term, as the low nutrient contents of tephra may cause a reduction in the steppe soil fertility due to a nutrient dilution effect. At the same time, tephra deposits in the forest may indirectly lead to soil nutrient enrichment, promoted by the decomposition of organic matter from organisms that did not survive the eruption.

Key words

Volcanic disturbance; vegetation; water content; fertility.

EL IMPACTO DE LAS ERUPCIONES

Las erupciones volcánicas explosivas pueden alterar grandes extensiones de terreno, dañando o eliminando la vegetación, ocasionando derrumbes y/o rellenando valles con sedimento volcánico (Crisafulli & Dale, 2018). El impacto del disturbio depende de diferentes factores, por ejemplo, disminuye a medida que aumenta la distancia al cráter, yendo desde la caída de bloques piroclásticos hasta la deposición de unos pocos milímetros de tefra. A su vez difiere en los medios acuático y terrestre, provocando picos de productividad en los ecosistemas acuáticos por el ingreso de nutrientes con la tefra y la materia orgánica de organismos muertos, y una disminución marcada de productividad en los ecosistemas terrestres por la eliminación de vegetación y el enterramiento de los suelos. Otro factor es la dinámica de erosión post erupción, que presenta dos etapas de sedimentación: una primera etapa muy elevada por la afluencia de lahares a las cuencas fluviales, que declina exponencialmente durante 5-10 años, y una segunda etapa de sedimentación elevada y sostenida que puede durar otras dos décadas (Gran *et al.*, 2011). La época de la erupción también es determinante, por ejemplo, si la erupción es en invierno es más factible que la vegetación arbustiva, ya colapsada por nieve, sea soterrada por capas de tefra. Por otro lado, la hibernación de animales y plantas facilita la supervivencia de los organismos enterrados, que durante la primavera tendrán la posibilidad de disturbar la capa de tefra. De hecho, la supervivencia de legados biológicos como organismos vivos o muertos ha sido demostrada como un factor importante para determinar las tasas de la sucesión biológica y la formación del suelo (del Moral & Lacher, 2005).

CARACTERÍSTICAS DE LA ERUPCIÓN DEL COMPLEJO VOLCÁNICO PUYEHUE-CORDÓN CAULLE (2011)

Localizada a lo largo del borde SE del “Anillo de Fuego del Pacífico”, la Patagonia Andina incluye aproximadamente 50 volcanes activos, lo cual la convierte en un lugar ideal para estudiar el desarrollo de suelos a partir de depósitos vol-

cánicos. El efecto sombra de los Andes determina que en sólo 80 km las precipitaciones disminuyan de 3000 mm en la selva Valdiviana a 200 mm en la estepa patagónica (Paruelo *et al.*, 1998). La deposición intermitente de tefra es común en toda la región, sin embargo, el marcado gradiente O-E de precipitaciones y su efecto sobre la vegetación, determina que sólo se formen Andisoles en los bosques patagónicos (Colmet-Daage *et al.*, 1991; Broquen *et al.*, 2005; Buduba *et al.*, esta obra). Los suelos de la estepa, en cambio, son mayoritariamente Aridisoles y Entisoles. En la zona de transición entre el bosque y la estepa aparecen Molisoles xéricos; también hay Molisoles sosteniendo los pastizales asociados a los humedales (“mallines”).

El Complejo Volcánico Puyehue Cordón Caulle (CVPCC) es un cluster de centros eruptivos de actividad Pleistoceno-reciente ubicado en el sur de Chile (40,5°S y 72,2°O), que se extiende a lo largo de 20 km incluyendo un sistema de fisuras de orientación NO-SE (Cordón Caulle) y un estrato volcán ubicado hacia el E (Puyehue) (Singer *et al.*, 2008). El CVPCC experimentó al menos seis erupciones durante la historia reciente (1759, 1893, 1921, 1960, 1990 y 2011). En 2011, el evento se produjo el 4 de junio y se caracterizó como una erupción moderada de características explosivas y riolíticas. La misma fue seguida por varios meses de constante actividad efusiva y emisión de tefra de baja intensidad (Pistolesi *et al.*, 2015). La mayor pérdida de bosques y enterramiento de suelos se produjo en el sector chileno, sin embargo, los constantes y fuertes vientos con dirección O-E de la Patagonia provocaron una extensa deposición de tefra del lado argentino, incluyendo ciudades como San Carlos de Bariloche, Villa La Angostura e Ingeniero Jacobacci, ubicadas entre 50 y 240 km del volcán (Fig. 1). El espesor de la capa depositada en Argentina alcanzó hasta 30 cm en la zona más cercana a la erupción, con tamaños de partícula entre 500 y 1500 µm y fue disminuyendo hacia la estepa (Fig. 2a) donde predominaron tamaños de partícula menores a 4 µm (Gaitán *et al.*, 2011a y b; Wilson *et al.*, 2013; Daga *et al.*, 2014). Sin embargo, a los seis meses de la erupción Gaitán

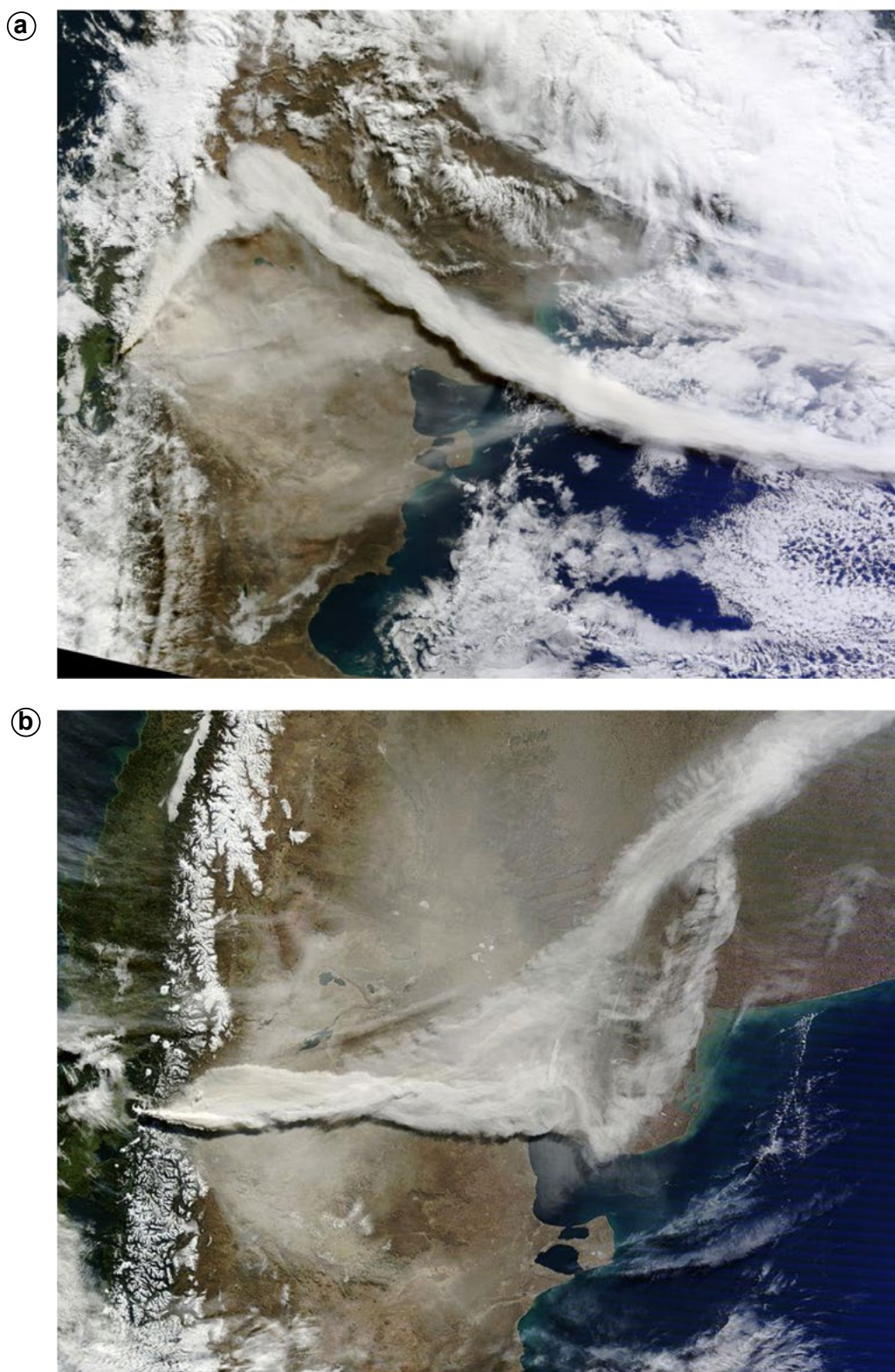


Figura 1. Pluma de la erupción del CVPCC de los días 6 de junio; a) y 13 de junio de 2011; b) (NASA, imágenes MODIS).

Figure 1. Ash plume from PCCVC eruption on 6th June; a) and 13th June 2011; b) (NASA MODIS images).

et al. (2011c) ya observaron fuertes procesos de redistribución de la tefra, principalmente en la estepa por acción del viento (**Fig. 2b**). Además, Panebianco *et al.* (2017) demostraron que en la estepa la mayor tasa de deposición del material estuvo asociada a la presencia de vegetación. Por lo tanto, la elevada tasa de redistribución asociada a la estepa se atribuiría a la baja cobertura vegetal, la granulometría fina del material y las bajas precipitaciones.

Impacto sobre las características físico-químicas del suelo

Los suelos afectados por la erupción del CVPCC fueron cubiertos por material volcánico de pH levemente ácido y valores muy bajos de N, C orgánico, P disponible y conductividad eléctrica (**Tabla 1**). La concentración de P y cationes divalentes totales disminuyó marcadamente desde la zona andina (Bariloche) a la estepa (Ing. Jacobac-

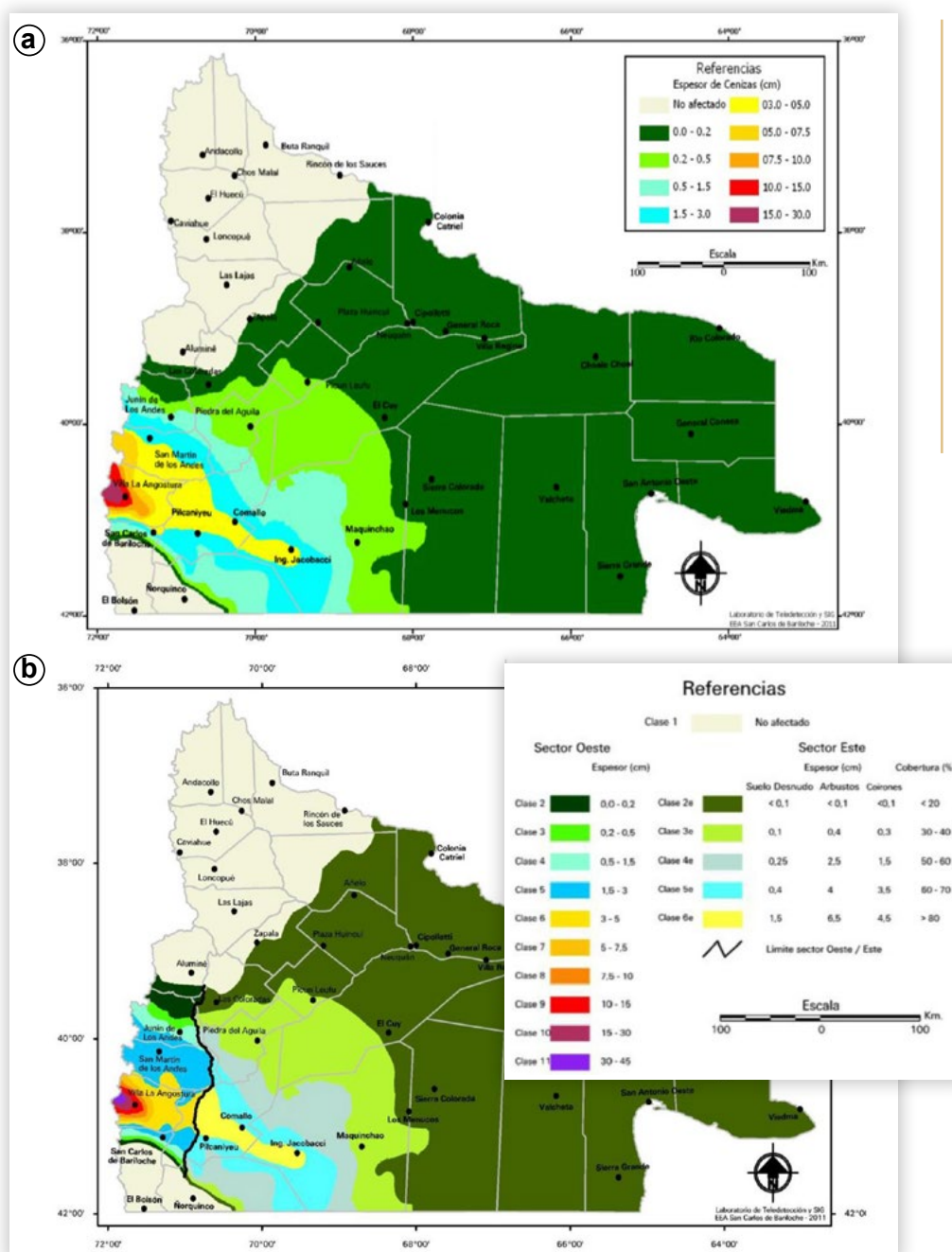


Figura 2. Mapa de distribución de tefra en las provincias de Río Negro y Neuquén, a los pocos días a) y a los 6 meses; b) de la erupción (Gaitán *et al.*, 2011a y c).

Figure 2. Map of tephra distribution in Río Negro and Neuquén provinces, few days; a) and 6 months; b) after eruption (Gaitán *et al.*, 2011a y c).

Tabla 1. Características físico-químicas de la tefra producida por la erupción del Complejo Volcánico Puyehue-Cordón Caulle muestreada en dos localidades. Datos de Cremona *et al.* (2011) excepto cationes totales y P extraíble y total (Crego *et al.*, 2012).

Table 1. Physicochemical characteristics of volcanic tephra from PCCVC eruption sampled in two different locations. Values are from Cremona *et al.* (2011) except total and extractable P, and total cations (Crego *et al.*, 2012).

Características de la ceniza	Bariloche	Ing. Jacobacci
pH en agua 1:2,5	6,5	6,5
CE 1:2,5 (dS m ⁻¹)*	0,18	0,53
C Walkley Black (g kg ⁻¹)	0,2	0,5
N Kjeldahl (g kg ⁻¹)	0,03	0,09
Cationes extraíbles (cmol kg ⁻¹)		
Ca ²⁺	1,2	2,1
Mg ²⁺	0,1	0,4
K ⁺	0,2	0,2
Na ⁺	0,6	0,9
P extraíble Olsen (mg kg ⁻¹)	0,7	2,1
P total (g kg ⁻¹)	0,43	0,22
Cationes totales (g kg ⁻¹)		
Ca ²⁺	2,16	0,57
Mg ²⁺	1,28	0,72
K ⁺	0,71	0,86
Na ⁺	5,20	5,40
Capacidad de campo (%)	12,7	17,9
Punto marchitez permanente (%)	5,0	2,2
Agua útil para las plantas (%)	7,7	15,7

* CE= Conductividad eléctrica

ci). Sin embargo, la capacidad de campo del material depositado aumentó hacia la estepa de 13% a 18% y el agua útil para las plantas de 8% a 16% como consecuencia de la disminución de granulometría (Cremona *et al.*, 2011). Asociada a la mayor superficie específica del material también se observó mayor reactividad respecto a la liberación de cationes y aumento de conductividad eléctrica en un ensayo de extracción de tefra en agua a tres tiempos (Tabla 2). De todas maneras, la suma de cationes después de 16 horas de agitado en agua representó 1 y 2 cmol kg⁻¹ en Bariloche e Ing. Jacobacci, respectivamente, lo que sugiere que, desde el punto de vista químico a corto plazo, las cenizas modificarían poco la calidad del suelo (Crego *et al.*, 2012).

Para evaluar el efecto en la humedad del suelo del material depositado, González Polo *et al.*

(2013) estudiaron parcelas con o sin remoción de tefra a lo largo de su gradiente de deposición durante 16 meses (Fig. 3). Dichos muestreos presentaron dificultades interpretativas ya que a mayor distancia del volcán disminuyó tanto el espesor de la tefra como el tamaño de partícula y además, el gradiente de disturbio volcánico correlaciona con el gradiente de humedad característico de la región que determina el tipo de suelos (Andisoles vs. Entisoles y Aridisoles) y de comunidades biológicas (bosque vs. estepa).

Los resultados de González Polo *et al.* (2013) indicaron que en el extremo más seco del gradiente (estepa forestada) donde predominan Entisoles xéricos, suelos cristalinos de muy bajo contenido de materia orgánica, el aporte de 3 cm de ceniza solo aumentó el contenido de agua en el mes más húmedo. Otros autores destacan que el

Tabla 2. Liberación de cationes básicos de la tefra de Bariloche e Ing. Jacobacci, agitada con agua (1:5) a diferentes tiempos.

Table 2. Base cation release in water (tephra:water 1:5) at different shaking times.

Localidad	Bariloche			Ing. Jacobacci		
Tiempo de agitación	30 min	4 h	16 h	30 min	4 h	16 h
pH	6,7	7,0	7,6	7,5	7,6	7,6
CE (dS m ⁻¹)	0,12	0,14	0,12	0,38	0,41	0,43
Ca ²⁺ (mg kg ⁻¹)	17	24	37	143	161	181
Mg ²⁺ (mg kg ⁻¹)	2,5	4,0	8,0	24	26	27
K ⁺ (mg kg ⁻¹)	8,0	12	9,5	23	22	17

a)



Figura 3. Parcelas experimentales con a) y sin; b) remoción de la capa de tefra depositada por la erupción del CVPCC en el bosque de *N. pumilio* del Paso Fronterizo Cardenal Samoré.

Figure 3. Experimental plots with a) and without; b) removal of the tephra layer deposited by the PCCVC eruption in the *N. pumilio* forest at the international border pass Cardenal Samoré.

b)



efecto “mulching” de 3-4 cm de tefra contribuyó a un mayor crecimiento de gramíneas en la estepa (Ghermandi *et al.*, 2015; Edwards *et al.*, 2017; Edwards, 2018). Este efecto se debería a que la capa de cenizas volcánicas reflejaría la radiación solar incidente disminuyendo la evaporación de agua del suelo (Black & Mack, 1986; Tejedor *et al.*, 2003). A diferencia del efecto “mulching”, Berensstecher *et al.* (2017) encontraron un efecto negativo de 3-10 cm de tefra en el contenido de agua, pH y materia orgánica del suelo cuando compararon con mediciones previas a la erupción en Molisoles xéricos del ecotono bosque-estepa (matorral de *N. antarctica* en Meliquina), y lo atribuyeron a un efecto de barrera de la tefra muy fina que impidió la entrada de agua al suelo.

En el bosque la situación sería diferente a la estepa porque el tamaño de partícula fue mayor, pero también el espesor de la capa de tefra fue mayor (Gaitán *et al.*, 2011a); además, los Andisoles tienen de por sí una gran capacidad para retener agua. Así, los resultados de Gonzalez Polo *et al.* (2013) indican que los suelos con tefra del extremo húmedo del gradiente (bosque de lenga) presentaron menor humedad que los suelos sin tefra, mientras que en las zonas intermedias más secas (bosques monoespecíficos y mixtos de ciprés) el depósito volcánico contribuyó a aumentar el agua del suelo. Esto podría explicarse por el mayor contenido de materia orgánica y alofanos de los Hapludandos del extremo húmedo respecto a los Udivitrands de zonas intermedias, con mayor presencia de vidrio volcánico y menor contenido de materia orgánica y alofanos. Por otro lado, varios autores señalaron que en los bosques la tefra constituyó una barrera física que disminuyó o impidió el rebrote y la germinación del banco de semillas del sotobosque (Novoa Nelson, 2013; Carruitero, 2015; Swanson *et al.*, 2016; Ferreiro *et al.*, 2018), coincidiendo con lo informado en otras erupciones (Antos & Zobel, 1985). Respecto a las especies arbóreas, es importante destacar el trabajo experimental de Carruitero (2015), que mostró cómo una capa de 10 cm de tefra es capaz de impedir la emergencia de plántulas de *Austrocedrus chilensis* (nativa) pero no

de *Pseudotsuga menziessii* (exótica), lo cual podría tener consecuencias en la futura composición de bosques invadidos por especies exóticas. Sin embargo, Moguilevsky *et al.* (2018) encontraron que grandes capas de tefra (50 cm), depositadas muy cerca del CVPCC en Chile, resultaron un sustrato adecuado para el establecimiento de plántulas de *Nothofagus pumilio* en sitios donde los árboles fueron fuertemente afectados por la erupción, y lo atribuyeron a mayor disponibilidad de luz y fósforo (48 mg kg⁻¹ de P-Olsen). Estos mismos autores destacan que en sitios donde los árboles sobrevivieron a la erupción, el desarrollo de los plantines fue marcadamente menor. Resultados similares fueron obtenidos por Ferreiro *et al.* (2018) en sitios de *N. dombeyi* donde los árboles no fueron afectados. Estos autores encontraron que la cobertura del sotobosque fue menor al 20% en un depósito de 15 cm de tefra y lo atribuyeron a baja disponibilidad de N. Por otro lado, es esperable que en sitios con baja deposición el material se incorpore al suelo produciendo inicialmente un efecto de dilución y liberando nutrientes con el tiempo, mientras que en los sectores de bosque donde la capa de tefra fue de 30-50 cm se desarrolle un nuevo suelo volcánico, como ya ha sucedido en la zona andina a partir de depósitos de tefra de erupciones anteriores (Colmet-Daage *et al.*, 1991; Daga *et al.*, 2014; Buduba *et al.*, esta obra) (Fig. 4).

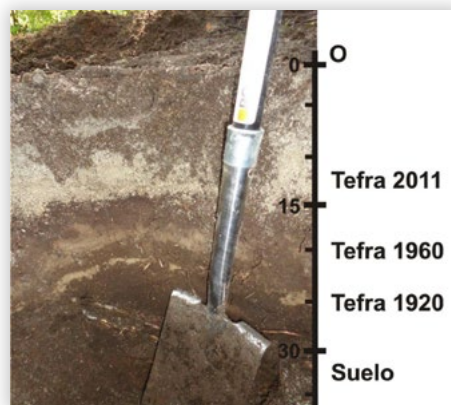


Figura 4. Perfil de suelo mostrando varias capas de tefra correspondientes a diferentes erupciones del CVPCC (Ferreiro *et al.*, 2016a).

Figure 4. Soil profile showing several tephra layers from different PCCVC eruptions (Ferreiro *et al.*, 2016a).

Impacto sobre las características biológicas del suelo

En bosques de *N. dombeyi* y *N. pumilio*, Novoa Nelson (2013) reportó un sepultamiento casi total de las briofitas, que sólo sobrevivieron asociadas a troncos caídos y micrositios bajo árboles de gran diámetro. En el ecotono bosque-estepa, Berenstcher *et al.* (2017), comparando las actividades microbianas y la mesofauna del horizonte orgánico y el suelo, encontraron un efecto negativo de la tefra sobre las actividades enzimáticas y los nematodos del suelo, especialmente bacterívoros y fungívoros, y la desaparición completa de los Archaeognatha. Sin embargo, observaron un efecto positivo sobre la abundancia de los artrópodos caminadores y la descomposición y actividades enzimáticas de la hojarasca. Comparando con zonas que recibieron muy poca tefra, Fernández *et al.* (2018) encontraron que la rizósfera de plantines de *N. pumilio* en 50 cm de tefra presentaba menos hongos Basidiomicetes, y recomendaron utilizarlos como indicadores de la intensidad del disturbio, no así a los Ascomicetes que no sufrieron cambios.

Fernández-Arhex *et al.* (2015) demostraron un efecto negativo de la tefra, especialmente de la más fina, sobre dos especies de Orthoptera y lo atribuyeron a sus propiedades abrasivas, mientras que otros autores encontraron que hormigas y coleópteros habrían sido poco afectados por la erupción (Pirk, 2014; Ruggiero & Werenkraut, 2014). Es decir, que existiría una respuesta diferencial de las comunidades biológicas según su nivel de relación con el suelo. Las comunidades más afectadas por la tefra serían aquellas más íntimamente ligadas a las partículas del suelo, mientras que los organismos vinculados a la hojarasca podrían verse poco afectados o incluso beneficiarse por el disturbio volcánico, por ejemplo, por el aporte de materia orgánica de plantas y animales muertos por la erupción.

Impacto sobre la producción agropecuaria

El impacto del material piroclástico sobre la producción agrícola y ganadera puede ser directo

(ej.: deposición de ceniza volcánica sobre el cuerpo del animal, enterramiento de los cultivos, problemas respiratorios) o indirecto (ej.: accesibilidad al agua, disponibilidad de forraje). A su vez, la forma de producción, el momento de la erupción y las condiciones climáticas influyen sobre la gravedad del impacto volcánico.

La erupción afectó la producción ganadera de gran parte de la Patagonia Norte, integrada por las provincias de Neuquén y Río Negro. Sin embargo, la forma de producción varía mucho en el área afectada, yendo desde operaciones ganaderas pequeñas y dispersas en el bosque hasta modelos de producción extensiva en la estepa. Si bien la estepa recibió en 2011 un máximo de 5 cm de tefra, había experimentado una sequía importante durante los seis años anteriores que agravó la situación. Villagra *et al.* (2011) determinaron que en toda la Patagonia Norte la caída de tefra afectó a 1.704 productores, que poseen 785.361 cabezas ovinas, 52.718 cabezas bovinas y 108.013 cabezas caprinas. Solo la municipalidad de Jacobacci estimó una pérdida de 40-60% de sus 225.000 ovejas y 60.000 cabras por inanición, deshidratación, bloqueo del rumen y abrasión dentaria (Wilson *et al.*, 2013). En el bosque la situación es diferente porque predomina ganado vacuno en poca cantidad y muy disperso. De hecho, los productores no saben exactamente cuántos animales tienen y muchas veces sólo se encuentran con cada animal una vez al año. La pérdida de animales en esta región fue mucho menor a pesar de la mayor proximidad al volcán y el mayor espesor de la capa de tefra, siendo de 25% y comparable a la de un invierno malo (Wilson *et al.*, 2013).

El efecto negativo de la erupción sobre la disponibilidad de forraje por enterramiento fue estudiado por Siffredi *et al.* (2011) en sitios de estepa y mallín de Los Menucos y Pilcaniyeu, a los veinte días de ocurrida la erupción, evaluando la accesibilidad a coirones y pastos forrajeros en función de la biomasa no enterrada. En ambos sitios el efecto dependió del grado de degradación previo. En la estepa, el mayor efecto se observó con una deposición de 4-5 cm de tefra en pastizales

muy degradados donde 70-80% del forraje fue enterrado, mientras que en sitios de bajo grado de degradación solo 15-30% del forraje quedó inaccesible. Además, los autores señalaron que en los sitios de estepa donde llovió después de la erupción se observó la adhesión del material piroclástico a la vegetación, lo cual constituiría una complicación adicional para su consumo por el ganado. Por otro lado, en los mallines un factor relevante fue si previo a la caída de ceniza se produjeron precipitaciones. Cuando el estado era muy bueno, el forraje alto y flexible fue volcado por el peso del agua y posteriormente enterrado por la capa de tefra, causando una reducción de la disponibilidad forrajera de 90-100%, mientras que en mallines de estado intermedio con vegetación menos flexible, la reducción fue de 70-80%. Por otro lado, donde no llovió la reducción en los mallines muy buenos osciló entre 30-50%. Estos resultados coinciden con los de Gaitán *et al.* (2011d), quienes estimaron la productividad primaria neta aérea mediante un índice desarrollado para sensores MODIS, que estima la fracción de la radiación fotosintéticamente activa absorbida por la vegetación. Estos autores encontraron que en diciembre de 2011 los bosques con 10-30 cm de tefra presentaban una producción 30-35% menor a la media, y la estepa con 5 cm de tefra una producción 30% menor respecto al período 2000-2010. En cuanto a los mallines, los autores reportaron que en diciembre de 2011 aquellos ubicados hacia al oeste, en la zona húmeda, habían prácticamente recuperado su actividad, pero los ubicados más al este, en la zona seca, aún se encontraban con valores de productividad hasta 50% inferiores a la media.

Las tierras cultivables entre Bariloche y Jacobacci se limitan a los mallines que recibieron en junio de 2011 un máximo de 5 cm de ceniza y se habían recuperado completamente seis meses después (Gaitán *et al.*, 2011c). En las zonas más cercanas al volcán la capa de tefra depositada fue mayor, y también su impacto sobre los cultivos por enterramiento, abrasión y reducción en la disponibilidad de agua (López Castro, 2016).

Graziano & Miserendino (2011) realizaron el relevamiento de un predio hortícola de Villa La Angostura al mes de la erupción, señalando que los cultivos de habas y arvejas se perdieron completamente. Los cultivos de aromáticas herbáceas fueron completamente enterrados, mientras que las arbustivas presentaron una capa de tefra adherida a sus ramas. En cuanto a los plantines de arbóreas y ornamentales, dado su escaso desarrollo, fueron completamente cubiertos por la tefra. Los cultivos menos afectados fueron las hortalizas, que habían sido cosechadas en su mayoría, y las frutas finas, que se encontraban sin hojas al momento de la erupción.

Impacto sobre sitios drásticamente disturbados

El área afectada por la erupción incluyó en la Patagonia Andina al camino “De los Siete Lagos”, bajo la jurisdicción de dos parques nacionales, Nahuel Huapi y Lanín, donde se protegen bosques autóctonos de *Nothofagus*. Varias zonas del camino habían sido despojadas del suelo y la vegetación durante la construcción de 107 km correspondientes a la ruta nacional 40, iniciada en 2005 y cuya finalización estaba programada para 2011. El estudio de impacto ambiental aprobado por Vialidad Nacional y Parques Nacionales incluía varias medidas de restauración ambiental, tales como hidrosiembra, biomanta, geoweb, aterrazado, praderización y arbustización (Fig. 5a, b y c). La construcción del camino se encontraba casi terminada y las medidas de restauración estaban siendo exitosas cuando se produjo la erupción, que disturbó las zonas restauradas mediante la deposición de 25-30 cm de tefra, retrasando la finalización de la ruta hasta 2015. Luego de la erupción, debieron aplicarse medidas adicionales de restauración ambiental, incluyendo la remoción de decenas de miles de metros cúbicos de tefra, la cobertura de los depósitos de tefra con suelo, la siembra y la revegetación (Fig. 5d, e y f). En este contexto, fue fundamental promover el restablecimiento de la vegetación para minimizar la erosión hídrica y eólica.



Figura 5. Medidas de restauración ecológica aplicadas antes a) hidrosiembra, b) hidrosiembra + arbustización y c) arbustización) y después d) remoción y disposición de la tefra, e) desenterramiento de plantines y f) hidrosiembra sobre la tefra de la erupción (Ferreiro *et al.*, 2020).

Figure 5. Restoration measures applied before a) hydroseeding, b) hydroseeding + shrub planting and c) shrub planting) and after d) removal and disposition of tephra, e) digging up planted trees buried by tephra and f) hydroseeding over the tephra the eruption (Ferreiro *et al.*, 2020).

Entre las medidas aplicadas luego de la erupción en el camino “De los Siete Lagos”, resultó especialmente efectivo cubrir los depósitos volcánicos con una capa de suelo para minimizar la erosión y promover el restablecimiento de la vegetación. Dado el impacto ambiental que significaría la ex-

tracción y traslado de suelo para la rehabilitación de grandes extensiones, en noviembre de 2012 se inició un experimento para estudiar la capacidad de rehabilitar el sustrato y promover la revegetación de las banquinas mediante la aplicación de compost urbanos de producción local (Ferreiro

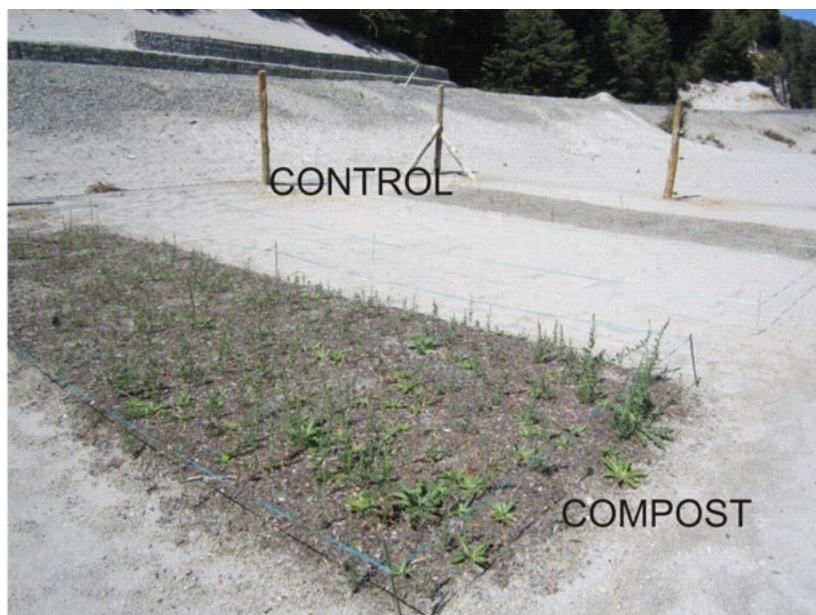


Figura 6. Experimento de rehabilitación de banquetas mediante la adición de compost en el camino “De los Siete Lagos” tres meses luego de la aplicación de la enmienda (Ferreiro *et al.*, 2016b).

Figure 6. Roadside rehabilitation experiment with composts in “De los Siete Lagos” road three months after compost application (Ferreiro *et al.*, 2016b).

et al., 2016b, 2018, 2020). Se encontró un efecto positivo de los compost sobre el contenido de nutrientes de la tefra y la revegetación de las banquetas, que reduciría la erosión en el corto plazo (**Fig. 6**). La comunidad vegetal estuvo dominada por *Carduus nutans* y *Sisymbrium officinale*, especies exóticas reportadas previamente para sitios disturbados del Parque Nacional Nahuel Huapi (Ezcurra & Brion, 2005). La ausencia de un banco de semillas en estos sitios drásticamente disturbados por la construcción del camino y la deposición de una gruesa capa de tefra habría facilitado la instalación de estas especies, cuyas semillas son frecuentemente encontradas en estas enmiendas debido a su almacenamiento al aire libre en las plantas de compostaje. Por el contrario, estas especies no sobreviven cuando los compost son utilizados para la restauración de sitios disturbados con un banco de semillas presente (Kowaljow & Varela, 2012).

LOS LEGADOS BIOLÓGICOS Y LA FORMACIÓN DE UN SUELO VOLCÁNICO

La importancia de los legados biológicos en la formación de un suelo volcánico ha sido demostrada por los estudios en el Mount St. Helens (del Moral & Lacher, 2005), y corroborada para la erupción del CVPCC por Ferreiro *et al.* (2018), quienes

encontraron que las tasas de enriquecimiento con nutrientes y C orgánico de la tefra (15 cm) fueron mayores en bosques de *Nothofagus* donde los árboles no murieron que en sectores vecinos deforestados. Estos autores estimaron tasas de enriquecimiento en C orgánico de 0,16 y 0,53 g kg⁻¹ por año en los sitios con bajo y alto legado biológico, respectivamente. Dichas tasas de enriquecimiento en C coincidieron con las estimadas por Shoji *et al.* (1993), quienes determinaron que la edad de un Andisol requerida para la acumulación de un 6% de C orgánico es de 360 años, es decir, 0,2 g kg⁻¹ por año. Ferreiro *et al.* (2018) también informaron tasas de enriquecimiento en N total de 0,04 y 0,2 g kg⁻¹ por año en sitios con bajo y alto legado biológico, coincidiendo con los resultados obtenidos por otros autores en depósitos volcánicos jóvenes (**Tabla 3**). Estos resultados sugieren que la sucesión biológica, pero también la formación de los suelos volcánicos, se produciría a una mayor velocidad en aquellos sitios con mayor legado biológico, lo que constituye un motivo más para proteger la cubierta vegetal y el contenido de materia orgánica del suelo.

Es de destacar que las tasas de enriquecimiento reportadas para la tefra de la erupción del CVPCC en 2011 coinciden con las calculadas para la tefra depositada en los mismos bosques por la erupción previa de este complejo en 1960 (Ferreiro *et*

Tabla 3. Tasas de incorporación anual de C orgánico y nutrientes en sustratos derivados de tefra.**Table 3.** Organic C and nutrient incorporation rates in tephra-derived substrates.

	Legado	Tiempo (años)	C orgánico (g kg ⁻¹ año ⁻¹)	N total (g kg ⁻¹ año ⁻¹)	P disponible (mg kg ⁻¹ año ⁻¹)
Andisoles, Japón ^[1]	-	360	0,2	-	-
Monte Usu, Hokkaido (Japón) ^[2]	Bosque	-	-	0,02	-
Mount Katmai, Alaska (EEUU) ^[3]	Bosque	13	0,2	0,003	-
Mount Shasta, California (EEUU) ^[4]	Bosque	27–205	0,2	0,004–0,009	-
Hawaii (EEUU) ^[5]	Selva	191	0,1	0,01	-
Krakatoa, Rakata (Indonesia) ^[6]	Selva	110	0,1–0,4	0,01–0,02	0,33–0,72
CVPCC '1960 (Argentina) ^[7]	Bosque	55	0,2	0,02	0,1
CVPCC '2011 (Argentina) ^[7]	Bosque	5	0,4	0,01	1,0
Mount St. Helens, Washington (EEUU) ^[8]	No vegetado	13	0,06	0,006	-
	Vegetado	13	0,2	0,02	-
CVPCC '2011 (Argentina) ^[9]	No vegetado	3	0,16	0,004	0,8
	Bosque	3	0,5	0,02	1,8

^[1] Shoji *et al.*, 1993; ^[2] Haruki & Tsuyuzaki, 2001; ^[3] Griggs *et al.*, 1933; ^[4] Dickson & Crocker, 1953; ^[5] Vitousek *et al.*, 1983; ^[6] Schlesinger *et al.*, 1998; ^[7] Ferreiro *et al.*, 2016a; ^[8] Halvorson *et al.*, 2005; ^[9] Ferreiro *et al.*, 2018.

al., 2016a). Estos resultados se corresponden con la constancia en las características químicas de los piroclastos emitidos por el CVPCC, reportada por Daga *et al.* (2014). Estos autores estudiaron los piroclastos emitidos durante los eventos volcánicos de 1960 y 2011, reportando una alta similitud granulométrica y morfológica, correspondiente a una ceniza gruesa compuesta por un alto porcentaje de pumicita clara y altamente vesiculada. Asimismo, la mineralogía correspondiente a ambos eventos fue similar, consistente en vidrio volcánico y fases minerales de plagioclasa, feldespato, piroxeno y cuarzo. Todo indica que dicha constancia en las características químicas se asociaría a cierta tasa de ocurrencia de los fenómenos biológicos y físico-químicos que permiten la recuperación de las comunidades biológicas y la formación de los suelos volcánicos de la región

CONCLUSIONES

La erupción del CVPCC de 2011 permitió corroborar algunas de las conclusiones obtenidas a partir del estudio de suelos afectados por otras erupciones volcánicas. En particular, el efecto “mulching” que favorecería la disponibilidad de

agua en suelos áridos en el corto plazo, hasta que la tefra se redistribuye y/o se incorpora al suelo.

La mayor parte de los trabajos nacidos del ámbito académico se enfocaron en los efectos de la deposición de tefra sobre la diversidad y cobertura de la comunidad vegetal. Por otro lado, la mayoría de los estudios surgidos del ámbito agronómico estudiaron los efectos de la tefra sobre el ganado, dado que ésta es la principal actividad de la región. Son muy escasos los estudios sobre el potencial efecto fertilizante de la tefra en el corto y mediano plazo. Este efecto puede ser directo por aprovechamiento del P disponible de la tefra y/o indirecto por la descomposición de la materia orgánica de organismos muertos durante la erupción.

En cuanto a los proyectos de investigación que se enfocaron en el sustrato, se pueden diferenciar aquellos trabajos que estudiaron los cambios de la tefra donde se produjeron las mayores deposiciones (10–50 cm), de los que estudiaron los cambios en las propiedades del suelo por la adición de la tefra en sitios con menores deposiciones (< 5 cm). Los primeros fueron realizados en zonas del bosque andino-patagónico y su importancia radica en el aporte a la comprensión de los procesos de formación de Andisoles a partir de depósitos vol-

cánicos jóvenes. Los segundos fueron realizados en suelos del ecotono y la estepa y han arrojado como principal resultado el efecto positivo de la tefra sobre la disponibilidad de agua en esta zona caracterizada por su aridez. En cualquier caso, los estudios realizados sobre el sustrato en general y sobre el suelo en particular se encuentran sub-representados frente a otros tipos de trabajos científicos enfocados en las consecuencias de la erupción del CVPCC de 2011, por ejemplo, el impacto social o el impacto sobre la vegetación y los cuerpos de agua.

Las erupciones volcánicas son un fenómeno recurrente en la región Patagónica, que afecta en ma-

yor grado a los bosques de la zona húmeda donde la deposición periódica de importantes capas de tefra garantiza el rejuvenecimiento de los Andisoles. El impacto sobre la estepa es más limitado porque al encontrarse más alejada de la zona volcánica recibe menores espesores de tefra más fina, que rápidamente se redistribuye y/o incorpora al suelo. La influencia de la tefra sobre los Aridisoles/ Entisoles de la estepa y Molisoles del ecotono sería positiva en el corto plazo por el incremento en la humedad del suelo asociado al efecto “mulching”, pero negativa en el mediano plazo por el efecto de dilución sobre los nutrientes y la materia orgánica del suelo.

BIBLIOGRAFÍA

- Antos, JA & DB Zobel. 1985. Recovery of forest understories buried by tephra from Mount St. Helens. *Vegetatio* 64: 103-111.
- Berenstecher, P; D Gangi; A Gonzalez-Arzac; ML Mart; EJ Chaves; EA Mondino & AT Austin. 2017. Litter microbial and soil faunal communities stimulated in the wake of a volcanic eruption in a semi-arid woodland in Patagonia, Argentina. *Funct. Ecol.* 31: 245-259.
- Black, RA & RN Mack. 1986. Mount St. Helens Ash: Recreating Its Effects on the Steppe Environment and Ecophysiology. *Ecology* 67: 1289-1302.
- Broquen, P; JC Lobartini; F Candan & G Falboa. 2005. Allophane, aluminum, and organic matter accumulation across a bioclimatic sequence of volcanic ash soils of Argentina. *Geoderma* 129: 167-177.
- Carruitero, MA. 2015. Cenizas volcánicas en matorrales de la cuenca del Lago Nahuel Huapi: condiciones de micrositio y efectos sobre la regeneración, la emergencia y supervivencia de plántulas. Tesis de grado. Universidad Nacional del Comahue.
- Colmet-Daage, F; J Irisarri & ML Lanciotti. 1991. Suelos con aluminio activo y montmorillonita, clorita, illita, vermiculita, interestratificados regulares o irregulares. Grupo de Estudio de los Suelos con Aluminio Activo. Convenio Franco Argentino INTA-ORSTOM, Bariloche. 133 pp.
- Crego, P; M González Polo; E Castán; M Agüero; P Satti & MJ Mazzarino. 2012. Liberación de nutrientes y retención de humedad de cenizas volcánicas. Libro de Resúmenes del XXIII Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo, Mar del Plata.
- Cremona, MV; J Ferrari & S López. 2011. Las cenizas volcánicas y los suelos de la región. *Revista Presencia* 57: 8-11.
- Crisafulli, CM & VH Dale (Eds). 2018. Ecological responses to the 1980 eruption of Mount St. Helens: Revisited 35 years after the 1980 Eruption. Springer, New York. 336 pp.
- Daga, R; S Ribeiro Guevara; DG Poire & M Arribére. 2014. Characterization of tephra dispersed by the recent eruptions of volcanoes Calbuco (1961), Chaitén (2008) and Cordón Caulle Complex (1960 and 2011), in Northern Patagonia. *J. S. Am. Earth Sci.* 49: 1-14.
- del Moral, R & IL Lacher. 2005. Vegetation patterns 25 years after the eruption of Mount St. Helens, Washington. *Am. J. Bot.* 92: 1948-1956.
- Dickson, BA & RL Crocker. 1953. A chronosequence of soils and vegetation near Mt. Shasta, California. II. Development of the forest floors and the C and N profiles of the soils. *J. Soil Sci.* 4: 142-154.
- Edwards, P; SA Varela; DR López; PM Willems; AS López & JE Gyenge. 2017. Evidence on the response of Patagonian forage grasses to the mulching effect of recent tephra deposits in Argentina. *Arid Land Res. Manag.* 31: 373-387
- Edwards, P. 2018. El rol de la ceniza volcánica en la estepa: Efectos sobre la disponibilidad de agua y la vegetación en dos estados de degradación. Tesis Doctoral. Universidad Nacional del Comahue.

- Ezcurra, C & C Brion. 2005. Catálogo de la flora vascular del Parque Nacional Nahuel Huapi. Universidad Nacional del Comahue, Red Latinoamericana de Botánica, Bariloche. 70 pp.
- Fernández, NV; SB Fontenla; D Moguilevsky; S Meier; J Rilling & P Cornejo. 2018. *Nothofagus pumilio* forest affected by recent tephra deposition in northern Patagonia. II- Shifts in diversity and structure of rhizosphere fungal communities. *J. Soil Sci. Plant Nutr.* 18: 499-511.
- Fernández-Arhex, V; ME Amadio; A Enriquez; A Pietrantuono; G Becker & O Bruzzone. 2015. Effect of volcanic ash over Orthoptera survival in Patagonia. *Ecología Austral* 25: 81-85.
- Ferreiro, NA; P Satti & MJ Mazzarino. 2016a. Características físico-químicas y mesofauna de la ceniza volcánica depositada en 1960 y 2011 en un bosque de coihue-caña colihue (Norpatagonia). Libro de Resúmenes de las V Jornadas Forestales Patagónicas, Esquel.
- Ferreiro, NA; P Satti & MJ Mazzarino. 2016b. Propagación de especies exóticas por aplicación de compost en el camino “De los Siete Lagos. Libro de Resúmenes del XXV Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo, Río Cuarto.
- Ferreiro, NA; P Satti & MJ Mazzarino. 2018. Biological legacies promote succession and soil development on tephra from the Puyehue-Cordon Caulle eruption (2011). *Austral Ecol.* 43: 435-446.
- Ferreiro, NA; P Satti; M Gonzalez-Polo & MJ Mazzarino. 2020. Composts promote short term rehabilitation in a Patagonian roadside affected by tephra deposition. *Restor. Ecol.* doi: versión impresa definitiva. *Restor. Ecol.* 28: 73-81.
- Gaitán, JJ; JA Ayesa; F Umaña; F Raffo & D Bran. 2011a. Cartografía del área afectada por cenizas volcánicas en las provincias de Río Negro y Neuquén. Documentos INTA EEA Bariloche. https://inta.gob.ar/sites/default/files/script-tmp-cartografia_cenizas.pdf.
- Gaitán, JJ; F Raffo; J Ayesa; F Umaña & D Bran. 2011b. Zonificación del área afectada por cenizas volcánicas en Río Negro y Neuquén. *Revista Presencia* 57: 5-7.
- Gaitán, JJ; JA Ayesa; F Raffo; F Umaña; D Bran & H Moraga. 2011c. Monitoreo de la distribución de cenizas volcánicas en Río Negro y Neuquén: situación a los 6 meses de la erupción. Documentos INTA EEA Bariloche. https://inta.gob.ar/sites/default/files/script-tmp-informe_distribucion_cenizas_6meses.pdf.
- Gaitán, JJ; DB Bran; S Marciani; F Umaña; JA Ayesa & F Raffo. 2011d. Monitoreo de la vegetación en áreas afectadas por cenizas volcánicas en Río Negro y Neuquén. Documentos INTA EEA Bariloche. https://inta.gob.ar/sites/default/files/script-tmp-informe_proevo3_monitoreo_vegetacion.pdf.
- Ghermandi, L; S Gonzalez; J Franzese & F Oddi. 2015. Effects of volcanic ash deposition on the early recovery of gap vegetation in Northwestern Patagonian steppes. *J. Arid Environ.* 122: 154-60.
- Gonzalez Polo, M; NA Ferreiro; MJ Mazzarino & P Satti. 2013. Calidad y rehabilitación de suelos afectados por la deposición de material piroclástico proveniente de la erupción del complejo volcánico Cordón Caulle de Junio 2011”. Informe elaborado en el marco del Convenio CRUB, UNCOMA-Legislatura de la provincia del Neuquén. Inédito.
- Gran, KB; DR Montgomery & JC Halbur. 2011. Long-term elevated post-eruption sedimentation at Mount Pinatubo, Philippines. *Geology* 39: 367-370.
- Graziano, J & E Miserendino. 2011. Villa La Angostura gris. Situación actual de un predio hortícola en el área de mayor afectación por la lluvia de cenizas volcánicas. *Revista Presencia* 57: 39-43.
- Griggs, RF. 1933. The Colonization of the Katmai Ash, a New and Inorganic “Soil”. *Am. J. Bot.* 20: 92-113.
- Halvorson, JJ; JL Smith & AC Kennedy. 2005. Lupine effects on soil development and function during early primary succession at Mount St. Helens. In: Dale, VH; FJ Swanson & C Crisafulli (Eds.). *Ecological responses to the 1980 eruptions of Mount St. Helens.* pp 243-254. Springer, New York.
- Haruki, M & S Tsuyuzaki. 2001. Woody plant establishment during the early stages of volcanic succession on Mount Usu, northern Japan. *Ecol. Res.* 16: 451-457.
- Kowaljow, E & S Varela. 2012. Presencia de semillas viables en compost. En: Mazzarino, MJ & P Satti (Eds.). *Compostaje en la Argentina: Experiencias de Producción, Calidad y Uso.* pp 67-74. UNRN-OGE, Buenos Aires.
- López Castro, SA. 2016. Evaluación del efecto de la erupción del complejo volcánico Puyehue-Cordón Caulle en la agricultura familiar de la comuna de Lago Ranco. Tesis de grado. Universidad de Chile. Facultad de Ciencias Veterinarias y Pecuarias. <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/143674>.

La erupción del Complejo Volcánico Puyehue-Cordón Caulle (2011) y sus efectos sobre los suelos de Patagonia Norte

- Moguilevsky, D; NV Fernández; PE Cornejo; JG Puntieri & SB Fontenla. 2018. *Nothofagus pumilio* forest affected by recent tephra deposition in northern Patagonia. I- Environmental traits influencing seedling growth. *J. Soil Sci. Plant Nutr.* 18: 487-498.
- Novoa Nelson, RA. 2013. Efectos de la caída de tefra en bosques de *Nothofagus pumilio*, post erupción del Complejo Volcánico Puyehue-Cordón Caulle, Puyehue, Chile. Tesis de grado. Universidad Austral de Chile. <http://cybertesis.uach.cl/tesis/uach/2013/egn945e/doc/egn945e.pdf>.
- Panebianco, JE; MJ Mendez; DE Buschiazzi; D Bran & JJ Gaitán. 2017. Dynamics of volcanic ash remobilisation by wind through the Patagonian steppe after the eruption of Cordón Caulle, 2011. *Sci. Rep.* 7: 45529.
- Paruelo, JM; A Beltrán; E Jobbagy; OE Sala & RA Golluscio. 1998. The climate of Patagonia: general patterns and control on biotic processes. *Ecología Austral* 8: 85-101.
- Pirk, GI. 2014. Did ash fall from Puyehue-Cordón Caulle volcanic complex affect ant abundance and richness in the Patagonian steppe? *Ecología Austral* 24: 23-30.
- Pistolesi, M; R Cioni; C Bonadonna; M Elissondo; V Baumann; A Bertagnini; L Chiari; R Gonzales; M Rosi & L Francalanci. 2015. Complex dynamics of small-moderate volcanic events: the example of the 2011 rhyolitic Cordón Caulle eruption, Chile. *Bull. Volcanol.* 77: 1-24.
- Ruggiero, A & V Werenkraut. 2014. Legacy patterns in the abundance of epigeic mountain beetles after the eruption of the Puyehue-Cordón Caulle volcanic complex (NW Patagonia, Argentina). *Ecología Austral* 24: 31-41.
- Schlesinger, WH; LA Bruijnzeel; MB Bush; EM Klein; KA Mace; JA Raikes & RJ Whittaker. 1998. The biogeochemistry of phosphorus after the first century of soil development on Rakata Island, Krakatau, Indonesia. *Biogeochemistry* 40: 37-55.
- Shoji, S; R Dahlgren & M Nanzyo. 1993. Genesis of volcanic ash soils. *Dev. Soil Sci.* 21: 37-71.
- Siffredi, G; D López, J Ayesa, E Bianchi, V Velasco & G Becker. 2011. Reducción de la accesibilidad al forraje por caída de cenizas volcánicas. *Revista Presencia* 57: 12-14.
- Singer, BS; BR Jicha; MA Harper; JA Naranjo; LE Lara & H Moreno-Roa. 2008. Eruptive history, geochronology, and magmatic evolution of the Puyehue-Cordón Caulle volcanic complex, Chile. *Geol. Soc. Am. Bull.* 120: 599-618.
- Swanson, FJ; J Jones; C Crisafulli; ME González & A Lara. 2016. Puyehue-Cordón Caulle eruption of 2011: tephra fall and initial forest responses in the Chilean Andes. *Bosque* 37: 85-96.
- Tejedor, M; C Jiménez & F Díaz. 2003. Volcanic materials as mulches for water conservation. *Geoderma* 117: 283-295.
- Villagra, S; JA Ayesa; F Raffo & M Easdale. 2011. Análisis productivo y espacial de la zona afectada por la caída de cenizas del Cordón Caulle-Puyehue para la Patagonia Norte. *Revista Presencia* 57: 29-32.
- Vitousek, PM; K Van Cleve; N Balakrishnan & D Mueller-Dombois. 1983. Soil development and nitrogen turnover in Montane rainforest soils on Hawai'i. *Biotropica* 15: 268-274.
- Wilson, T; V Outes; C Stewart; H Bickerton; P Baxter; G Villarosa & E Rovere. 2013. Impacts of the June 2011 Puyehue-Cordón Caulle volcanic complex eruption on urban infrastructure, agriculture and public health. *GNS Science Report* 2012/20. <https://www.gns.cri.nz/static/pubs/2012/SR%202012-020%20Print%20Copy.pdf>

Los suelos derivados de cenizas volcánicas en la provincia del Neuquén, Argentina

Evolución, distribución y uso forestal

María C. Frugoni¹ - Gabriel Falbo¹ - Romina González Musso¹

¹ Universidad Nacional del Comahue – Sede San Martín de los Andes
Autor de contacto: crisfrugoni@gmail.com

Resumen

Neuquén se encuentra ubicada en el noroeste de la Patagonia Argentina, limitando al oeste con los Andes Norpatagónicos. Durante el Holoceno ocurrió una gran actividad volcánica, por lo que aproximadamente 1.800.000 ha en la cordillera de los Andes y en parte de la Región Ex-trandina están cubiertas por suelos derivados de cenizas volcánicas. Las investigaciones se desarrollaron a lo largo de una climo-bio-toposecuencia con sentido oeste-este desde la cordillera, de los Andes a lo largo de 50 km hacia el este. En esta distancia ocurre un fuerte gradiente de precipitaciones, lo que provoca una bio-secuencia desde un bosque denso de *Nothofagus* en el oeste a una estepa subarbuscivo-graminosa en el este. El paisaje varía desde montañas a uno de planicies y colinas. La evolución de las cenizas volcánicas está ligada al gradiente climático, favoreciéndose en las zonas más húmedas la formación de minerales secundarios amorfos (principalmente alofano) dando lugar al desarrollo de Andisoles profundos, moderada a fuertemente ácidos, con alta retención de fosfatos, alto contenido de carbono y baja densidad aparente. En las zonas más secas no se forma alofano, dando lugar a estructuras más ricas en sílice (principalmente haloisita). No cumplen las propiedades ándicas del suelo, por lo que se clasifican como Molisoles vitrándicos. Son profundos, oscuros, con reacción moderada a levemente ácida, menor retención de fosfatos, menor contenido de carbono y mayor densidad aparente. En las zonas intermedias se reconocen Andisoles xéricos, también profundos, oscuros, y con valores intermedios de pH, retención de fosfatos, carbono y densidad aparente. Estudios geopedológicos ubicados en dos cuencas, una con suelos que desarrollan bajo régimen údico y la otra bajo régimen xérico, ilustran la variación de los factores de formación y la evolución de las cenizas volcánicas. Estudios relacionados con el uso forestal de la tierra, establecieron indicadores de sustentabilidad como resultado de la respuesta de los suelos volcánicos al cambio de uso. Se estudió el pH, la densidad aparente, la materia orgánica del suelo, la estructura, la porosidad y la compactación, comparando situaciones bajo vegetación nativa (bosque y estepa) con forestaciones con pino. En los suelos más alofanizados el pH en agua no varió, aunque se incrementó la acidez de intercambio. En los suelos no alofanizados se observó una leve disminución del pH e incremento en la acidez potencial, aunque el suelo se mantuvo en el mismo intervalo de acidez. El contenido de carbono orgánico tendió a disminuir en los suelos bajo plantaciones densas (sin sotobosque), aunque la apertura del dosel mostró signos de recuperación de este elemento. Por otra parte, en las zonas más expuestas a la erosión, la protección del suelo por parte de las forestaciones contribuyó a la conservación de un importante almacenamiento de carbono. No ocurrió compactación del suelo con el cambio de uso ni con el tránsito de maquinaria. Hubo una pérdida de estructura bajo plantaciones densas de pino (de granular a masiva), aunque la densidad aparente y la porosidad se mantuvieron constantes. Sólo cambió la relación macro-microporos, con mayor microporosidad bajo pino. Todos los estudios muestran que la evolución de los suelos está influenciada por el clima, que la suma de sus propiedades crea un ambiente muy favorable para el desarrollo radicular y que sus propiedades únicas contribuyen a su resistencia y resiliencia frente a los cambios de uso de la tierra.

Palabras clave

Andisoles; Molisoles vitrándicos; propiedades ándicas; Patagonia andina; Geopedología.

Extended abstract

Volcanic ash soils in Neuquén province, Argentina. Evolution, distribution and forest land use

This chapter presents a compilation of studies conducted by the Group of Soils of the National University of Comahue in San Martín de los Andes, Neuquén province, Argentina and by other research teams (INTA, Faculty of Agricultural Sciences of the UNCo). Neuquén is located in the northwest of Argentine Patagonia, along the northern portion of the Patagonian Andes, which are the boundary with the Republic of Chile. During the Holocene period, there was a great volcanic activity along the Andes Mountains. These volcanoes contributed with huge tephras, so approximately 1.800.000 ha of the Andes and part of the Extranadean Region are covered by soils derived from volcanic ash. The research was conducted mostly over a climo-bio-toposequence with a west-east orientation from the Chilean border along 50km to the east. A strong precipitation gradient occurs at this distance (3000 mm to 800 mm mean annual), which causes a bio-sequence that varies from a dense *Nothofagus* forest in the west to a gramineous-shrubby steppe in the east. The landscape varies from mountains shaped by glacial action to one of plains and hills. The evolution of volcanic ash is strongly linked to the climate gradient, favoring in the wettest areas the formation of short-range order secondary minerals (mainly allophane) giving rise to the development of Andisols. They are very deep soils, moderate to strongly acidic (pH 5.5-5.2), with high phosphate retention (87-97%), high content of organic carbon (30gkg⁻¹) and low bulk density (0.7Tm⁻³). In the drier areas there is no allophane formation, resulting in more silica-rich (mainly halloysite) structures due to the less amount of water that transits through the soil, allowing a greater availability of this element. They do not meet the requirements of the andic soil properties, so they are classified as Vitrandic Mollisols. They are deep, dark, with a moderate to slightly acidic reaction (pH 6,5), less phosphate retention (17%), lower content of organic carbon (11gkg⁻¹) and higher bulk density (1,1Tm⁻³) than Andisols. In intermediate areas xeric Andisols were recognized, also deep, dark, and with intermediate values of pH (6,4), phosphate retention (38%), organic carbon (16gkg⁻¹) and bulk density (1.0 t m⁻³). In addition, geopedological studies are presented and located in two basins: one with soils that develop under a udic moisture regime and the other under xeric moisture regime, illustrating the variation in soil forming factors and the consequent evolution of volcanic ash. On the other hand, about 50.000 ha of these lands have been rainfed afforested with exotic conifers. In this context, studies related to forest land use have been carried out to establish sustainability indicators as a result of volcanic soils response to land use change. Certain easy-to-measure properties are useful in quantifying changes that can be generated by conifer afforestations. pH, bulk density, organic matter, structure, porosity and compaction are indicators that allow monitoring soil quality of a forest system. In the south west of Neuquén province, it was analyzed how soil reaction and the sum of bases vary in the upper 5 cm of mineral soil. Pairs of plots under native vegetation and under plantations of *Pinus ponderosa* (ponderosa pine) in two bio sequences: *Nothofagus* forest and ecotone with herbaceous-shrubby steppe. In the “forest” bio sequence with udic moisture regime and allophane soils pH water did not vary (difference between means 0.1), being moderately acidic; although there was a decrease in pH in KCl in 0.2 points, indicating a stronger exchangeable acidity. Exchangeable bases decreased under pine, possibly due to aluminum occupying sites released by bases, mainly calcium. This process could explain the absence of a significant change in the acidity of the soil solution, which is related to its high buffer capacity, accentuated by the active aluminum and the permanent incorporation of volcanic ash. However, in the bio sequence “forest-steppe ecotone” in soils without allophane, it was shown that soil pH was lower and exchangeable acidity increased under *P. ponderosa*. The difference between averages of pH water was 0.2 points and 0.4 in pHKCl. Acidification was the result of the lower buffer capacity of soils under xeric moisture regime, although the acidity class

remained in the range of slightly acid. Total exchangeable bases did not vary nor phosphate retention, so the degree of acidification of the first centimeters of the soil would not generate significant variations in soil conditions for the germination and growth of both native species and future afforestations. Previous studies carried out at profile level could not find changes neither in soil pH nor in exchangeable acidity. A change in structure was observed in all sites under ponderosa pine, going from granular to massive. That change in structure did not mean a change in total porosity (about 70% in all cases), so bulk density did not vary either. Porosity distribution varied between the two types of vegetation, with lower macroporosity and greater microporosity under pine. Dense pine plantations showed a decrease in the percentage of macro-aggregates (39,7% under *Nothofagus*, 28.8% under pine without thinning) and an increase in micro-aggregates. This effect was accompanied by a decrease in organic carbon content (70.2gkg^{-1} under *Nothofagus* and 4.4gkg^{-1} under pine without thinning) which shows the role of organic matter in the formation of structure. Thinned afforestations showed an increase in macro-aggregates (32%) and a decrease in micro-aggregates which would be an indication of recovery of the original conditions and a measure of the resilience of allophane soils. It has been shown that there is a tendency for lower organic carbon content of the soil under pine afforestations. These changes are maximum when the canopy coverage is complete and understorey vegetation has disappeared. It has been studied that the opening of the canopy with the consequent regrowth of understorey show signs of recovery of soil properties to their original conditions. Penetration resistance tended to diminish under pine afforestations and transit of machinery did not show compaction in volcanic ash soils; in fact, values of penetration resistance were lower after transit of machinery. A regionally simulated study of forest use and its effect on erosion, estimated and compared present erosion in forest-suitable soil mapping units. Potential erosion control by forestry was evident in units with steppe vegetation. A horizon was significantly shorter under steppe than under pine. This meant a soil loss under steppe of 136 t ha year , negatively impacting the productivity of the system. This protection by forest plantations involves the preservation of the A horizon and consequently the conservation of the carbon pool. So, the evident role in soil conservation by afforestation allows to counteract the decrease in the concentration of organic carbon (gkg^{-1}) caused by land use change. Soil protection by plantations has prevented a loss of carbon stored in the soil of at least 1.5 t ha year . All studies show how the evolution of soils is influenced by climate, how the sum of their properties create a very favorable environment for root development and how their unique properties contribute to their resistance and resilience to land use changes.

Key words Andisols; Vitrandic Mollisols; andic soil properties; Andean Patagonia; Argentina.

INTRODUCCIÓN

El presente capítulo presenta una recopilación de investigaciones realizadas por el equipo de la Cátedra de Edafología del Asentamiento Universitario San Martín de los Andes de la Universidad Nacional del Comahue, en la provincia del Neuquén, Argentina y por distintos equipos de investigación (INTA, Facultad de Ciencias Agrarias de la UNCo), que han desarrollado diversos estudios, principalmente referidos a la pedogénesis,

cartografía de los suelos de la provincia y al uso forestal de la tierra.

Geomorfología y origen de las acumulaciones piroclásticas holocenas

La provincia del Neuquén se encuentra ubicada en el noroeste de la Patagonia argentina, siendo su límite oeste la frontera con la República de Chile, constituida por la porción norte de los Andes Patagónicos (**Fig. 1**).



Figura 1. Ubicación de la provincia del Neuquén, Argentina.

Figure 1. Location of Neuquén province, Argentina.

La región cordillerana fue modelada por la acción glacial del Pleistoceno, evidenciada en las numerosas artesas glaciarias, formas erosivas como circos, horns, valles colgantes, rocas aborregadas y diversas geoformas sedimentarias, como arcos morénicos, terrazas kame y drumlins. Este proceso dio lugar a la configuración de laderas de fuertes pendientes, producto de la acción erosiva de los hielos. También se identifican rasgos de acción glacial en las planicies, en las formas de valles glaci-fluviales y glacialacustres, arcos morénicos y bloques erráticos (Figs. 2 y 4).

Posteriormente al retiro de los hielos, durante el Holoceno, ocurrió una gran actividad volcánica a partir de los volcanes localizados a lo largo de la cordillera de los Andes, que aportaron importante cantidad de material piroclástico de diversas granulometrías. Debido a esto, en la zona cordillerana es común observar espesos mantos de lapilli, arenas y cenizas volcánicas (Fig. 3). Hacia las zonas ubicadas en la región extrandina, esa cobertura es más delgada y discontinua, a causa de la mayor distancia de las fuentes de emisión y a la redistribución eólica de los piroclastos.

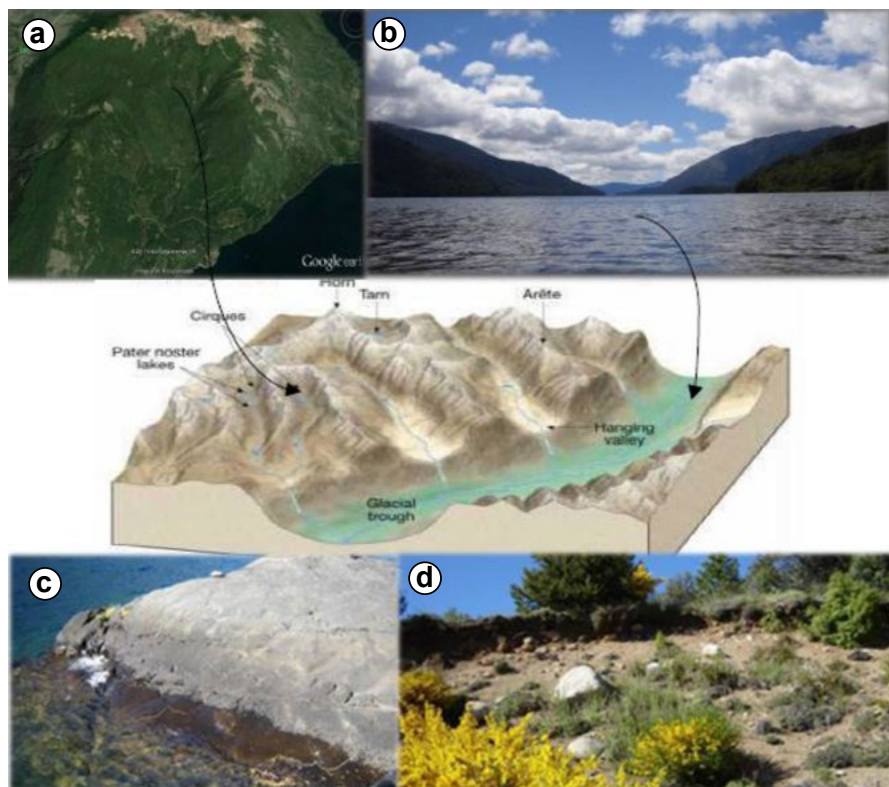


Figura 2. Geoformas glaciarias frecuentes de la Región Andino-patagónica. a) Circo. b) valle en forma de U. c) roca aborregada d) depósito morénico. Lago Lolog, San Martín de los Andes, Argentina.

Figure 2. Frequent glacial geoforms of the Andean-Patagonian region. a) Cirque. b) U-shaped valley. c) "roche moutonnée" d) moraine. Lolog lake, San Martín de los Andes, Argentina.



Figura 3. a) Espesor de diversas tefras acumuladas durante la actividad volcánica del Holoceno (Región cordillerana de Neuquén). b y c) detalle de los piroclastos. Camino de los Siete Lagos, Argentina.

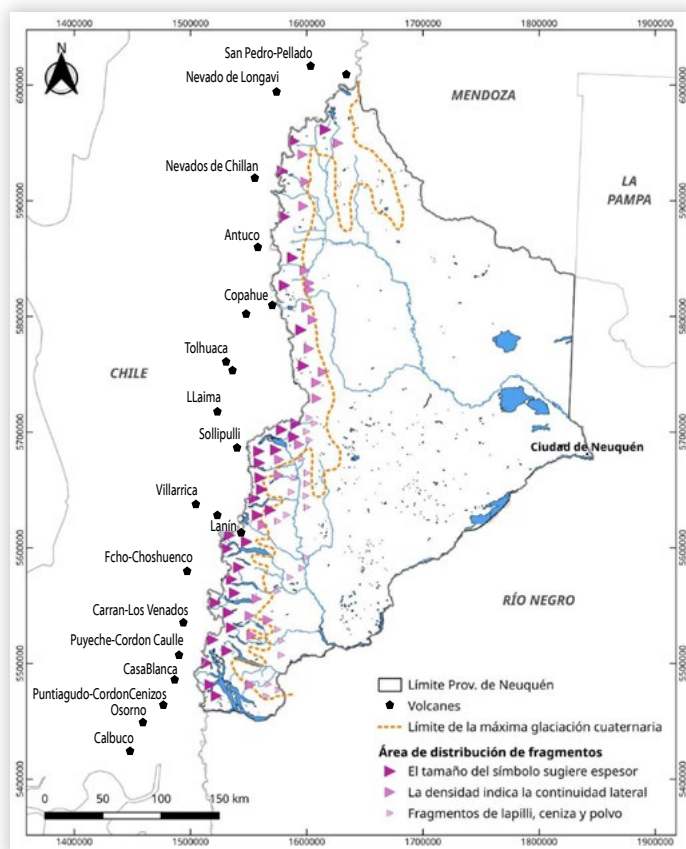
Figure 3. a) Thickness of various tephrae accumulated during Holocene volcanic activity. (mountainous region of Neuquén). b y c) detail of pyroclasts. Siete Lagos route, Argentina.

ZONA DE TRABAJO

Como se explica anteriormente, el desarrollo de suelos derivados de cenizas volcánicas ha ocurrido en la porción oeste de la provincia del Neuquén, a lo largo de la cordillera y alcanzando algunos sectores de la región extrandina, que han sido cubiertos con estos materiales debido a la acción de los vientos dominantes del sector oeste (**Fig. 4**), cubriendo una superficie aproximada de 1.800.000 hectáreas (Ferrer *et al.*, 1991).

Figura 4. Área de dispersión de los piroclastos y límite de acción de los hielos del Pleistoceno en la provincia del Neuquén, Argentina. Fuente: Adaptado de Ferrer *et al.*, 1991.

Figure 4. Area of pyroclasts dispersion and area of influence of Pleistocene glaciers in Neuquén province, Argentina. Source: Adapted from Ferrer *et al.*, 1991.



Las investigaciones, entonces, se han orientado a estudiar la distribución, génesis y evolución de estos suelos en la franja cordillerana y sus proximidades, las que presentan una importante variabilidad en los factores de formación de suelos, a excepción del material parental y el tiempo.

Unas 50.000 ha de estas tierras han sido forestadas en secano con coníferas exóticas. En ese marco, se han realizado estudios relacionados con el uso forestal de la tierra, a fin de establecer indicadores de sustentabilidad como resultado de la respuesta de los suelos volcánicos al cambio de uso.

DESARROLLO Y DISCUSIÓN

Evolución del material piroclástico y suelos en una climo-biotoposecuencia en el sur del Neuquén

La cobertura de cenizas volcánicas en el sector oeste de la provincia del Neuquén, producto de la actividad volcánica del Holoceno, ha favorecido el

desarrollo de suelos derivados de este material de origen. El proceso geomorfológico dominante en esta región de la provincia puede explicarse materializando una transecta de unos 50 Km de longitud desde el límite con Chile en la cordillera de los Andes (Hua Hum 40°06'17"S 71°40'21"O) en su extremo oeste y Junín de los Andes (39°57'08"S 71°04'11"O) en su extremo este (**Fig. 5**).

En el sector cordillerano, el manto de cenizas volcánicas es continuo y de espesor homogéneo, a excepción de cumbres rocosas y ciertos afloramientos. Hacia el este, en cambio, en la región extrandina, la redistribución de las tefras favoreció el desarrollo de suelos profundos derivados de cenizas volcánicas en las laderas de orientación este, al amparo de los vientos en donde se favoreció la acumulación de estos materiales. En las laderas de orientación oeste, expuestas a los vientos se desarrollan suelos derivados de tobas o material glacial, bajo una delgada capa de cenizas volcánicas. Cabe destacar que la redistribución de cenizas



Figura 5. Transecta Hua-Hum – Junín de los Andes, Neuquén, Argentina y localización de los perfiles caracterizados.

Figure 5. Hua-Hum – Junín de los Andes transect, Neuquén, Argentina and location of the characterized profiles.

zas volcánicas es debida a que el fuerte gradiente de precipitaciones que ocurre en 50km, permite que esos materiales secos, sean removidos por la acción eólica dominante del oeste. Estos procesos geomorfológicos permiten modelizar una climo-bio-toposecuencia de suelos que ilustra lo explicado anteriormente (Fig. 6).

En la porción este de la climo-bio-toposecuencia, es esperable reconocer suelos profundos derivados de ceniza volcánica en las laderas de exposición este y en las pendientes inferiores con exposición oeste; mientras que en las exposiciones oeste dominarán suelos con horizontes arcillosos, que limitan su profundidad efectiva (Fig. 7).

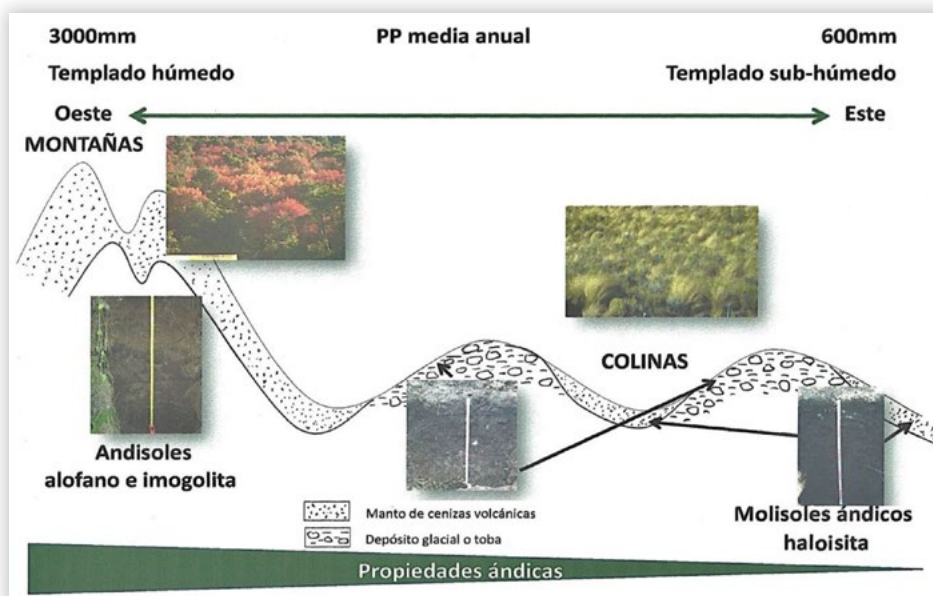


Figura 6. La climo-bio-toposecuencia en el suroeste de la provincia del Neuquén, Argentina.

Figure 6. The climate-bio-toposequence in the south-west of Neuquén province, Argentina.

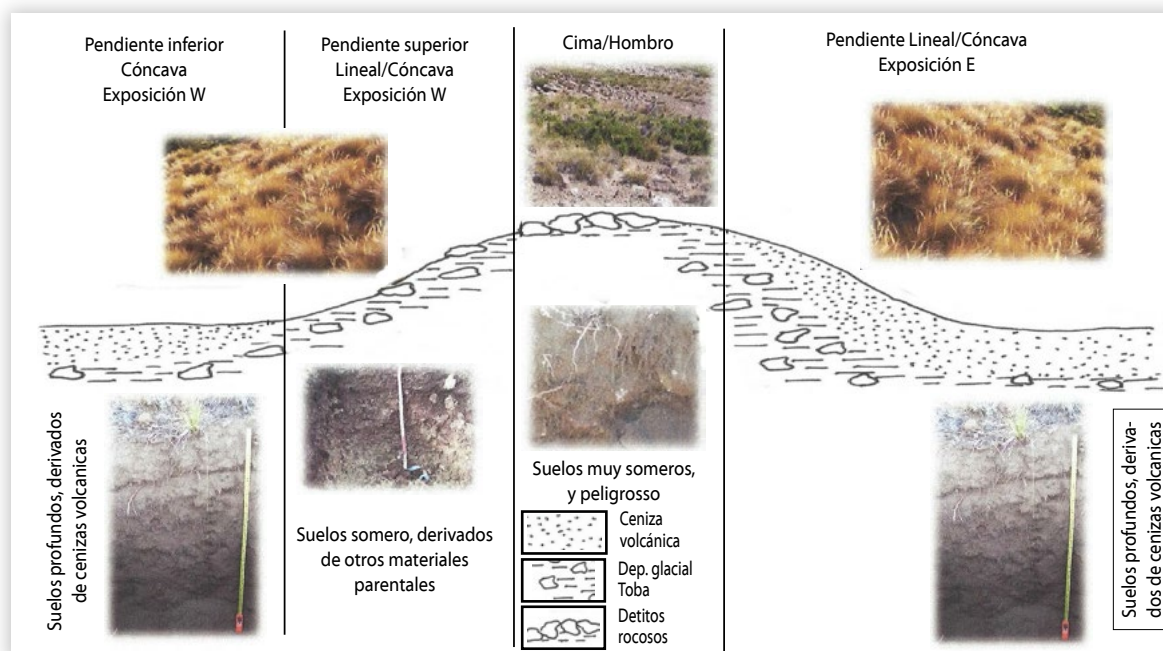


Figura 7. Toposecuencia en la región extrandina del suroeste de la provincia del Neuquén, Argentina, que muestra la acumulación de cenizas volcánicas en las porciones del paisaje que se encuentran al amparo de los vientos.

Figure 7. Toposequence in the extra-andean region in the south-west of Neuquén province, Argentina, which shows the accumulation of volcanic ash in the portions of the landscape that are protected from dominant winds.

Los factores de formación y la evolución de los suelos de cenizas volcánicas

La climo-bio-toposecuencia permite visualizar los factores de formación de suelos y cómo ellos influyen en su evolución (Tabla 1).

Los suelos de la porción oeste, en la región cordillerana, son Andisoles ya que satisfacen las propiedades ándicas (TS). En este caso y, principalmente a causa de las altas precipitaciones, se favorece la síntesis de minerales secundarios no cristalinos como el alofano y la imogolita pobres en sílice (Relación Si:Al 0,5) que le proporcionan al suelo una serie de propiedades únicas. El pH medido con una solución de fluoruro de sodio (pHNaF) a los 2' y 60' es un buen estimador del contenido de estos minerales secundarios. Cuando en ambos tiempos es 9,2 hay un dominio de alofano; si ambos valores son > 9,2 hay un dominio de haloisita y si a los 2' es < 9,2 y a los 60' es >9,2 indica un dominio de imogolita (Apcarian & Irisarri, 1993). Los valores de pHNaF son mayores en las porciones más húmedas de la biosecuencia, disminuyendo hacia el este, donde las precipitaciones son inferiores, evidenciando la dependencia climática de los procesos de síntesis de estos minerales secundarios (Zapiola & Frugoni, 2004). La dominancia de minerales amorfos o para-cristalinos permite la formación de agregados de tamaño limo o arena que no se pueden dispersar con los métodos tradicionales de análisis mecánico y debe aplicarse, por ejemplo, el ultrasonido (Maeda *et al.*, 1977; Besoain, 1985). Esto genera grandes diferencias

entre las determinaciones a campo y de laboratorio, no reflejando la composición granulométrica el comportamiento del suelo; por esa razón se utiliza para estos suelos un modificador en la designación de la textura a campo, aplicándose el término “aparente” (Soil Survey Staff, 2014) o el prefijo “seudo” (Colmet-Daage *et al.*,1988). Así, las texturas de los Andisoles se describen como “seudo-limos” o “seudo-arenas”. A su vez, la baja densidad aparente de estos suelos es debida al contenido de alofano y al desarrollo de estructuras porosas. Las mismas, otorgan a los materiales ándicos la naturaleza liviana y “fluffy”, alojando grandes cantidades de agua disponible y agua higroscópica (Maeda *et al.*, 1977; Nanzyo, 2002). La alta capacidad de retención hídrica se debe al pequeño tamaño de partículas y a la estructura de esférulas huecas que pueden alojar moléculas de agua tanto en los poros entre esférulas como en los intra esférulas (Wada, 1985; Shoji *et al.*, 1993). Se han medido en Norpatagonia contenidos de agua equivalentes al 150% de su peso en seco (Colmet-Daage *et al.*, 1988). Son de reacción fuertemente a débilmente ácida, poseen alta retención de fosfatos y alto contenido de carbono orgánico. Valores medidos de almacenamiento de carbono en Norpatagonia en los primeros 30cm de suelo, arrojan cantidades próximas a las 80tha⁻¹ (Frugoni *et al.*, 2003). Presentan perfiles complejos con discontinuidades litológicas y suelos enterrados (A-Bw-2Ab-Bwb-3Ab) a causa de las sucesivas deposiciones de cenizas volcánicas y ciclos de pedogénesis (Fig. 8).

Tabla 1. Los factores de formación de suelos en la climo-bio-toposecuencia en el suroeste de la provincia del Neuquén, Argentina.
Table 1. Factors of soil formation of the climate-bio-toposequence in the south-west of Neuquén province, Argentina.

Factores de Formación	Oeste	Este
Clima	Templado húmedo (edafoclima údico-mésico)	Tipo mediterráneo (edafoclima xérico-mésico)
Vegetación	Bosque	Estepa gramínea
Geomorfología	Montañas	Colinas
Material parental	Cenizas volcánicas	
Período, tiempo en Ma	Holoceno, 0.00117Ma	





Figura 8. Perfil de un Udivitrant táptico ubicado en el sector cordillerano sur de la provincia del Neuquén, Argentina. h: húmedo. SLA:seudolimo-arenoso. SLAg:seudolimo arenoso grueso. SLAf:seudolimo arenoso fino. SL:seudolimoso. bsa: bloques subangulares. bi: bloques irregulares.

Figure 8. Profile of a Thaptic Udivitrant located in the southern mountain range of Neuquén province, Argentina. h: wet. SLA: sandy pseudo-silt. SLAg: coarse sandy pseudo-silt. SLAf: fine sandy pseudo-silt. SL: pseudo-silty. bsa: subangular blocky. bi: irregular blocky.

En la porción este de la climo-bio-toposecuencia, estos suelos volcánicos no satisfacen las propiedades ándicas del suelo, por lo que han sido clasificados como Molisoles vitrándicos. En este caso la formación incipiente de minerales secundarios está dominada por haloisita, ya que las me-

nores precipitaciones permiten una mayor disponibilidad de sílice, para la síntesis de esta arcilla (Nanzzy, 2002). Son suelos profundos y oscuros, con menor contenido de materia orgánica, mayor densidad aparente, menor retención de fosfatos y de reacción levemente ácida (**Fig. 9**).

Figura 9. Perfil de un Haploxerol vitrándico en el extremo este de la climo-bio-toposecuencia, en el suroeste de Neuquén, Argentina. bsa: bloques subangulares.

Figure 9. Profile of a Vitrandic Haploxeroll at the east of the climate-bio-toposequence, in the south-west of Neuquén, Argentina. bsa: subangular blocky.



En las localizaciones intermedias de la climo-bio-toposequencia los suelos reúnen las propiedades ándicas, aunque su régimen hídrico es xérico, por lo que son clasificados como Xerandes (**Fig. 10**).

A continuación, los datos analíticos de tres perfiles: dos ubicados en los extremos oeste y este de la climo-bio-toposequencia y el tercero en una localización intermedia (**Tabla 2** y **Fig. 4**), muestran la variación de los factores de formación que provoca una evolución divergente de los suelos derivados de cenizas volcánicas (Broquen *et al.*, 2005a).

El perfil ubicado en el sector oeste de la transecta (Udivitrاند táptico) satisface el requisito 3 de Taxonomía de suelos, TS (Soil Survey Staff, 2014), que corresponde a los Andisoles menos alterados; aunque en la profundidad requerida posee alta retención de fosfatos y baja densidad aparente, no alcanza al porcentaje necesario de extracción de Fe y Al (<2%), para ser incluido en el requisito 2 de TS.

Es interesante observar que en el subsuelo se aprecia un mayor grado de alofanización, con valores de Al+1/2 Fe superiores al 2%. Esto puede ser debido a la presencia de un suelo enterrado que, por su mayor antigüedad, ha incrementado su grado de alteración (**Tabla 2**, columna “Quechuquina”). A su vez, el suborden Vitrand responde a un menor contenido de agua a 1500KPa, condición que guarda una estrecha relación con la textura (Frigoni, 2004).

Los procesos químico-mineralógicos que ocurren en los suelos derivados de cenizas volcánicas están regidos por una formación competitiva entre los complejos Al-humus y el alofano/imogolita, quienes aparentemente ocurren en una relación inversa. Los Andisoles, entonces, pueden ser vistos como poseedores de una composición binaria desde el punto de vista químico y mineralógico. Dado que normalmente coexisten ambas mineralogías, existen criterios para estimar si en el suelo predomina una u otra de las formas. Uno de ellos es el



Figura 10. Perfil de un Vitrixerand húmico en el sector intermedio de la climo-bio-toposequencia, en el suroeste de Neuquén, Argentina. SLAg: pseudolimo arenoso grueso. SLAf: pseudolimo arenoso fino.

Figure 10. Profile of a Humic Vitrixerand in the intermediate sector of the climatic-bio-toposequence, in the south-west of Neuquén, Argentina. SLAg: coarse sandy pseudo-silt. SLAf: fine sandy pseudo-silt.

Tabla 2. Propiedades ándicas de tres perfiles ubicados a lo largo de la climo-bio-toposecuencia, en el suroeste de Neuquén, Argentina. Alo: Al extractable con oxalato ácido. Sio: Si extractable con oxalato ácido. Feo: Fe extractable con oxalato ácido. Alp: Aluminio extractable con pirofosfato. Fep: hierro extractable con pirofosfato. Alp/Alo: relación binaria: (0= todo alofano, 1 = todo Al-Humus).% d evidrio en la fracción 0,02 a 2,0 mm (Holmgren 1967). Fuente: Broquen *et al.*, 2005 (a).

Table 2. Andic properties of three profiles located along the climate-bio-toposequence, in the south-west of Neuquén, Argentina. Alo: acid oxalate extractable Al. Sio: acid oxalate extractable Si. Feo: acid oxalate extractable Fe. Alp: pyrophosphate extractable Al. Fep: pyrophosphate extractable Fe. Alp/Alo: binary ratio: (0 all-allophane, 1 all Al-Humus). Glass percentage in the 0,02 a2,0 mm fraction (Holmgren 1967). Source: Broquen *et al.*, 2005a).

Localización	Quechuquina		Collunco	Junín de los Andes
Coordenadas	40°09'3" S; 71°35'10" O		39°58'22" S; 71°12'01" O	39°57'18" S; 71°05'31" O
Clasificación	Udivitrand táptico		Vitrikerand húmico	Haploxerol vitrándico
Profundidad	0-50	50-100	0-50	0-50
pH (pasta)	5,5	5,2	6,4	6,5
pH (KCl)	5,0	5,1	5,5	5,6
pH(NaF) 60'	9,9	10,3	8,7	7,6
Alo (%)	1,0	1,8	0,5	0,2
Sio (%)	0,4	0,9	0,4	0,2
Feo (%)	0,9	1,4	1,0	0,9
Alp (%)	0,5	0,3	0,08	0,04
Fep(%)	0,02	0,03	0,02	0,03
Alp/ Alo	0,5	0,2	0,1	0,2
alofano estimado (%)	2	6	2	1
Alo +1/2Feo (%)	1,5	2,5	1,0	0,7
Vidrio (%)	29	31	24	24
Retención de fosfato (%)	87	97	38	17
Carbono (g kg ⁻¹)	29	20	16	11
C/N	19	24	13	8
Agua retenida a 1500 KPa (%)	9,9	10,3	8,6	8,5
Densidad aparente (T m ⁻³)	0,7	0,7	1,1	1,1

pH. Normalmente, en los Andisoles que tienen pH superior a 5, la asociación alofano/imogolita tiende a dominar. Por otra parte, la relación Aluminio extractable por oxalato ácido (Alo)/Aluminio extractable por pirofosfato (Alp) indica si existe predominancia de una u otra de esas formas. Si la relación es igual a 0, existe una composición "alo-fánica" pura. Si la relación es 1, la composición es "no alofánica" pura (dominio de complejos Al-humus) (Mizota & Van Reewijk, 1989).

En el caso del perfil ejemplificado -y de la mayoría de los andisoles del sector oeste de la climo-bio-toposecuencia-, los valores de pH muestran que dominan las formas alofánicas. Sobre la base de los valores de Alo/Alp se observa en la porción

superior del perfil, la coexistencia de complejos Al-humus con alofano/imogolita (valor de 0,5), mientras que en el subsuelo el valor de esta relación es próximo a cero, indicando la formación dominante de alofano/imogolita, acorde con antecedentes bibliográficos (Ugolini & Dahlgren, 2002).

En la localización intermedia de la transecta, el perfil descrito también satisface las propiedades ándicas (Vitrikerand húmico). Se evidencia menor retención de fosfatos, mayor densidad aparente y menor cantidad de Fe y Al extraíbles. Estas propiedades, sumadas al contenido de vidrio, satisfacen también el requisito 3 de TS (Soil Survey Staff, 2014). La relación Alp/Alo de 0,1 indica el pre-

dominio de formas alofánicas (**Tabla 2**, columna “Collunco”).

Por otra parte, el suelo ubicado en el extremo este de la transecta, no alcanza a satisfacer las propiedades ándicas debido a su bajo porcentaje de retención de fosfatos. Sin embargo, reúne los requisitos para ser incluido en el subgrupo vitrándico, debido al contenido de vidrio y su relación con el porcentaje de $Al+1/2 Fe$ (**Tabla 2**, columna “Junín de los Andes”).

Broquen *et al.* (2005a) proponen que el clima es el factor más relevante en los cambios ocurridos en la edafogénesis de los suelos derivados de cenizas volcánicas a lo largo de la climo-bio-toposecuencia. Los cambios en la densidad aparente desde régimen údico a xérico (de valores bajos a medios) se relacionan con un menor grado de alteración, mayor cristalización de arcillas (formación de haloisita) y disminución del contenido de materia orgánica. La variación del pH desde fuertemente ácido a casi neutro, es atribuida a la disminución tanto en la actividad del aluminio como en el contenido de materia orgánica.

Experiencias geopedológicas en suelos bajo régimen údico y xérico *Qué es el enfoque geopedológico*

El enfoque geopedológico está basado en el paradigma fundamental de suelo- geomorfología; esto es, las relaciones genéticas entre suelos y geoformas, aunque con una clara orientación aplicada y práctica. La Geopedología pretende ser un soporte para el relevamiento de suelos combinando criterios pedológicos y geomorfológicos para establecer unidades de mapeo de suelos y analizar la distribución de los suelos en el paisaje. La geomorfología provee los contornos de las unidades de mapeo (el continente), mientras que la pedología proporciona las unidades taxonómicas (el contenido). Por lo tanto, las unidades geopedológicas son más abarcativas que las unidades de mapeo de suelos convencionales, dado que aquéllas también contienen información sobre el contexto geomór-

fico en los cuales se encuentran y han desarrollado los suelos (Zinck *et al.*, 2016).

Esta metodología para el mapeo de suelos, que está basada en una clasificación jerárquica de las geoformas, se llevó a cabo en dos cuencas de la provincia del Neuquén que se encuentran en situaciones bioclimáticas contrastantes; una ubicada en la porción cordillerana sur de la provincia y la otra en la cordillera norte.

Para la confección de la cartografía se digitalizaron las delineaciones realizadas por aerofoto interpretación sobre fotografías aéreas verticales orto-rectificadas. La digitalización se realizó a través de herramientas de Sistemas de Información Geográfica (SIG) por medio del software QGIS (QGIS Development Team, 2019). Se utilizaron imágenes de alta resolución espacial de Google Earth Pro, imágenes multispectrales SENTINEL (Copernicus Sentinel, 2019) y un modelo digital de elevación (ASF DAAC, 2019) como soporte e información de base para la interpretación. Se obtuvo como resultado una cobertura vectorial con su tabla de atributos asociada, donde se caracterizaron todas las unidades geopedológicas y se calculó la superficie de cada unidad de mapeo y el área de estudio en total. La cartografía se realizó en el Sistema de Proyección Gauss-Kruger (Datum WGS-84), en faja 1 (Frugoni *et al.*, 2016a y Frugoni & González Musso, 2017).

Cuenca Quilanlahue

Esta cuenca está ubicada en el sudoeste de la provincia ($40^{\circ}07'00''-40^{\circ}09'36'' S$, $71^{\circ}27'30''-71^{\circ}31'37'' O$), en la Subregión Húmeda Montañosa (Ferrer *et al.*, 1991) y abarca 1.500 ha (**Fig. 11** y **Tabla 3**). Geomorfológicamente el área corresponde a montañas modeladas por acción glacial (González Díaz & Ferrer, 1991) presentando en su mayor parte pendientes moderadamente a fuertemente escarpadas, a excepción de algunos al pie de pendiente y terrazas estructurales que poseen inclinación suave. La exposición dominante es en sentido sureste. La geología de base corresponde a granitos de la Formación Huechulafquen (Ferrer, 1982), no siendo éste el material de origen

Tabla 3. Leyenda del mapa geopedológico de la cuenca Quilanhue en el suroeste de la provincia del Neuquén, Argentina.**Table 3.** Legend of the geopedologic map of Quilanhue basin in the south-west of Neuquén province, Argentina.

Paisaje	Tipo de Relieve	Litología	Forma del terreno	Unidad de mapeo	Superficie (ha)	Suelos integrantes
Mo Montañas modeladas por acción glacial	Mo1 Cumbre	Mo11 Residual	Cima	Mo111	17,5	Cubierta detrítica y asomos rocosos
	Mo2 Flanco de la montaña (pendientes complejas), tercio superior	Mo21 Cenizas volcánicas y lapilli sobre material residual	Cuenca de recepción	Mo211	267,3	Udivitrandes húmicos fase dúrica
	Mo3 Flanco de la montaña (pendientes complejas), tercio medio	Mo31 Ceniza volcánica y lapilli. En algunos casos sobre material glacial o aluvio-coluvial	Pendiente superior moderadamente escarpada	Mo311	46,2	Udivitrandes húmicos fase dúrica
			Pendiente superior escarpada	Mo312	67,6	Udivitrandes húmicos fase dúrica
			Pendiente superior fuertemente escarpada, disectada	Mo313	76,5	Asomos rocosos Udivitrandes líticos
			Pendiente inferior escarpada, disectada	Mo314	401,7	Udivitrandes húmicos Udivitrandes tápticos Udivitrandes tápticos fase dúrica
			Base de la pendiente levemente inclinada	Mo315	117,5	Hapludandes típicos fase pedregosa Udivitrandes húmicos
			Morenas	Mo316	93,9	Udivitrandes húmicos
			Cañadón	Mo317	56,4	Udivitrandes húmicos
	Mo4 Flanco de la montaña (pendientes complejas), tercio inferior	Mo41 Cenizas volcánicas y lapilli	Pendiente inferior levemente inclinada	Mo411	25,8	Udivitrandes húmicos
			Pendiente inferior moderadamente escarpada	Mo412	95,5	Udivitrandes húmicos
			Pendiente inferior escarpada	Mo413	163,2	Udivitrandes húmicos
			Terraza estructural	Mo414	9,9	Udivitrandes húmicos
			Lomada irregular	Mo415	17,8	Udivitrandes húmicos
			Mallín	Mo416	16,3	Endoacuandes tápticos
			Abanico aluvial	Mo417	12,4	Acarreo aluvial Udivitrandes líticos
			Cresta	Mo418	12,6	Asomos rocosos

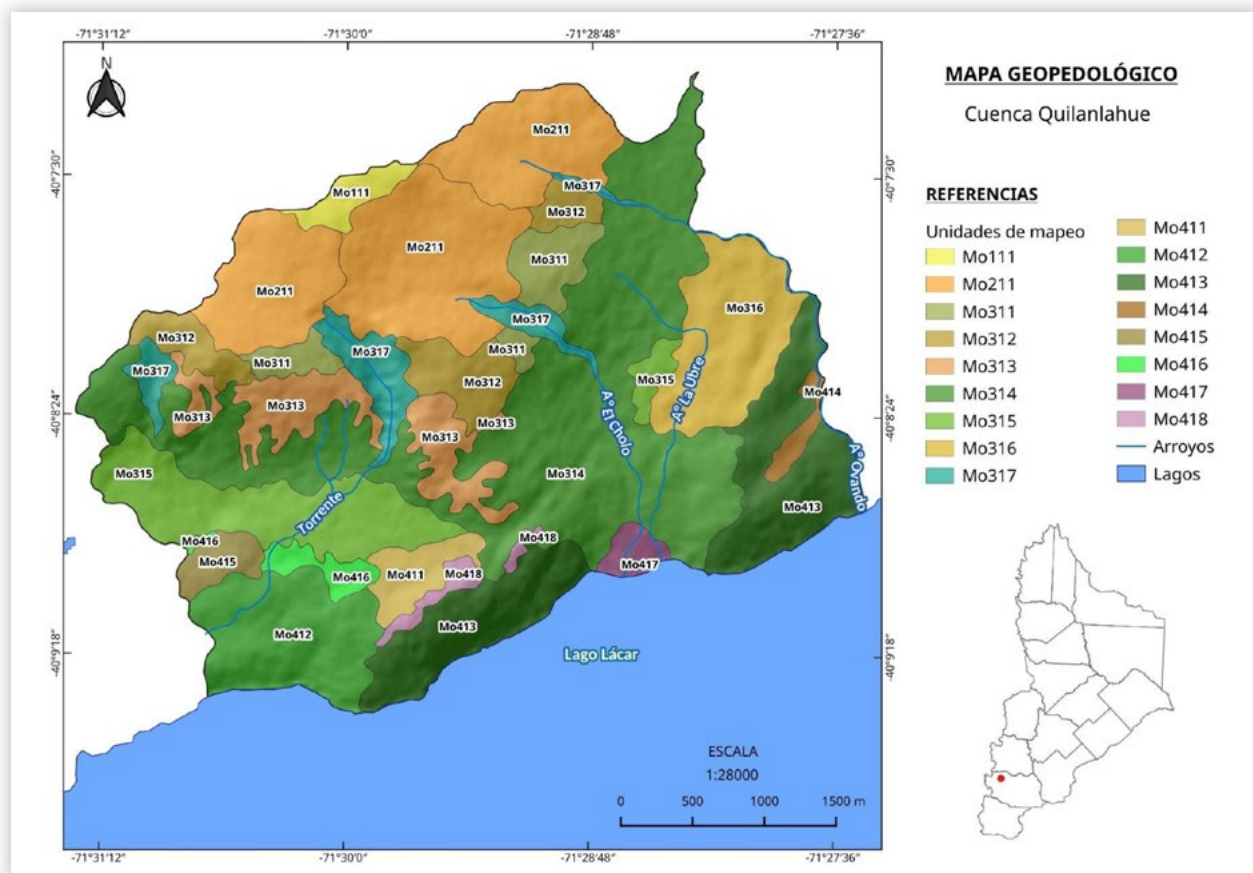


Figura 11. Mapa geopedológico de la cuenca Quilanhue en el suroeste de la provincia del Neuquén, Argentina.

Figure 11. Geopedologic map of the Quilanhue basin in the south-west of Neuquén province, Argentina.

de los suelos, ya que toda el área ha sido cubierta por cenizas volcánicas holocénicas, aportadas por los volcanes andinos. El régimen de humedad de los suelos bien drenados es údico, por lo que no presentan déficit hídrico en ninguna parte del año. En los mallines, donde el drenaje se encuentra impedido, el régimen de humedad es ácuico. El régimen de temperatura es méxico, tal que los suelos poseen una temperatura media anual a 50cm de profundidad superior a los 8°C, pero inferior a 15°C (Ferrer *et al.*, 1991). La vegetación dominante es la del bosque de *Nothofagus*, con tipos forestales puros y mixtos, compuestos por especies latifoliadas deciduas y siempreverdes y un sotobosque dominado por *Chusquea culeou* (caña colihue).

Los suelos identificados y las unidades de mapeo

Los **Udivitrandes húmicos** son los suelos más ampliamente distribuidos en el área. Ocu-

pan el tercio medio e inferior del flanco de la montaña, en: las pendientes inferiores (Mo314, Mo411, Mo412 y Mo413), las morenas (Mo316) los cañadones (Mo317), la terraza estructural (Mo414) y las lomadas (Mo415). Poseen propiedades ándicas manifestadas en su baja densidad aparente ($<0,9 \text{ t m}^{-3}$) y alta retención de fosfatos ($>85\%$). La retención hídrica a 1500 KPa es inferior a 15% en el 60% de los primeros 60cm de suelo, por lo que se les asigna el suborden Vitrandes. Se desarrollan bajo régimen údico (Udivitrandes). Poseen un epipedón mólico o úmbrico, lo que describe al subgrupo húmico. Son suelos profundos a muy profundos con secuencia de horizontes O-A- Bw1-2Bw2. La discontinuidad litológica (2Bw2 entre 80-90cm de profundidad) es debida a la presencia de horizontes de textura más fina (seudolimosa) subyaciendo a horizontes de textura más gruesa (seudolimo-arenoso, seudolimo-

arenoso grueso). Son de color gris muy oscuro a negro en superficie, tornándose pardo amarillento oscuros en profundidad. El horizonte orgánico es de gran espesor (6-12cm); ocasionalmente ausente o es delgado (2 cm), posiblemente debido a menor cobertura vegetal (menor aporte de hojarasca) y a mayor radiación (favoreciendo la descomposición de los restos). La estructura es “fluffy” y grano suelto en superficie, tornándose masiva que rompe a bloques irregulares en profundidad. Son de consistencia muy friable, no adhesivos, no plásticos, débilmente untuosos en superficie y fuertemente untuosos en profundidad. El contenido de carbono orgánico es alto, superando los 20gkg^{-1} en todo el perfil, con mayor acumulación en los horizontes superiores (30-70 gkg^{-1}). La reacción es fuerte a moderadamente ácida en superficie (pH en agua 5,2-5,9), siendo moderada a levemente ácida en profundidad (pH en agua 5,8-6,2). Poseen altos valores de pHNaF a los 2 minutos (9,5-11) en todo el perfil, indicando fuerte alofanización de las cenizas volcánicas.

Los **Udivitrandes húmicos variedad dúrica** se encuentran en las porciones superiores de la cuenca, correspondientes a los tercios superior y medio del flanco de la montaña. Se han descrito en las cuencas de recepción (Mo211) y en las pendientes superiores (Mo311 y Mo312). Poseen características similares a los suelos descritos anteriormente. Son suelos muy profundos. La secuencia de horizontes es O-A-Bw1-Bw2-Bqm-2Bw3. El horizonte Bqm corresponde a un duripán, con cementación por sílice, bajo contenido de carbono orgánico (7gkg^{-1}), de estructura masiva. Dado que este gran grupo no admite el subgrupo dúrico, se le asignó la variedad dúrica (Rossiter 2016, comunicación personal). Se encuentra aproximadamente a 70 cm de profundidad y posee un espesor de 3 a 10cm. Puede presentarse en forma continua o discontinua (límite quebrado).

Los **Udivitrandes tápticos variedad dúrica** son similares a los anteriores, descritos en altitudes intermedias de la cuenca (Mo314). Son suelos muy profundos. La secuencia de horizontes es A-Bw1-Bw2-Bqm-2Ab-2Bwb1-2Bwb2, que cla-

ramente evidencia dos deposiciones sucesivas de cenizas volcánicas. El horizonte 2Ab, enterrado, se encuentra a los 80cm de profundidad, con color más oscuro que los suprayacentes e incremento en el contenido de carbono orgánico, que permite asignarle el subgrupo táptico.

Los **Hapludandes típicos fase pedregosa** son dominantes en la base de la pendiente levemente inclinada (Mo315). Son suelos someros, que presentan una delgada capa de cenizas volcánicas sobreyaciendo al material aluvial, el cual está dominado por clastos subredondeados, que aumentan de diámetro conforme se descende en el perfil. Este material es producto de la acción de un torrente, cuyas nacientes se encuentran en las laderas circundantes. Poseen una secuencia de horizontes A-C-R cuando hay roca dura o A-Cr si hay una transición hacia el manto rocoso continuo, hasta una profundidad de 50 cm. Son de color pardo muy oscuro en superficie, tornándose pardo amarillento oscuro en profundidad. La textura es pseudo-limosa en superficie y pseudolimo-arenosa en profundidad. Presentan una alta gravosidad en todo el perfil. La estructura es en bloques subangulares finos débiles. Son de consistencia muy friable, frágil, untuosos a no untuosos, no adhesivos, no plásticos. Poseen alto contenido de carbono orgánico (80gkg^{-1}) y reacción ácida (pH en agua 5,2). Poseen altos valores de pHNaF a los 2 minutos (9,8), indicando fuerte alofanización de las cenizas volcánicas.

Los **Endoacuandes tápticos** se encuentran confinados a las porciones de la cuenca que presentan un drenaje impedido, como es el caso de los mallines (Mo416). La evolución de estos suelos está signada por la presencia de agua libre en el suelo, la mayor parte del año (suborden Aquandes). En este caso el agua proviene de una capa freática permanente (gran grupo Endoacuandes). Por presentar evidencias de un suelo enterrado se les asigna el subgrupo táptico. La secuencia de horizontes es Ag-Eg-Bg-Ogb-Egb. El sufijo g indica una fuerte gleización desde la superficie (acción del agua durante períodos apreciables de tiempo). Presentan una alternan-

cia de texturas gruesas (en Eg y Egb) y finas (Bg y Ogb), producto de diferentes niveles de oscilación de la freática. Otro rasgo destacable son los colores de baja intensidad, producto de la movilización del hierro ferroso (pérdidas redox) en algunos sectores del perfil y manchas anaranjadas por acumulación de hierro férrico (acumulaciones redox).

Cuenca Mallín Verde

La cuenca Mallín Verde de 4700 ha, está localizada en el sector noroeste de la provincia (36° 54' 24'' - 36° 58' 25'' S y 70° 46' 31'' - 70° 50' 21'' O) (Fig. 12 y Tabla 4). Se encuentra integrada en la Subregión Subhúmeda Montañosa. Esta porción de la Cordillera de los Andes posee un relieve más elevado que la Subregión Húmeda, menores precipitaciones, y consecuentemente una expresión areal más restringida de las formaciones boscosas, predominando la estepa herbácea (Ferrer *et al.*, 1991). En las depresiones domina la estepa grami-

nosa. La altura media de las cumbres supera los 2000 m s.n.m. Las precipitaciones varían entre 750 mm al este y 2000 mm en las proximidades del límite internacional (Arroyo 1980, citado en Ferrer *et al.*, 1991). En la cuenca Mallín Verde la temperatura media anual es de 10,6°C, siendo la media del mes más cálido (enero) de 18,2°C y la del mes más frío de 3°C (julio). Las precipitaciones medias anuales son de 1031 mm, siendo enero el mes más seco (3mm) y julio el más húmedo con 181mm (Dezzotti *et al.*, 2009). El clima general es, entonces, de tipo mediterráneo, con inviernos húmedos y fríos y veranos secos y cálidos. Los suelos del área de estudio poseen un edafoclima xérico. En las áreas en donde el drenaje se encuentra impedido, existe un régimen de humedad ácuico. El régimen de temperatura de los suelos es méxico (Ferrer *et al.*, 1991).

La geología de base corresponde a basaltos y andesitas olivínicos, brechas y aglomerados volcánicos (Ferrer, 1982) los que poseen una cobertura discon-

Tabla 4. Leyenda del mapa geopedológico de la cuenca Mallín Verde en el noroeste de la provincia del Neuquén, Argentina.

Table 4. Legend of the geopedologic map of Mallín Verde basin in the north-west of Neuquén province, Argentina.

Paisaje	Tipo de Relieve	Litología	Forma del Terreno	Unidad de mapeo	Superficie (ha)	Suelos integrantes
Mo Montañas	Mo1 Estribaciones superiores	Mo11 Cubierta discontinua de cenizas volcánicas sobre basaltos y andesitas olivínicos	Ladera de montaña	Mo111	785,4	Vitriixerandes húmicos
			Cuenca de recepción	Mo112	305,8	Vitriixerandes líticos Asomos rocosos
	Mo2 Geoformas de cota intermedia	Mo21 Cubierta discontinua de cenizas volcánicas sobre basaltos y andesitas olivínicos	Cono volcánico	Mo211	530,1	Vitriixerandes típicos fase pedregosa Cubierta detrítica y asomos rocosos
			Colada de lava	Mo212	976,6	Cubierta detrítica y asomos rocosos Vitriixerandes típicos fase pedregosa
			Terraza estructural	Mo213	451,4	Vitriixerandes típicos
			Cubeta	Mo214	97,4	Endoacuandes típicos
			Barranco	Mo215	170,7	Vitriixerandes típicos
	Mo3 Geoformas de cota inferior	Mo31 Cubierta discontinua de cenizas volcánicas sobre basaltos y andesitas olivínicos	Bajada	Mo311	997,5	Vitriixerandes líticos Vitriixerandes típicos
			Pared de cabecera	Mo312	193,7	Vitriixerandes líticos Asomos rocosos
			Fondo de valle	Mo313	172,2	Endoacuandes típicos

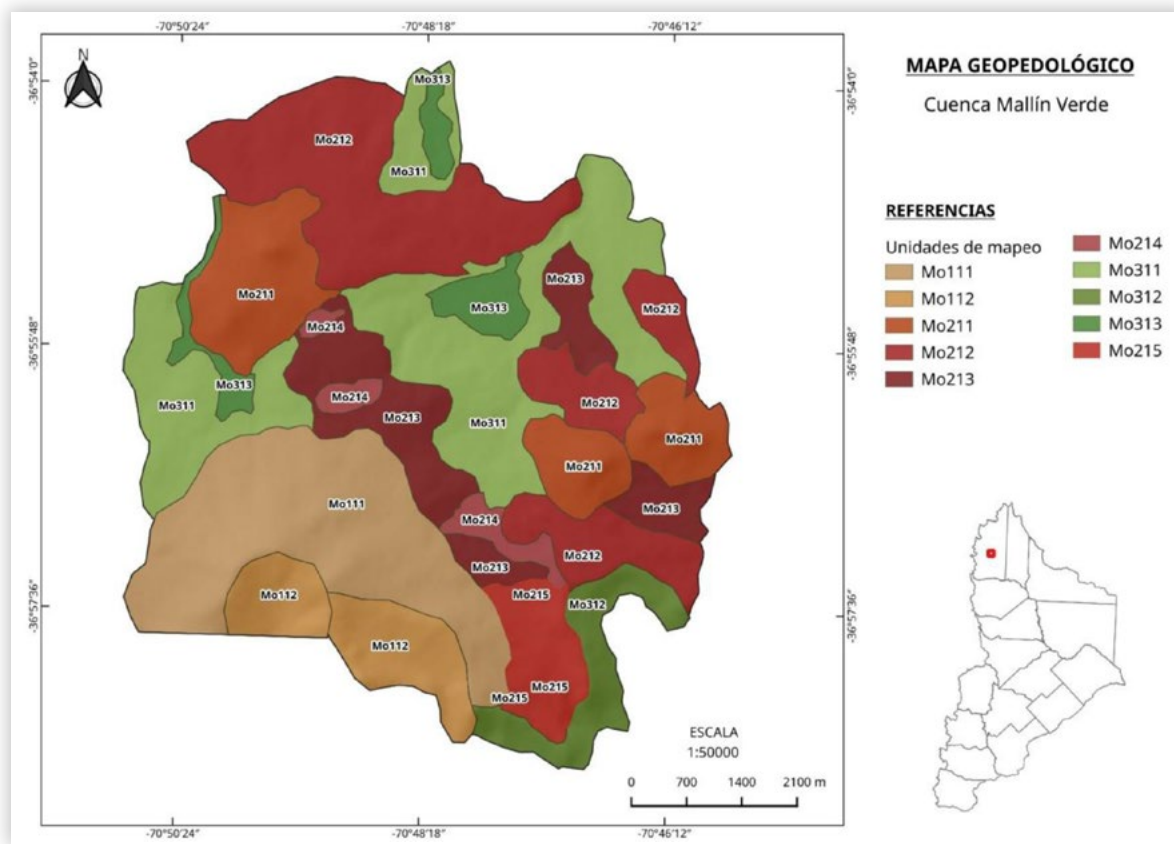


Figura 12. Mapa geopedológico de la cuenca Mallín Verde en el noroeste de la provincia del Neuquén, Argentina.

Figure 12. Geopedologic map of the Mallín Verde basin in the north-west of Neuquén province, Argentina.

tinua de cenizas volcánicas holocénicas. Los rasgos geomorfológicos están genéticamente vinculados a procesos endógenos, estando el área de estudio inserta en un paisaje de coladas modernas, principalmente basálticas (González Díaz & Ferrer, 1991).

Las unidades de mapeo y sus suelos

Los procesos endógenos dominantes están evidenciados por la presencia de conos volcánicos y coladas de lava, los que ocupan una superficie importante (15%) del área de estudio. Por otra parte, el orden de suelos dominante es el de Andisoles, cuyo material de origen son arenas y cenizas volcánicas modernas, provenientes de la actividad de los aparatos volcánicos ubicados en la Cordillera de los Andes ocurrida durante el Holoceno.

El subgrupo dominante es el de **Vitrixerandes típicos**. Son suelos moderadamente profundos a profundos, de color pardo en superficie y pardo

amarillento en el subsuelo, seudolimo arenosos, algo gravosos finos, grano suelto, muy friables. Las raíces exploran el perfil sin dificultad. Están presentes en la terraza estructural (Mo213), en el barranco (Mo215) y arealmente subordinados en la bajada (Mo311). La abundancia de coladas basálticas da lugar a suelos con alta gravosidad y pedregosidad, por lo que esos Vitrixerandes típicos son considerados con fase pedregosa en los conos volcánicos (Mo211) y las coladas de lava (Mo212). Estos suelos poseen una importante limitación en su volumen explorable debido a que a partir de los 10-15cm de profundidad, se tornan muy pedregosos y escombrosos.

Se han reconocido también **Vitrixerandes líticos** en las cuencas de recepción (Mo112), en la bajada (Mo311) y en la pared de cabecera (Mo313).

Los **Vitrixerandes húmicos** se encuentran en la ladera de montaña (Mo111). Son suelos muy

profundos, pardo grisáceo muy oscuros y pardo oscuros en superficie, tornándose pardo amarillentos en el subsuelo. Son pseudolimo arenosos, grano suelto con tendencia a formar bloques débiles en superficie y pseudolimosos en el subsuelo. La consistencia es muy friable y las raíces exploran todo el perfil sin dificultad.

Los **Endoaquandes típicos** son dominantes en la cubeta (Mo214), con abundantes rasgos redoximórficos a partir de los 10 a 35 cm de profundidad.

La **Tabla 5** compara algunas propiedades de los Andisoles reconocidos en ambos estudios geopedológicos, evolucionados bajo régimen údico y xérico.

Tabla 5. Algunas de las propiedades de los Andisoles relevadas en los estudios geopedológicos.

Table 5. Some properties of Andisols obtained in the two geopedologic studies.

Localización	Quilánlahue	Mallín Verde
Clasificación	Udivitránd húmico	Vitrixeránd húmico
Profundidad (cm)	0-50	0-50
pH (pasta)	5,4	5,9
pH (KCl)	4,9	5,4
pH(NaF) 60'	10,9	10,5
Retención de fósforo (%)	86	29
Carbono (g kg ⁻¹)	35	20
Nitrógeno Total (%)	-	0,2
C/N	-	10
Agua retenida a 1500 KPa (%)	12	9
Densidad aparente (t m ⁻³)	0,7	1,2

La aptitud forestal de los suelos derivados de cenizas volcánicas

Los principales requerimientos de las especies forestales utilizadas en Norpatagonia se refieren a características físicas de los suelos. Los suelos profundos con un alto potencial de volumen de suelo explorable por sus raíces (baja pedregosidad y alta profundidad efectiva), bien drenados y con una buena capacidad de conservar agua, son los que han mostrado mayor aptitud para la forestación con coníferas (Frugoni *et al.*,

2016b; 2016c, Frugoni & González Musso, 2017). Estas propiedades físicas son las que mayor significancia presentaron para explicar su productividad. El mayor contenido de materia orgánica contribuye con estas propiedades favorables. Estos aspectos se encuentran fundamentados en diversas investigaciones desarrolladas en la Región (Broquen *et al.*, 1998; Loguercio & Frugoni, 2015). En este marco, las tierras con suelos derivados de cenizas volcánicas se presentan como las de mayor aptitud forestal, dadas las condiciones del “confortable ambiente de vida” que proveen sus propiedades únicas (Shoji & Takahashi, 2003; Ugolini & Dahlgren, 2002).

La mayor parte de las forestaciones se ha realizado en suelos derivados de cenizas volcánicas, que poseen alta potencialidad productiva y que, a causa de sus propiedades únicas, responden a los cambios de uso de manera diferente a lo que podría esperarse en otros tipos de suelos.

Los indicadores edáficos

Ciertas propiedades del suelo de fácil medición y obtención a campo son útiles para cuantificar los cambios que puedan generar las forestaciones con coníferas. El pH, la densidad aparente y la materia orgánica del suelo son tres indicadores que se pueden utilizar para monitorear la calidad del suelo de un sistema forestal. Cada uno de ellos explica una serie de propiedades que están asociadas a sus contenidos o valores.

Existe una serie de procesos en el suelo que son afectados por el pH. Desde el punto de vista químico, se mencionan los tipos de procesos de formación de suelo actuantes; los mecanismos de tamponación, los nutrientes que están solubles, cómo es la descomposición de la materia orgánica, etc. En cuanto a los procesos físicos: estado de dispersión o floculación de arcillas; y respecto a los procesos biológicos: la dinámica de la materia orgánica, el tipo de población actuante y las características del ciclo de nutrientes.

La densidad aparente es una medida indirecta de la porosidad del suelo, ya que su valor considera el volumen que ocupan los sólidos y sus vacíos



(macroporos y microporos). Un incremento en la densidad aparente significará necesariamente una pérdida de ese espacio poroso y consecuentemente una disminución de la capacidad de agua y aire del suelo. Asimismo, la densificación puede generar compactación y mayor resistencia a la penetración por parte de las raíces.

El contenido de materia orgánica del suelo es una medida de su calidad. Se mide sobre la base del contenido de carbono presente en el suelo mineral y en la forma de los diversos compuestos húmicos (ácidos fúlvicos, ácidos húmicos, huminas). La riqueza en humus de un suelo incide en muchas de sus propiedades. Es fuente de energía y de reserva de nutrientes (nitrógeno, azufre, fósforo); contribuye a la resiliencia del sistema suelo-planta. Además, contribuye a la capacidad de intercambio catiónico, mejora el poder de amortiguación, compleja cationes, mejora la disponibilidad de fósforo, reduce la concentración de cationes tóxicos, forma uniones con la fracción mineral, mejora la estabilidad estructural a diferentes niveles jerárquicos, influye en el incremento de la capacidad de retención hídrica y atenúa las variaciones térmicas del suelo.

La biodiversidad del suelo depende directamente del abastecimiento de materia orgánica fresca. Esta biodiversidad varía desde los genes hasta los microorganismos, la fauna y la biodiversidad encima de la tierra. La cantidad de bacterias puede aumentar en forma exponencial, de 10^3 a 10^{12} cuando la materia orgánica es abundante. De hecho, todos los niveles de organización aumentan su población cuando disponen de materia orgánica fresca, principalmente los descomponedores. Las lombrices de tierra, por ejemplo, que contribuyen a la porosidad del suelo y a la formación de estructura, son consideradas indicadores de la calidad del suelo y su número incrementa sensiblemente con el aumento de materia orgánica (FAO, 2002).

Efectos del uso forestal en los suelos derivados de cenizas volcánicas

A continuación, se presenta una reseña de diversas investigaciones realizadas en la región de

Norpatagonia en las que se abordan los efectos que podría generar el cambio de uso de la tierra de vegetación nativa a forestaciones con pino.

Reacción del suelo y ciclo de nutrientes

Distintos grupos de trabajo de la región han investigado sobre la posible acidificación de los suelos a partir de las forestaciones con coníferas exóticas.

En el SO de la provincia del Neuquén se analizó cómo varían la reacción del suelo y la suma de bases en los primeros 5 cm de suelo mineral; considerando que el aporte de materia orgánica ocurre principalmente desde la superficie (hojarasca de pino), es en ese sector del suelo en donde se puede evidenciar una posible alteración de las propiedades. Estudios previos realizados a nivel del perfil no pudieron demostrar variaciones en la reacción del suelo, tanto en el pH en agua como en la acidez de intercambio (Broquen *et al.*, 1995; Candan *et al.*, 2003).

Se estudiaron pares de parcelas en condiciones de sitio equivalentes bajo vegetación nativa y bajo plantaciones de *Pinus ponderosa* (Pino ponderosa). Se discriminaron dos biosecuencias: bosque de *Nothofagus* y ecotono bosque-estepa, ésta con una cobertura dominante de estepa subarborescente graminosa.

En la biosecuencia “bosque”, bajo régimen hídrico údico y suelos muy alofanizados, el pH en agua no varió (diferencia entre las medias de 0,1 puntos), siendo moderadamente ácido; aunque sí hubo una disminución del pH en KCl en 0,2 puntos, que es indicativo de la acidez potencial del suelo. Las bases de intercambio disminuyeron bajo pino, posiblemente debido a que el Al ocupó los sitios de intercambio que liberaron las bases, principalmente el calcio. Este proceso podría explicar la ausencia de un cambio significativo de la acidez de la solución del suelo, que está relacionada con su alto poder tampón, acentuado por el Al y la incorporación permanente de cenizas volcánicas (Broquen *et al.*, 2002).

Por otra parte, en la biosecuencia “ecotono bosque-estepa”, bajo régimen hídrico xérico y suelos

poco alofanizados, se mostró que la acidez de la solución del suelo y la de intercambio aumentaron bajo *P. ponderosa*. La diferencia entre las medias del pH en agua fue de 0,2 puntos y la de pH en KCl de 0,4 puntos. La acidificación se debió al menor poder tampón de los suelos bajo régimen xérico y no significó un cambio en la clase de acidez del suelo, manteniéndose como ligeramente ácidos. El total de bases de cambio no varió bajo *P. ponderosa* con relación a la vegetación de estepa subarborescente gramínea, tendiendo a disminuir el calcio y a incrementar el magnesio bajo *P. ponderosa*, lo que sería un indicio de un cambio en el ciclo de los nutrientes minerales. Dado que bajo *P. ponderosa* no cambiaron la clase de acidez, el total de bases intercambiables y la retención de fósforo, el grado de acidificación de los primeros centímetros del suelo no generaría variaciones relevantes en las condiciones del suelo para la germinación y crecimiento tanto de las especies autóctonas como de futuras forestaciones (Broquen *et al.*, 2005b).

Otros estudios, realizados en una franja paralela a la cordillera de los Andes en el suroeste de la provincia de Neuquén, el oeste de la provincia de Río Negro y el noroeste de la provincia de Chubut, que analizan el efecto hasta los 50 cm, muestran también una leve reducción más atenuada del descenso del pH, en comparación a los resultados obtenidos en los primeros 5 cm. Se analizaron muestras de suelos a dos profundidades (0-25 y 25-50 cm) de 30 plantaciones y sus controles de vegetación nativa (bosques de coihue, de ciprés y estepas). Se halló un pH en agua levemente menor en plantaciones (0,1 puntos) entre los 0 y 25 cm, lo que también indica que el suelo se mantiene en el mismo intervalo de acidez. En los sitios de bosque húmedo hubo una disminución en el contenido de bases de intercambio, siendo el calcio el nutriente que más disminuyó. Además, observaron un aumento en el contenido de fósforo disponible (5 ppm en el control vs 10 ppm en la plantación). Se midió además, una apreciable reserva de fósforo disponible en la hojarasca de pino, lo que indica la importancia de los restos vegetales para el reciclado de este macronutriente (Rusch & Cremona, 2004).

A pesar de la capacidad de los suelos ácidos de fijar el P en formas no disponibles (sobre todo en los Andisoles údicos), la mayor disponibilidad de este nutriente bajo pino es seguramente debida a la infección micorrízica que ocurre en estas especies. Esta simbiosis se encontró en la región también para coníferas nativas (Diehl *et al.*, 2008).

Estructura, densidad aparente, porosidad y compactación

Distintas investigaciones estudiaron el efecto que el cambio del uso de la tierra -vegetación nativa de *Nothofagus* vs forestación con *P. ponderosa*- pueda tener sobre ciertas características morfológicas del suelo. Se observó un cambio de estructura en todos los sitios bajo pino, pasando de granular a masiva. Ese cambio de estructura no significó un cambio en la porosidad total (alrededor de 70% en todos los casos), por lo que tampoco varió la densidad aparente. La distribución de porosidad varió entre ambos tipos de vegetación, siendo menor la macroporosidad y mayor la microporosidad bajo pino. (Broquen *et al.*, 2000).

Complementariamente, las plantaciones densas de pino mostraron una disminución en el porcentaje de macroagregados (39,7% bajo *Nothofagus* y 28,8% bajo pino sin raleo) y un incremento de microagregados. Este efecto fue acompañado por una disminución del contenido de carbono orgánico (70,2 gkg⁻¹ bajo *Nothofagus* y 42,4 gkg⁻¹ bajo pino sin raleo) lo que evidencia el rol de la materia orgánica en la formación de estructura. Las forestaciones raleadas presentaron un incremento de los macroagregados (32%) y una disminución de los microagregados lo que sería un indicio de la recuperación de las condiciones originales y una medida de la capacidad de resiliencia de los suelos alofánicos (Candan *et al.*, 2004, 2009). Otros estudios encontraron evidencias similares en cuanto a la conservación de la densidad aparente con el cambio de uso de la tierra (Rusch & Urquiza, 2006).

Se estudió el efecto de diferentes usos y del paso de maquinaria sobre la resistencia a la penetración, densidad aparente y porosidad total de un Vitrixe-

rand húmico y un Haploxerol vitrándico ubicados en la transición bosque-estepa en el suroeste de Neuquén. Los usos correspondieron a primeras plantaciones de *P. ponderosa* próximas al turno de corta y a ganadería extensiva ovino-caprina. Para determinar posibles cambios producto del paso de maquinaria se evaluó el efecto del paso del tractor hasta 11 veces a cuatro profundidades fijas. El Haploxerol vitrándico presentó una mayor resistencia a la penetración que el Vitrikerand húmico. El Vitrikerand húmico y el Haploxerol vitrándico no presentaron susceptibilidad a la compactación con el tránsito de la maquinaria. De hecho, la resistencia a la penetración disminuyó con el incremento de pasadas de tractor. Este comportamiento particular puede ser explicado por lo que expresan Takenaka & Yasutomi (citados por Maeda *et al.*, 1977), que en los suelos ándicos los cambios por “remoldeo” pueden llegar a un ablandamiento o a un endurecimiento. El caso del ablandamiento ocurriría cuando las unidades estructurales se separan o se rompen exponiendo nuevas superficies, hecho que, según los autores, es usual en estos suelos. El bosque implantado de pino ponderosa tendió a mejorar las condiciones edáficas para el crecimiento de las raíces, siendo este efecto más notable en el Haploxerol vitrándico. La resistencia a la penetración del suelo tendió a disminuir en el sistema bosque implantado con pino ponderosa, sin variaciones de la densidad aparente ni de la porosidad total (Broquen *et al.*, 2004).

Materia orgánica y biodiversidad

En concordancia con lo expresado en la sección anterior en cuanto a la relación entre la pérdida de estructura y la disminución del contenido de materia orgánica, se ha demostrado que existe una tendencia a menores contenidos de carbono orgánico del suelo bajo forestaciones de pino (Lacau, 2003; Candan *et al.*, 2003, 2006, 2009). Estos cambios son máximos cuando la cobertura del dosel es completa y la vegetación del sotobosque ha desaparecido.

Un estudio sobre la biodiversidad del sotobosque (Candan *et al.*, 2006) bajo diferentes intensida-

des de manejo de la forestación, mostró que la biodiversidad es mayor en las formaciones naturales de bosque y estepa. Por otra parte, la apertura del dosel en las forestaciones permitió el incremento en riqueza de especies y equitatividad. Este estudio evidencia que las forestaciones raleadas presentan propiedades edáficas intermedias entre vegetación natural y forestación sin raleo, indicando la capacidad de resiliencia del sistema.

Erosión hídrica y salud del suelo

La erosión del suelo, tanto hídrica como eólica, representa la forma más importante del proceso de degradación del suelo y afecta a más de 1.000 millones de hectáreas en todo el planeta (FAO, 2002). En la región Andino patagónica, las áreas forestadas para producción maderera se encuentran en su mayor parte emplazadas en el ecotono bosque-estepa, donde la desertificación por sobrepastoreo es creciente. Un estudio simuló regionalmente el uso forestal y su efecto sobre la erosión, estimando y comparando la erosión actual en las unidades cartográficas de suelos forestalmente aptas. El control potencial de la erosión por las forestaciones fue evidente en las unidades con vegetación de estepa. Por otra parte, se estimó y comparó a campo la erosión actual y su consecuencia sobre la potencialidad productiva con *P. ponderosa* y con estepa subarborescente graminosa. El espesor del horizonte A fue significativamente mayor bajo pino que bajo estepa (**Fig. 13**). Esto implicó pérdidas de suelo bajo estepa de 136 t ha año, significando una disminución del índice de sitio a los 14 años entre 0,53 m y 0,43 m, lo que provocó una pérdida de potencialidad productiva del ecosistema. La pérdida de suelo bajo estepa respecto a la pérdida bajo forestaciones con pino evidenció el efecto de las mismas sobre el control de la erosión y el mantenimiento de la productividad real (Broquen *et al.*, 2003).

La pérdida de suelo por erosión hídrica significa también una disminución en la calidad del mismo, ya que el horizonte superficial (A) es el más rico en carbono orgánico y es removido por este proceso. Entonces, la conservación

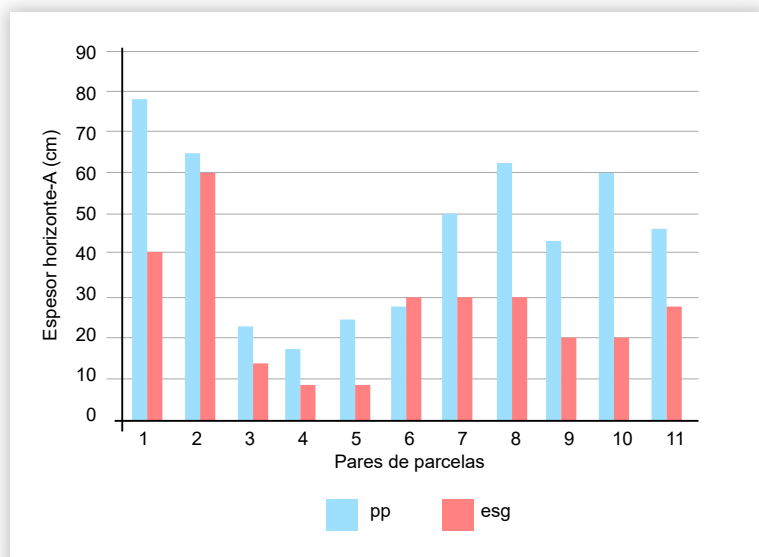


Figura 13. Espesor del horizonte A bajo pino (PP) y bajo estepa (ESG) en 11 pares de parcelas. Cada par se estableció en condiciones fisiográficas similares. Fuente: Broquen et al., 2003.

Figure 13. Thickness of the A horizon under pine (PP) and under steppe (ESG) in 11 pairs of plots. Each pair was located in similar physiographic conditions. Source: Broquen et al., 2003.

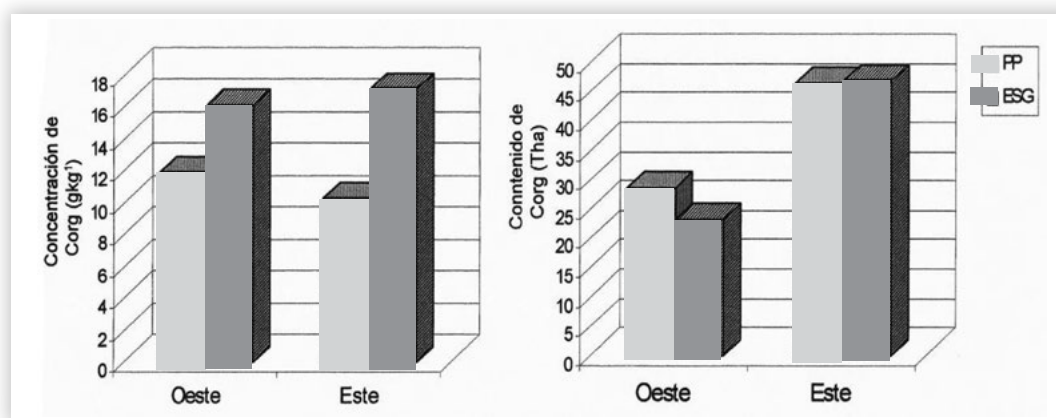


Figura 14. Concentración (g kg^{-1}) y contenido (t ha^{-1}) de carbono orgánico en los horizontes A de los perfiles representativos del extremo oeste y este de la biosecuencia ecotono bosque-estepa. ESG: Estepa; PP: Pino. Fuente: Broquen et al., 2007.

Figure 14. Concentration (g kg^{-1}) and content (t ha^{-1}) of organic carbon in A horizons of representative profiles in the west and east of the forest-steppe ecotone. ESG: Steppe; PP: Pine. Source: Broquen et al., 2007.

del suelo que realiza la forestación es capaz de contrarrestar la disminución en la concentración de carbono orgánico (g kg^{-1}) que provoca el cambio de uso (Fig. 14). Se ha demostrado que la protección ejercida por las plantaciones ha evitado una pérdida de carbono almacenado en el suelo de al menos $1,5 \text{ t ha}^{-1} \text{ año}$ (Broquen et al., 2007).

CONSIDERACIONES FINALES

Los suelos derivados de cenizas volcánicas, aunque muestran una distribución acotada a nivel

regional, en la provincia del Neuquén y en buena parte de Norpatagonia, poseen una relevancia particular. Son capaces de soportar y nutrir a las densas masas del bosque andino patagónico y muestran una gran potencialidad productiva para la forestación en secano en las áreas de ecotono bosque-estepa.

Las sucesivas deposiciones de cenizas volcánicas, que siguen ocurriendo en la actualidad, han permitido el desarrollo de suelos profundos, friables, con alta capacidad de agua y aire, ricos en materia orgánica, lo que proporciona a las plantas

un amplio volumen explorable sin limitaciones y gran potencialidad productiva.

Las propiedades únicas descritas en este capítulo hacen de los suelos derivados de cenizas volcánicas sistemas resistentes a ciertos impactos causados por el uso y resilientes frente a otros. Los indicadores edáficos estudiados pueden ser útiles para monitorear en el futuro los efectos frente al cambio de uso de la tierra, incorporando a los mismos en sistemas de buenas prácticas forestales.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean agradecer a todas las empresas e instituciones que facilitaron el desarrollo de las investigaciones recopiladas en este capítulo. En particular a: *Estancia Quechuquina, Estancia Chapelco, Estancia Cerro Los Pinos, Estancia Collunco, Estancia Mamuil Malal, CORFONE S.A., YPF S.A., Administración de Parques Nacionales*. Los trabajos fueron realizados en el marco de Proyectos de Investigación subsidiados por la Universidad Nacional del Comahue, Argentina.

BIBLIOGRAFÍA

- ASF DAAC 2019, ALOS PALSAR Radiometric Terrain Corrected. Descarga a través de ASFDAAC.
- Apcarian, P & J Irisarri. 1993. Caracterización mineralógica de suelos desarrollados sobre cenizas volcánicas en las provincias de Neuquén y Río Negro (RA). Actas XX Jornadas de Vulcanología Medio Ambiente y Defensa Civil. Zapala. Neuquén. 16 p.
- Besoain E. 1985. Mineralogía de arcillas de suelos. IICA Costa Rica. 1203 p.
- Broquen, P; J. Girardin; MC Frugoni. 1995. Evaluación de algunas propiedades de suelos derivados de cenizas volcánicas asociadas a forestaciones con coníferas exóticas. *Bosque* 16(2): 69-79.
- Broquen, P; JL Girardin; G Falbo & O Álvarez. 1998. Modelos predictores de Índice de Sitio en *Pinus ponderosa* Dougl. en base a características del suelo andino-patagónico oriental 37° 41' S. República Argentina. *Bosque* 19(1): 71-79.
- Broquen, P; G Falbo; MC Frugoni; J Girardin; M Guido & P Martinese. 2000. Estructura y porosidad en andisoles con vegetación natural y con plantaciones de *Pinus ponderosa* Dougl. en el sudoeste de Neuquén, Argentina. *Bosque* 21(1): 25-36.
- Broquen, P; F Candan; G Falbo; JL Girardin & A Apcarián. 2002. Efecto del *Pinus ponderosa* Dougl. sobre la reacción del suelo en el Sudoeste del Neuquén, Argentina. *Bosque* 23(1): 47-59.
- Broquen, P; G Falbo; A Apcarián; F Candan; J Girardin & V Pellegrini. 2003. Relaciones entre las forestaciones, la erosión del suelo y la potencialidad productiva en la transición bosque-estepa (Andinopatagonia, Argentina). *Invest. Agrar.: Sist. Recur. For.* 12 (2): 99-110.
- Broquen, P; G Falbo; F Candan; V Pellegrini & JL Girardin. 2004. Resistencia a la penetración de un humic vitrixerand y un vitrandic haploxeroll con diferentes usos. *Agro Sur* 32 (1): 16-27.
- Broquen, P; JC Lobartini; F Candan & G Falbo. 2005a. Allophane, aluminum and organic matter accumulation across a bioclimatic sequence of volcanic ash soils of Argentina. *Geoderma* 129 (2005) 167-177.
- Broquen, P; F Candan; G Falbo; JL Girardin & V Pellegrini. 2005b. Impacto del *Pinus ponderosa* sobre la acidificación de los suelos de la transición bosque-estepa, SO del Neuquén, Argentina. *Bosque* 26(3): 63-74.
- Broquen, P; F Candan & JL Girardin. 2007. Síntomas de recuperación de suelos ándicos degradados relacionados con forestaciones de Pino ponderosa. Reunión sobre Forestación en la Patagonia. *Ecoforestar*. Esquel, Chubut (Argentina). 230-234 p.
- Candan, F; P Broquen & G Falbo. 2003. Propiedades químicas de un Vitrixerand húmico y un Haploxerol vitrándico bajo pino ponderosa y estepa (SO Neuquén). *Revista de Investigaciones Agropecuarias* 32(1): 71-88.
- Candan, F; P Broquen; V Pellegrini & G Falbo. 2004. Estabilidad de la estructura de suelos ándicos bajo diferentes usos. En: XIX Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo. Resumen p. 269. Trabajo publicado en CD ROM 11 p.
- Candan, F; P Broquen & V. Pellegrini. 2006. Cambios en el sotobosque asociados al reemplazo de la vegetación natural por *Pinus ponderosa* Dougl. con diferentes manejos (SO de Neuquén, Argentina) *Invest. Agrar., Sist. Recur. For.* 15(1): 50-65.
- Candan, F & P Broquen. 2009. Aggregate stability and related properties in NW Patagonian Andisols. *Geoderma* 154: 42-47.

Los suelos derivados de cenizas volcánicas en la provincia del Neuquén, Argentina

- Colmet-Daage, F; A Marcolin; C Lopez; M Lanciotti; J Ayesa; D Bran; E Andenmatten; P Broquen; JL Girardin; G Cortes; J. Irisarri; E Besoain; G Sadzawka; S Sepulveda; S Massaro; P Millot & P Bouleau. 1988. Características de los suelos derivados de cenizas volcánicas de la cordillera y precordillera del norte de la Patagonia. INTA- ORSTOM. S. C. Bariloche, Argentina. 39 p.
- Copernicus SENTINEL data. 2019. Imagen Sentinel 2A. <https://scihub.copernicus.eu/>
- Dezzotti, A; R Sbrancia; C Dufilho & C Frugoni & otros. 2009. Diseño ecosistémico de un proyecto forestal basado en una plantación en el norte de la Patagonia andina argentina. XIII Congreso Forestal Mundial (Buenos Aires).
- Diehl, P; MJ Mazzarino & S Fontenla. 2008. Plant limiting nutrients in Andean-Patagonian woody species: Effects of interannual rainfall variation, soil fertility and mycorrhizal infection. *Forest Ecology and Management* 255(7): 2973-2980.
- FAO, 2002. Captura de carbono en los suelos para un mejor manejo de la tierra. Informes sobre recursos mundiales de suelos 96. FAO Roma. 64 p.
- Ferrer, JA. 1982. Geología. En: Estudio Regional de Suelos de la Provincia del Neuquén. Plano N° 2. C.F.I. - COPADE.
- Ferrer, JA; JA Irisarri & JM Mendía. 1991. Síntesis de los factores del medio geográfico y de las propiedades de los suelos. En: Estudio Regional de Suelos de la Provincia del Neuquén. Vol 1 Tomo 2. C.F.I. – COPADE.
- Frugoni, MC; AL Rabino & L Chauchard. 2003. Proyecto de Investigación “Controles medioambientales del crecimiento y distribución del bosque de *Nothofagus*”. Informe Final. Inédito.
- Frugoni, MC. 2004. Estimación del contenido de humedad basada en las texturas descriptas a campo en andisoles bajo régimen údico (Norpatagonia, Argentina). XIX Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo. Asociación Argentina de la Ciencia del Suelo. Argentina. 6p.
- Frugoni, MC; A Rabino; L Chauchard & D Zapiola. 2016a. Relaciones espaciales suelo-vegetación en un bosque de la Patagonia andina. Memorias del XXI Congreso Latinoamericano de la Ciencia del Suelo, 500-506 p. Quito, Ecuador.
- Frugoni, MC; A Dezzotti; A Medina; R Sbrancia & A Mortoro. 2016b. Design and evaluation of an afforestation project based on geopedologic and ecologic information in North-western Patagonia, Argentina. Chapter 30. pp 489-504. En: Geopedology. An Integration of Geomorphology and Pedology for Soil and Landscape Studies. Eds: JA Zinck; G Metternich; G Bocco, & HF del Valle. Springer.
- Frugoni, MC; RF González Musso; G Falbo & D Zapiola. 2016c. La Geopedología como base para zonificar la aptitud forestal en una cuenca del noroeste de la Patagonia Argentina. *Boletín Geográfico* Año XXXVII 38, 29-48 pp Departamento Geografía. Universidad Nacional del Comahue. Neuquén. ISSN 0326-1735.
- Frugoni, MC & RF González Musso. 2017. Relaciones suelo-paisaje y zonificación de aptitud forestal en la Norpatagonia argentina. Actas del XX Congreso Geológico Argentino. Simposio 14: Pedogénesis y cartografía de suelos como herramientas para la planificación sustentable 33-39 p. San Miguel de Tucumán. Argentina.
- González Díaz, E & JA Ferrer. 1991. Geomorfología. En: Estudio Regional de Suelos de la Provincia del Neuquén. Plano N° 6. C.F.I. - COPADE.
- Holmgren, G. 1967. A rapid citrate-dithionite extractable iron procedure. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 31: 210-211.
- Laclau, P. 2003. Biomass and carbon sequestration of ponderosa pine plantations and native cypress forests in northwest Patagonia. *Forest Ecology and Management* 180: 317-333.
- Loguercio, G & MC Frugoni. 2015. La Calidad de sitio. Manual de Buenas Prácticas para el Manejo de Plantaciones Forestales en el Noroeste de Patagonia. Eds: L Chauchard; MC Frugoni & C Nowak. Buenos Aires. Cap 7. 141-164p.
- Maeda, T; A Takenaka & BP Warketin. 1977. Physical properties of allophane soils. *Adv. Agron.* (29): 229-264.
- Mizota, C & LP Van Reeuwijk. 1989. Clay mineralogy and chemistry of soils formed in volcanic material in diverse climatic regions. Soil Monograph 2. ISRIC. The Netherlands.
- Nanzzyo, M. 2002. Unique properties of volcanic ash soils. *Global Environmental Research* 6 (2): 83-97.
- QGIS Development Team. 2019. QGIS Geographic Information System. Open Source Geospatial Foundation Project. <http://www.qgis.org/>
- Rusch, V & MV Cremona. 2004. Factores críticos de las plantaciones forestales: Nutrientes y plantaciones. (PIA 08/04 y proyecto INTA). Inédito.

- Rusch, V & M Urquiza. 2006. Variables del suelo como indicadores de manejo forestal sustentable: el caso de las plantaciones de *Pinus ponderosa* en el NO de la Patagonia Argentina. Inédito.
- Shoji, S; M Nanzyo & R Dahlgren. 1993. Volcanic ash soils. Genesis. Properties and utilization. Dev. En: Soil Sci. 21. Elsevier. Amsterdam. 288 p.
- Shoji, S & T Takahashi. 2003. Environmental and Agricultural Significance of Volcanic Ash Soils. *Global Environmental Research* 6: 113-135
- Soil Survey Staff. 2014. Keys to Soil Taxonomy. USDA. NRCS. 12th Edition.
- Ugolini, FC & Dahlgren RA 2002. Soil development in volcanic ash. *Global Env. Res.* 6: 69-81.
- Wada, K. 1985. Distinctive properties of Andosols. Stewrd B.A. Advances in Soil Sci., vol 2. Springer, New York, p 175-229.
- Zapiola, D & MC Frugoni. 2004. Relación entre el pH en Fluoruro de Sodio y la ubicación en Longitud en Andisoles bajo régimen údico. (Norpatagonia, Argentina). XIX Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo. Asociación Argentina de la Ciencia del Suelo. Resumen expandido en CDRom 8p.
- Zinck, JA; G Metternicht; G Bocco & HF Del Valle (Eds.) 2016. Geopedology. An Integration of Geomorpholgy and Pedology for Soil and Landscape Studies. Springer.

Suelos volcánicos de la provincia del Chubut

Ludmila A. La Manna¹⁻² - Carlos G. Buduba¹⁻³ - Jorge A. Irisarri⁴

¹ Centro de Estudios Ambientales Integrados, Facultad de Ingeniería,
Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco

² CONICET

³ EEAf INTA Esquel

⁴ Universidad Nacional del Comahue

Autor de contacto: llamanna@unpata.edu.ar

Resumen

Los suelos volcánicos de la provincia del Chubut evidencian cambios oeste-este en el régimen de humedad edáfico (údico-xérico) y en la génesis de arcillas (alofano-imogolita-haloisita), generando un gradiente Andisoles-Molisoles ándicos-Molisoles. Existe una gran variabilidad edáfica a pequeña escala, relacionada con la posición en el paisaje, la profundidad y granulometría de los depósitos volcánicos y las características del material subyacente (*i.e.*, rocas, depósitos glaciares, coluviales o aluviales). Si bien predominan suelos profundos y bien drenados, son frecuentes las limitantes en profundidad y/o drenaje.

Las cenizas de los suelos de la provincia son de naturaleza mesosilícica. Los perfiles volcánicos, típicamente sueltos, muestran secuencias A/Bw/C o A/AC/C. Predominan las texturas medias y gruesas (franco limosas a areno francas); los suelos son porosos (densidad aparente $< 0,9 \text{ g cm}^{-3}$) y con alta capacidad de retención de agua. Los contenidos de materia orgánica (MO) son altos, y varían de acuerdo al régimen de humedad (údico: MO $> 15\%$; xérico: MO = 5-12%) y al uso de la tierra. Los suelos alofánicos presentan pH ligeramente ácido, altos valores de CIC ($> 100 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$) y nutrientes (N, Mg, Ca), y bajos valores de P disponible, debido a la alta retención de aniones. Hacia el este, donde la arcilla predominante es haloisita, disminuyen la MO y la CIC y los pH se incrementan. Los suelos volcánicos de Chubut, que sostienen la actividad forestal de la provincia y gran parte de la actividad agrícola ganadera, son extremadamente erosionables cuando pierden la cobertura vegetal.

Palabras clave

Ceniza; pumita; alofano; Andisol; Patagonia; erosión.

Volcanic soils of Chubut province, Patagonia, Argentina

Extended abstract

The edaphic-bio-climatic gradient, typical from Patagonian Andean Region, can also be noticed in Chubut province, where mean annual precipitation varies from 3,000 to 300 mm along ca. 90 km. Volcanic soils, from holocenic ashes and pumicites, show west-east changes in soil moisture regime (udic - xeric - aridic) and in clay genesis (allophane - imogolite - halloysite), developing a soil gradient: Andisols - Andic Mollisols - Mollisols. At a detailed scale, a great edaphic variability exists, associated with the position in the landscape, the depth and granulometry of the volcanic ashes and the characteristics of the subjacent material. Since ashes are distributed by western winds, topography (*i.e.*, aspect, slope degree, convexity) controls the depth of the deposits, and thus, the effective depth for downward roots to develop. Although moderately deep and well-drained soils predominate, limitations in depth and or drainage are common. These limitations are given by the material on which the ash has been deposited: rocks carved by the glaciers, glacialfluvial, glacialacustrine, colluvial or alluvial deposits. For example, in profiles where ash is intermingled with alluvial materials, or where ash is

on a clayey glacial deposit, it is common to find redoximorphic features near to the surface. On the other hand, profiles on steep slopes where ash was deposited on andesite rock, usually are shallow soils.

Volcanic ashes in Chubut province are of mesosilicic nature, with dominance of slightly altered volcanic glass. Mineralogical studies show slightly weathered ashes and periodic additions of fresh ashes in the soils. Volcanic profiles, light and easily excavated, show a scarce horizons development and A/Bw/C or A/AC/C are the most common sequences. Soil colours correspond to 10YR hue; A horizons are dark toward the west, with value and chroma lower than 3 and 2, respectively, becoming lighter towards the east. A horizons are usually granular structured and subsurface horizons are non-structured (*i.e.*, massive or loose). Although soil textures can widely vary in short distances, medium and coarse textures dominate (silty loam to loamy sand).

As usual in Andisols, given their large surface area and the stable aggregation between organic matter and non-crystalline minerals, soils result in high porosity and low bulk densities ($< 0.9 \text{ g cm}^{-3}$). Soils also show high water retention capacity, which varies according to texture and dominant clays, showing silty loam allophanic soils the highest values.

Soils under udic moisture regime show high soil chemical fertility, with high organic matter contents ($> 15\%$), moderately to slightly acid H_2O pH, KCl pH values near to H_2O pH, high cation exchange capacity ($> 100 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$) and appropriate levels of nutrients (N, Mg, Ca). Only P levels are low, due to the high anions retention, typical of these soils. Towards the east, organic matter contents and cation exchange capacity diminish, while pH and exchangeable cations increase. Under the xeric moisture regime, organic matter contents vary conditioned by land use, reaching values ca. 12% in preserved native forests, and ca. 6% in rangelands and exotic conifers plantations. In the semiarid sector, with steppe vegetation and where soil moisture regime corresponds to a xeric-aridic transition, volcanic deposits are restricted to certain positions in the landscape, highly protected from the winds. In this eastern limit of volcanic soils distribution, the dominant clays are crystalline (*i.e.*, halloysite), organic matter contents diminish (ca. 2%) and pH is slightly alkaline.

The volcanic soils from Chubut are extremely erodible when they lose the vegetation cover. In the subhumid sector (*i.e.*, xeric moisture regime), based on isotopic techniques, erosion rates as high as $30 \text{ m}^3 \text{ ha}^{-1} \text{ year}^{-1}$ are found. Since organic matter and mineral fraction are stably combined in volcanic soils, erosion does not involve individual particles, but rather highly stable microaggregates, enriched in fine particles. These volcanic, fertile and erodible soils support the forest activity in Chubut Province, and much of crops and cattle, thereby, land management should have special emphasis on soil conservation.

Key words | Ash; pumite; allophane; Andisols; erosion; Argentina.

UN POCO DE HISTORIA...

A lo largo de la Cordillera de los Andes se hallan numerosos volcanes, muchos de ellos aún hoy en actividad, vinculados a la dinámica de las placas litosféricas Sudamericana y Nazca. El material emitido por estos volcanes fue y es traído por los vientos, predominantemente del oeste, hacia la Argentina. Así, un manto de cenizas y arenas volcánicas ha cubierto el paisaje, luego de la retirada de los glaciares, y constituye el material original

predominante de los suelos de la Región Andino Patagónica (Apcarian & Irisarri, 1993). La influencia de la ceniza en los suelos va mucho más allá de la angosta región andina, tal como pudo verse en la reciente erupción del volcán Chaitén (Buduba *et al.*, 2008).

Dada la gran superficie específica de la ceniza volcánica, los procesos edafogenéticos pueden desarrollarse en un tiempo relativamente corto, de unas pocas centenas a miles de años, de acuerdo

a las condiciones ambientales y la naturaleza química de las tefras (Shoji *et al.*, 1993). Así, los suelos volcánicos que encontramos en la Región Andino Patagónica se desarrollaron a partir de cenizas holocénicas, con tan sólo unos 10.000 años de antigüedad (Auer, 1950). Todo vestigio anterior de suelos fue borrado por el accionar de los glaciares. Los materiales piroclásticos (*i.e.*, capas de ceniza, lapilli y pumita) se depositaron sobre el paisaje que dibujaron los glaciares, y forman una capa más o menos uniforme, ya sea sobre rocas labradas por los glaciares, depósitos glacifluviales, glacialacustres, coluviales en zonas de laderas o fluviales en los valles (Colmet-Daage *et al.*, 1988).

El material volcánico es un “tesoro” en esta región, caracterizada por un clima mediterráneo, pues, la increíble capacidad de los suelos volcánicos para cargarse de agua en la época de lluvias (otoño-invierno) y liberarla cuando las plantas la necesitan (época de crecimiento: primavera-verano) permite el desarrollo del Bosque Andino Patagónico y las producciones agroforestales en secano. Si los suelos no fueran de origen volcánico, el paisaje y la vegetación de la cordillera serían muy diferentes. El edafólogo José Ferrer describió la presencia del bosque en la Región Andino Patagónica como un “*endemismo pedológico*” (Ferrer, 1998).

Dadas sus extraordinarias propiedades, los Andisoles, principal Orden de suelos desarrollado a partir de ceniza volcánica, si bien representan sólo el 1% de la superficie del planeta, sostienen cerca

del 10% de la población mundial, y un importante uso agrícola ganadero (Ping, 2000). En la provincia del Chubut, los suelos volcánicos no sólo sostienen la actividad forestal de la provincia, tanto el bosque natural como implantado y los servicios ecosistémicos asociados, sino también la mayor parte de la producción ganadera bovina, y cultivos intensivos y extensivos.

GRADIENTE EDAFO-BIO-CLIMÁTICO

La cordillera de los Andes conforma una barrera que ocasiona la elevación de las masas de nubes provenientes del Pacífico, generando precipitaciones abundantes en el límite con Chile, las cuales disminuyen abruptamente hacia el este. En el oeste de la provincia del Chubut, las precipitaciones medias anuales varían desde 3.000 a 300 mm en una distancia menor a 90 km (**Fig. 1**). Este gradiente de precipitación es irregular y tiene variaciones locales, relacionadas con la orografía y la existencia de valles transversales a la cordillera. Hacia el sur de la provincia, los valores máximos de precipitación disminuyen, y no superan los 1.200 mm anuales (**Fig. 1**). En ese sector, es menor también la preponderancia de suelos volcánicos. La **Fig. 2**, extraída del Mapa de Suelos de Argentina (Cruzate *et al.*, 2007), destaca en color verde aquellas asociaciones de suelos del Chubut donde en primer, segundo o tercer Orden de suelo predominante aparecen los Andepts (Soil Survey Staff, 1975), cuando aún no era considerado el Orden Andisols.

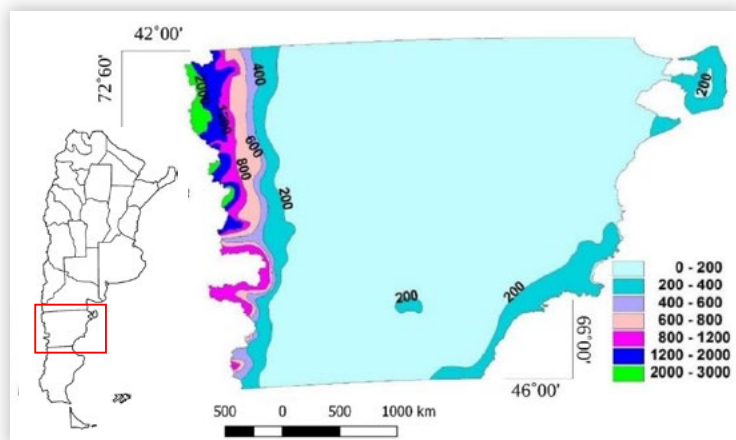


Figura 1. Mapa de precipitaciones medias anuales de la provincia del Chubut. Digitalizado por INTA. Fuente: Barros *et al.* (1979).

Figure 1. Mean annual precipitations in Chubut province. Digitized by INTA. Source: Barros *et al.* (1979).

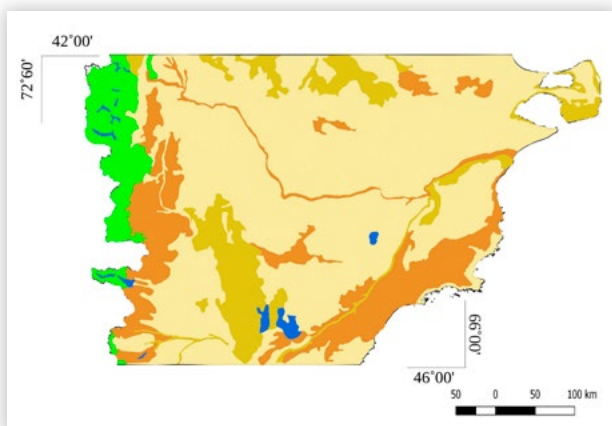


Figura 2. Suelos de la provincia del Chubut: ■ Área donde predominan suelos de origen volcánico; Área con predominancia de otros materiales originales: ■ Aridisoles; ■ Entisoles; ■ Molisoles. Extraído de Mapa de suelos de Argentina SAGyP – INTA (Cruzate *et al.*, 2007).

Figure 2. Soils of Chubut province: ■ Area where volcanic ash is the main parent material; Soils with other parent materials: ■ Aridisols; ■ Entisols; ■ Mollisols. Source: Mapa de suelos de Argentina SAGPyA - INTA (Cruzate *et al.*, 2007).

Los vientos del oeste determinan también la distribución de las cenizas. Las variaciones en el relieve, con laderas protegidas (orientación este), laderas expuestas a los vientos (orientación oeste), pendientes abruptas o someras, depresiones, convexidades, condicionan la profundidad de los depósitos, y así, la profundidad de los “suelos de ceniza” (Colmet-Daage *et al.*, 1995).

El gradiente pluviométrico influye en los procesos de pedogénesis, pues las condiciones esenciales para la formación de alofano (*i.e.*, mineral no cristalino) a partir de la ceniza volcánica, incluyen la presencia de sílice (Si) y aluminio (Al) en la solución del suelo, y la posibilidad de co-precipitación. Estas condiciones están fuertemente determinadas por el lavado del suelo, el ciclo del carbono y el pH, factores que a su vez están influenciados por las precipitaciones, el drenaje, la composición del material parental y el aporte de materia orgánica (Parfitt *et al.*, 1984; Dahlgren *et al.*, 2004). Así, el gradiente pluviométrico oeste-este, asociado a un gradiente de vegetación (bosque-ecotono-estepa), altera también el desarrollo de los suelos (Andisoles-Molisoles ándicos-Molisoles) (Colmet-Daage *et al.*, 1988), conformando un gradiente edafo-bio-climático.

En los ambientes más húmedos, con mayor lixiviación, se forma alofano (Parfitt *et al.*, 1984), sustancia no cristalina, fuertemente hidratada, porosa, con gran superficie específica y capacidad de retención hídrica. Hacia el ecotono, la ceniza volcánica deriva en imogolita (Colmet-Daage

et al., 1988), un aluminosilicato no cristalino con fuerte afinidad por el agua y moléculas orgánicas, aunque menor a la del alofano (Besoain, 1985). En estos ambientes xéricos, si el suelo es sometido a desecación, la imogolita puede deshidratarse hacia arcillas cristalinas, como la haloisita, un aluminosilicato 1:1 (Besoain, 1985; Parfitt & Wilson, 1985).

El gradiente edafoclimático evidenciado en la Región Andino Patagónica, tiene su correlato en Chubut. Relevamientos y mapeos de suelos realizados en distintos sectores del centro-norte de la provincia del Chubut (Laya 1969a, 1969b; Vallerrini & Marcolín, 1976; López *et al.*, 1992; Colmet-Daage *et al.*, 1993, 1995; Irisarri *et al.*, 1995, 2000; La Manna *et al.*, 2007, 2008), permiten distinguir cuatro zonas con diferencias edafoclimáticas, cuyo material parental preponderante es la ceniza o la arena volcánica (**Fig. 3**):

- Zona húmeda: con precipitaciones superiores a los 1.000 mm. Suelos con nulo o escaso déficit hídrico (régimen de humedad údico).
- Transición Zona húmeda - subhúmeda: con precipitaciones *ca.* 800-1.000 mm (régimen de humedad údico o xérico).
- Zona subhúmeda: con precipitaciones *ca.* 500-800 mm. Suelos con déficit hídrico estival (régimen de humedad xérico).
- Zona semiárida: con precipitaciones menores a 500 mm. Suelos con déficit hídrico estival (Transición régimen de humedad xérico-árido).



Figura 3. Gradiente edafoclimático en la provincia del Chubut. Se indican los grupos taxonómicos presentes en cada zona. Fotos de L. La Manna, D. Berwin & J. Rogel.

Figure 3. Edaphoclimatic gradient in Chubut province. Taxonomic groups found in each area are shown. Photos by L. La Manna, D. Berwin & J. Rogel.

El criterio diagnóstico para definir propiedades ándicas está dado por el contenido de aluminio (Al) y hierro (Fe) extraídos con oxalato de amonio ($\text{Al}_0 + \frac{1}{2} \text{Fe}_0$), la retención de fosfatos, la densidad aparente y el contenido de materia orgánica (Soil Survey Staff, 2014). El oxalato de amonio en medio ácido permite extraer todos los componentes “Al activo” y “Fe activo” y el Si asociado; esto incluye el alofano, la imogolita y los complejos húmicos (Fe-humus y Al-humus) (Mizota & van Reeuijk, 1989). A diferencia de lo que ocurre en otras áreas volcánicas, en los suelos volcánicos de Chubut, el Al no se encuentra estabilizado en forma de complejos Al-humus, y los componentes activos son fundamentalmente el alofano y la imogolita (Colmet-Daage *et al.*, 1993). Los compuestos de Al y Fe activo pueden ser también estimados haciendo reaccionar el suelo con una solución de fluoruro de sodio (NaF). Dada la capacidad de los suelos para retener aniones, la adsorción del F^- libera OH^- a la solución, incrementando así el pH (Fieldes & Perrott, 1966). Estudios realizados en Chubut, que abarcaron estudios mineralógicos y análisis químicos, incluyendo la valoración de la

relación ($\text{Al}_0 + \frac{1}{2} \text{Fe}_0$) y la retención de fosfatos, demostraron que el pH NaF es un excelente indicador de la evolución de los suelos volcánicos (Colmet-Daage *et al.*, 1993, 1995), y la mayoría de los estudios edáficos de la provincia utilizan el pH NaF como indicador del grado de *alofanización*. Si el pH NaF medido a los 2' es mayor a ~9,2 indica la presencia de alofano, si sólo el pH NaF medido a los 60' resulta mayor a ~9,2 indica la presencia de imogolita; valores inferiores a 9,2 sugieren la presencia de haloisita, mineral cristalino (Irisarri, 2000). Así, si bien en la mayoría de los estudios no se han realizado la totalidad de las determinaciones analíticas que exige la Taxonomía de Suelos, los análisis realizados permiten una aproximación certera a la clasificación de los suelos.

El material original de estos suelos corresponde a cenizas volcánicas holocénicas no consolidadas, con tamaños menores a 2 mm, o bien a materiales volcánicos más gruesos (pumita o lapilli; 2-64 mm) (Schoeneberger *et al.*, 1998). Cuando el peso específico del material volcánico resulta inferior a 1, recibe el nombre de pumita (Schoeneberger *et al.*, 1998).

SUELOS VOLCÁNICOS DEL CHUBUT

A. Zona húmeda. Suelos con régimen de humedad údico.

El oeste de la Región Andino Patagónica de Chubut, corresponde a un paisaje montañoso, modelado principalmente por la acción glacial (ver Fig. 3). La ceniza volcánica constituye un manto relativamente homogéneo sobre el paisaje, y únicamente en las cimas de las montañas, con asomos rocosos y pendientes escarpadas, la ceniza no se ha conservado. La profundidad de los suelos varía fundamentalmente en función de la protección del material volcánico. En exposiciones protegidas (i.e., este) o en microrrelieves resguardados, el depósito volcánico es de mayor espesor, determinando suelos profundos. Por el contrario, en sectores donde domina la orientación oeste, laderas expuestas al viento, los suelos son menos profundos.

El régimen de humedad údico está estrechamente relacionado con la presencia de alofano y su capacidad de retener el agua en la época de lluvias y liberarla ante el requerimiento de la vegetación (época de crecimiento, coincidente con la época seca).

En las zonas de faldeos, tanto con pendientes inclinadas (5-30%), como escarpadas (>30%), los suelos se desarrollaron a partir de ceniza o pumita, y presentan buen drenaje. La vegetación dominante corresponde a bosques densos de especies de *Nothofagus* y/o *Austrocedrus chilensis* (D. Don) Pic. Ser. & Bizzarri (n.v. ciprés de la cordillera).

En el área de valle, en cambio, donde se conjugan materiales parentales volcánicos y aluviales,

los suelos suelen presentar drenajes impedidos, y la vegetación corresponde a gramíneas, arbustales o bosques ralos con maitén (*Maytenus boaria* Mol; maitén), ñire (*Nothofagus antarctica* (G. Forster) Oerst) o ciprés de la cordillera, o bien sauces naturalizados acompañando los cursos de agua.

Así, dentro del sector de régimen de humedad údico, pueden diferenciarse los sectores de faldeos y de valles:

A1. Suelos de régimen hídrico údico. Faldeos. Si bien hay variaciones en función de la microtopografía, el Orden de suelos dominante es Andisol, con preponderancia de Udivitrandes húmicos (Humic Udivitrands), Udivitrandes líticos (Lythic Udivitrands) y Hapludandes vítricos (Vitric Hapludands). La discriminación entre los Subórdenes Vitrandes y Udandes, la da el valor de punto de marchitez permanente; menor o mayor a 15%, respectivamente (Soil Survey Staff, 2014). Este umbral está fuertemente asociado con la textura del suelo (Frugoni, 2004).

La **Tabla 1** muestra perfiles representativos de los faldeos con régimen hídrico údico. En general no se observa un gran desarrollo de horizontes, y los perfiles típicos son secuencias A/Bw/C o bien A/AC/C. Los suelos de este sector son ricos en alofano, tal como sugieren los valores de pH NaF (Irisarri, 2000). El material original del perfil mostrado en la **Tabla 1A** correspondería a la capa pumícea I, caracterizada por un color gris blanquecino (Auer, 1950). Los suelos pueden presentar fragmentos gruesos en proporciones altamente variables.



Tabla 1. Perfiles representativos de suelos de régimen de humedad údico en flanco de montañas.

Table 1. Representative profiles of soils developed on hillsides under udic moisture regime.

Tabla 1A	
Suelos de régimen údico	Flanco de montaña
Material original:	Pumita
Clasificación:	Udivitrand húmico
Perfil 14. Laguna Larga	
Ubicación: 42° 53' 24" S - 71° 36' 00" O	Altitud: 523 m s.n.m.
Pendiente: 6%	Orientación: NE
Geomorfología: Flanco montaña -tercio inferior	
Vegetación: Bosque de <i>Nothofagus dombeyi</i>	

Oi	0-3 cm	Hojas de coihue ligeramente descompuestas.
A	3-40 cm	Negro (10YR 2/1, h). Franco arenosa. Granular, moderada, gruesa. Raíces abundantes, medias, en toda el área. Reacción al NaF: positiva (fuerte, rápida). Límite difuso, plano.
ABw	40-60 cm	Pardo grisáceo muy oscuro (10YR 3/2, h). Arenosa. Suelto. Raíces abundantes, medias y gruesas, en toda el área. Reacción al NaF: positiva (fuerte, rápida). Límite claro, plano.
Bw	60-85 cm	Pardo amarillento oscuro (10YR 4/4, h). Arenosa. Suelto. Raíces abundantes, medias y gruesas, en toda el área. Reacción al NaF: positiva (fuerte, instantánea). Límite claro, plano.
C	85-120 cm +	Pardo amarillento claro (10YR 6/4). Arenosa. Suelto. Raíces comunes, medias, en toda el área. Reacción al NaF: positiva (fuerte, rápida).

DATOS ANALÍTICOS

	DA (g cm ⁻³)	HE (%)	pH agua	pH KCl	pH NaF 2'	pH NaF 60'	MO (%)	CIC	Ca	Mg (cmol _c kg ⁻¹)	Na	K
A	0,68	35	6,5	5,43	9,79	10,54	15	46	12,6	6,4	0,9	0,5
ABw		32,4	6,4	5,18	10,52	11,18	10					
Bw		30,1	6,41	5,24	10,26	10,94	7,5					
C		22,7	6,52	5,17	9,19	10,53	4,2					

Tabla 1B



Suelos de régimen údico

Material original:

Clasificación:

Flanco de montaña

Ceniza volcánica

Udivitránd lítico

Perfil D3_P1. Los Cipreses

Ubicación: 43° 11' 55" S - 71° 39' 03" O

Altitud: 428 m s.n.m.

Pendiente: 80%

Orientación: Norte (10°)

Geomorfología: Flanco montaña -tercio inferior

Vegetación: Bosque de *Austrocedrus chilensis*

Oi	0-2 cm	Restos de hojas de radial, ciprés y helechos, ligeramente descompuestas.
Oe	2-5 cm	Restos de hojas de radial, ciprés y helechos, moderadamente descompuestas.
A	5-15 cm	Negro (10YR 2/1, h). Franco limosa lajosa. Granular, débil, media. 30% de fragmentos gruesos, subangulares subprimoidales, laja. Raíces abundantes, medias, en toda el área. Reacción al NaF: positiva (fuerte, rápida). Límite claro, plano.
C1	15-40 cm	Negro (10YR 2/1, h). Franca lajosa. Granular, débil, media. 30% de fragmentos gruesos, subangulares subprimoidales, laja. Raíces abundantes, gruesas, en toda el área. Reacción al NaF: positiva (fuerte, rápida). Límite abrupto, plano.
2C2	40 cm +	Para-bloques. 90% de fragmentos gruesos, bloques, andesita.

DATOS ANALÍTICOS

	DA (g cm ⁻³)	HE (%)	pH agua	pH KCl	pH NaF 2'	pH NaF 60'	MO (%)	N (g kg ⁻¹)	P (mg kg ⁻¹)	CIC	Ca ²⁺ (cmol _c kg ⁻¹)	Mg ²⁺ (cmol _c kg ⁻¹)	Na ⁺	K ⁺
A	0,66	51,41	6,10	5,72	9,74	10,27	24,05	7,23	1,82	118	25,25	6,50	0,81	0,92
C1		29,20	6,52	5,59	10,92	11,61	13,49							



Tabla 1C

Suelos de régimen údico		Flanco de montaña
Material original:		Ceniza volcánica
Clasificación:		Hapludand vítrico
Perfil A. Trevelin		Ubicación: 43° 02´ 04,4" S - 71° 28´ 55,3" O
Altitud: 633 m s.n.m.		Pendiente: 14%
Orientación: NE (56°)		Geomorfología: Flanco montaña -tercio medio
Vegetación: Bosque de <i>Austrocedrus chilensis</i>		
Oi	0-1 cm	Semillas de ciprés y hojas de ciprés y laura ligeramente descompuestas.
Oe	1-3 cm	Semillas de ciprés y hojas de ciprés y laura moderadamente descompuestas.
A	3-23 cm	Pardo grisáceo muy oscuro (10YR 3/2, h). Areno franca. Granular, moderada, fina. Raíces comunes, finas, en toda el área. Reacción al NaF: positiva (instantánea y fuerte). Límite claro, plano.
ABw	23-48 cm	Pardo (10YR 4/3, h). Areno franca. Bloques subangulares medios, débiles, que rompen a granular fina. Raíces abundantes, medias, en toda el área. Reacción al NaF: positiva (instantánea y moderada). Límite gradual, plano.
Bw	48-75 cm	Pardo amarillento oscuro (10YR 4/4, h). Franca. Granular, débil, media. 10% de fragmentos gruesos, subangulares, subdiscoidales, grava gruesa. Raíces comunes, gruesas, en toda el área. Reacción al NaF: positiva (instantánea y moderada). Límite claro, ondulado.
C	75-110 cm +	Pardo amarillento (10YR 5/4, h). Franco arcillo arenosa extremadamente gravosa gruesa. Masivo. 70% de fragmentos gruesos, subangulares, grava gruesa. Raíces pocas, gruesas, en la parte superior del horizonte. Reacción al NaF: positiva (instantánea y suave).

DATOS ANALÍTICOS

	DA (g cm ⁻³)	HE (%)	pH agua	pH KCl	pH NaF 2´	pH NaF 60´	MO (%)	N (g kg ⁻¹)	P (mg kg ⁻¹)	CIC	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺
											(cmol _c kg ⁻¹)			
A	0,68	25,40	6,53	5,65	10,00	10,55	12,75	2,03	6,3	152	8,75	5,25	0,84	0,28
ABw			6,45		9,99	10,89	5,50							
Bw			6,36		9,80	10,61	3,94							
C		16,25	6,53	4,10	8,07	8,16	1,73							

Perfiles extraídos de: La Manna *et al.* (2007) (perfil A) y La Manna (2005b) (perfiles B y C). h: color en húmedo, s: color en seco; DA: densidad aparente; HE: humedad equivalente; MO: materia orgánica; N: nitrógeno total; P: fósforo disponible; CIC: capacidad de intercambio catiónico; Ca: calcio; Mg: magnesio; Na: sodio; K: potasio.

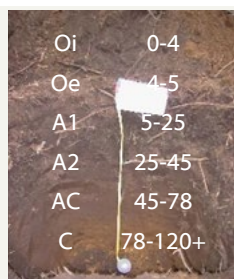
Profiles from: La Manna *et al.* (2007) (profile A) and La Manna (2005b) (profiles B and C). Soil color: h (wet), s (dry); DA: bulk density; HE: water retained at 1 atm; MO: organic matter; N: total nitrogen; P: available phosphorus; CIC: cations exchange capacity; Ca: calcium; Mg: magnesium; Na: sodium; K: potassium.

A2. Suelos de régimen hídrico údico. Valles.
Los suelos de valle, típicamente con pendientes suaves, menores a 5%, a diferencia de lo que ocurre en los faldeos, presentan una gran variedad de suelos, con marcadas diferencias en cortas distancias. En esta unidad se conjugan materiales parentales volcánicos y materiales aluviales con aporte de ceniza volcánica, y los suelos varían desde mal drenados a bien drenados, con presencia variable de fragmentos gruesos.

En estas áreas planas, existe una importante variación en el grado de alofanización de los suelos, dando lugar a la presencia de dos Órdenes distintos:

Andisoles y Molisoles. Los Andisoles evidenciaron la presencia de alofano a lo largo del perfil (*i.e.*, valores de pH NaF mayores a 9,2 (**Tabla 2A, B, C, D**), mientras que los Molisoles presentaron imogolita o bien haloisita (Irisarri, 2000) (**Tabla 2E y F**).

Las unidades taxonómicas que pueden encontrarse incluyen: Udivitrandes húmicos (Humic Udivitrands), Vitracuandes típicos (Typic Vitraquands), Udivitrandes ácuicos (Aquic Udivitrands), Hapludandes ácuicos (Aquic Hapludands), Hapludoles típicos (Typic Hapludolls) y Hapludoles líticos (Lithic Hapludolls) (**Fig. 3, Tabla 2**).

Tabla 2. Perfiles representativos de suelos de régimen de humedad údico en valles.**Table 2.** Representative profiles of soils developed in valleys under udic moisture regime.**Tabla 2A**

Perfil E5-P1 - Burgos

Ubicación: 43° 9' 55,8" S - 71° 42' 18,4" O Altitud: 338 m s.n.m.

Pendiente: 5% Orientación: Sur (192°)

Geomorfología: Terraza Vegetación: Bosque de *Austrocedrus chilensis*

Material original: Aluvio mezclado con ceniza volcánica

Clasificación: Udivitránd húmico

	Color	Textura	Frg. Gr. (%)	Redox	NaF
A1	10YR 2/1	F	0	-	+
A2	10YR 2/2	FI	0	-	+
AC	10YR 3/3	FA	0	-	+
C	10YR 4/2	Fa lajosa	20	-	+

	DA (g cm ⁻³)	HE (%)	pH agua	pH KCl	pH NaF 2'	pH NaF 60'	MO (%)
A1	0,58	39,18	6,74	5,82	9,34	9,84	19,13
A2	0,74	33,91	6,69	5,46	9,90	10,19	13,04
AC	0,89		6,33		10,69	11,12	10,07
C	1,22	22,80	6,33	4,82	11,08	11,43	3,15

Tabla 2B

Perfil 8B - Lago Verde

Ubicación: 42° 41' 24" S - 71° 42' 00" O

Pendiente: 2%

Geomorfología: Planicie

Altitud: 520 m s.n.m.

Orientación: N (335°)

Vegetación: Bosque de ñire, maitén, radial

Material original: Pumita**Clasificación:** Udivitránd ácuico

	Prof.(cm)	Color	Textura	Frg. Gr. (%)	Redox	NaF
A	0-19	10YR 3/3	AF	0	-	+
AC	19-48	10YR 3/4	AF	0	-	+
C	48-70	10YR 4/4	AF	0	-	-

	DA (g cm ⁻³)	HE (%)	pH agua	pH KCl	pH NaF 2'	pH NaF 60'	MO (%)	CIC	Ca ²⁺ (cmol _c kg ⁻¹)	Mg ²⁺ (cmol _c kg ⁻¹)	Na ⁺	K ⁺
A	0,52	33,3	5,7	4,8	10,1	11,1	11,7	53	4,5	7,1	0,6	0,4
AC		21,8	5,9	5,0	10,3	11,1	6,6					
C		18,3	6,2	5,3	10,1	11,1	5,1					

Tabla 2C

Perfil 8 - Lago Verde

Ubicación: 42° 41' 24" S - 71° 42' 00" O

Pendiente: 0%

Geomorfología: Llanura de inundación

Altitud: 520 m s.n.m.

Orientación: -

Vegetación: Gramíneas

Material original: Ceniza volcánica**Clasificación:** Vitracuand típico

	Prof. (cm)	Color	Textura	Frg. Gr. (%)	Redox	NaF
A	0-13	10YR 2/2	FA	0	-	-
C	13-80	10YR 3/2	AF	0	-	-
W	80+			0	+	

	DA (g cm ⁻³)	HE (%)	pH agua	pH KCl	pH NaF 2'	pH NaF 60'	MO (%)	CIC	Ca ²⁺ (cmol _c kg ⁻¹)	Mg ²⁺ (cmol _c kg ⁻¹)	Na ⁺	K ⁺
A	0,46	40,6	5,72	4,76	9,44	10,61	26,7	66	5,0	4,5	1,2	0,9
C		28,3	5,97	4,92	10,32	11,07	8,4					

Tabla 2D

Perfil E1-P2 – La Tapera

Ubicación: 43° 10' 0,2" S - 71° 39' 13" O

Pendiente: 2%

Geomorfología: Llanura de inundación

Altitud: 317 m s.n.m.

Orientación: SO (222°)

Vegetación: Bosque de *Austrocedrus chilensis*

Material original:

Ceniza volcánica

Clasificación:

Hapludand ácuico

	Prof. (cm)	Color	Textura	Frg. Gr. (%)	Redox	NaF
Oi	0-2					
A	2-17	10YR 2/1	F	0	-	-
AC	17-39	10YR 3/1	FI	0	-	+
C	39-84+	10YR 3/3	Fal	0	+	+

	DA (g cm ⁻³)	HE (%)	pH agua	pH KCl	pH NaF 2'	pH NaF 60'	MO (%)
A	0,57	42,00	5,78	4,78	9,67	10,12	18,68
AC	0,67		6,27		10,76	11,18	14,75
C	0,61	44,08	5,92	4,74	10,82	11,22	8,62

Tabla 2E

Perfil 16 – La Portada

Ubicación: 42° 56' 24" S - 71° 34' 48" O

Pendiente: 2%

Orientación: O (250°)

Altitud: 568 m s.n.m.

Geomorfología: Planicie

Vegetación: Gramíneas y arbustal nativo (ñire, retamo)

Material original:

Depósito aluvial con
aporte de ceniza

Clasificación:

Hapludol típico

	Prof. (cm)	Color	Textura	Frg. Gr. (%)	Redox	NaF
O	0-1					
A	1-38	10YR 4/3	FI	5	-	-
AC	38-54	10YR 4/4	FI	5	-	-
C1	54-73	10YR 5/3	FI	10	-	-
R	73+			100	+	

	DA (g cm ⁻³)	HE (%)	pH agua	pH KCl	pH NaF 2'	pH NaF 60'	MO (%)	N (%)	CIC	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺
										(cmol _c kg ⁻¹)			
A	1,03	24,5	6,26	4,94	9,22	9,70	6,4	0,36	18	9,5	7,4	0,6	0,3
AC		18,1	6,73	5,03	8,59	9,38	4,1						

Tabla 2F

Perfil 15 – La Portada

Ubicación: 42° 55' 48" S - 71° 35' 24" O

Altitud: 555 m s.n.m.

Pendiente: 1%

Orientación: N (7°)

Geomorfología: Planicie

Vegetación: Maitén

Material original:

Depósito aluvial con
aporte de ceniza

Clasificación:

Hapludol lítico

	Prof. (cm)	Color	Textura	Frg. Gr. (%)	Redox	NaF
A	0-20	10YR 4/2	FIA	50	-	-
C	20+			90	-	

	HE (%)	pH agua	pH KCl	pH NaF 2'	pH NaF 60'	MO (%)	N (%)	CIC	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺
									(cmol _c kg ⁻¹)			
A	11,3	5,88	4,75	8,54	9,13	5,9	0,33	15	6,0	5,4	0,7	0,5

Perfiles extraídos de La Manna (2005b) (perfiles A y D) y La Manna *et al.* (2007) (perfiles B, C, E y F). Frg. Gr.: fragmentos gruesos; Redox: rasgos redoximórficos; NaF: reacción al fluoruro de sodio; DA: densidad aparente; HE: humedad equivalente; MO: materia orgánica; N: nitrógeno total; CIC: capacidad de intercambio catiónico; Ca: calcio; Mg: magnesio; Na: sodio; K: potasio.

Profiles from La Manna (2005b) (profiles A and D) and La Manna *et al.* (2007) (profiles B, C, E y F). Frg. Gr.: coarse fragments; Redox: redoximorphic features; NaF: sodium fluoride reaction; DA: bulk density; HE: water retained at 1 atm; MO: organic matter; N: total nitrogen; CIC: cations exchange capacity; Ca: calcium; Mg: magnesium; Na: sodium; K: potassium.

B. Transición Zona húmeda – subhúmeda. Régimen de humedad údico o xérico.

En esta zona de transición el paisaje que domina es de planicies y lomadas (**Fig. 3**). Los depósitos de ceniza volcánica se ubican típicamente sobre depósitos glaciarios. La profundidad a la que aparece la discontinuidad litológica, y las características texturales y de pedregosidad del material glaciario determinan una gran variedad de suelos, con frecuentes limitantes en el drenaje. En esta área de transición existe una gran variabilidad en el espesor del depósito de ceniza, siendo superior a 1 m en algunas zonas e inferior a 30 cm en otras. También es variable el grado de alofanización de la ceniza (ver **Tabla 3**) y el desarrollo del perfil, encontrándose desde suelos que presentan un horizonte Bw de 50 cm de espesor, hasta perfiles con una secuencia A/C (La Manna, 2005a).

Los suelos presentes en esta unidad incluyen Udivitrandes húmicos (Humic Udivitrands), Udivitrandes ácuicos (Aquic Udivitrands), Hapludandes ácuicos (Aquic Hapludands), Vitracuandes típicos (Typic Vitraquands), Hapludoles ándicos (Andic Hapludolls), Argiudoles ándicos (Andic Argiudolls), Hapludoles típicos (Typic Hapludolls), Hapludoles ácuicos (Aquic Hapludolls), Endoacuoles ácuicos (Aquandic Endoquolls) y Haploxeroles énticos (Entic Haploxerolls) (Irisarri *et al.*, 2000).

Algunos de estos taxones fueron ya representados en las otras unidades de suelos. La **Tabla 3** muestra algunos perfiles representativos del área, que no suelen encontrarse en las otras unidades.

Tabla 3. Perfiles representativos de suelos de régimen de humedad transición údico-xérico, en paisaje de planicies y lomadas.

Table 3. Representative soil profiles of the transition udic-xeric moisture regime on plains and hills landscapes.

Tabla 3A

Suelos de régimen údico-xérico			Planicies y lomadas											
Material original:			Ceniza volcánica sobre depósitos glacifluviales											
Clasificación:			Hapludol ácuico											
Perfil A. C1.P1. Los Rifleros. Rowlands			Ubicación: 43° 12´ 11,1" S - 71° 32´ 30,2" O		Altitud: 392 m s.n.m.									
Pendiente: 31%			Orientación: S-SO (196º)											
Geomorfología: Ladera de planicie glacifluvial			Vegetación: Bosque de <i>Austrocedrus chilensis</i>											
Oi	0-3 cm	Restos de hojas de ciprés y chaurilla ligeramente descompuestas.												
A	3-13 cm	Gris muy oscuro (10YR 3/1, h). Franco. Granular, fuerte, media a gruesa. Raíces abundantes, finas, en toda el área. Reacción al NaF: negativa. Límite claro, ondulado.												
AC	13-35 cm	Pardo grisáceo muy oscuro (10YR 3/2, h). Franco limoso. Bloques subangulares débiles, medios, que rompen a granular. Raíces comunes, medias, en toda el área y pocas raíces muy gruesas en el piso del horizonte. Reacción al NaF: negativa. Límite gradual, ondulado.												
C1	35-50 cm	Gris oscuro (10YR 4/1, h). Franco arcilloso. Bloques subangulares, moderada, media. En el piso del horizonte hay un fragmento grueso, subangular, grava gruesa. Raíces pocas, gruesas, en toda el área. Reacción al NaF: negativa. Límite claro, ondulado.												
2C2	50-78 cm+	Pardo (10YR 5/3, h). Arcilloso. Bloques subangulares con tendencia a masivo, débil, gruesa. Raíces extremadamente pocas, medias, en la parte superior del horizonte. Abundantes rasgos redoximórficos, muy gruesos, precisos, concentraciones pardo amarillento oscuras (10YR 4/6), húmedas, irregulares (reacción al α,α -dipiridilo: positiva). Reacción al NaF: negativa.												
DATOS ANALÍTICOS														
	DA (g cm ⁻³)	HE (%)	pH agua	pH KCl	pH NaF 2´	pH NaF 60´	MO (%)	N (g kg ⁻¹)	P (mg kg ⁻¹)	CIC	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺
											(cmol _c kg ⁻¹)			
A	0,93	26,69	6,49	4,49	8,49	8,89	11,09	2,63	12	132	13,63	9,25	0,84	0,67
AC		28,17	6,65	4,75	8,20	8,82	9,07							
C1	1,04		5,84		8,57	8,82	6,84							
2C2	1,47	26,05	5,71	4,06	8,07	8,62	3,84							

Tabla 3B

Suelos de régimen údico-xérico**Material original:****Clasificación:****Planicies y lomadas****Ceniza volcánica sobre depósitos glacifluviales****Argiudol ándico**

Perfil C3.P1. Los Rifleros. Berwin

Ubicación: 43° 12' 49" S - 71° 32' 46" O

Pendiente: 7%

Geomorfología: Ladera de planicie glacifluvial

Altitud: 490 m s.n.m.

Orientación: E-NE (75°)

Vegetación: Bosque de *Austrocedrus chilensis*

Oi	0-3 cm	Hojarasca de radial y ciprés ligeramente descompuesta.
A	3-20 cm	Gris muy oscuro (10YR 3/1, h). Franca. Bloques subangulares, moderada, media. Friable. Raíces comunes, gruesas, en toda el área. Masas y revestimientos oscuros de materia orgánica. Reacción al NaF: positiva (fuerte, rápida). Límite claro, ondulado.
C1	20-33 cm	Pardo oscuro (10YR 3/3, h). Franco arcillo limosa. Bloques subangulares, moderada, media. Friable. Raíces pocas, muy gruesas. Reacción al NaF: positiva (fuerte, rápida). Límite abrupto, plano.
2Bt	33-48 cm	Pardo (10YR 4/3, h). Franco arcillosa. Bloques subangulares, fuerte, gruesa. Firme. Raíces muy pocas, finas, entre agregados. Argilanes, marcados, comunes. Comunes rasgos redoximórficos, medios, precisos, masas y revestimientos superficiales pardos oscuros (7,5YR 4/4, h), irregulares. Reacción al NaF: negativa. Límite claro, plano.
2BC	48-63 cm	Pardo (10YR 4/3, h). Arcillosa. Bloques subangulares, fuerte, gruesa. Firme. Raíces muy pocas, finas, entre agregados. Argilanes, prominentes, abundantes. Abundantes rasgos redoximórficos, medios, precisos, masas y revestimientos superficiales pardos oscuros (7,5YR 4/4, h), irregulares. Reacción al NaF: negativa. Límite claro, plano.
2C2	63-100 cm+	Pardo (10YR 5/3, h). Arcillosa. Bloques subangulares, fuerte, gruesa. 5% de fragmentos gruesos, subangulares, grava media. Firme. Abundantes rasgos redoximórficos, medios, precisos, masas y revestimientos superficiales, pardos a pardo oscuros (7,5YR 4/3, h), irregulares. Reacción al NaF: negativa.

DATOS ANALÍTICOS

	DA (g cm ⁻³)	HE (%)	pH agua	pH KCl	pH NaF 2'	pH NaF 60'	MO (%)	N (g kg ⁻¹)	P (mg kg ⁻¹)	CIC	Ca ²⁺ (cmol _c kg ⁻¹)	Mg ²⁺ (cmol _c kg ⁻¹)	Na ⁺	K ⁺
A	0,63	41,51	6,33	5,39	9,96	10,35	15,21	3,81	13	135	16,75	5,50	0,81	0,61
C1	0,77		5,70		10,21	10,70	9,70							
2Bt	1,09	30,36	5,48	4,14	9,31	9,61	5,98							
2BC			5,56	4,00	9,12	9,68	5,96							
2C2		32,80	5,46	3,50	8,38	9,42	4,73							

Tabla 3C

Suelos de régimen údico-xérico**Material original:****Clasificación:****Planicies y lomadas****Ceniza volcánica sobre depósitos
glacifluviales****Haploxerol éntico**

Perfil 30 - L. El Cisne

Ubicación: 42° 23' 23,6" S - 71° 21' 36,4" O

Pendiente: 0%

Geomorfología: Planicie glacifluvial

Altitud: 710 m s.n.m.

Orientación: -

Vegetación: Plantación pino murrayana



Oi		Hojarasca de pino.
A	0-20 cm	Pardo a pardo oscuro (10YR 4/3, s). Franca arenosa. 70 - 90% de fragmentos gruesos. Grano suelto con tendencia a migajosa. Raíces muy abundantes. Límite neto y plano.
AC	20-34 cm	Pardo amarillento (10YR 5/4, s). Arenosa. 70 - 90% de fragmentos gruesos. Grano suelto. Raíces comunes. Límite neto y plano.
C	34-60 cm+	Pardo amarillento claro (10YR 6/4, s). Arenosa gruesa. 70 - 90% de fragmentos gruesos. Grano suelto.

Perfiles extraídos de: La Manna (2005b) (perfiles A y B) e Irisarri *et al.* (1995) (perfil C). h: color en húmedo; s: color en seco; DA: densidad aparente; HE: humedad equivalente; MO: materia orgánica; N: nitrógeno total; P: fósforo disponible - Bray; CIC: capacidad de intercambio catiónico; Ca: calcio; Mg: magnesio; Na: sodio; K: potasio.

Profiles from: La Manna (2005b) (profiles A and B) and Irisarri *et al.* (1995) (profile C). Soil color: h (wet), s (dry); DA: bulk density; HE: water retained at 1 atm; MO: organic matter; N: total nitrogen; P: available phosphorus by Bray; CIC: cations exchange capacity; Ca: calcium; Mg: magnesium; Na: sodium; K: potassium.

C. Zona subhúmeda. Suelos con déficit hídrico estival (régimen de humedad xérico).

Los suelos volcánicos con régimen de humedad xérico corresponden a un área subhúmeda, hacia el límite este de la Región Andino Patagónica, en donde se desarrolla una transición entre Andisoles y Molisoles ándicos. Los valores de pH NaF en los perfiles mostrados en la **Tabla 4** evidencian la presencia de suelos con imogolita (**Tabla 4A**), una transición imogolita-alofano (**Tabla 4D**) y suelos sin arcillas no cristalinas (**Tabla 4B**).

En la zona subhúmeda se conjugan distintas geomorfologías, incluyendo faldeos, fondos de valle y planicies glacifluviales. La exposición, pendiente y microtopografía determinan la profundidad de los suelos, que mayormente varía entre 0,5 m y 1 m, aunque pueden encontrarse también suelos con mucha mayor profundidad.

La vegetación predominante es de pastizal, con distintos grados de arbustización, relacionado con el uso ganadero extensivo. Estos suelos sostienen también vegetación de bosques nativos, generalmente ralos, que se mantienen a modo de relictos en una matriz fuertemente antropizada (La Manna *et al.*, 2018a).

Las unidades taxonómicas que predominan son Vitrixerandes húmicos (Humic Vitrixerands), Vitrixerandes típicos (Typic Vitrixerands) y Haploxeroles vitrándicos (Vitrandic Haploxerolls). Sin embargo, hay grandes variaciones en el paisaje y han sido descriptos Udivitrands

húmicos (Humic Udivitrands), Haploxeroles típicos (Typic Haploxerolls), Haploxeroles énticos (Entic Haploxerolls) y Xerorthentes típicos (Typic Xerorthents) (Irisarri *et al.*, 1995, 2000). Algunos de estos taxones fueron ya representados en las otras unidades de suelos. La **Tabla 4** muestra perfiles representativos del área, que no suelen encontrarse en las otras unidades.

D. Zona semiárida. Suelos con déficit hídrico estival (régimen de humedad xérico o árido).

En el sector semiárido (limitando con suelos del Orden Aridisoles), donde la vegetación es típica de estepa y ya prácticamente desaparece el bosque (**Fig. 3**), comienzan a dominar en los suelos otros materiales originales. Los depósitos de ceniza y arena volcánica que se han conservado están restringidos a ciertas posiciones del paisaje, muy protegidas de los vientos. Ya no se encuentran arcillas no cristalinas, y la arcilla dominante en los suelos volcánicos pasa a ser la haloisita (Colmet-Daage *et al.*, 1995).

En este sector fueron descriptos perfiles donde la ceniza volcánica, o bien la ceniza mezclada con material coluvial o aluvial, constituye el material original del suelo. Las unidades taxonómicas descriptas incluyen Xeropsamientos vitrándicos (Vitrandic Xeropsamments), Xerorthentes típicos (Typic Xerorthents), Haploxeroles énticos (Entic Haploxerolls) y Haploxeroles típicos (Typic Haploxerolls) (Irisarri *et al.*, 1995) (**Tabla 5**).

Tabla 4. Perfiles representativos de suelos de régimen de humedad xérico.
Table 4. Profiles representative of xeric soil moisture regime.

Tabla 4A

Suelos de régimen xérico

Material original:

Ceniza volcánica

Clasificación:

Vitrixerand húmico

Perfil 99 – Ea. El Cóndor

Ubicación: 43° 01' 50,5" S - 71° 19' 55,7" O

Altitud: 730 m s.n.m.

Pendiente: 10%

Orientación: SO

Geomorfología: Ladera

Vegetación: Neneo, coirón

A	0-12 cm	Pardo grisáceo (10YR 5/2, s) y gris muy oscuro (10YR 3/1, h). Areno franca. 40% de lapilli. Presencia de fragmentos gruesos de tamaño menor a 1 cm de diámetro. Migajosa con tendencia a grano suelto. Raíces muy abundantes. Límite neto y plano. Reacción al NaF: positiva (lenta y suave). Temperatura a los 5 cm: 13 °C.
C1	12-76 cm	Pardo pálido (10YR 6/3, s) y pardo grisáceo oscuro (10YR 4/2, h). Areno franca. 30% de lapilli. 30% de fragmentos gruesos de tamaño menor a 1 cm de diámetro. Bloques subangulares, medios y finos, débiles con tendencia a grano suelto. Raíces muy abundantes. Límite neto y plano. Reacción al NaF: positiva (lenta y suave). Temperatura a los 50 cm: 11,4 °C.
C2	76-92 cm	Pardo pálido (10YR 6/3, s) y pardo grisáceo oscuro (10YR 4/2, h). Areno franca. 20% de lapilli. 20% de fragmentos gruesos de tamaño menor a 2 cm de diámetro. Bloques angulares, medios, débiles con tendencia a masiva. Raíces muy abundantes. Límite neto y plano. Reacción al NaF: positiva (lenta y suave).
C3	92-99 cm	Gris parduzco claro (10YR 6/2, s) y pardo grisáceo oscuro (10YR 4/2, h). Franca arenosa. 20% de lapilli. 30% de fragmentos gruesos de tamaño igual a 4 cm de diámetro. Masiva. Raíces pocas. Límite brusco y plano.
C4	99-110 cm+	80% de fragmentos gruesos. Temperatura a los 100 cm: 10 °C.

DATOS ANALÍTICOS

	CC (%)	PMP (%)	pH pasta	pH KCl	pH NaF 2'	pH NaF 60'	Retención PO ₄ ³⁻ (%)
A	21,6	8,3	6.7	5.2	8,2	9,5	46
C1	21,1	10,4	7.0	5.2	9,3	9,6	57
C2	22,9	9,1	7,0	5,1	8,4	9,9	48
C3	19,3	9,2	7.0	5,1	8,0	9,1	47




Tabla 4B

Suelos de régimen xérico

Material original:

Ceniza volcánica con coluvio

Clasificación:

Haploxerol vitrándico

Perfil 237 - Camino a Suñiga

Ubicación: 43° 04' 43,6" S - 71° 18' 28,3" O

Altitud: 500 m s.n.m.

Pendiente: 80%

Orientación: Sur

Geomorfología: Ladera

Vegetación: Plantación roble europeo y Pinus sps.

A	0-33 cm	Pardo grisáceo muy oscuro (10YR 3/2, s) y negro (10YR 2/1, h). Franca arenosa. 5% de fragmentos gruesos menores a 5 cm de diámetro. Masiva con tendencia a migajosa. Raíces muy abundantes. Límite neto y plano. Temperatura a los 5 cm: 13,9 °C. Reacción al NaF: negativa. Presencia de hifas de hongos.
C1	33-60 cm	Gris oscuro (10YR 4/1, s) y gris muy oscuro (10YR 3/1, h). Franca arenosa. 10% de fragmentos gruesos menores a 5 cm de diámetro. Masiva con tendencia a grano suelto. Raíces muy abundantes. Límite neto y plano. Temperatura a los 50 cm: 12,2 °C. Reacción al NaF: negativa. Presencia de hifas de hongos.
C2	60-95 cm+	Gris oscuro (10YR 4/1, s) y gris muy oscuro (10YR 3/1, h). Franca arenosa fina. 15% de fragmentos gruesos menores a 5 cm de diámetro. Masiva. Raíces muy abundantes. Temperatura a los 95 cm: 11,2 °C. Reacción al NaF: negativa.

DATOS ANALÍTICOS

	DA (g cm ⁻³)	pH agua	pH KCl	pH NaF 2'	pH NaF 60'	MO (%)
A	0,91	6,9	5,9	8,3	8,8	5,91
C1		6,9	5,7	8,2	8,4	
C2		7,0	5,4	8,0	8,3	

Tabla 4C

Suelos de régimen xérico

Material original: Ceniza volcánica sobre toba

Clasificación: Haploxerol típico



Perfil 152 - Pto. El Cajón
Ubicación: 42° 27' 27,4" S - 71° 15' 39,3" O
Altitud: 1.190 m s.n.m. Pendiente: 15%
Orientación: Oeste Geomorfología: Ladera
Vegetación: Coirón

A	0-20 cm	Pardo grisáceo muy oscuro (10YR 3/2, s). Franca arenosa. Masiva con tendencia a bloques subangulares, finos. Raíces muy abundantes. Límite gradual y plano. Reacción al NaF: negativa. D. aparente: 0,85 g cm ⁻³
C1	20-30 cm	Pardo oscuro (10YR 3/3, s). Franca arenosa. Masiva. Raíces muy abundantes. Límite gradual y plano. Reacción al NaF: negativa.
2Bb	30-70 cm	Pardo grisáceo muy oscuro a pardo muy oscuro (10YR 2,5/2, s). Franca arcillosa. Prismas, grandes con tendencia a bloques, medios. Raíces comunes. Límite gradual y plano. Reacción al NaF: negativa. Temperatura a los 50 cm: 10,6 °C. D. aparente: 0,85 g cm ⁻³
2BCb	70-90 cm	Pardo fuerte (7,5YR 5/6, h). Franca arcillosa. 70% de fragmentos gruesos de 60 cm de diámetro. Masiva. Raíces pocas. Límite gradual y plano.
2C2	90-120 cm+	Roca alterada. Amarillo parduzco (10YR 6/6, h). Franca arcillosa. Masiva. Temperatura a los 100 cm: 10,7 °C. Reacción al NaF: negativa.

Tabla 4D

Suelos de régimen xérico	
Material original:	Ceniza volcánica
Clasificación:	Xerorthent típico
Perfil 151 - Pto. El Cajón	
Ubicación: 42° 27' 25,7" S - 71° 15' 47,7" O	Altitud: 1.190 m s.n.m.
Pendiente: 16%	Geomorfología: Ladera baja
Orientación: Oeste (275°)	Vegetación: Acaena, coirón
A 0-30 cm	Pardo grisáceo oscuro (10YR 4/2, s) y pardo muy oscuro (10YR 2/2, h). Franca arenosa. Migajosa con tendencia a masiva. Friable en húmedo. Raíces muy abundantes. Límite gradual y plano. Reacción al NaF: positiva (lenta y suave). Temperatura a los 10 cm: 2,7 °C.
C1 30-50 cm	Gris muy oscuro (10YR 3/1, s). Franca arenosa. Masiva con tendencia a grano suelto. Friable en húmedo. Raíces muy abundantes. Límite gradual y plano. Reacción al NaF: positiva (lenta y moderada). Temperatura a los 50 cm: 9,6 °C.
2Bb 50-90 cm	Pardo grisáceo muy oscuro (10YR 3/2, s). Franca. Presencia de lapilli. Prismas, medios, moderados. Ligeramente duro en seco. Raíces comunes. Límite gradual y plano. Reacción al NaF: positiva (lenta y suave).
2C2 90-100 cm+	Pardo amarillento (10YR 5/4, s) y pardo amarillento oscuro (10YR 4/4, h). Franca. Ligeramente duro en seco. Raíces pocas. Reacción al NaF: positiva (lenta y suave). Temperatura a los 100 cm: 8,3 °C.

DATOS ANALÍTICOS

	DA (g cm ⁻³)	CC (%)	PMP (%)	pH agua	pH KCl	pH NaF 2'	pH NaF 60'	Retención PO ₄ ³⁻ (%)
A	0,79	36,2	16,7	6,1	4,8	9,2	10,3	56
C1	0,74	37,5	19,4	6,2	4,9	8,9	10,6	48
2Bb	0,71	36,5	19,0	6,0	4,7	8,4	9,1	52
2C2	1,4	36,2	16,7	6,1	4,8	9,2	10,3	31

Perfiles extraídos de Irisarri *et al.* (1995) (perfiles A, C y D) e Irisarri *et al.* (2000) (perfil B). h: color en húmedo; s: color en seco; DA: densidad aparente; CC: capacidad de campo; PMP: punto de marchitez permanente; MO: materia orgánica; Retención PO₄³⁻: retención de fosfatos.
Profiles from: Irisarri *et al.* (1995) (profiles A, C and D) and Irisarri *et al.* (2000) (profile B). Soil color: h (wet), s (dry); DA: bulk density; CC: field capacity; PMP: permanent wilting point; MO: organic matter; Retención PO₄³⁻: phosphate retention.

Principales propiedades de los suelos volcánicos del Chubut
Morfología de los perfiles

En los suelos volcánicos de la provincia, en general, no se observa un gran desarrollo de horizontes, y los perfiles típicos son secuencias A/Bw/C o bien A/AC/C. El color de los suelos corresponde mayoritariamente al matiz (hue) 10YR, tanto en los horizontes superficiales como en profundidad. El horizonte A es típicamente de color oscuro, y hacia el oeste, los valores de luminosidad (value) e intensidad (chroma) resultan menores a 3 y 2, respectivamente (Tablas 1 y 2). Estos valores de luminosidad e intensidad indican colores oscuros, resultado del alto contenido

de materia orgánica (Wada, 1985). Asociado al gradiente edafo-climático, el color del horizonte superficial toma tonalidades más claras hacia el este de la distribución de los suelos volcánicos (Tablas 4 y 5).

Debajo del horizonte A, se observan frecuentemente colores pardo amarillento oscuros, asociados a los horizontes Bw. En algunas zonas es frecuente encontrar en profundidad colores más rojizos, incluso correspondientes al matiz 7,5YR, asociado a la coloración rojiza de la andesita (La Manna, 2005a).

Los suelos volcánicos son típicamente sueltos y fáciles de excavar. Esta característica se debe a su alta porosidad y a la baja cohesión de las arcillas no cris-



Tabla 5B



Zona Semiárida
Material original: Ceniza volcánica
Clasificación: Xerorthent típico

Perfil 182 - Ea. Suñiga
Ubicación: 43° 02' 04,9 S - 71° 04' 43,4" O Altitud: 720 m s.n.m.
Pendiente: 20% Geomorfología: Ladera
Orientación: N-NE Vegetación: Neneo, coirón

A	0-26 cm	Pardo oscuro (10YR 3/3, h). Areno franca. 5% de fragmentos gruesos de tamaño menor a 1 cm de diámetro. Migajosa. Raíces comunes. Límite neto y plano. Reacción al FNa: negativa. Temperatura a los 5 cm: 6,2 °C
C1	26-70 cm	Pardo oscuro (10YR 3/3, h). Franca arenosa gruesa. 5% de fragmentos gruesos de tamaño igual o menor a 3 cm de diámetro. Raíces pocas. Límite neto y plano. Reacción al FNa: negativa. Temperatura a los 50 cm: 7,2 °C.
C2	70-113 cm+	Pardo amarillento oscuro (10YR 3/4, h). Franca arenosa. 30% de fragmentos gruesos de tamaño igual o menor a 10 cm de diámetro. Bloques angulares, medios, moderados. Raíces muy pocas. Reacción al FNa: negativa. Temperatura a los 100 cm: 9,5 °C.

Tabla 5C

Zona Semiárida
Material original: Ceniza volcánica y sedimentos glacifluviales
Clasificación: Haploxerol éntico



Perfil 91 - Ea. Suñiga
Ubicación: 43° 10' 19,7" S - 71° 04' 51,1" O
Altitud: 700 m s.n.m.
Pendiente: 7% Geomorfología: Ladera
Orientación: Oeste
Vegetación: Plantación de pino ponderosa

Oi	0-4 cm	Raíces muy abundantes.
Oe	4-10 cm	Raíces muy abundantes. Límite neto y plano.
A	10-30 cm	Pardo a pardo oscuro (10YR 4/3, s) y pardo grisáceo muy oscuro (10YR 3/2, h). Franca arenosa fina. 60% de fragmentos gruesos. Migajosa, fina, muy débil. Raíces muy abundantes. Límite neto y plano. Reacción al FNa: negativa.
C	30-70 cm+	Pardo grisáceo (10YR 5/2, s) y pardo grisáceo oscuro (10YR 4/2, h). Franca arenosa media. 60% de fragmentos gruesos. Bloques subangulares, finos, débiles con tendencia a masiva. Raíces muy abundantes. Reacción al FNa: negativa. Temperatura a los 50 cm: 14,7 °C.

Perfiles extraídos de: Base de Datos de Suelos CEAI-FI-UNPSJB (perfil A) e Irisarri *et al.* (1995) (perfiles B y C). h: color en húmedo; s: color en seco; DA: densidad aparente; Frg. Gr.: fragmentos gruesos; CC: capacidad de campo; pH Hid.: pH hidrolítico (1:5); CE: conductividad eléctrica; MO: materia orgánica. Profiles from: CEAI-FI-UNPSJB soil data base (profile A) and Irisarri *et al.* (1995) (profiles B and C). Soil color: h (wet), s (dry); DA: bulk density (g cm-3); Fr. Gr.: coarse fragments; CC: field capacity; pH Hid: pH water (1:5); CE: electric conductivity; MO: organic matter.

pico (Typic Hapludoll) (ver perfiles en **Tabla 2E** y **F**). Pueden encontrarse también materiales de texturas más finas, perfiles donde se entremezclan material aluvial y ceniza, y es frecuente encontrar condiciones ácuicas y gradaciones en las limitantes de drenaje (ver perfiles en **Tabla 2C** y **D**).

En el área de planicies y lomadas, modelada por la acción glaciaria, el drenaje de los suelos está fuertemente influenciado por la granulometría del material glaciario y la profundidad de la discontinuidad litológica (**Tabla 3**). El alto contenido de arcilla muchas veces constituye una limitante para el crecimiento en profundidad de las raíces. Los perfiles descriptos pueden presentar rasgos redoximórficos a distintas profundidades, que señalan la alternancia marcada de períodos de desecación y saturación con agua (**Tabla 3**). En este paisaje es frecuente encontrar también suelos desarrollados a partir del material glaciario, sin influencia de ceniza, los cuales no fueron considerados en este trabajo. Dichos suelos suelen presentar arcillas esmectitas y características vérticas (La Manna *et al.*, 2004).

En el sector subhúmedo la profundidad de los depósitos de ceniza y así, la profundidad efectiva de los suelos, varía en función de la posición en el paisaje y la topografía. Dominan texturas medias a gruesas, y los suelos son generalmente bien drenados (**Tabla 4**). Las limitaciones de drenaje están mayoritariamente restringidas a las planicies de inundación, donde predominan materiales aluviales. En la zona semiárida los “suelos de ceniza”, restringidos a posiciones particulares del paisaje, tienen variada profundidad y son bien drenados. La capacidad de retener agua y formar complejos con la materia orgánica, aunque es limitada dado que el suelo posee arcillas cristalinas, determina suelos más fértiles que los descriptos en la estepa circundante (Irisarri *et al.*, 1995).

En toda el área de suelos volcánicos de Chubut es variable la influencia de fragmentos gruesos en los perfiles, ya sean de origen glaciario, aluvial, o coluvial, y el volumen que ocupan en el perfil es determinante de la capacidad real del suelo para

el desarrollo de raíces y la disponibilidad de agua (Irisarri *et al.*, 2000).

Propiedades físicas

Textura

La granulometría del material original de los suelos bajo estudio está determinada por las características de la erupción volcánica y la distancia al volcán (Colmet-Daage *et al.*, 1988; Finocchiaro *et al.*, 2010, 2012). Si bien las texturas que predominan en Chubut son gruesas (franco arenosas a arenosas) (Irisarri *et al.*, 2000) o intermedias (franco limosas a franco arenosas) (La Manna *et al.*, 2018b), la granulometría puede variar ampliamente en muy poca distancia (La Manna *et al.*, 2018a). Las variaciones en la granulometría de los suelos de Chubut parecen no estar sólo relacionadas con la textura del material original, sino también con procesos de erosión de mediano y largo plazo. Así, existe un enriquecimiento, en el horizonte superficial, en fracciones finas, limo y arcilla, a lo largo de laderas degradadas (La Manna *et al.*, 2018a).

En los suelos volcánicos, donde la materia orgánica y la fracción mineral se combinan de manera muy estable, se forman microagregados del tamaño del limo o arena, difíciles de dispersar (Warkentin & Maeda, 1980; Wada, 1985; La Manna *et al.* 2016a). Estos microagregados se comportan como una partícula más gruesa que enmascara la granulometría verdadera del suelo (*i.e.*, pseudo-limos o pseudoarenas).

En los suelos de régimen hídrico údico, las texturas condicionan también la clasificación taxonómica de los Andisoles, permitiendo distinguir Udandes y Vitrandes (Frugoni, 2004) (**Tabla 1**). La textura incide en otras propiedades de los suelos volcánicos, como la formación de complejos con la materia orgánica, la capacidad de retener agua, y la facilidad para conformar arcillas no cristalinas (Besoain, 1985; McDaniel *et al.* 2012).

Porosidad

Los horizontes superficiales presentaron densidades aparentes muy bajas, mayoritariamente

con valores inferiores a $0,9 \text{ g cm}^{-3}$ (Tablas 1, 2, 3 y 4), que implican valores de porosidad superiores a 65%. La baja densidad aparente es uno de los criterios que utiliza el USDA para clasificar a los suelos como Andisoles (Soil Survey Staff, 2014). Los bajos valores hallados son el resultado de altos contenidos de materia orgánica y/o la presencia de aluminosilicatos no cristalinos, los cuales presentan baja densidad (Warkentin & Maeda, 1980). El alofano y la imogolita aparecen en el microscopio electrónico como nanopartículas de esferas huecas, y de túbulos huecos, respectivamente. El “ensamblaje” de esas esferas huecas y nanotúbulos en dominios agregados y progresivamente más grandes, determina una agregación muy estable, que resulta en baja densidad y alta porosidad (McDaniel *et al.*, 2012). En la zona semiárida, donde los contenidos de materia orgánica disminuyen y ya no se detectan aluminosilicatos no cristalinos, la densidad aparente se incrementa (ver Tabla 5A).

Retención hídrica

Una de las características distintivas de los suelos volcánicos es su gran capacidad de almacenar agua. Los valores de agua útil (*i.e.*, diferencia entre capacidad de campo (CC) y punto de marchitez permanente (PMP)) de los suelos de la Región Andino Patagónica son mayores que los esperados para los suelos en general, por ejemplo, de acuerdo al modelo de Saxton & Rawls (2006) (La Manna *et al.*, 2018b). La capacidad de retención de agua en suelos volcánicos depende fundamentalmente de la textura y de la presencia o no de aluminosilicatos no cristalinos (Dahlgren *et al.*, 2004). Perfiles analizados en una transecta oeste-este, muestran valores de CC y PMP de 65 y 40%, en suelos alofánicos y de 45 y 20-30% en suelos con arcillas cristalinas (Colmet-Daage *et al.*, 1993).

Estudios en bosques de ciprés de la cordillera encontraron valores de retención hídrica significativamente más bajos en suelos de pumita que en suelos de ceniza (La Manna, 2005a). En los perfiles de régimen de humedad údico en los flancos de la montaña, detallados en la Tabla 1, se observa

que el horizonte A de textura franco limosa (Tabla 1B), alcanza un valor de humedad equivalente de 51%, siendo casi el doble que el registrado en los horizontes A de texturas franco arenosa y areno franca (Tabla 1A y C). Por otra parte, en los suelos de la transición údico-xérico, los valores de humedad equivalente varían fuertemente en horizontes A de textura franca, con valores entre 26 y 41%, de acuerdo a si presentan o no arcillas no cristalinas (Tabla 3A y B). Los perfiles de régimen xérico, con presencia de arcillas no cristalinas (Tabla 4A y D) presentan valores de CC superiores a los registrados en la zona semiárida, sin presencia de estas arcillas (Tabla 5A).

Erodabilidad

Ensayos de lluvia simulada evidenciaron que cuando el suelo queda desnudo, es altamente vulnerable a la erosión (La Manna *et al.*, 2016b). Las tasas de erosión potencial registradas en el área de ecotono de la Región Andino Patagónica, correspondiente a la zona semihúmeda con suelos de régimen xérico, son incluso muy superiores a las registradas en áreas de estepa degradada del este de la provincia (Rostagno, 1989). A diferencia de lo que ocurre en otros suelos, el proceso de erosión en suelos volcánicos no involucra a las partículas individuales, sino a microagregados de suelo, altamente estables, que pueden estar enriquecidos en partículas finas (Poulenard *et al.*, 2001; Rodríguez Rodríguez *et al.* 2002). Así, estudios a lo largo de laderas degradadas, evidenciaron un enriquecimiento en fracciones finas, limo y arcilla, hacia la base de la ladera (La Manna *et al.*, 2018a), coincidente con una remoción selectiva de partículas por erosión (Kwaad, 1977; Navas *et al.*, 2017).

Estudios recientes en el sector subhúmedo de Chubut, basados en técnicas radiométricas, permitieron estimar la pérdida de al menos 15 cm de suelo en los últimos 50 años en la mayoría de los sitios de estudio, incluyendo muestras tomadas en pastizal arbustizado, plantación de pinos exóticos en un área previamente degradada y bosquetes nativos abiertos y degradados (La Manna *et al.*,

2019). Este valor equivale a una tasa de erosión de $30 \text{ m}^3 \text{ ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$, muy superior a las tasas de formación de suelo en áreas protegidas por vegetación, que se estimó en valores cercanos a $1 \text{ m}^3 \text{ ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$, resultante tanto de la meteorización mineral como de la deposición de partículas (Tarabini *et al.*, 2019). Establecer tasas de erosión tolerables requiere un balance entre las tasas de formación y de pérdida de suelo (Verheijen *et al.*, 2009). La combinación de la alta erodabilidad de los suelos volcánicos y las malas prácticas de manejo y uso de la tierra, han generado pérdidas de suelo alarmantes en el área de ecotono de Chubut. La clave, como ocurre en otros suelos alrededor del mundo, es la cobertura del suelo (Geißler *et al.*, 2012; El Kateb *et al.*, 2013; Montenegro *et al.*, 2013). Así, cuando el suelo cuenta con la protección continua de un mantillo, tanto en áreas de bosque nativo, como en plantaciones de coníferas introducidas, las tasas de erosión potencial pasan a ser mínimas (Morales *et al.*, 2013; La Manna *et al.*, 2016b).

Mineralogía de los suelos

En áreas de suelos volcánicos la composición mineralógica suele ser muy variable, y puede cambiar de un volcán a otro, aún en cortas distancias y en un mismo volcán a través del tiempo (Colmet-Daage *et al.*, 1988). Cuanto más básica es la composición de la ceniza volcánica, más fácilmente se logra la síntesis de arcillas no cristalinas. La velocidad de formación del alofano y su cantidad están controladas por la composición mineral y por el tamaño de los materiales piroclásticos (Besoain, 1985). Dada la gran superficie específica de la ceniza volcánica, los procesos edafogenéticos pueden desarrollarse en un tiempo relativamente corto, de unas pocas centenas a miles de años, de acuerdo a las condiciones ambientales y a la naturaleza química de las tefras (Shoji *et al.*, 1993).

Estudios mineralógicos de la fracción arena coinciden en caracterizar la composición de las cenizas como de naturaleza mesosilícica (López *et al.*, 1992; Valenzuela *et al.*, 2002). Los minerales pesados (densidad $> 2,8 \text{ g cm}^{-3}$) representan en-

tre el 5 y el 10%, con predominancia de piroxenos. En tanto la fracción liviana, que representa entre el 90 y 95%, está mayoritariamente conformada por componentes no cristalinos, vidrio volcánico y pasta hialopilitica (Valenzuela *et al.*, 2002). De manera similar, el estudio de la ceniza reciente del volcán Chaitén, en muestras tomadas en distintas localidades de Chubut, determinó la presencia predominante de minerales no cristalinos; y cuarzo, cristobalita y plagioclasa como componentes minoritarios (Lapido, 2008). El vidrio volcánico suele ser el material preponderante en la fracción gruesa de los suelos volcánicos. El mismo se meteoriza relativamente rápido para producir una fracción coloidal fina (1-100 nm) dominada por minerales no cristalinos (*i.e.*, alofano, imogolita) (McDaniel *et al.*, 2012).

Los suelos volcánicos comúnmente reciben aportes de nuevo material, lo cual genera una “*pedogénesis ascendente*” (“*upbuilding pedogenesis*”) (McDaniel *et al.*, 2012). Esto es evidente en Chubut, tanto por las recientes erupciones de los volcanes Chaitén (2008) y Puyehue (2011), que dejaron su impronta en los suelos (Finochiaro *et al.*, 2012; Tarabini *et al.*, 2019), como por los altos contenidos de vidrio volcánico mínimamente alterado, que sugieren una meteorización ligera de la ceniza, continuamente modificada por la contribución de cenizas frescas (Valenzuela *et al.*, 2002).

La formación de arcillas no cristalinas está condicionada no sólo por la mineralogía, sino también por las precipitaciones y el drenaje (Besoain, 1985; Parfitt & Wilson, 1985). Así, el gradiente edafoclimático oeste-este característico de la Región Andino Patagónica (alofano -imogolita - haloisita; Andisoles-Molisoles ándicos-Molisoles) (Colmet-Daage *et al.*, 1988), se aprecia, en términos generales, también en la provincia del Chubut (Fig. 3).

La Fig. 4 muestra los valores de pH NaF a los 60 minutos y su interpretación de acuerdo a Irisarri (2000), abarcando un gradiente de precipitación de 1.200 mm, hacia el oeste, hasta 500 mm en el límite este. Cuando las precipitaciones son mayores a 1.000 mm aproximadamente, los suelos presentan minera-

les no cristalinos, con predominancia de alofano. Por el contrario, cuando las precipitaciones son inferiores a *ca.* 600 mm no hay evidencia de alofano. En la zona intermedia, en tanto, es muy variable el grado de alofanización de los suelos, y la formación de arcillas no cristalinas está fuertemente determinada por la posición en el paisaje, las características del material sobre el cual se depositó la ceniza (Tablas 2, 3 y 4), y la granulometría y mineralogía del material volcánico (Besoain, 1985).

En esta área intermedia el uso de la tierra también puede ser determinante de la presencia o no de arcillas no cristalinas, al menos en superficie. Cuando el suelo mineral queda expuesto a la desecación, los minerales no cristalinos pueden reorganizarse y evolucionar hacia la formación de minerales cristalinos como la haloisita (Parfitt & Wilson, 1985), reduciendo así la estabilización de la materia orgánica, e incrementando la mineralización y pérdida de carbono (Hernández *et al.*, 2012) y disminuyendo su capacidad de retención hídrica (Colmet-Daage *et al.*, 1995). Estudios realizados en Chubut evidenciaron que el reemplazo de bosque nativo en el área subhúmeda generó la pérdida de arcillas no cristalinas en superficie y la disminución de los contenidos de materia orgánica (La Manna *et al.*, 2018a). También se evidenció la pérdida de arcillas no cristalinas en superficie, como consecuencia de la desecación, en pastizales arbustizados con alta pre-

sión ganadera, cuyos suelos aún conservan arcillas no cristalinas en los horizontes subsuperficiales (Vogel & La Manna, 2018).

Propiedades químicas **Suelos de régimen de humedad údic y transición údic-xérico**

Una de las claves de la alta fertilidad de los Andisoles es la acumulación de materiales orgánicos de color oscuro, que puede llevar a la formación de epipedones melánicos (Soil Survey Staff, 2014). El término “*ando*” proviene del japonés, y significa “*suelo oscuro*” (Takahashi *et al.*, 1994). Existe una relación positiva entre el contenido de materia orgánica y el contenido de minerales no cristalinos (Wada, 1985). Esta asociación puede ser explicada por la gran superficie específica de los minerales no cristalinos, que favorece la estabilización de la materia orgánica, a través de un efecto positivo sobre los procesos de humificación (Calabi-Floody *et al.*, 2011), la protección del ataque microbiano (Buurman *et al.*, 2007) y la protección de metabolitos producidos en la descomposición (Hernández *et al.*, 2012).

Así, hacia la zona húmeda, donde predominan Andisoles y el régimen hídrico de los suelos es údic o bien una transición údic-xérico, los valores de materia orgánica en el horizonte superficial superan ge-

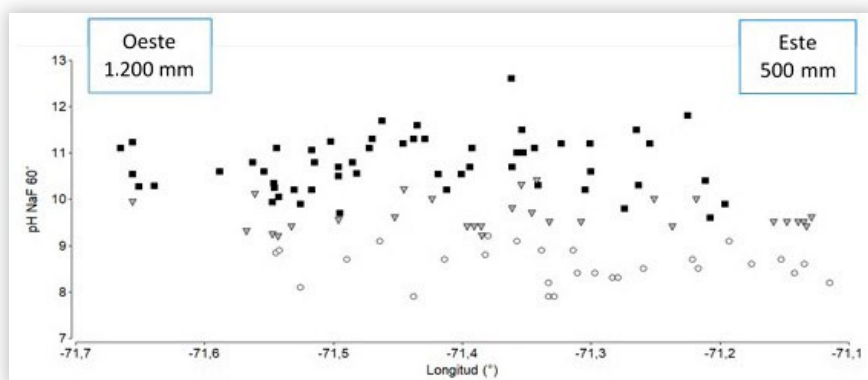


Figura 4. Valores de pH NaF a los 60 minutos en suelos volcánicos de Chubut en función de la ubicación geográfica, abarcando un intervalo de precipitación de 500 a 1.200 mm. Se distinguen suelos con alofano (cuadrado), imogolita (triángulo invertido) y haloisita (círculo), de acuerdo a Irisarri (2000). Datos extraídos de Base de Datos de Suelo del CEAI-FI-UNPSJB.

Figure 4. pH NaF values at 60 minutes for volcanic soils from Chubut province as function of geographical position, covering an annual precipitation range from 500 to 1,200 mm. Soils with allophane (square), imogolite (inverted triangle) and haloisite (circle), are identified, according to Irisarri (2000). Source: CEAI-FI-UNPSJB Soil database.

neralmente el 15% (**Tablas 1, 2 y 3**). La acumulación de materia orgánica en los suelos volcánicos determina también altas relaciones C/N, que resultan en la zona húmeda superiores a 20 (Morales & La Manna, 2011). En Andisoles de régimen údico de la provincia de Neuquén se encontraron relaciones C/N similares, con valores entre 16 y 20 (Broquen *et al.*, 2005).

Las especies forestales nativas de Patagonia presentan importantes diferencias en la calidad de la hojarasca y en las tasas de mineralización potencial de nitrógeno (Mazzarino *et al.*, 1998; Satti *et al.*, 2003), lo cual puede condicionar también la fertilidad química del suelo (Satti *et al.*, 2007; Diehl *et al.*, 2008).

La **Tabla 6** muestra información sobre las propiedades químicas de los suelos del oeste de la provincia del Chubut, correspondientes a suelos volcánicos con presencia de arcillas no cristalinas (alofano). Los valores de materia orgánica, N y CIC son típicamente altos en estos suelos. La alta porosidad de los suelos volcánicos determina una gran superficie específica, y una alta capacidad de intercambio catiónico, que generalmente es superior a $50 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ (McDaniel *et al.*, 2012). Los valores de pH en agua son ligeros a moderadamente ácidos (**Tabla 6**), y el pH potencial (pH KCl) es cercano al pH en agua (ver **Tabla 1**) (Colmet-Daage *et al.*, 1993). Los suelos alofánicos raramente

Tabla 6. Caracterización química de horizontes A de suelos volcánicos del oeste de la provincia del Chubut.

Table 6. Chemical characterization of the A horizon of volcanic soils from the west of Chubut province, Argentina.

	ZONA			
	Húmeda		Húmeda / Subhúmeda	
	RÉGIMEN DE HUMEDAD			
	Údico		Údico-Xérico	
	TOPOGRAFÍA			
	Flancos de montaña		Valles	Planicies y lomadas
	MATERIAL ORIGINARIO			
	Ceniza volcánica	Pumita	Ceniza volcánica y material aluvial	Ceniza volcánica
MO (%)	13,6 ± 3,2	12,6 ± 2,0	18,1± 2,7	16,3 ± 1,5
N (%)	0,4 ± 0,1	0,3 ± 01	0,5 ± 0,1	0,5 ± 0,1
C/N	20,6 ± 1,7	27,3 ± 8,7	18,5 ± 3,1	19,4 ± 2,2
P Bray (mg kg ⁻¹)	7,0 ± 2,2	1,6 ± 0,3	4,6 ± 1,3	8,2 ± 1,9
S (mg kg ⁻¹)	111,0 ± 14	63,3 ± 6,5	99,9 ± 8,2	115,8 ± 4,3
Ca (cmol _c kg ⁻¹)	13,6 ± 2,5	6,3 ± 2,1	16,6 ± 2,1	16,0 ± 0,9
Mg (cmol _c kg ⁻¹)	4,9 ± 0,6	3,9 ± 1,3	6,1 ± 0,6	7,2 ± 0,6
K (cmol _c kg ⁻¹)	0,7 ± 0,1	0,3 ± 0,02	0,8 ± 0,2	0,6 ± 0,1
Na (cmol _c kg ⁻¹)	0,5 ± 0,1	0,6 ± 01	0,7 ± 0,1	0,9 ± 0,04
CIC (cmol _c kg ⁻¹)	139,5 ± 16,2	114,7 ± 13,8	191,2 ± 23,0	167,4 ± 15,8
Suma Bases (cmol _c kg ⁻¹)	19,6 ± 2,9	19,6 ± 2,9	24,1 ± 2,8	25,7 ± 0,8
Saturación Bases (%)	14,8 ± 2,8	10,8 ± 2,8	13,2 ± 1,8	15,9 ± 1,2
pH FNa 2'	9,7 ± 0,2	10,1 ± 02	9,4 ± 0,4	9,5 ± 0,4
pH FNa 60'	10,2 ± 02	10,4 ± 0,2	10,0± 0,4	9,7 ± 0,4
pH actual	6,0 ± 0,1	5,9 ± 0,1	5,8 ± 0,1	5,9 ± 0,1

Valores extraídos de la Base de Datos de Suelos CEAI-FI-UNPSJB. MO: materia orgánica; N: nitrógeno total; C/N: relación carbono - nitrógeno; P: fósforo disponible; S: azufre; Ca: calcio; Mg: magnesio; Na: sodio; K: potasio. CIC: capacidad de intercambio catiónico.

Data from CEAI-FI-UNPSJB soil database. MO: organic matter; N: total nitrogen; C/N: carbon - nitrogen relationship; P: available phosphorus; S: sulphur; Ca: calcium; Mg: magnesium; Na: sodium; K: potassium; CIC: cations exchange capacity.

presentan pH extremadamente ácido, debido a su alta capacidad buffer (Nanzzyo *et al.*, 1993).

Los suelos alofánicos presentaron altos contenidos de magnesio (Mg^{2+}), niveles de calcio (Ca^{2+}) intermedios y niveles bajos de potasio (K^+) y sodio (Na^+) (**Tabla 6**), de acuerdo a valores de referencia para la región (La Manna *et al.*, 2011). El calcio y el sodio son los elementos más móviles y suelen ser fácilmente lavados en los suelos volcánicos (Nanzzyo *et al.*, 1993). Así, los niveles de Na^+ fueron siempre muy bajos, y los contenidos de Ca^{2+} variaron de bajos a medios, en función de la condición de drenaje (Morales & La Manna, 2011). En tanto el contenido de potasio es típicamente muy variable en Andisoles, de acuerdo al contenido de este mineral en las cenizas (Yamada & Shoji, 1983). Los niveles de fósforo (P) disponible son típicamente bajos en los suelos volcánicos alofanizados (**Tabla 6**). Los Andisoles son considerados suelos de alta fertilidad con una provisión adecuada de nutrientes, excepto el fósforo. Los compuestos de Fe y Al activo, es decir, las arcillas no cristalinas, tienen la capacidad de adsorber y unirse fuertemente a aniones como el fosfato (Shoji *et al.*, 1993; Dahlgren *et al.*, 2004). Gran parte de esta adsorción no es reversible, lo que determina bajos niveles de P disponible. De hecho, como se mencionó anteriormente, la retención de fosfatos en los suelos se utiliza para definir las propiedades ándicas (Soil Survey Staff, 2014), y los estudios en el oeste del Chubut muestran valores superiores al 90% de retención (Colmet-Daage *et al.*, 1995).

Suelos de régimen de humedad xérico y transicional xérico-árido

Si bien es muy escasa la información sobre las propiedades químicas de los suelos volcánicos hacia el este de su distribución en la provincia del Chubut, hay algunos datos disponibles. En la zona subhúmeda, con suelos de régimen xérico, en áreas conservadas de bosque nativo, los contenidos de materia orgánica son altos (*ca.* 12%) (La

Manna *et al.*, 2018a), y disminuyen en pastizales y plantaciones de coníferas exóticas, con valores generalmente entre 5 y 7% (Buduba, 2006; La Manna *et al.* 2016b; Buduba *et al.*, 2017). En la zona semiárida, en tanto, los contenidos de materia orgánica disminuyen, asociado a la disminución del aporte orgánico y a la falta de arcillas no cristalinas (ver **Tabla 5**). En suelos volcánicos de Neuquén la relación C/N disminuye en suelos de régimen xérico (Xerandes y Xeroles), respecto a los Andisoles de régimen údico, registrando valores entre 9 y 12 (Broquen *et al.*, 2005). Estos resultados fueron relacionados con el mayor valor C/N de las hojas senescentes y el mantillo de los bosques, respecto a los arbustos de la estepa (Mazzarino *et al.*, 1998). Si bien la información en suelos del Chubut es escasa, estudios en pastizales arbustizados han encontrado relaciones C/N tan altas como las halladas en suelos de régimen údico, con valores cercanos a 20 (Vogel & La Manna, 2018).

En la zona subhúmeda, el pH de los suelos tiende a incrementarse levemente, acercándose a la neutralidad (**Tabla 4**) y alcanzando valores medianamente básicos en el límite este de la distribución de los suelos volcánicos (**Tabla 5**). En relación al incremento de pH, es esperable un mayor porcentaje de bases en el complejo de intercambio. Así, en una transecta oeste-este a 43° Sur, los valores de $Ca+Mg$ de cambio variaron de $8 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ en los bosques del oeste a $30 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ en la transición hacia la estepa (Colmet-Daage *et al.*, 1993). A su vez, hacia el límite este, la predominancia de suelos con haloisita (**Fig. 4**) y el menor contenido de materia orgánica, determina menores valores de CIC.

CONCLUSIONES

Los suelos volcánicos de la provincia del Chubut siguen el patrón oeste-este, régimen de humedad údico-xérico, Andisoles - Molisoles ándicos - Molisoles, con importantes variaciones a pequeña escala, relacionadas con la posición en el paisaje, la profundidad y granulometría de los

depósitos volcánicos y las características del material subyacente.

Si bien en este capítulo se intenta resumir la información disponible, existen importantes vacíos de información o datos incompletos en aspectos relacionados con la química y biología de los suelos, micromorfología, pedogénesis y taxonomía.

A su vez, teniendo en cuenta la erodabilidad de los suelos volcánicos, y las tasas de erosión estima-

das, es imperioso abordar investigaciones aplicadas en relación al manejo de los suelos y el uso de la tierra.

AGRADECIMIENTOS

Deseamos agradecer a todos los investigadores, técnicos y estudiantes que, a lo largo de los años, han aportado al conocimiento de los suelos volcánicos de la provincia del Chubut.

BIBLIOGRAFÍA

- Apcarian, A & J Irisarri. 1993. Caracterización mineralógica de suelos desarrollados sobre cenizas volcánicas en las provincias de Neuquén y Río Negro (R.A.). Actas II Jornadas de Vulcanología, Medio ambiente y Defensa Civil. Zapala, Neuquén. 23 p.
- Auer, V. 1950. Las capas volcánicas como base de la cronología posglacial de Fuegopatagonia. *Rev. Inv. Agr.* 2: 49-208.
- Barros, V; B Scian & H Mattio. 1979. Campos de precipitación de la Provincia de Chubut (período 1931 - 1960). *Geoacta* 10: 175 -192.
- Besoain, E. 1985. Los suelos. En: Toso, J (ed.). Suelos volcánicos de Chile. P. 25-95. Instituto de Investigaciones Agropecuaria (INIA), Ministerio de Agricultura, Santiago, Chile
- Broquen, P; J Lobartini; F Candan & G Falbo. 2005. Allophane, aluminum, and organic matter accumulation across a bioclimatic sequence of volcanic ash soils of Argentina. *Geoderma* 129: 167-177.
- Buduba, CG. 2006. Modificaciones en el pH y contenido de materia orgánica en suelos del ecotono estepa / bosque andino patagónico por implantación de pino ponderosa. Tesis doctoral, Universidad de Buenos Aires. 176 p.
- Buduba CG; L La Manna L; V Alonso & J Irisarri. 2008. La ceniza del Volcán Chaitén y los Suelos. Carpeta Técnica, Medio Ambiente N° 9, EEA INTA Esquel. 5 p.
- Buduba, CG; G Defossé & J Irisarri. 2017. Impact of ponderosa pine afforestations on soil organic matter (SOM) in semiarid steppes of western Patagonia, Argentina. *Agroforestry Systems* 91(5): 895-900.
- Buurman, P; F Peterse & G Almendros Martin. 2007. Soil organic matter chemistry in allophanic soils: a pyrolysis-GC/MS study of a Costa Rican Andosol catena. *Eur. J. SoilSci.* 58(6): 1330-1347.
- Calabi-Floody, M; J Bendall; A Jara; M Welland; B Theng; C Rumpel & M de la Luz Mora. 2011. Nanoclays from an Andisol: extraction, properties and carbon stabilization. *Geoderma* 161(3-4): 159-167.
- Colmet-Daage, F; A Marcolin; C López; M Lanciotti; J Ayesa; D Bran; E Andenmatten; P Broquen; J Girardin; G Cortés; J Irisarri; E Besoain; A Sadzawka; G Sepúlveda; S Massaro; G Millot & P Bouleau. 1988. Características de los suelos derivados de cenizas volcánicas de la cordillera y precordillera del norte de la Patagonia. Bariloche. Convenio INTA – ORSTOM. S. C. de Bariloche, Río Negro. 167 p.
- Colmet-Daage, F; MJ Mazzarino & ML Lanciotti. 1993. Características de los suelos volcánicos en el SO del Chubut. INTA. Com. Téc. N° 22. Bariloche. 9 p.
- Colmet-Daage, F; M Lanciotti & A Marcolin. 1995. Importancia Forestal de los suelos volcánicos de la Patagonia Norte y Central. INTA, Bariloche. 28 p.
- Cruzate, G; L Gomez; MJ Pizarro; P Mercuri & S Banchero. 2007. Mapa de suelos de Argentina. SAGyP – INTA – Proyecto PNUD ARG/85/019. Versión 9.0). <http://www.geointa.inta.gob.ar/2013/05/26/suelos-de-la-republica-argentina/> (13/06/2019)
- Dahlgren, RA; M Saigusa & FC Ugolini. 2004. The Nature, Properties and Management of Volcanic Soils. In *Advances in Agronomy*. 82: 113-182.
- Diehl P; MJ Mazzarino & S Fontenla. 2008. Plant limiting nutrients in Andean-Patagonian woody species: Effects of interannual rainfall variation, soil fertility and mycorrhizal infection. *For. Ecol. Manag.* 255(7): 2973-2980.

Suelos volcánicos de la provincia del Chubut

- El Kateb H; H Zhang; P Zhang & R Mosandl. 2013. Soil erosion and surface runoff on different vegetation covers and slope gradients: a field experiment in Southern Shaanxi Province, China. *Catena* 105: 1–10.
- Ferrer, JA. 1998. Suelos de la provincia del Neuquén. Versión actualizada escala 1:500.000, en color. Dirección de Ciencia y Técnica, COPADE, Neuquén. CFI – Buenos Aires.
- Fielde, MP & KW Perrot. 1966. The nature of allophane in soils. Part 3. Rapid field and laboratory test for allophane. *New Zeal. J. Sci.* 9: 623–629.
- Finocchiaro JM; L La Manna & C Buduba. 2010. Caracterización de la ceniza del volcán Chaitén. Actas XXII Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo. Rosario, 31 de mayo al 4 de junio de 2010. Formato digital.
- Finocchiaro JM; L La Manna & C Buduba. 2012. Estudio comparativo del material reciente expulsado por los volcanes Chaitén y Puyehue. Actas XIX Congreso Latinoamericano y XXIII Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo. Mar del Plata, 16 al 20 de abril de 2012. Formato digital.
- Frugoni, MC. 2004. Estimación del contenido de humedad basada en las texturas descriptas a campo en Andisoles bajo régimen údico (Norpatagonia, Argentina). Actas XIX Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo. Paraná, Entre Ríos. Formato digital.
- Geißler, C; P Kühn; M Böhnke; H Bruelheide; X Shi & T Scholten. 2012. Splash erosion potential under tree canopies in subtropical SE China. *Catena* 174: 596–601.
- Hernández, Z; G Almendros; P Carral P; A Álvarez; H Knicker & JP Pérez-Trujillo. 2012. Influence of non-crystalline minerals in the total amount, resilience and molecular composition of the organic matter in volcanic ash soils (Tenerife Island, Spain). *Eur. J. Soil Sci.* 63 (5), 603–615.
- Irisarri, JA. 2000. La propuesta de reclasificación de los Andepts de Argentina de acuerdo al Orden Andisoles. Workshop Soil Taxonomy. INTA, AICET, AACs: 18–27.
- Irisarri, JA; JM Mendía; C Roca; CG Buduba; MF Valenzuela; F Epele; F Fraseto; G Ostertag; S Bobadilla & E Andenmatten. 1995. Zonificación de las tierras para la aptitud forestal de la Provincia del Chubut. DGByP. Chubut. Formato digital.
- Irisarri, J; CG Buduba & MF Valenzuela. 2000. Transecta Modelo Futaleufú - Esquel: Zonificación de información edáfica, climática y topográfica con relación al sitio forestal, como sustento para la toma de decisiones en la introducción y diversificación de especies arbóreas en la Región Andino Patagónica. Informe Final Grupo Suelos. CIEFAP – GTZ. Esquel, Chubut. 34p.
- Kwaad, F. 1977. Measurements of rainsplash erosion and the formation of colluvium beneath deciduous woodland in the Luxembourg Ardennes. *Earth Surf. Process. Landf.* 2: 161–173.
- La Manna, L. 2005a. Caracterización de los suelos bajo bosque de *Austrocedrus chilensis* a través de un gradiente climático y topográfico en Chubut, Argentina. *Bosque* 26: 137–153.
- La Manna, L. 2005b. La declinación de los bosques de *Austrocedrus chilensis*: relación entre el “mal del ciprés” y el sitio. Tesis doctoral. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires.
- La Manna, L; CG Buduba; JA Irisarri & MF Valenzuela. 2004. Vertisoles en los bosques de *Austrocedrus chilensis*. *Revista Científica Agropecuaria* 8: 73–78.
- La Manna, L; V Alonso; CG Buduba & JA Irisarri. 2007. Plan de manejo estratégico zonas este y norte linderas al Parque Nacional Los Alerces - Estudio de Suelos – Informe final. CFI. 35p.
- La Manna, L; CG Buduba & JA Irisarri. 2008. Los Suelos del Valle 16 de Octubre, Provincia del Chubut. *Patagonia Forestal* 14(2): 13–16.
- La Manna, L; CG Buduba; JA Irisarri; J Ferrari & MV Cremona. 2011. Los nutrientes del suelo en la Región Andino Patagónica: una aproximación a la interpretación de datos analíticos. *Patagonia Forestal* 15 (3): 7–8.
- La Manna, L; CM Rostagno; CG Buduba; JA Irisarri & A Navas. 2016a. Determinaciones de granulometría en suelos volcánicos: comparación entre distintos métodos analíticos. *Cienc.Suelo* 34(2): 355–364.
- La Manna, L; CG Buduba & CM Rostagno. 2016b. Soil erodibility and quality of volcanic soils as affected by pine plantations in degraded rangelands of NW Patagonia. *Eur. J. For. Res.* 35(4): 643–655.
- La Manna, L; L Gaspar; CM Rostagno; L Quijano & A Navas. 2018a. Soil changes associated with land use in volcanic soils of Patagonia developed on dynamic landscapes. *Catena* 166: 229–239.

- La Manna, L; M Tarabini; F Gómez; P Noli; B Vogel & CG Buduba. 2018b. Estimación de las constantes hídricas de suelos volcánicos en función de variables de fácil determinación a campo. *Cienc. Suelo* 18(1): 23-29.
- La Manna, L; L Gaspar; M Tarabini; L Quijano & A Navas. 2019. ¹³⁷Cs inventories along a climatic gradient in volcanic soils of Patagonia: potential use for assessing medium term erosion processes. *Catena* 181: 1-11.
- Lapido, O. 2008. Análisis mineralógico por difracción de rayos X sobre muestras de ceniza volcánica del volcán Chaitén. Dirección de Geología Ambiental y Aplicada. 2 p.
- Laya, HA. 1969a. Cartografía de los principales grupos de suelos y sus relaciones genéticas en la región de Trevelin (Chubut). Actas V Reunión Argentina de la Ciencia del Suelo, Santa Fe, Argentina. p. 359-371.
- Laya, HA. 1969b. Cartografía expeditiva de los suelos y sus relaciones genéticas- Zona de Río Pico (Chubut). Actas V Reunión Argentina de la Ciencia del Suelo, Santa Fe, Argentina. 373-385.
- López, C; F Colmet-Dâage & H Planas. 1992. Características de los suelos de origen volcánico en la cordillera Andino Patagónica Latitud 43° 30', Argentina-Chile. INTA. Com. Téc. N° 18. Bariloche. 9 p.
- López, C; F Colmet-Dâage & H Planas. 1993. Aportes de los volcanes de la cordillera Andino- Patagónica a los suelos argentino-chilenos entre los paralelos 42° y 44° L.S. INTA. Com. Téc. N° 19. Bariloche. 9 p.
- Mazzarino, MJ; M Bertiller; T Schlichter & M Gobbi. 1998. Nutrient cycling in Patagonian ecosystems. *Ecol. Austral* 8: 167-181
- McDaniel, PA; D Lowe; O Arnalds & CL Ping. 2012. Andisols. En: Huang, P; Y Li & ME Sumner (eds.). Handbook of Soil Sciences, 2nd edition. Properties and Processes, vol. 1. Pp. 33.29–33.48. CRC Press. Taylor & Francis, Boca Ratón, Florida.
- Mizota, C. & LP van Reeuwijk. 1989. Clay mineralogy and chemistry of soils formed in volcanic material in diverse climatic regions. Soil Monograph, vol. 2. International Soil Reference and Information Centre, Wageningen. 103 p.
- Montenegro, A; J Abrantes; J de Lima; V Singh & T Santos. 2013. Impact of mulching on soil and water dynamics under intermittent simulated rainfall. *Catena* 109: 139-149.
- Morales, D & La Manna L. 2011. La fertilidad química del suelo y el “mal del ciprés” en Patagonia, Argentina. *Cienc. Suelo* 29(2): 151-160.
- Morales, D; CM Rostagno & L La Manna. 2013. Runoff and erosion from volcanic soils affected by fire: the case of *Austrocedrus chilensis* forests in Patagonia, Argentina. *Plant & Soil* 370: 367-380.
- Nanzoyo, M; R Dahlgren & S. Shoji. 1993. Chapter 6 Chemical Characteristics of Volcanic Ash Soils. En: Shoji, S; M Nanzoyo & R Dahlgren (eds.). Developments in Soil Science. p. 145-187. Elsevier.
- Navas, A.; TA Quine; DE Walling; L Gaspar; L Quijano & I Lizaga. 2017. Relating intensity of soil redistribution to land use changes in abandoned Pyrenean fields using fallout Caesium-137. *Land Degrad. Dev.* 28: 2017-2029.
- Parfitt, RL & AD Wilson. 1985. Estimation of allophane and halloysite in three sequences of volcanic soils, New Zealand. *Catena Suppl.* 7: 1-8.
- Parfitt, RL; M Saigusa & JD Cowie. 1984. Allophane and halloysite formation in a volcanic ash bed under different moisture conditions. *Soil Sci.* 138(5): 360-364.
- Ping, CL. 2000. Volcanic soils. In: Sigurdsson, H (ed.). Encyclopedia of Volcanoes. p. 1259-1270. Academic Press, New York.
- Poulenard, J; P Podwojewski; JL Janeau & J Collinet. 2001. Runoff and soil erosion under rainfall simulation of Andisols from the Ecuadorian Páramo: effect of tillage and burning. *Catena* 45: 185-207.
- Rodríguez Rodríguez, A; C Arbelo; J Guerra & J Mora. 2002. Erosión hídrica en Andosoles de las Islas canarias. *Edafología* 9: 23-30.
- Rostagno, CM. 1989. Infiltration and sediment production as affected by soil surface conditions in a shrubland of Patagonia, Argentina. *J. Range Manag.* 42(5): 382-385.
- Satti, P; MJ Mazzarino; M Gobbi; F Funes; L Roselli & H Fernandez. 2003. Soil N dynamics in relation to leaf litter quality and soil fertility in north-western Patagonian forests. *Journal of Ecology* 91(2): 173-181.
- Satti, P; MJ Mazzarino; L Roselli & P Crego. 2007. Factors affecting soil P dynamics in temperate volcanic soils of southern Argentina. *Geoderma* 139: 229-240.

Suelos volcánicos de la provincia del Chubut

- Saxton, K & WJ Rawls. 2006. Soil water characteristic estimates by texture and organic matter for hydrologic solutions. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 70: 1569-1578.
- Schoeneberger, PJ; DA Wysocky; EC Benham & WD Broderson. 1998. Field Book for Describing and Sampling Soils. Natural Resources Conservation Service, USDA, National Soil Survey Center, Lincoln. Nebraska.
- Shoji, S; R Dahlgren & M Nanzoyo. 1993. Terminology, concepts and geographic distribution of volcanic ash soils. In: Shoji, S; M Nanzoyo & R Dahlgren (eds.). *Developments in soil science*. Pp. 1-5. Elsevier.
- Soil Survey Staff. 1975. Soil taxonomy: A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys. SCS•USDA Hb. NO 436. U.S. Govt. Printing Office. Washington.
- Soil Survey Staff. 2014. Keys to soil taxonomy, 12th edn. USDA Natural Resources Conservation Service, Washington, DC. 360p.
- Takahashi, T; R Dahlgren & T Sase. 1994. Formation of melanicepedons under forest vegetation in the xeric moisture regime of Northern California. *Soil Sci. Plant Nutr.* 40: 617-628.
- Tarabini, M; F Gomez & L La Manna. 2019. Ceniza volcánica reciente como indicadora de retención de partículas en los suelos de la Patagonia andina. *Cienc. Suelo* 37: 101-112.
- Valenzuela, MF; JA Irisarri; L Ferro & CG Buduba. 2002. Caracterización mineralógica de suelos desarrollados sobre cenizas volcánicas en el noroeste de la Provincia del Chubut. XVIII Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo. Pto, Madryn. Formato digital.
- Vallerini, J & A Marcolín. 1976. Relevamiento de suelos de la zona cordillerana de Patagonia. Actas VII Reunión Argentina de la Ciencia del Suelo, Bahía Blanca, Argentina. 11 p.
- Verheijen, F; R Jones; R Rickson & CJ Smith. 2009. Tolerable versus actual soil erosion rates in Europe. *Earth Sci. Rev.* 94:23-28.
- Vogel, B & L La Manna. 2018. Shrub encroachments effects on key soil properties and restoring potential of Patagonian rangelands. 21th World Congress of Soil Science. Río de Janeiro, Brasil, 12 al 17 de agosto de 2018.
- Wada, K. 1985. The distinctive properties of Andosols. *Advances in Soil Science*. vol. 2, p. 173-229.
- Warkentin, B & T Maeda. 1980. Physical and mechanical characteristics of Andisols. En: Theng, B. (ed.). *Soils with variable charge*. Pp. 281-301. Lowe Hott: Ed. New Zealand Society of Soil Science.
- Yamada, I & S Shoji. 1983. Alteration of volcanic glass of recent Towada ash in different soil environments of northeastern Japan. *Soil Sci.* 135: 316-321.

El suelo y el bosque en la Región Andino Patagónica

Carlos G. Buduba^{1,2} - Ludmila A. La Manna^{1,3} - Jorge A. Irisarri⁴

¹ Centro de Estudios Ambientales Integrados, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco

² EEAf INTA Esquel

³ CONICET

⁴ Universidad Nacional del Comahue

Autor de contacto: buduba.carlos@inta.gob.ar

“...La riqueza principal de la cordillera es su capacidad para reproducirse como mayores bosques, de las mismas especies o de otras, pero como bosques que constituirán imperecedera fuente de riqueza para la Nación.”

Bailey Willis

Comisión de Estudios Hidrológicos 1911 – 1914

Resumen

Los suelos volcánicos de la Región Andino Patagónica Argentina tienen la capacidad de humectarse durante la temporada invernal de lluvias, convirtiéndose en una reserva de agua para los árboles durante los meses secos del verano. La cantidad de agua que puede almacenar el suelo y otras cualidades edáficas que facilitan el crecimiento del bosque están relacionadas con diversos factores. Los eventos volcánicos, las variables climáticas, las características del paisaje y los procesos edafogenéticos se asocian entre sí, permitiendo la presencia del bosque nativo e implantado en Andisoles y Molisoles. En este capítulo se presentan, para diferentes especies forestales, datos silvícolas y edáficos que facilitan el entendimiento de los aspectos más relevantes de la relación entre los suelos volcánicos y el bosque. Las diversas especies latifoliadas y coníferas nativas se desarrollan principalmente a lo largo del sector más húmedo de la región, en una variedad de sitios que influyen en su distribución y desarrollo. Por otro lado, las condiciones edáficas del sector más seco sin bosque, facilitan la implantación de especies forestales introducidas. El crecimiento de algunas de ellas es muy promisorio y su cultivo se ha extendido por toda la región. Considerando que estos bosques modifican el ambiente de estepa, se discuten los cambios detectados en el suelo por causa del establecimiento del pino.

Palabras clave

Suelos volcánicos; Andisoles – Molisoles; bosque nativo e implantado; *Nothofagus*; *Pinus*.

Soil and forests of the Patagonian Andean Region

Extended Abstract

Volcanic soils of the Patagonian Andean Region in Argentina have the ability to retain moisture during the winter rainy season, storing water for the trees to use during the dry summer months. Volcanic events, climatic variables, landscape characteristics, and associated edaphogenetic processes allow the development of native forests and plantations. Along a strong precipitation gradient (3.000 - 300 mm) and a vegetation gradient (forest - steppe), in just 90 km distance (West - East), different conditions for the development of Andisols and Mollisols are found. Soil water storage and other edaphic features which improve forest growth are related to different factors, such as volcanic material weathering, effective depth, coarse fragments, available water, drainage, soil water content at the end of summer, slope and aspect. This chapter shows silvicultural (annual increment) and edaphic data for different forest species,

that allow understand the most relevant aspects of the relationship between soil and forests in the Patagonia Argentina. Different native species, both broadleaf [*Nothofagus pumilio* (lenga), *Nothofagus alpina* (raulí), *Nothofagus obliqua* (roble pellín), *Nothofagus dombeyi* (coihue), *Nothofagus antarctica* (ñire)] as conifers [*Austrocedrus chilensis* (ciprés de la cordillera), *Araucaria araucana* (araucaria)] occur mainly in the most humid sector (i.e., West), covering different sites that influence their distribution and development. On the other hand, in the driest and forest-free sector (East Sector), edaphic conditions allow the introduction of exotic forest species, mainly conifers. Some of them have high growth rates, such as *Pinus ponderosa* (ponderosa pine), *Pseudotsuga menziesii* (oregon pine), *Pinus radiata* (radiata pine), *Pinus Jeffreyi* (jeffreyi pine) and *Pinus contorta* (var. *latifolia* and var. *murrayana*), being *P. ponderosa* and *P. menziesii*, the most widespread species. Since *P. ponderosa* has not so high site requirements, there is a large area in the region suitable for its commercial afforestation, with different site qualities. Considering that these plantations are widely promoted by the government, and that their establishment strongly modify the steppe environment, the main soil changes associated with afforestation are discussed in this chapter. In this sense, the organic horizon, mainly formed by needles, is the most significant change compared to the initial situation. Changes in soil moisture, organic matter, porosity, infiltration, erodability and soil biology are addressed in relation to the current knowledge. The absence of significant changes in soil reaction (pH) is also discussed. Finally, plantations ability for entrapping particles transported by the wind, and the associated “upbuilding pedogenesis”, are discussed, according to studies based on recent volcanic ashes from eruptions recorded at the beginning of the 21st century.

Key words Volcanic soils; Andisols - Mollisols; native forest and afforestation; *Nothofagus*; *Pinus*.

LA PARADOJA DEL BOSQUE

La presencia de bosque en la Región Andino Patagónica, desde Neuquén a Chubut (Sector Oeste (verde) y Sector Este (rojo) en el mapa de la Fig. 1), está limitada a ciertas características del suelo que sólo se presentan en esta región de la Argentina y en algunos sectores de Santa Cruz.

En toda la región la oferta de lluvias es casi exclusiva durante el invierno, $\geq 70\%$ de las precipitaciones anuales. Por otro lado, se registra una alta demanda hídrica ambiental que coincide con las temperaturas más elevadas de los meses de verano (Fig. 2). Sin embargo, los bosques en la Región Andino Patagónica se desarrollan sobre un suelo que es capaz de sostenerlos, a pesar de la “aparente sequía estival”.



Figura 1. Región Andino Patagónica con aptitud forestal (Sector Oeste (verde) y Sector Este (rojo) en el mapa) y una vista de un bosque nativo de lenga (*Nothofagus pumilio*) en Valle Hondo, Chubut.

Figure 1. Patagonian Andean Region with forest aptitude (West Sector (green) and Eastern Sector (red) on the map) and a view of a native lenga forest (*Nothofagus pumilio*) in Valle Hondo, Chubut.

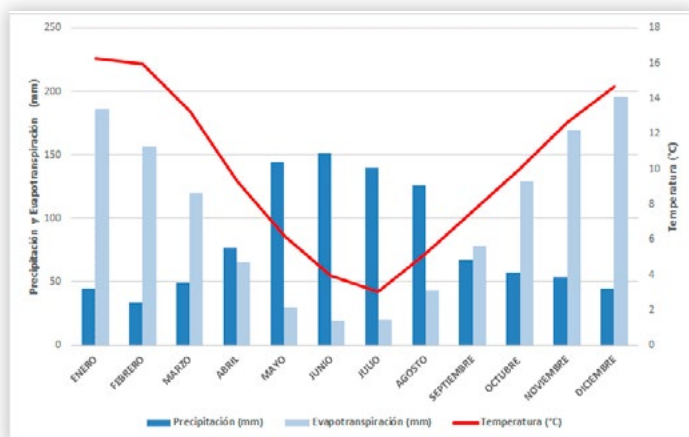


Figura 2. Precipitación, evapotranspiración y temperatura media anual para el período 1970 – 2018 en Trevelin, Chubut (Precipitación media anual 990 mm, Evapotranspiración media anual 1.214 mm, Temperatura media anual 9,8 °C) (Datos EEAf INTA Esquel, Campo Experimental Agroforestal INTA Trevelin).

Figure 2. Rainfall, evapotranspiration and average annual temperature for the period 1970 - 2018 in Trevelin, Chubut (Average annual rainfall 990 mm, Average annual evapotranspiration 1,214 mm, Average annual temperature 9.8 °C) (EEAf INTA Esquel data, Campo Experimental Agroforestal INTA Trevelin).

Este tipo de distribución anual de las precipitaciones debería ocasionar un marcado déficit hídrico en las plantas y sin duda, la presencia de otro tipo de vegetación. Posiblemente un paisaje sin bosque, con árboles dispersos y con adaptaciones xerofíticas para vivir en un ambiente con escasez de agua líquida. Durante los cortos días y fríos meses invernales el agua precipitada es abundante, mientras que durante los largos y muchas veces calurosos días estivales, casi no llueve. Es sabido que las plantas necesitan luz, temperatura y agua para crecer. No obstante, en la Región Andino Patagónica pareciera que la presencia de los tres factores no coincide en el tiempo.

La respuesta a esta paradoja - la existencia de bosque en la Región Andino Patagónica - es el suelo que se comporta como una “esponja”. Una “esponja” que es capaz de recargarse cuando los árboles no necesitan el agua (invierno) y de liberarla cuando el bosque está en pleno crecimiento (verano). Una “esponja” que puede llegar a superar su mismo peso en agua (> 100% de humedad) por estar formada por materiales volcánicos con altos contenidos de materia orgánica. Un material que posee buen drenaje debido a sus valores de infiltración, que no se encharca ni permite el escurrimiento superficial. Por otro lado, los suelos

formados sobre este material volcánico (Andisoles¹ y Molisoles ándicos) adquieren, con el tiempo y bajo ciertas condiciones, otras características que facilitan el crecimiento arbóreo de especies nativas e introducidas.

ORIGEN Y PROPIEDADES DEL MATERIAL VOLCÁNICO

En la cordillera patagónica existen numerosos volcanes que de forma continua y/o intermitente liberan material de diferentes tamaños y características (lapilli², pumita³ y ceniza⁴), tal como se observa en la Fig. 3 para la zona de Chubut, Río Negro y Sur de Neuquén.

De forma recurrente, la ceniza es expulsada por diferentes centros de emisión (Stern, 2004; Naranjo & Stern, 2004; Martinic, 2008), como las originadas por las recientes erupciones del volcán Hudson (1991), volcán Chaitén (2008) y del complejo volcánico Puyehue - Cordón Caulle (2011). Durante estos eventos se pudo comprobar cómo el material es transportado y depositado por los vientos dominantes del Oeste. Este aporte de material se verifica a grandes distancias (Fig. 4) y constituye un “rejuvenecimiento” permanente para los suelos.

1 En Chile se los denomina trumao (derivado del mapuche trumag).

2 Lapilli, partícula de 2 - 64 mm de diámetro, con densidad aparente > 2,0 g cm⁻³.

3 Pumita, no reconoce ninguna restricción de tamaño, fuertemente vesicular, con densidad aparente < 1 g cm⁻³ (flota en el agua).

4 Ceniza, partícula < 2 mm de diámetro.



Figura 3. Ubicación de los volcanes más importantes en la Cordillera de los Andes para la zona de Chubut, Río Negro y Sur de Neuquén. La mayoría de ellos están ubicados en territorio chileno (Google Earth Image ©).

Figure 3. Location of the most important volcanoes in the Andes for Chubut, Río Negro and southern Neuquén provinces. Most of them are located in Chilean territory (Google Earth Image ©).

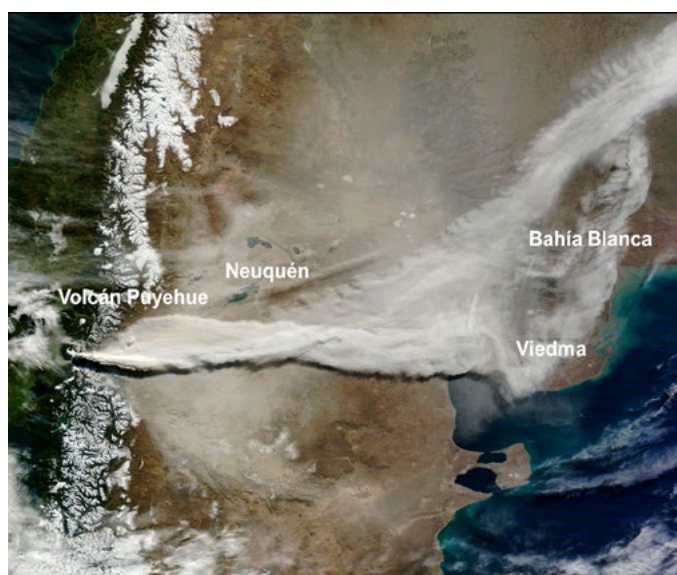


Figura 4. Material volcánico dispersado desde el complejo volcánico Puyehue - Cordón Caulle por los vientos dominantes del Oeste en junio de 2011. Es evidente el aporte a los suelos de diferentes regiones, aunque se ubiquen a miles de kilómetros (se registraron aportes en Australia y Nueva Zelanda). En el sector costero, el color turquesa se debe a la ceniza caída (Imagen MODIS, Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer).

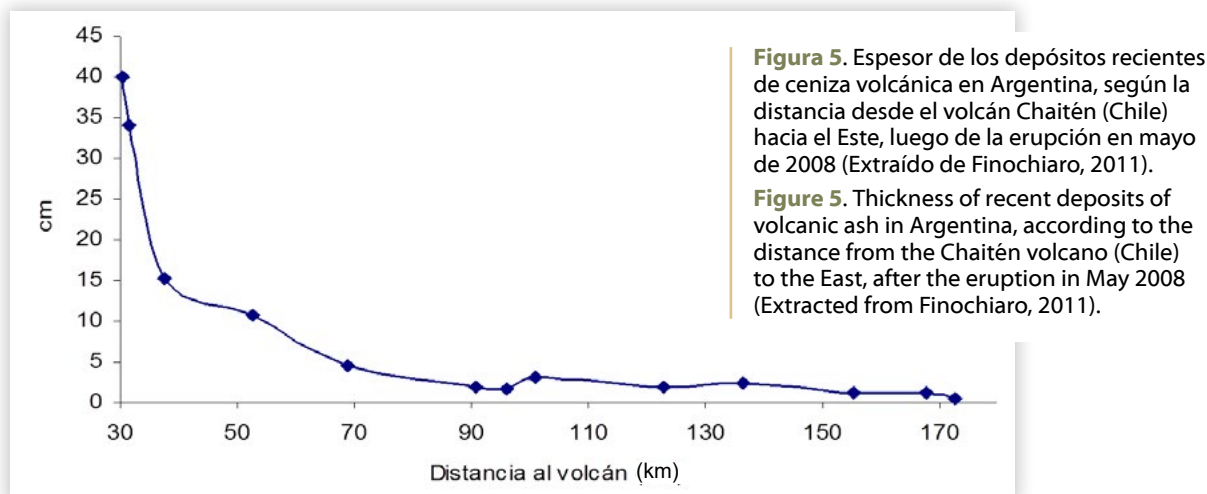
Figure 4. Volcanic material dispersed from the Puyehue - Cordón Caulle volcanic complex by the prevailing winds of the West in June 2011. The contribution to the soils of different regions is evident, even if they are located thousands of kilometers away (contributions were registered in Australia and New Zealand). In the coastal sector, the turquoise color is due to the fallen ash (MODIS Image, Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer).

El material es transportado a diferentes distancias según su granulometría y peso. A medida que nos alejamos del volcán el manto de ceniza es menos espeso y con texturas más finas (Finocchiario, 2011) (Fig. 5). Durante una erupción la ceniza más fina se mantiene por más tiempo en la atmósfera y es distribuida por la acción del viento en lugares más alejados y amplios. El material grueso (lapilli, pumita) sólo puede ser transportado por la violencia del evento, ocupando generalmente áreas próximas a los cráteres, originando tefras y discontinuidades granulométricas que evidencian diferentes erupciones durante el Holoceno. En cada lugar el espesor de las cenizas está asociado a diversos atributos del paisaje y puede acumularse desde varios metros a pocos centímetros en la superficie. Esta selección eólica provoca que la textu-

ra franca arenosa fina predomine generalmente en los perfiles de suelo con aptitud forestal.

La exposición, la pendiente, la altitud y la forma del paisaje también influyen sobre el espesor del manto del material volcánico. Exposiciones resguardadas del viento (orientación Este, Sureste, Sur) combinadas con pendientes moderadas y geoformas que faciliten la acumulación (por ej. relieve cóncavo y pie de laderas) suelen presentar suelos más profundos.

Por otro lado, el marcado gradiente pluviométrico que se registra en menos de 90 km lineales, que pasa de 3.000 mm anuales en el límite con Chile, a 300 mm en la estepa patagónica, va alterando de manera diferencial los depósitos. La intemperización de la ceniza volcánica, vinculada



principalmente al gradiente de la lluvia, genera una secuencia de arcillas alofano – imogolita – haloisita de Oeste a Este, con propiedades características como se describen en el Capítulo 12 de esta obra: Suelos volcánicos de la provincia del Chubut. Estas diferencias inciden en la vegetación que en la misma distancia pasa de bosque a estepa. Bajo

clima y vegetación tan diferentes los suelos derivados de ceniza volcánica adquieren propiedades bien contrastantes (Gaitán & López, 2007) (Fig. 6). Para una misma zona la presencia de los diferentes tipos de arcillas también se vincula a la altitud por la relación entre las variaciones altimétricas y la precipitación (Irisarri & Mendía, 1997).

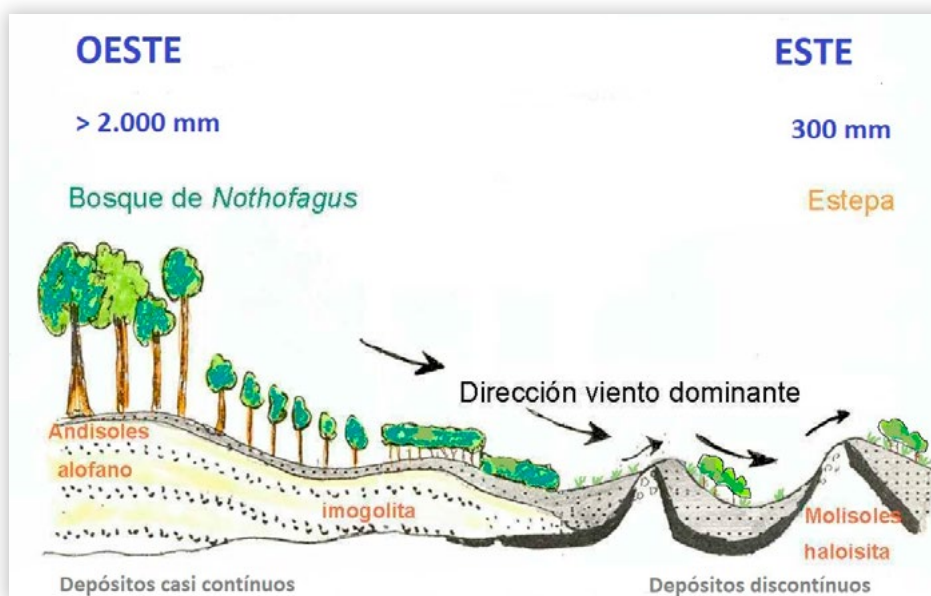


Figura 6. Distribución del material volcánico por acción de los vientos dominantes del Oeste y su relación con la precipitación y la topografía. Con precipitaciones > 1.000 mm la ceniza alofanizada permite el crecimiento del bosque de *Nothofagus*. En la parte más seca (300 – 500 mm) la haloisita, que sustenta a la vegetación de estepa, le otorga al suelo un importante potencial para la implantación de bosques con especies introducidas (Modificado de Colmet-Daage, 1993).

Figure 6. Distribution of volcanic material by action of the prevailing winds of the West and its relation to precipitation and topography. With precipitation > 1,000 mm, allophaned ash allows the growth of the *Nothofagus* forest. In the drier part (300 – 500 mm) the haloisite, which supports the steppe vegetation, gives the soil an important potential for the implantation of forests with introduced species (Modified by Colmet-Daage, 1993).

Todo esto sucede en una región en donde hace sólo unos ≈ 10.000 años dejaba de estar ocupada por inmensos glaciares que cubrían el paisaje (Rabassa, 2008) y borraba los antecedentes edafogenéticos más antiguos. En ese momento el bosque nativo, principalmente con especies de *Nothofagus*, comenzó a expandirse (Villagran & Hinojosa, 1987) hacia la zona más húmeda.

Donde más llueve, la ceniza se mantiene más coherente y se transforma en un suelo muy poroso (70% de poros con densidad de $0,85 \text{ g cm}^{-3}$) que incorpora fácilmente altos contenidos de materia orgánica (Sector Oeste (verde) en el mapa de la Fig. 1). Dos procesos simultáneos, alofanización y melanización, originan estos cambios en el material original (Pereyra *et al.*, 2011). Material que se dispone de manera casi continua sobre el paisaje pre existente, generalmente roca dura, derrubios en las laderas o diversos depósitos de origen glacial en el fondo de los valles (Fig. 7).

La gran estabilidad y resistencia de los compuestos húmicos combinados con la fracción mineral, produce una fuerte estructuración de las partículas primarias. Esto origina pseudolimos y pseudoarenas (microestructura) que enmascaran la textura verdadera del suelo, pareciendo más gruesa. Por otro lado, los suelos presentan poco desarrollo de la estructura, en general con tendencia a masiva mostrando un grado de estructuración débil. Sin embargo, por la porosidad que posee el material de partida y por la facilidad de formar complejos húmico – arcillosos los suelos tienen una óptima relación aire – agua que facilita la exploración radicular.

La ceniza también cubre el paisaje en los lugares más secos, donde el límite del bosque (principalmente ciprés de la cordillera, *Austrocedrus chilensis*) deja lugar a la extensa estepa patagónica (zona roja en el mapa de la Fig. 1). En estos lugares de transición con temperaturas más elevadas



Figura 7. Suelo volcánico (los 3 horizontes superiores de colores pardos amarillentos) desarrollado sobre depósitos post glaciares (granulometría variable) bajo bosque de *Nothofagus*.

Figure 7. Volcanic soil (the 3 upper horizons of yellowish brown colors) developed on post-glacial deposits (variable granulometry) under *Nothofagus* forest.

y cielo más diáfano (mayor evapotranspiración), la ceniza es más susceptible a ser removida por procesos erosivos. De esta manera se distribuye en forma discontinua (Fig. 6) y es menos porosa, aunque sigue cumpliendo su rol de “esponja”, pudiendo almacenar el agua invernal.

En los suelos (Molisoles ándicos), desarrollados entre 300 – 500 mm de precipitación, se pueden implantar bosques con especies introducidas (principalmente pino ponderosa, *Pinus ponderosa*) realizando una selección de los sitios en relación al paisaje (Fig. 8). Son lugares generalmente deteriorados en superficie por el mal uso del hombre, en donde los árboles logran obtener agua a mayores profundidades que la vegetación herbácea empobrecida.

EL SUELO Y EL BOSQUE

El sitio hace referencia al ambiente de un lugar y cómo ese ambiente influye sobre la vegetación. La calidad de sitio es un concepto que se utiliza para explicar las variables ambientales que inciden sobre la capacidad productiva de los árboles. Esta se interpreta según la especie forestal y puede ser de buena a mala. Las variables más importantes son las climáticas y edáficas. Conocer la calidad

de sitio permite explicar el crecimiento del bosque para tomar medidas silvícolas y decidir sobre la implantación en lugares desarbolados (Andenmatten *et al.*, 2002).

Las características del suelo asociadas al paisaje, fundamentalmente las vinculadas al mayor almacenamiento de agua, son relevantes para el crecimiento del bosque nativo e implantado (Irisarri & Mendía, 1997). En muchos sitios, los crecimientos alcanzados por especies introducidas del Hemisferio Norte como pino oregón (*Pseudotsuga menziesii*), pino ponderosa (*Pinus ponderosa*), pino radiata (*Pinus radiata*), pino silvestre (*Pinus sylvestris*), pino blanco del Oeste (*Pinus monticola*), roble europeo (*Quercus robur*), alerce europeo (*Larix decidua*), cerezo (*Prunus avium*), peral (*Pyrus communis*), igualan o incluso superan a los registrados en sus lugares de origen (Gonda & Cortés, 2001; Godoy *et al.*, 2007).

La exposición de la ladera incide sobre el crecimiento del bosque. Los sitios resguardados del viento (exposiciones Este, Sureste y Sur) tienen mayores posibilidades de acumular ceniza volcánica y humedad (Fig. 9). Las orientaciones Oeste y Norte están más expuestas a los vientos dominan-

Figura 8. Paisaje de estepa en suelos volcánicos (Chubut), en donde la implantación de especies introducidas puede complementar la tradicional actividad ganadera extensiva.

Figure 8. Steppe landscape in volcanic soils (Chubut), where the introduction of introduced species can complement the traditional extensive livestock activity.



Figura 9. Diferentes condiciones de laderas (orientación, pendiente, altura, forma del paisaje) asociadas a suelos con acumulación variable de ceniza y presencia de bosque de *Nothofagus*. Las orientaciones Este, Sureste y Sur tienen generalmente más presencia de bosque nativo, siendo los de mejor calidad de sitio. Los lugares altos y expuestos al viento presentan suelos someros y pedregosos (Google Earth Image ©).



Figure 9. Different hillside conditions (orientation, slope, height, landscape shape) associated with soils with variable ash accumulation and presence of *Nothofagus* forest. The East, Southeast and South orientations generally have more presence of native forest, being those of better site quality. Sites high and exposed to the wind have shallow and stony soils (Google Earth Image ©).

tes y al recibir mayor insolación, son más secas y con menores espesores de ceniza. La altura también puede influir en la acumulación de la ceniza. En las partes más altas y expuestas a los vientos, los suelos son más someros y pedregosos. Otro rasgo importante del paisaje asociado estrechamente a los dos anteriores es la pendiente. Las pendientes entre 10 – 30% se asocian en general con los mejores sitios para las principales especies.

Bosque nativo

Los suelos más productivos donde crecen las principales especies forestales nativas (Andisoles) son los Fulvudandes (**Perfil 1**) y Hapludandes (**Perfil 2**). Se forman bajo precipitaciones mayores a 1.000 mm (presencia de alofano) y la calidad de sitio está determinada principalmente por la profundidad efectiva y la ausencia de fragmentos gruesos en el perfil. Las especies latifoliadas dominantes son: lenga (*Nothofagus pumilio*), raulí (*Nothofagus alpina*), roble pellín (*Nothofagus obliqua*), coihue (*Nothofagus dombeyi*) y ñire (*Nothofagus antarctica*). Estas especies se distribuyen sobre suelos volcánicos desde el Norte de Neuquén hasta el Sur de Chubut (**Fig. 10**). La lenga y el ñire

son las que abarcan el mayor intervalo latitudinal, creciendo también sobre suelos no volcánicos en otros regímenes de precipitación.

Prácticamente a lo largo de toda la distribución de los suelos derivados de ceniza en la Región Andino Patagónica, la lenga ocupa los lugares montañosos y bien drenados. Crece aproximadamente desde los 36° 30' a 45° 49' Lat. Sur y es la especie que se ubica a mayor altitud (> 1.000 m s.n.m. variando con la latitud). Se la encuentra dominando en las laderas y lugares planos, en suelos con diferentes profundidades efectivas, pero siempre alofánicos (**Fig. 11**). Ocupa 712.000 ha y es una de las especies que tiene mayor importancia para ser utilizada como madera aserrada de calidad (principalmente en los bosques productivos de Chubut). En sitios de Río Negro Mutarelli *et al.* (1968) (citados por Carabelli, 1991) señalan un crecimiento medio anual de 1,7 a 3,3 m³ ha⁻¹ año⁻¹. En otro estudio en la misma provincia se registraron valores medios de 6 m³ ha⁻¹ año⁻¹, con un rango de 2 – 10 m³ ha⁻¹ año⁻¹ (Loguercio, comunicación personal). En San Martín de los Andes (Neuquén) Chauchard *et al.* (1995) determinaron 8,3 m³ ha⁻¹ año⁻¹.



Figura 10. Bosque de *Nothofagus* (Neuquén) creciendo en un manto de material volcánico (tefras) con diferentes granulometrías (horizontes oscuros de ceniza, horizontes blancos de lapilli y pumita) que manifiestan sucesivos eventos holocénicos de deposición y suelos enterrados.

Figure 10. *Nothofagus* forest (Neuquén) growing in a mantle of volcanic material (tephras) with different granulometry (dark ash horizons, white lapilli and pumice horizons) that show successive deposition events and buried soils.

El ñire está presente en variadas posiciones del paisaje y bajo diferente pluviometría en una extensión de 440.000 ha (Hapludandes, Hapludoles y Haploxerolos). Al igual que la lenga, no siempre crece en suelos derivados de ceniza volcánica. Se desarrolla junto a la lenga y en lugares deprimidos (acumulación de aire frío) con drenaje deficiente, en donde se presenta con porte arbóreo y mejores crecimientos. En sitios mal drenados (borde de mallines⁵) se observan ejemplares de menor tamaño y ramas secas en la copa. También crecen en suelos pedregosos con baja retención de humedad. En las zonas altas ventosas y con abundante acumulación de nieve crece achaparrado con ramas retorcidas y al ras del suelo, al igual que la lenga (Donoso, 1993). En la zona de Trevelin, Chubut, se registraron crecimientos que rondan los $6 \text{ m}^3 \text{ ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$ (Tejera, comunicación personal).



Figura 11. Bosque de lenga (*Nothofagus pumilio*) desarrollado en suelo plano y alofánico (Chubut). El volteo por efecto del viento es frecuente cuando no existe adecuada profundidad efectiva. Este proceso provoca la mezcla de los horizontes superiores. El material más claro corresponde al horizonte C más profundo.

Figure 11. Lenga forest (*Nothofagus pumilio*) developed in flat and allophanic soil (Chubut). Trees fall is frequent where the effective depth is low. This process causes the mixing of the upper horizons. The lightest material corresponds to the deepest C horizon.

⁵ Mallín: depresión cerrada en la cual el suelo se encuentra saturado en agua y con alto contenido de materiales orgánicos, en consecuencia, posee una vegetación especializada característica. Es un término mapuche usado en Patagonia que equivale a "vega" (De Petre et al., 2012).

El roble pellín se desarrolla en Neuquén, principalmente en la zona del Parque Nacional Lanín, como bosque puro o mixto cubriendo unas 40.000 ha. Luego del coihue ($10 - 18 \text{ m}^3 \text{ ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$. Loguercio, comunicación personal) es la especie del género *Nothofagus* que más crece. En San Martín de los Andes para un bosque mixto de roble pellín -coihue y roble pellín- raulí, Chauchard *et al.* (1995) determinaron, sumando ambas especies, $12,8$ y $12,6 \text{ m}^3 \text{ ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$ respectivamente. Su distribución está bastante limitada por la disponibilidad de humedad, desarrollándose generalmente en Udivitrandes y Hapludandes. Por su parte, el raulí, con calidad de madera más apreciada, presenta una distribución restringida a ciertos lugares de Neuquén, creciendo con otras especies de *Nothofagus* (roble pellín y coihue). Se ubica en la parte media y baja de las laderas con preferencia de exposición Sur - Sureste. Es la especie más exigente en profundidad efectiva ($> 0,8 \text{ m}$) y necesita suelos bien drenados. Cuando crece sólo puede alcanzar los $8,8 \text{ m}^3 \text{ ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$. En bosque de raulí - coihue y raulí - lenga el incremento del bosque llega a los 14 y $15,4 \text{ m}^3 \text{ ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$ correspondientemente (Chauchard *et al.*, 1995).

En la región también crecen en diferentes situaciones edáficas algunas especies de coníferas, como el ciprés de la cordillera (*Austrocedrus chilensis*), araucaria (*Araucaria araucana*), alerce

(*Fitzroya cupressoides*, la especie más longeva del Hemisferio Sur y de mayor porte en la región) y ciprés de las Guaitecas (*Pilgerodendron uviferum*). De todas ellas el ciprés de la cordillera es la que tiene mayor distribución latitudinal (entre los 36° y 43° Lat. Sur, ocupando 84.000 ha). Se lo encuentra por debajo de los 1.000 m s.n.m. tanto en suelos de ceniza como en lugares pedregosos, afloramientos rocosos e inclusive arcillosos (La Manna *et al.*, 2004; La Manna, 2005), demostrando su buena adaptación a sitios muy diferentes. Se presenta como bosque puro (al Este, $\approx 600 \text{ mm}$) o mixto con coihue (al Oeste, $\approx > 1.200 \text{ mm}$). En el primer caso con crecimientos de $2,6 - 7,3 \text{ m}^3 \text{ ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$ y en la zona más húmeda varía entre $9 - 13 \text{ m}^3 \text{ ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$ (inclusive puede alcanzar valores de $18 \text{ m}^3 \text{ ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$) (Loguercio *et al.*, 2018). En un suelo alofánico de más de 1 m de profundidad, Loguercio *et al.* (2005) registraron un incremento medio anual de $12,2 \text{ m}^3 \text{ ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$ para una plantación de ciprés de la cordillera de 57 años.

La araucaria se encuentra en la zona Norte de la región creciendo sola o junto a otras especies en una superficie de 114.000 ha. Lo hace en suelos algo excesivamente drenados formados generalmente sobre depósitos de lapilli y pumita poco desarrollados o sobre afloramientos rocosos en las laderas y en el fondo de los valles (Fig. 12). En estos sectores el paisaje se encuentra muy erosionado

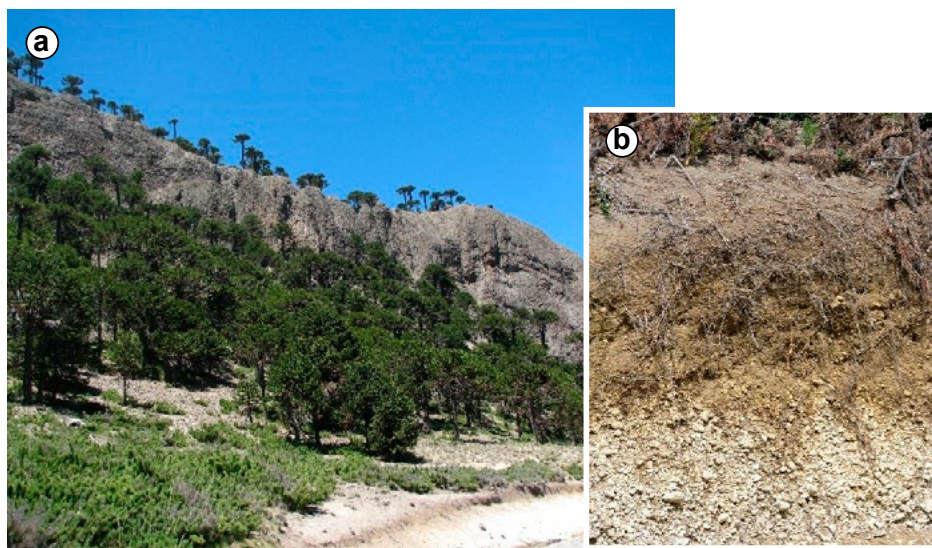


Figura 12. Araucaria (*Araucaria araucana*) en la zona de Aluminé (Neuquén), creciendo sobre afloramientos rocosos (Figura a) y en suelos originados sobre lapilli y pumita excesivamente drenados (Figura b).

Figure 12. Araucaria (*Araucaria araucana*) in the Aluminé area (Neuquén), growing on rocky outcrops (Figure a) and on soils originating from excessively drained lapilli and pumice (Figure b).

por causas antrópicas y por la fragilidad del suelo débilmente estructurado. La araucaria también crece como bosque mixto (*Nothofagus*) en suelos de ceniza. Al contrario, el ciprés de las Guaitecas crece como relicto (poblaciones muy pequeñas y aisladas) en suelos mal drenados (inundados) cubiertos por vegetación herbácea (helechos, gramíneas, musgos, *Sphagnum*, ciperáceas) en varios lugares de la región (Rovere *et al.*, 2002).

Bosque implantado

Las diferencias en el crecimiento arbóreo entre suelos profundos y someros se hacen más relevantes hacia la zona más seca y esteparia, en donde disminuye la posibilidad de encontrar buena calidad de sitio. Son lugares con precipitaciones menores a 800 mm y suelos clasificados generalmente como Vitrixerandes (Perfil 3), Haploxerandes (Perfil 4), Hapludoles (Perfil 5) y Haploxeroles (Perfil 6). En este sector prevalece como especie nativa arbórea el ciprés de la cordillera, acompañado a veces por ñire y maitén, junto a la estepa que se hace dominante hacia el Este. Es la porción del paisaje en donde se implanta principalmente como macizo el pino ponderosa (Fig. 8).

En esta franja de la estepa, cercana al límite con el bosque nativo, el mismo Estado fomenta desde hace muchos años el cambio parcial del uso del suelo. Con diferentes facilidades trata de generar cuencas forestales que den respuesta a requerimientos socio económicos ambientales complejos. Si bien existe un cuestionamiento a esta práctica por parte de la sociedad, fundamentado principalmente por interrogantes ambientales, también se comprueban múltiples beneficios (Bava *et al.*, 2015; Defossé, 2015). El uso actual, asociado a la ganadería extensiva, muchas veces provoca procesos erosivos que son muy difíciles de revertir. Del Valle *et al.* (1998) señalan que el 67% de la Patagonia muestra procesos moderadamente severos a muy severos de desertificación. Por otro lado, la forestación puede complementar la tradicional actividad ganadera (sistema silvo-pastoril) diversificando la producción y mejorando aspectos ambientales.

Según el Inventario Nacional de Plantaciones Forestales (2017) hay 109.237 ha forestadas, de 1.905.000 ha disponibles libres de bosque nativo (Loguercio & Deccechis, 2006). Sólo el 6% de este potencial está siendo utilizado en la actualidad. El mismo inventario señala que del bosque implantado la mayoría corresponde a pino ponderosa (*Pinus ponderosa*) (> 80%, 67.656 ha) y el resto se reparte entre pino oregón (*Pseudotsuga menziesii*), pino radiata (*Pinus radiata*), pino jeffreyi (*Pinus jeffreyi*) y *Pinus contorta* (var. *latifolia* y var. *murrayana*) principalmente. La mayoría (86%) está creciendo en las calidades de sitio II ($15 \text{ m}^3 \text{ ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$) y III ($11 \text{ m}^3 \text{ ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$) de las 4 identificadas para pino ponderosa. La calidad I ($20 \text{ m}^3 \text{ ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$) presenta potencial para especies de mayor valor, incluidas las nativas (Loguercio *et al.* 2015).

El pino ponderosa demuestra un incremento anual en volumen de entre $8 \text{ y } 29 \text{ m}^3 \text{ ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$ (Gonda, 1998; Gonda *et al.*, 2009). En el Campo Experimental Agroforestal INTA Trevelin, con una precipitación media anual de 1.000 mm, los valores registrados para diferentes calidades de sitio variaron entre $14 \text{ y } 34 \text{ m}^3 \text{ ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$ (Tejera & Honorato, 2002). Estos valores pueden ser aún mayores para la misma especie y para otras como el pino oregón y radiata en lugares de bosque nativo (zona más húmeda) (Tabla 1). Sin embargo, a pesar de esta enorme potencialidad, expuesta por prácticas silvícolas anteriores, hoy no se acepta el reemplazo del bosque nativo por especies introducidas, debido al creciente interés de la sociedad por conservar los ecosistemas naturales.

La causa de este crecimiento en volumen de madera se asocia a varios atributos del suelo, determinados principalmente por la cantidad y tipo de meteorización del material volcánico que influyen en la capacidad de almacenaje de agua y, en consecuencia, la calidad de sitio. Las variables edáficas identificadas como más relevantes son: pendiente media (5 - 25%), profundidad efectiva (> 60 cm) y agua útil (> 90 mm). Con menos importancia la textura (texturas medias), la presencia de fragmentos gruesos (< 10%), drenaje (bue-

Tabla 1. Incremento medio anual ($\text{m}^3 \text{ha}^{-1} \text{año}^{-1}$) de pino ponderosa (*Pinus ponderosa*) y pino oregón (*Pseudotsuga menziesii*) en la Región Andino Patagónica y en otros lugares del mundo.**Table 1.** Average annual increase ($\text{m}^3 \text{ha}^{-1} \text{year}^{-1}$) of ponderosa pine (*Pinus ponderosa*) and oregon pine (*Pseudotsuga menziesii*) in the Patagonian Andean Region and elsewhere in the world.

Especie	Lugar	Incremento medio anual ($\text{m}^3 \text{ha}^{-1} \text{año}^{-1}$)
Pino ponderosa	Neuquén sector Este	8 a 29
	Neuquén sector Oeste	9 a 33
	California zona Norte (EE.UU.)	4,7 a 14,6
Pino oregón	Patagonia Argentina sector Este	11 a 14
	Patagonia Argentina sector Oeste	16 a 21
	Patagonia Chilena	15 a 20
	British Columbia (EE.UU.)	1,8 a 9,5

Extraído de Gonda (1998) y Davel *et al.* (1999).Extracted from Gonda (1998) and Davel *et al.* (1999).

no), exposición (Este, Sud, Sudeste), humedad al fin del verano ($> 20\%$) y suma de bases ($> 12 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$) (Mendía & Irisarri, 1986; Ferrer *et al.*, 1991; Irisarri & Mendía, 1991, 1997; Irisarri *et al.*, 1995). Estos autores proponen una metodología inductiva, paramétrica y aditiva para establecer el potencial forestal de pino ponderosa, principalmente para estimar la calidad de sitio previo a la existencia de los árboles. Los antecedentes mencionados sirvieron a otros autores para inferir la calidad de sitio en base al estimador más difundido y conocido como índice de sitio⁶ (Andenmaten *et al.*, 2002).

Por su parte, el pino oregón posee una madera con mayor valor de mercado y es la segunda en importancia si se considera la superficie implantada. El Inventario Nacional de Plantaciones Forestales (2017) señala que con 855 ha ocupa el 1% de la superficie. Es más exigente en cuanto a la calidad de sitio que el pino ponderosa, pues es poco tolerante al déficit hídrico y al efecto del viento. Por este motivo se estima que sólo hay 45.000 ha con potencial para esta especie. Cuando reemplaza al bosque nativo de *Nothofagus* (zona muy húmeda $\approx 2.000 \text{ mm}$), en la parte baja de las laderas protegidas (Este,

Sudeste) y con suelos profundos, presenta excelentes crecimientos ($> 40 \text{ m}^3 \text{ha}^{-1} \text{año}^{-1}$). En un buen sitio del Campo Experimental Agroforestal INTA Trevelin (1.000 mm de precipitación media anual) alcanzó los $41 \text{ m}^3 \text{ha}^{-1} \text{año}^{-1}$ (Tejera, comunicación personal).

Actualmente se lo promueve sólo en lugares libres de bosque nativo con precipitaciones de > 900 en Neuquén y de $> 600 \text{ mm}$ en Chubut y Río Negro (Loguercio *et al.*, 2015). Es susceptible al frío (principalmente a edades tempranas) cuando se acumula en lugares cóncavos o con poca pendiente. Junto con el almacenamiento de humedad la especie necesita de mayor fertilidad. Por este motivo la calidad de sitio se relaciona con la exposición, altitud, profundidad efectiva, textura, espesor del horizonte A y porcentaje de materia orgánica. Esta última variable es la más relacionada con la productividad (Davel & Ortega, 2003) y se hace más relevante en los sitios con menor precipitación. La especie presenta incrementos medios anuales entre 11 y $36 \text{ m}^3 \text{ha}^{-1} \text{año}^{-1}$ (Davel *et al.*, 1999; Davel, 2008; Tejera & Honorato, 2002).

El pino radiata es otra especie de buena calidad de madera y altos crecimientos en suelos

⁶ El índice de sitio de un rodal se define como la altura promedio de los 100 árboles más gruesos por hectárea a una edad de referencia a la altura del pecho (generalmente de 25, 50 años).

semejantes a los promocionados para pino ponderosa y oregón (Fig. 13). Sin embargo, desde la década de 1990 se dejó de fomentar por motivos sanitarios. La mariposita europea del brote del pino (*Rhyacionia buoliana*) afectó muchas plantaciones en la región (incluyendo también al pino ponderosa). Actualmente la plaga ha dejado de ser importante y se busca promover nuevamente la especie. Con lluvias de 1.000 mm en el Campo Experimental INTA Trevelin se registran crecimientos entre 24 - 27 m³ ha⁻¹ año⁻¹ (Tejera, comunicación personal).

Modificaciones en el suelo por la presencia de bosque implantado de pino

El potencial forestal para diferentes especies introducidas (especialmente pino) que posee la Región Andino Patagónica ha sido demostrado por

innumerables estudios en Neuquén, Río Negro y Chubut. Sin embargo, existen interrogantes sobre el efecto de estas masas boscosas en algunos atributos del ecosistema. Un ecosistema que en la mayoría de los casos fue modificado previamente por el uso antrópico a través del fuego, la extracción de material leñoso y el sobre pastoreo con ganado doméstico (Bonvissuto *et al.*, 1993; Schlichter & Laclau, 1998). Generalmente las plantaciones no reemplazan ecosistemas naturales, por el contrario, lo hacen sobre suelos que están afectados por un proceso de degradación debido a la pérdida del horizonte superficial, la cobertura vegetal y la sustitución por especies arbustivas y menos palatables.

Junto al cambio de vegetación, la biodiversidad y el ciclo hidrológico se cuestionan también los efectos en el suelo (propiedades físicas, químicas y/o biológicas). Sobre todos ellos es fundamental considerar al menos, el sitio, la historia de uso del suelo,



Figura 13. Ladera con regeneración natural post incendio de pino radiata con diferentes profundidades de suelo derivado de ceniza volcánica (horizontes superiores oscuros) según la posición en el paisaje. Para una misma edad, los árboles son más altos a mayor profundidad efectiva del suelo (mejor calidad de sitio en parte media y baja de la ladera).

Figure 13. Slope with natural regeneration after radiata pine fire with different depths of soil derived from volcanic ash (dark upper horizons) depending on the position in the landscape. Trees for a same age, are taller at a greater effective depth of the soil (better site quality in the middle and lower part of the slope).

la escala y manejo de la plantación. En este sentido, los cambios pueden ser considerados positivos, neutros o negativos con respecto a la situación anterior a la implantación. Seguidamente presentamos algunos de los conocimientos al día de hoy sobre variables relacionadas al suelo, principalmente por efecto del pino ponderosa en reemplazo de la estepa en la zona Este de la Región Andino Patagónica.

Horizonte orgánico. La formación del horizonte orgánico es, sin duda, el cambio edáfico más significativo en los bosques implantados sobre vegetación de estepa. Según Pritchett (1991) la hojarasca es la que permite diferenciar los suelos forestales de los agrícolas (Fig. 14).

La capa superficial de restos vegetales es una “epidermis edáfica” que lo protege de los efectos



Figura 14. Hojarasca de pino ponderosa (horizonte O) compuesta por acículas y conos en diferentes estados de descomposición (por delante del cuchillo se observa la parte superficial del horizonte A). El color más claro en la capa de hojarasca corresponde a hifas de hongos.

Figure 14. Ponderosa pine litter (O horizon) composed of needles and cones in different states of decomposition (in front of the knife the superficial part of horizon A is observed). The lightest color in the litter layer corresponds to fungal hyphae.

erosivos, de las temperaturas extremas, modifica la recirculación de nutrientes y el ciclo del agua. Sus características dependen de la calidad y cantidad de los aportes y de los procesos de descomposición. En un estudio realizado en dos rodales de pino ponderosa el principal aporte fue de acículas (75%) y conos (17%). La cantidad de aporte aéreo realizado por el bosque ($7 \text{ tn ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$) fue 17 veces más grande que el de la estepa (Buduba, 2006). El mismo autor, en 29 rodales distribuidos a lo largo de toda la región, determinó que la cantidad de material que conforma el horizonte orgánico varía entre $0,29$ y 132 tn ha^{-1} correlacionándose positivamente con la edad, la altura dominante y el área basal del rodal (Fig. 15). Además, el aporte mostró variaciones a lo largo del año y según la distancia al tronco, explicando la heterogeneidad que se observa en muchos casos en el espesor del horizonte orgánico dentro del bosque.

La acumulación del material en superficie por bajas tasas de descomposición puede atribuirse a condiciones micro climáticas del bosque y a la alta relación lignina / nitrógeno (Mazzarino *et al.*, 1998; Candan *et al.*, 2003). La hojarasca senescente del pino ponderosa que conforma el horizonte O, presenta en la región valores de C/N entre 73 y 127, según el grado de descomposición (Buduba, 2006; Araujo & Austin, 2015). Las plantas herbáceas de estepa también poseen muy bajas concentraciones de N al momento de incorporarse al suelo (C/N entre 86 y 227, según la especie), funcionando como un mecanismo para preservar este importante nutriente (Mazzarino *et al.*, 1998). Es decir, que ambas hojarascas presentarían, desde el punto de vista de la relación C/N, baja susceptibilidad para la descomposición biológica. Seguramente la diferencia en la descomposición dentro del bosque entre las hojas anuales del pasto (se descomponen más rápido (Buduba, 2006) y las de larga duración del pino, está dada por la presencia y cantidad de la fracción lipídica (grasas, ceras y resinas) (Panno *et al.*, 1986).

En un ensayo de descomposición de 15 meses la hojarasca de pino tuvo un comportamiento similar bajo ambiente de bosque y estepa, perdiendo el

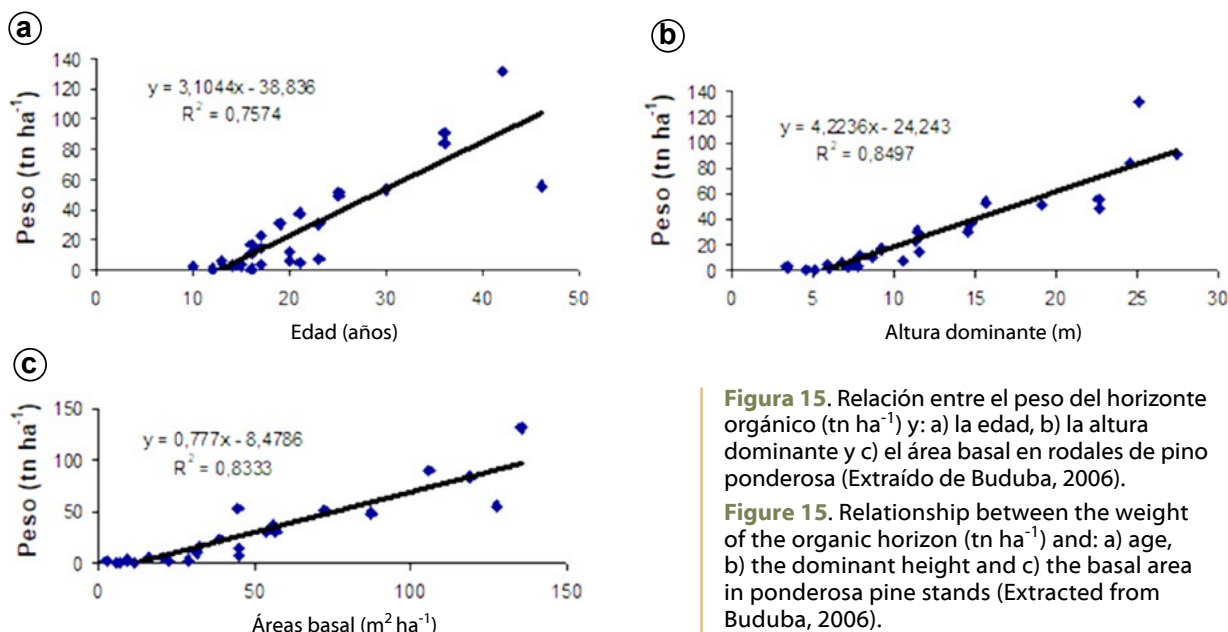


Figura 15. Relación entre el peso del horizonte orgánico (tn ha⁻¹) y: a) la edad, b) la altura dominante y c) el área basal en rodales de pino ponderosa (Extraído de Buduba, 2006).

Figure 15. Relationship between the weight of the organic horizon (tn ha⁻¹) and: a) age, b) the dominant height and c) the basal area in ponderosa pine stands (Extracted from Buduba, 2006).

61% del peso inicial (Buduba, 2006). Este resultado indicaría que la mineralización de la hojarasca del pino depende más de su composición química que de las condiciones ambientales que poseen el bosque y la estepa. No obstante, en ambiente de estepa la broza de pastizal y las acículas de pino no mostraron diferencias significativas en su descomposición. Por el contrario, Araujo y Austin (2015) observaron que la hojarasca de pino se descompuso de manera diferente y que ese comportamiento se vincula con la precipitación y la radiación solar incidente. Esto podría estar explicando que cuando se permite el mayor ingreso de luz y agua, a tra-

vés de un adecuado manejo silvícola, se observa una desaparición rápida del horizonte orgánico.

Entrampe de partículas. El entrampe que realizan las plantaciones de partículas provenientes de áreas degradadas y/o recientemente expulsadas por volcanes, se constata con el incremento en el grosor del horizonte A (Fig. 16). Distintos estudios demuestran que el espesor del horizonte superficial es significativamente mayor dentro del bosque implantado en comparación al pastizal adyacente. Esto sin duda provoca cambios en la potencialidad productiva del sistema (Broquen *et al.*, 2003; Buduba, 2006; La Manna *et al.*, 2018a). Estudios so-



Figura 16. Parte superficial del suelo mineral bajo bosque de pino ponderosa en donde se retiró mecánicamente el horizonte orgánico. En la parte superior se observan algunos restos de hojarasca junto a hifas de hongos y por debajo, el material entrampado por el bosque desde la caída de la ceniza en 2008 (erupción volcán Chaitén). La ceniza reciente corresponde a la franja clara, depositada sobre el suelo original que se encuentra más abajo.

Figure 16. Surface part of the mineral soil under ponderosa pine forest where the organic horizon was mechanically removed. In the upper part there are some remains of leaf litter next to hyphae of fungi and below, the material trapped by the forest since the fall of the ash in 2008 (Chaitén volcano eruption). The recent ash corresponds to the clear strip, deposited on the original ground below.

bre el comportamiento de la ceniza producida en la erupción del volcán Chaitén en 2008, demostraron que en el pastizal únicamente se conserva bajo matas de vegetación. Por el contrario, en la plantación la ceniza forma un manto homogéneo, con un espesor significativamente mayor al registrado en el pastizal (Tarabini *et al.*, 2019). Estos autores obtuvieron que dentro del bosque la ceniza se acumuló 1.400% más que en la estepa adyacente (estepa 1,7 vs. bosque 24 m³ ha⁻¹). Además, por encima de la misma identificaron el doble de material mineral reciente (estepa 1 vs. bosque 2 m³ ha⁻¹) depositado en sólo 7 años. Este proceso se conoce como “pedogénesis ascendente” (McDaniel *et al.*, 2012) y está influenciado por las características propias del bosque, el manejo y el efecto moderador del viento (Buduba, 2006), mostrando una correlación positiva con la edad, la altura dominante, el área basal y el área de proyección de copas de los árboles (Tarabini *et al.*, 2019).

Reacción del suelo. El pH o reacción del suelo manifiesta la compleja interacción entre los distintos factores formadores del suelo (material originario, organismos, clima, topografía y tiempo) (Jenny, 1961), brindando información sobre la pedogénesis y la actividad biológica asociada. Al implantarse un bosque de pino sobre vegetación de estepa, se está alterando significativamente el factor “organismos” en la ecuación de formación del suelo. En el caso del pino ponderosa el principal aporte que forma el horizonte orgánico es la hojarasca (Buduba, 2006). El cambio en el aporte cualitativo y cuantitativo de materia orgánica debería alterar la reacción del suelo, de la cual depende el balance nutricional de todo el ecosistema y la dinámica de las poblaciones de microorganismos que viven en la rizósfera.

Los estudios realizados en la Región Andino Patagónica no registran una alteración por la sustitución de la estepa por pino en primera rotación (Broquen *et al.*, 1995; Broquen, 2000; Gobbi *et al.*,

2002; Buduba, 2006; La Manna *et al.*, 2018a). Sin embargo, el bosque de pino ponderosa provoca heterogeneidad espacial en los primeros 5 cm de profundidad. Buduba (2006) observó un efecto bajo la copa de los árboles asociado al patrón de distribución del agua de lluvia, principalmente por el flujo de tronco⁷. Esta porción de la precipitación que embebe la corteza, acidifica el suelo próximo a la base del tronco. Sin embargo, al comparar el suelo que no estaba bajo el efecto del flujo de tronco con el de la estepa adyacente no se encontraron diferencias. En profundidad (entre los 10 y 60 cm) se registró una disminución de 0,1 unidades de pH que no tendría, hasta el presente, ninguna consecuencia biológica o edafogénica relevante. No obstante, hay que considerar que en su mayoría las actuales plantaciones en la Región Andino Patagónica no han cumplido todavía su primer ciclo productivo y que este cambio podría acentuarse en el tiempo con las sucesivas rotaciones.

La presencia de bases, la capacidad amortiguadora y la bioturbación (homogeniza los horizontes superficiales) en los suelos derivados de ceniza explicarían estos resultados. Apcarian *et al.* (1993) y Valenzuela *et al.* (2002) señalaron la presencia de vidrio volcánico en los horizontes superficiales, interpretando que el mismo se debe a continuos aportes por remoción y/o cenizas frescas, generando un enriquecimiento y rejuvenecimiento del suelo. Por su parte, Gobbi *et al.* (2002), observaron que entre 0 – 15 cm de profundidad el pino ponderosa no afectó el pH considerando la estepa arbustiva, pero sí cuando se reemplazó el bosque de ciprés de la cordillera (conífera nativa) con dicho pino.

A pesar de lo señalado, la “acidificación del suelo” es frecuentemente mencionada como uno de los impactos más importantes producidos por la implantación de bosques de “rápido crecimiento” en el ecotono estepa / bosque andino patagónico (Buduba, 2001). Esta idea, que generalmente se la asocia a las plantaciones de coníferas, tiene su

7 Flujo de tronco: agua que se canaliza durante la lluvia por el tronco de cada árbol e ingresa al suelo en la base del mismo.

origen en la pérdida de productividad que los bosques europeos evidenciaron como consecuencia del retiro del horizonte orgánico, durante cientos de años, para ser utilizado como pesebre en los establos (Urrego, 1997). La acidificación del suelo es un proceso natural que ocurre en terrenos cubiertos por pastizales y bosques (Mussini *et al.*, 1984), sean estos naturales o implantados e independientemente que la especie sea nativa o introducida. No obstante, en muchos suelos existen ejemplos de acidificación producida bajo diferentes tipos de bosque que origina lixiviación de bases, modificando la disponibilidad de nutrientes y la actividad biológica.

Humedad del suelo. La presencia de los árboles también influye sobre la humedad edáfica, siendo más importante el efecto en la franja más seca de la región. La intercepción del agua por parte del dosel arbóreo y del horizonte orgánico puede pro-

vocar que una parte importante de la precipitación no moje los horizontes minerales del suelo (Buduba, 2016; Gómez *et al.*, 2019). El porcentaje de esa pérdida puede ser alto y depende de factores propios del bosque (especie, densidad de plantación, manejo silvícola) y del evento climático (cantidad, frecuencia e intensidad de la lluvia, tipo de precipitación, velocidad y dirección del viento, humedad relativa). Si bien esto incide en el ciclo hidrológico, el efecto puede disminuirse con el manejo de la densidad y el tamaño de los parches forestados (Gyenge *et al.*, 2011) (Fig. 17). Las prácticas que implican menores cantidades de árboles por hectárea (sistema silvopastoril) favorecen el ingreso al perfil del suelo y consumen menos agua. En este tipo de plantaciones Gyenge *et al.* (2010) determinaron que el uso del agua es similar al del pastizal. Al evaluar el efecto de las plantaciones en la productividad herbácea y flujo de agua en malli-



Figura 17. Forestación de pino ponderosa en la zona Este (≈ 300 mm) de Río Negro (*Rayhuao*) correspondiente al Perfil 6. La distribución en el paisaje en forma de parches, seleccionando los lugares con mayor aptitud forestal, complementa la producción forrajera de pastizales y mallines.

Figure 17. Ponderosa pine afforestation in the eastern zone (≈ 300 mm) of Río Negro (*Rayhuao*) corresponding to Profile 6. The distribution in the landscape in the form of patches, selecting the sites with greater forest aptitude, complements the forage production of grassland and wetlands.

nes paisajísticamente conectados, Weigandt *et al.* (2015) no encontraron efectos por la presencia de los árboles en esos sitios de estepa.

Materia orgánica. La materia orgánica es incorporada al suelo mineral por el aporte superficial y subterráneo realizado principalmente por la vegetación. La misma puede formar complejos órgano – minerales, dependiendo de las características de las sustancias orgánicas incorporadas y del grado de intemperización de la ceniza volcánica (alofano, imogolita y/o haloisita). En cada sitio su dinámica es consecuencia de la interacción de los diferentes factores formadores del suelo, destacándose en particular su historia de uso. Al producirse un cambio en la vegetación, de pastizal de estepa a bosque de pino, hay un aumento significativo en el aporte aéreo y en la biomasa radical (Buduba, 2006). Sin embargo, este hecho no implica una ganancia de materia orgánica edáfica, pues para que ocurra, es necesario un incremento simultáneo en los procesos de descomposición. El balance total de incorporación de materia orgánica en el suelo puede ser positivo (Wild, 1992) o negativo (Laclau, 2003) y se pueden presentar ambos comportamientos a diferentes profundidades dentro de un mismo perfil de suelo. Esto es así pues la distribución de la materia orgánica en profundidad, implica un cambio muy evidente al pasar de pastizal a bosque (Birkeland, 1998).

En suelos derivados de ceniza volcánica la fracción orgánica puede formar un complejo húmico arcilloso con enlaces muy estables; es la principal causa de la abundante cantidad de materia orgánica que presentan y que caracteriza, con su epipedón melánico, a los Andisoles (Soil Survey Staff, 2014). En parcelas ubicadas en Patagonia, Laclau (2002, 2003) y Buduba *et al.* (2016) observaron que la estepa presentaba valores más altos de materia orgánica que en bosque de pino ponderosa. Laclau (2002, 2003) atribuye este comportamiento a que el cierre del canopy del bosque impide, por competencia, el crecimiento de vegetación herbácea y por ende, el aporte de materia orgánica más lábil y más vinculada a la fracción mineral (aporte radical). Con el cierre gradual del dosel arbóreo

(más evidente en un bosque sin poda y raleo) se restringe la llegada de agua y luz a los estratos inferiores, desapareciendo las plantas herbáceas y aumentando el aporte de biomasa al suelo por las ramas y acículas sombreadas. Seguramente también exista una contribución por mortandad de raíces debido a la competencia excesiva entre los árboles. En estas condiciones se registró una ganancia de materia orgánica a diferentes profundidades en relación a la estepa adyacente en plantaciones densas, fundamentalmente en suelos no alofanizados de menor fertilidad (Buduba *et al.*, 2016; La Manna *et al.*, 2016). Hasta el momento y considerando que la mayoría de las plantaciones todavía están en la primera rotación (no hubo aportes por la incorporación masiva del sistema radical luego de la tala), no hay evidencias suficientes que aseguren un incremento en la captura de carbono con respecto a la estepa (Laclau, 2003; Candan *et al.*, 2003; Buduba, 2006; Laclau *et al.*, 2008).

Porosidad e infiltración. La porosidad total del suelo puede ser modificada por el tipo de cultivo, las diferentes situaciones de manejo y el tránsito de animales y/o maquinaria. Estas causas condicionan la agregación y la configuración del sistema poroso. También el reemplazo de vegetación puede hacer variar la cantidad y calidad de los poros. Broquen *et al.* (2000) señalan que la porosidad total no varía entre bosque de *Nothofagus* y pino ponderosa, aunque observaron un cambio de estructura que refleja una variación en la distribución del sistema poroso. Observaciones similares en suelos no alofánicos hicieron La Manna *et al.* (2018a), que describen una mejora en la estabilidad estructural en sitios de baja calidad con bosque de pino en relación a la estepa, tanto bajo matas como entre las matas de vegetación. Al considerar bosque de pino ponderosa y estepa, Haag y Buduba (2006) tampoco detectaron cambios en la porosidad total. Sin embargo, en 29 sitios distribuidos a lo largo de toda la región se registró una mayor abundancia de raíces dentro del bosque a 30, 40, 60 y 90 cm de profundidad (Buduba, 2016) que podría asociarse a cambios en la distribución del tipo de poros (de micro a

macro poros). La porosidad superficial total en bosque de pino ponderosa está relacionada con el grado de deterioro del suelo y puede variar entre 36 y 87% (Broquen *et al.*, 2000; Candan *et al.*, 2004; Haag & Buduba, 2006).

La porosidad también se relaciona con la densidad aparente, que en suelos de ceniza volcánica presenta valores bajos. Al estudiar esta propiedad a nivel regional no se encontraron variaciones entre el bosque de pino ponderosa y la estepa (Buduba, 2006). Sin embargo, La Manna *et al.* (2018a) al considerar solamente suelos no alofanizados, registraron menor densidad aparente en la plantación que en la estepa.

Otra propiedad física asociada que puede modificarse por el cambio de vegetación es la infiltración (cantidad de agua que ingresa al suelo en un tiempo determinado). Esta define el agua que humedece el perfil del suelo y la que escurre superficialmente pudiendo iniciar procesos erosivos. La infiltración se relaciona con la cobertura vegetal, la presencia o ausencia de horizonte orgánico y con las propiedades que definen el tamaño, geometría y cantidad de poros a lo largo del perfil (textura, estructura, densidad aparente, contenido y tipo de coloides órgano minerales). Como se ve, son numerosas variables que interactúan de manera compleja en donde también, las raíces modifican el sistema poroso facilitando el movimiento del agua. Al contrastar situaciones de pino ponderosa con estepa se determinó un aumento significativo en la infiltración básica⁸ dentro del bosque. El valor promedio en el bosque fue 18 cm h⁻¹ y en la estepa 10 cm h⁻¹ (Ciámpoli *et al.*, 2004).

Erosionabilidad. La disminución del viento dentro del bosque, la presencia del horizonte orgánico y la mejora en la estabilidad estructural hacen que el suelo de bosque de pino ponderosa sea más resistente ante los agentes erosivos. Estos cambios físicos del suelo se relacionan con un mayor contenido de materia orgánica, grado de alofanización, porosidad e infiltración dentro del bosque (Ciámpoli *et al.*, 2004; La Manna *et al.*, 2016).

Ensayos de lluvia simulada con distintos tipos de vegetación demostraron que las tasas de erosión potencial son significativamente superiores en pastizales degradados respecto a situaciones con pino ponderosa, inclusive cuando se elimina mecánicamente el horizonte orgánico. La Manna *et al.* (2016) registraron una variación entre 1.440 y 7.500 kg ha⁻¹ en la estepa, contra un valor medio de 62 kg ha⁻¹ en el bosque de 22 años. Estos valores son similares a los registrados para bosque nativo de ciprés de la cordillera (Morales *et al.*, 2013). El efecto del dosel del bosque sobre la distribución de la precipitación también influye sobre la vulnerabilidad del suelo, pues disminuye el efecto erosivo de las gotas de lluvia. Sin embargo, dentro del bosque se evidenció una tendencia al escurrimiento superficial que se asociaría a un incremento en la hidrofobicidad del suelo. Este comportamiento relacionado a una hojarasca abundante en compuestos hidrofóbicos es importante cuando el suelo está seco y empieza a humedecerse. Es decir, el riesgo de escorrentía dentro del bosque disminuiría a medida que la precipitación logra mojar el horizonte orgánico y la parte superficial del horizonte mineral.

Organismos edáficos. Las modificaciones descritas en las condiciones micro ambientales, el aporte de hojarasca, la reacción del suelo, la materia orgánica, entre otras, generadas por el bosque de pino ponderosa también afectan a la fauna edáfica. Variaciones en las propiedades físicas y químicas que alteran el alimento y el hábitat de las diferentes comunidades de microorganismos. En este sentido, al estudiar el ensamble de los macro artrópodos epigeos en rodales con diferentes coberturas, posiciones en la ladera y porcentaje de materia orgánica, se determinó mayor abundancia en el bosque abierto (representada en un 85% por *Microcoryphia: Machilidae*) que en la estepa adyacente. En esta última dominaban carábidos, tenebriónidos del género *Nyctelia* y *Blaptinus punctulatus*, y hormigas (*Pogonomyrmex angus-*

8 Infiltración básica: velocidad constante de entrada de agua al suelo.

tus). En cambio, en el rodal más denso el número de individuos fue casi nulo (Gómez *et al.*, 2018; La Manna *et al.*, 2018b). Por su parte, Corley *et al.* (2006) afirman que las hormigas son sensibles a la densidad del bosque, tanto en abundancia como en diversidad de especies. El manejo silvícola a edades tempranas no reduce el efecto sobre hormigas y escarabajos (Corley *et al.*, 2012). En un estudio de ácaros para evaluar su potencial como bio indicadores, se identificaron especies comunes y propias de la estepa y del bosque, también se observaron modificaciones en la riqueza de especies a favor del pastizal (Rizzuto *et al.*, 2016; Rizzuto & Manso, 2018).

La presencia de hongos en el bosque de pino puede ser muy abundante según los lugares y la época. Las micorrizas (simbiosis entre un hongo (*mycos*) y las raíces (*rhizos*) de una planta) facilitan la absorción de nutrientes y agua. Su existencia es muy importante para el establecimiento y buen crecimiento de los pinos. Algunas de ellas pueden ser comestibles como el típico hongo de sombrero de pino (*Suillus luteus* (Fr.) Gray) (Barroetaveña, 2006). La ocurrencia de sus fructificaciones está asociada con la materia orgánica, humedad edáfica, cobertura y profundidad del horizonte orgánico (Barroetaveña *et al.*, 2008).

CONSIDERACIONES FINALES SOBRE EL SUELO Y EL BOSQUE IMPLANTADO

La disminución de la capacidad productiva de la tierra originada por las inadecuadas prácticas en el manejo a nivel regional, hace que el bosque implantado pueda considerarse ambientalmente por su rol en la conservación de los suelos. Suelos de pastizales degradados altamente erosionables que pueden ser preservados por el horizonte orgánico, por la disminución del efecto de los agentes erosivos (viento y agua) y por el entrapamiento de partículas eólicas. Esto sumado a la mejora en la fertilidad física y al incremento de materia orgánica cuan-

do el bosque crece en suelos de menor fertilidad y en ausencia de sustancias alofánicas. Sin embargo, dado que los efectos positivos provocados por el pino ponderosa son mayores en los suelos más pobres (calidad de sitio IV, $8 \text{ m}^3 \text{ ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$), la calidad de sitio no debería ser la única variable en la toma de decisiones para la implantación.

Los efectos negativos de las plantaciones (capacidad invasora de algunas especies, cambios en la biodiversidad, aumento del riesgo de incendios, consumo de agua, entre otros) pueden minimizarse mejorando el manejo silvícola, favoreciendo los sistemas silvopastoriles y diversificando las especies empleadas (nativas e introducidas). Las variables ambientales descriptas hacen posible también la viabilidad económica de las plantaciones con diferentes especies introducidas (Laclau *et al.*, 2002). Actualmente esta actividad debe posicionarse como complementaria a una cultura ganadera extensiva con ingresos monetarios anuales que puede incrementarlos diversificando la producción. En un marco de cambio climático incierto, se puede considerar que las coníferas que se implantan actualmente podrán mejorar las condiciones del suelo deteriorado, posibilitando a futuro la existencia de bosques más valiosos y exigentes en cuanto a la calidad de sitio.

AGRADECIMIENTOS

Por el aporte desinteresado de información (generalmente sin publicar) expresamos nuestro profundo reconocimiento a los siguientes referentes regionales: M.Sc. Ing. Ftal. Luis Tejera, Dr. Ing. Ftal. Gabriel Loguercio, Dr. Ing. Ftal. Luis Chauchad, Dr. Ing. Ftal. José Bava, Dra. Lic. Cecilia Gómez, M.Sc. Ing. Ftal. Horacio Claveri, Ing. Ftal. Manuela Tarabini, M.Sc. Ing. Ftal. Silvio Antequera, M.Sc. Ing. Agr. Cristina Dellacanónica, Téc. Ftal. Teresa Schinelli Casares, Dr. Ing. Ftal. Francisco Carabelli y Dr. Ing. Ftal. Federico Letourneau.

APÉNDICE

A continuación, se presentan las propiedades de los 6 perfiles de suelos analizados en el texto, donde se menciona la fuente de la información. En la mayoría de los estudios edáficos no se realizaron la totalidad de las determinaciones analíticas que contempla USDA para Andisoles. Por lo tanto, las clasificaciones que se muestran en los siguientes perfiles son aproximadas.

Perfil 1

Perfil: 201, del "Estudio regional de suelos de la Provincia del Neuquén" (Ferrer *et al.*, 1991).

Fecha de observación: 27/3/85

Ubicación: 14 km al NO del Lago Rucachoroi.

39° 12' 8,32" Lat. S - 71° 17' 50,11" Long. O

Altitud: 1.370 m s.n.m.

Geomorfología: cono coluvial. Pendiente: 30%

Precipitación media anual: 1.600 mm.

Material originario: ceniza volcánica.

Drenaje: bien drenado.

Uso de la tierra: forestal, bosque nativo denso.

Clasificación: Fulvudand.

O1	0 - 2 cm	Estructura fibrosa restos orgánicos, se observa restos de araucaria. Muchas raíces muy finas y finas. Sin reacción al test de NaF. Límite abrupto.
O2	2 - 4 cm	Estructura fibrosa, en parte migajosa. Muchas raíces muy finas y pocas medianas. Sin reacción al test de NaF. Límite abrupto.
A	4 - 29 cm	Franco limoso a franco arenoso fino. Pardo oscuro (10YR 2/2, h). Estructura granular fina moderada. Muy friable. Raíces comunes muy finas y pocas medianas. Reacción moderada al test de NaF. Límite gradual y suave.
Bw1	29 - 58 cm	Franco limoso a franco arenoso fino. Pardo oscuro (10YR 3/2, h). Estructura masiva. Muy friable. Raíces muy finas comunes. Reacción fuerte al test de NaF. Límite gradual y suave.
Bw2	58 - 96 cm	Franco limoso a franco arenoso fino. Pardo amarillento (10YR 6/4, s) y pardo oscuro (10YR 3/2, h). Estructura masiva. Friable. Abundantes raíces muy finas. Fuerte reacción al test de NaF. Límite gradual suave.

DATOS ANALÍTICOS

Horizonte		O1	O2	A	Bw1	Bw2
Carbono orgánico	(%)	43,9	39,4	9,5	6,25	-
Materia. orgánica	(%)	75,5	67,8	16,35	10,76	-
Nitrógeno total	(%)	1,27	1,06	0,56	-	-
Arcilla	(%)	-	-	7,8	5,6	2,5
Limo	(%)	-	-	29	32,6	39,5
Arena	(%)	-	-	63,2	61,8	58
pH agua		6,1	5,8	5,1	4,9	4,5
pH KCl		5,6	5,8	5,0	4,9	4,5
Bases de cambio	(cmol _c kg ⁻¹)	Ca ²⁺	63,9	61	15,2	7,0
		Mg ²⁺	12,5	11,5	6,8	5,9
		K ⁺	1,5	1,2	0,2	0,08
		Na ⁺	1,05	0,5	0,35	0,3
CIC	(cmol _c kg ⁻¹)	82,2	97	37,1	31	30,3
pH NaF	2'	8,3	8,6	11,1	10,7	10,8
	60'	9,0	9,1	11,5	11,4	11,5
Retención de fosfatos	(%)	66	76	97	98	98
Densidad aparente	(g cm ⁻³)	0,52	0,52	0,82	0,85	0,99
Cte. hídrica	(0,03 MPa)	-	-	41,2	36,8	34,3
(% en vol.)	(1,5 MPa)	-	-	28,5	22,7	18,8

Perfil 2

Perfil: 1, de “Zonificación de las tierras para la aptitud forestal de la Provincia del Chubut” (Irisarri *et al.*, 1995).

Fecha de observación: 4/2/95

Ubicación: Obraje Industria Forestal Andina - Hoja El Maitén.

42° 02' 00,0" Lat. S - 71° 22' 08,5" Long. O

Altitud: 1.040 m s.n.m.

Geomorfología: ladera. Pendiente: moderadamente escarpada - 14% Exposición: E – SO.

Vegetación: bosque de lenga con sotobosque de caña colihue con una cobertura vegetal del 100%.

Material originario: ceniza volcánica.

Condición de la superficie del suelo: sin piedras y erosión.

Drenaje: bien drenado.

Uso de la tierra: aprovechamiento forestal.

Clasificación: Hapludand (Fig. 18).

Oe	1 - 0 cm	Abundantes raíces.
A	0 - 2 cm	Pardo grisáceo muy oscuro (10YR 3/2, h). Pseudolimo y pseudoarena. Migajosa. Raíces muy abundantes. Límite neto y plano.
Bw	2 - 40 cm	Pardo amarillento oscuro (10YR 4/6, h). Pseudolimo y pseudoarena. Migajosa. Raíces muy abundantes. Reacción al NaF: positiva. Temperatura a los 40 cm: 8,1 °C.
2B	40 - 60+ cm	70% de fragmentos gruesos.

DATOS ANALÍTICOS

Horizonte/profundidad de muestreo		A (2 cm)	Bw (10 cm)
pH pasta		5,9	6,4
pH ClK	(1:2,5)	5,0	5,8
pH NaF	2'	10,7	12
	60'	11	12,3
Bases de cambio	(cmol _c kg ⁻¹)	Ca ²⁺	17,6
		Mg ²⁺	3,95
P0 ₄ ⁼ retención	(%)	96	100
Densidad aparente	(g cm ³)	-	0,46
Cte. hídrica	(0,03 MPa)	60,9	50,4
(% en vol.)	(1,5 MPa)	44,6	26,9
Humedad actual	(%)	-	43,1



Figura 18. a) Hapludand, b) en bosque de lenga (*Nothofagus pumilio*) con sotobosque de caña colihue (*Chusquea culeou*).

Figure 18. a) Hapludand, b) under lenga (*Nothofagus pumilio*) forest with *Chusquea culeou* understorey.

Perfil 3

Perfil: 169, de "Modificaciones en el pH y contenido de materia orgánica en suelos del ecotono estepa / bosque andino patagónico por implantación de pino ponderosa" (Buduba, 2006).

Fecha de observación: 21/1/03

Ubicación: E. Torres - Hoja Corcovado.

43° 29' 16,2" Lat. S - 71° 18' 30,6" Long. O

Altitud: 800 m s.n.m.

Geomorfología: parte alta de ladera. Pendiente: 0% (llana).

Vegetación: pino ponderosa con una cobertura vegetal del 70% (Fig. 19).

Material originario: ceniza volcánica.

Condición de la superficie del suelo: sin fragmentos gruesos y erosión.

Drenaje: bien drenado.

Uso de la tierra: forestal.

Clasificación: Vitrixerand.

Oi	0 - 1 cm	Se presenta discontinuo siendo más profundo bajo la copa de los pinos y nulo entre los árboles.
A	1 - 26 cm	Pardo grisáceo oscuro (10YR 4/2, s) y pardo grisáceo muy oscuro (10YR 3/2, h). Franca arenosa. Granular, fina, débil. Raíces comunes. Límite claro y plano. Reacción al NaF: instantánea y suave.
AC	26 - 61 cm	Pardo grisáceo oscuro (10YR 4/2, s) y pardo grisáceo muy oscuro (10YR 3/2, h). Franca arenosa. Masiva con tendencia a grano suelto. Raíces comunes. Límite claro y plano. Reacción al NaF: instantánea y moderada.
C	61 - 110+ cm	Pardo grisáceo oscuro (10YR 4/2, s) y pardo grisáceo muy oscuro (10YR 3/2, h). Franca arenosa. Grano suelto. Raíces comunes. Reacción al NaF: instantánea y moderada.

DATOS ANALÍTICOS

		Profundidad de muestreo (cm)					
		5	10	30	40	60	90
pH actual	(1:1)	5,89	6,14	6,20	6,34	6,39	6,39
pH NaF	2'	-	-	7,83	-	8,40	-
	60'	-	-	9,06	-	10,16	-
Materia orgánica	(%)	2,78	2,50	2,62	2,72	2,61	2,70
Humedad actual	(%)	-	1,32	3,14	2,92	4,17	4,93
Densidad	(g cm ⁻³)	-	1,40	1,36	1,29	1,31	1,27
Infiltración básica	(cm h ⁻¹)	7,14					

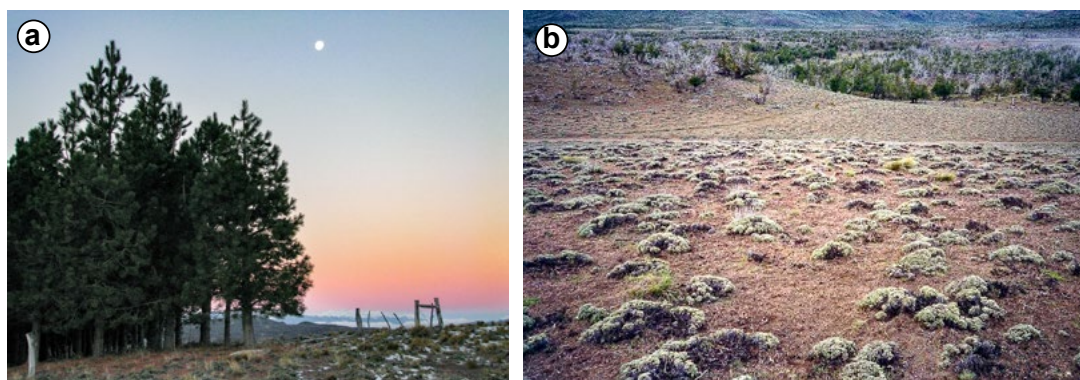


Figura 19. a) Pino ponderosa creciendo en un Vitrixerand, b) reemplazando un pastizal natural degradado por mal manejo en donde predomina el suelo desnudo y la *Acaena splendens*.

Figure 19. a) Ponderosa pine growing on Vitrixerand, b) replacing a degraded rangeland, with dominance of bare soil and *Acaena splendens* cover.

Perfil 4

Perfil: 245, de "Modificaciones en el pH y contenido de materia orgánica en suelos del ecotono estepa / bosque andino patagónico por implantación de pino ponderosa" (Buduba, 2006).

Fecha de observación: 24/1/00

Ubicación: Ea. El Parque - Hoja Trevelin.

43° 02' 12" Lat. S - 71° 23' 5,2" Long. O

Altitud: 680 m s.n.m.

Geomorfología: parte superior de ladera larga. Pendiente: 5% Exposición: SE.

Vegetación: pino ponderosa con una cobertura vegetal del 100%.

Material originario: ceniza volcánica.

Condición de la superficie del suelo: algunos bloques grandes redondeados de 1 m de diámetro. Sin erosión.

Drenaje: bien drenado a moderadamente bien drenado.

Uso de la tierra: forestal.

Clasificación: Haploxerand.

Oi	0 - 7 cm	Hojarasca de pino ponderosa.
Oe	7 - 8 cm	Hojarasca de pino ponderosa.
A	8 - 38 cm	Pardo grisáceo muy oscuro (10YR 3/2, s) y negro (10YR 2/1, h). Franca arenosa. 5% de fragmentos gruesos de tamaño menor a 3 cm de diámetro. Migajosa. Consistencia blanda en seco. Abundantes raíces. Límite claro y plano. Reacción al NaF: lenta y suave. Temperatura a los 5 cm: 11,2 °C.
AC	38 - 68 cm	Pardo grisáceo muy oscuro (10YR 3/2, s) y pardo muy oscuro (10YR 2/2, h). Franca arenosa. 5% de fragmentos gruesos de tamaño menor a 3 cm de diámetro. Masiva con tendencia a grano suelto. Consistencia blanda en seco. Abundantes raíces. Límite claro y plano. Reacción al NaF: instantánea y suave. Temperatura a los 50 cm: 11,7 °C.
C	68 - 110+ cm	Pardo (10YR 5/3, s) y pardo oscuro (10YR 3/3, h). Franca arenosa. 5% de fragmentos gruesos de tamaño menor a 3 cm de diámetro. Masiva. Consistencia blanda en seco. Raíces comunes. Reacción al NaF: instantánea y suave. Temperatura a los 100 cm: 11 °C.

DATOS ANALÍTICOS

		Profundidad de muestreo (cm)					
		5	10	30	40	60	90
pH actual	(1:1)	6,37	6,90	6,70	6,58	6,68	6,91
pH NaF	2'	-	-	9,47	-	10,07	-
	60'	-	-	9,82	-	10,34	-
Materia orgánica	(%)	21,57	17,66	14,36	11,82	9,07	6,05
Humedad actual	(%)	-	40,37	57,18	54,13	62,01	50,54
Cte. hídrica	(0,03 MPa)	-	17,26	28,6	28,42	25,08	31,33
(% en vol.)	(1,5 MPa)	-	7,44	12,63	12,47	11,11	14,78
Densidad	(g cm ⁻³)	-	0,31	0,52	0,58	0,57	0,84
Infiltración básica	(cm h ⁻¹)	17,71					

Perfil 5

Perfil: 253, de la "Transecta Modelo Futaleufú - Esquel" (Irisarri *et al.*, 2000).

Fecha de observación: 10/11/00

Ubicación: Ea. El Remanso – Cholila.

42° 29' 34,7" Lat. S - 71° 29' 2,1" Long. O

Altitud: 550 m s.n.m.

Geomorfología: planicie glacifluvial. Pendiente: suavemente inclinada, 5% Exposición: NO.

Vegetación: pino ponderosa con una cobertura vegetal del 100% (**Fig. 20**).

Material originario: glacifluvial.

Condición de la superficie del suelo: sin piedras y erosión.

Drenaje: imperfectamente drenado.

Uso de la tierra: forestal.

Clasificación: Hapludol.

Oi	8 - 4 cm	Hojarasca de pino.
Oa	4 - 0 cm	Hojarasca de pino.
A	0 - 25 cm	Pardo grisáceo (10YR 5/2, s) y pardo grisáceo muy oscuro (10YR 3/2, h). Franca. Masiva con tendencia a bloques subangulares gruesos fuertes. Raíces y micorizas muy abundantes. Límite difuso y plano. Temperatura a los 5 cm: 7,3 °C. Reacción al NaF: lenta y fuerte.
AC	25 - 60 cm	Pardo (10YR 5/3, s) y pardo grisáceo muy oscuro (10YR 3/2, h). Franca pseudoarenosa. Masiva con tendencia a bloques subangulares finos moderados. Raíces muy abundantes. Límite difuso y plano. Temperatura a los 50 cm: 7,4 °C. Reacción al NaF: lenta y fuerte.
C1	60 - 87 cm	Pardo amarillento claro (10YR 6/4, s) y pardo oscuro (10YR 4/3, h). Franca arcillosa. Masiva con tendencia a bloques subangulares medianos moderados. Raíces muy abundantes. Límite abrupto y plano. Reacción al NaF: lenta y fuerte.
2C2	87+ cm	Pardo grisáceo (10YR 5/2, h). Arcillosa. Masiva. Pocas raíces. Temperatura a los 90 cm: 7,0 °C. Reacción al NaF: negativa.



Figura 20. Pino ponderosa creciendo en un Hapludol.

Figure 20. Ponderosa pine growing on Hapludol.

Perfil 6

Perfil: 309, de “Modificaciones en el pH y contenido de materia orgánica en suelos del ecotono estepa / bosque andino patagónico por implantación de pino ponderosa” (Buduba, 2006).
Fecha de observación: 5/5/03
Ubicación: Rayhuao - Río Negro.
41° 20' 54,3" Lat. S - 70° 35' 9,3" Long. O
Altitud: 1.150 m s.n.m.
Geomorfología: pendiente larga en ladera. Pendiente: 6% Exposición: NO.
Vegetación: pino ponderosa con una cobertura vegetal del 100%.
Material originario: depósitos eólicos sobre formación arcillosa.
Condición de la superficie del suelo: sin fragmentos gruesos y sin erosión.
Drenaje: bien drenado.
Uso de la tierra: forestal (Fig. 21).
Clasificación: Haploxerol.

Oi	0 - 3 cm	Hojasca de pino.
Oe	3 - 6 cm	Abundante presencia de hifas de hongos.
A	6 - 53 cm	Gris grisáceo (10YR 5/2, s) y pardo grisáceo muy oscuro (10YR 3/2, h). Areno franca. 5% de fragmentos gruesos angulares de tamaño menor a 10 cm de diámetro. Masiva con tendencia a migajosa. Consistencia dura en seco. Raíces medias y gruesas comunes. Límite difuso y plano. Reacción al NaF: negativa. Temperatura a los 5 cm: 6,4 °C.
C1	53 - 76 cm	Gris parduzco claro (10YR 6/2, s) y pardo grisáceo oscuro (10YR 4/2, h). Areno franca. 5% de fragmentos gruesos angulares de tamaño menor a 10 cm de diámetro. Masiva. Consistencia blanda en seco. Raíces medias y gruesas comunes. Límite abrupto y ondulado. Reacción al NaF: negativa. Temperatura a los 50 cm: 7,6 °C.
2C2	76 - 96+ cm	Pardo pálido (10YR 6/3, s) y pardo a pardo oscuro (10YR 4/3, h). Franco arcillosa. 30% de fragmentos gruesos redondeados y angulares de tamaño menor a 15 cm de diámetro. Masiva con tendencia a bloques subangulares finos fuertes. Consistencia dura en seco. Pocas raíces gruesas. Reacción al NaF: negativa.

DATOS ANALÍTICOS

		Profundidad de muestreo (cm)					
		5	10	30	40	60	90
pH actual	(1:1)	6,39	6,56	6,61	6,69	6,76	6,84
pH NaF	2'	-	-	7,93	-	7,99	-
	60'	-	-	8,02	-	8,11	-
Materia orgánica	(%)	3,15	2,22	2,41	2,22	2,97	3,71
Humedad actual	(%)	-	3,35	4,34	4,96	6,58	-
Densidad	(g cm ⁻³)	-	1,12	1,24	1,20	1,10	-
Infiltración básica	(cm h ⁻¹)	6,57					



Figura 21. Paisaje patagónico con suelos que presentan aptitud para la implantación de especies forestales.

Figure 21. Patagonian landscape with high aptitude soils for planting forest species.

BIBLIOGRAFÍA

- Andenmatten, E; C López & F Letourneau. 2002. Método del sitio de referencia para la estimación predial de calidad de sitio. INTA. Comunicación Técnica N° 21. Área Forestal. Silvicultura. Centro Regional Patagonia Norte. 10 pp.
- Apcarian, A; O Alvarez & JA Irisarri. 1993. Aplicación de los componentes principales para el estudio de los factores que afectan la distribución mineralógica de algunas cenizas volcánicas en las Provincias de Neuquén y Río Negro (R.A.). En Actas XXIV Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo. Mendoza: 419-421.
- Araujo, PI & AT Austin. 2015. A shady business: pine afforestation alters the primary controls on litter decomposition along a precipitation gradient in Patagonia, Argentina. *Journal of Ecology* 103: 1.408-1.420.
- Barroetaveña, C. 2006. Hongos asociados a las plantaciones forestales de la región Andino Patagónica. Manual N° 6. CIEFAP. Esquel, Chubut. 64 pp.
- Barroetaveña, C; L La Manna & MV Alonso. 2008. Variables affecting *Suillus luteus* fructification in ponderosa pine plantations of Patagonia (Argentina). *Forest Ecology and Management* 256: 1.868-1.874.
- Bava, JO; GA Loguercio & G Salvador. 2015. ¿Por qué plantar en Patagonia? Estado actual y el rol futuro de los bosques plantados. *Ecología Austral* 25: 101-111.
- Bailey, W. 1988. El Norte de la Patagonia. Naturaleza y riquezas. Tomo 1 Comisión de Estudios Hidrológicos 1911-1914. Ed. Universitaria de Buenos Aires. 500 pp.
- Birkeland, P. 1998. Pedology weathering and geomorphological research. Oxford University Press. New York, USA. 285 pp.
- Bonvissuto, G; G Siffredi; J Ayesa; D Bran; R Somlo & G Becker. 1993. Estepas subarbustivo-graminosas de *Mulinum spinosum* y *Poa ligularis*, en el área ecológica de Sierras y Mesetas Occidentales en el Noroeste de la Patagonia. Secuencias de deterioro en distintos ambientes patagónicos. Su caracterización mediante el modelo de estados y transiciones. GTZ, INTA: 23-30.
- Broquen, P. 2000. Variación de la reacción en Andisoles con *Pinus ponderosa* Dougl. en relación a la vegetación nativa, S.O. Neuquén Argentina. En Actas XVII Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo. Mar del Plata, Bs. As. Formato digital.
- Broquen, P; J Girardin & C Frugoni. 1995. Evaluación de algunas propiedades de suelos derivados de cenizas volcánicas asociadas con forestaciones de coníferas exóticas (S. O. de la Provincia de Neuquén – R. Argentina). *Bosque* 16: 69-79.
- Broquen, P; G Falbo; C Frugoni; J Girardin; M Guido & P Martinese. 2000. Estructura y porosidad en Andisoles con vegetación natural y con plantaciones de *Pinus ponderosa* (Dougl. ex Laws) en el Sudeste de Neuquén, Argentina. *Bosque* 21 (1): 25-36.
- Broquen, P; G Falbo; A Apcarián; F Candan; J Girardin & V Pellegrini. 2003. Relaciones entre las forestaciones, la erosión del suelo, y la potencialidad productiva en la transición bosque-estepa (Andino Patagonia, Argentina). *Inv. Agr., Sist. y Rec. Ftale.* 12(2): 99-110.
- Buduba, CG. 2001. Una expresión muy difundida: "los pinos acidifican y esterilizan el suelo". *Patagonia Forestal* 3: 5-6.
- Buduba, CG. 2006. Modificaciones en el pH y contenido de materia orgánica en suelos del ecotono estepa / bosque andino patagónico por implantación de pino ponderosa. Tesis Doctoral en Ciencias Agropecuarias, Buenos Aires, Argentina. Escuela para Graduados Alberto Soriano. Facultad de Agronomía, Universidad de Buenos Aires. 160 pp.
- Buduba, CG; GE Defossé & JA Irisarri. 2016. Impact of ponderosa pine afforestations on soil organic matter (SOM) in semiarid steppes of western Patagonia, Argentina. *Agroforestry Systems*. 1-6.
- Candan, F; P Broquen & G Falbo. 2003. Propiedades químicas de un Vitrixerand húmico y un Haploxerol vitrándico bajo pino ponderosa y estepa (SO Neuquén). *RIA. Revista de Investigaciones Agropecuarias*, 32(1): 71-88.
- Candan, F; P Broquen; V Pellegrini & G Falbo. 2004. Estabilidad de la estructura de suelos ándicos bajo diferentes usos. En Actas XIX Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo. Paraná, Entre Ríos. Formato Digital.
- Carabelli, F. 1991. Estudio bibliográfico sobre lenga (*Nothofagus pumilio* (Poepp. et Endl. Krasser) con énfasis en aspectos de dinámica y manejo del bosque. Centro de Investigaciones Forestales, Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco. Esquel, Chubut. 32 pp.
- Chauchard, L; M González Peñalba; L Maresca; A Rabino & R Sbrancia. 1995. Dinámica y manejo del bosque de *Nothofagus*: crecimientos y mortalidad a nivel de rodal. En Actas IV Jornadas Forestales Patagónicas. San Martín de los Andes, Neuquén: 116-126.
- Ciámpoli, MC; A Haag; CG Buduba & JA Irisarri. 2004. Modificación de la infiltración básica por la implantación de pino ponderosa en suelos de estepa patagónica. En Actas XIX Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo. Paraná, Entre Ríos. Formato digital.

- Colmet-Daage, F. 1993. Principales áreas forestales de Argentina. Productividad elevada y sostenida: dos características favorables en el Cono Sur. *Suelos Forestales* 10: 257-269.
- Corley, J; P Sackmann; V Rusch; J Bettinelli & J Paritsis. 2006. Effects of pine silviculture on the ant assemblages (Hymenoptera: Formicidae) of the Patagonian steppe. *Forest Ecology and Management* 222: 162-166.
- Corley, JC; JM Villacide & M Vesterinen. 2012. Can early thinning and pruning lessen the impact of pine plantations on beetle and ant diversity in the Patagonian steppe? *Southern Forests* 74(3): 195-202.
- Davel, M. 2008. Establecimiento y manejo del pino oregón en Patagonia. Manual N° 9. CIEFAP, Esquel, Chubut. 148 pp.
- Davel, M; P Burschel & A Ortega. 1999. Determinación de la productividad de sitio para pino oregón en la Patagonia Andina: Guía de difusión. Folleto de Divulgación N° 13. CIEFAP, Esquel, Chubut. 16 pp.
- Davel, M. & A Ortega. 2003. Estimación del índice de sitio para pino oregón a partir de variables ambientales en la Patagonia Andina Argentina. *Bosque* (Valdivia) [online]. Vol. 24, N.1.
- Defossé, GE. 2015. ¿Conviene seguir fomentando las plantaciones forestales en el norte de la Patagonia? *Ecología Austral* 25: 93-100.
- Del Valle, H; N Elissalde; D Gagliardini & J Milovich. 1998. Status of desertification in the Patagonian region: Assessment and mapping from satellite imagery. *Arid Land Res. and Manag.* 12(2): 95-121.
- De Petre, A; JL Panigatti & JA Ferrer. 2012. Diccionario de términos edafológicos y otras voces asociadas. Ed. AACS – UNER. 79 pp.
- Donoso Z., C. 1993. Los bosques templados de Chile y Argentina. Variación, estructura y dinámica. Ecología Forestal. CONAE. Ed. Universitaria. Santiago de Chile. 483 pp.
- Ferrer, JA; JA Irisarri & JM Méndia. 1991. Estudio Regional de Suelos de la Provincia del Neuquén. Volumen 1, Tomo 2, 3, CFI – COPADE. Bs. As. 244 pp.
- Finocchiaro, JM. 2011. Propiedades físicas y químicas del volcán Chaitén en una transecta Oeste-Este. Tesis de Grado en Ingeniería Forestal, Facultad de Ingeniería. U.N.P.S.J.B., Esquel, Chubut, Argentina. 47 pp.
- Gaitán, JJ & CR López. 2007. Análisis del gradiente edáfico en la Región Andino Patagónica. *Cienc. Suelo* 25 (1): 53-63.
- Gobbi, M; MJ Mazzarino & J Ferrari. 2002. Efecto de plantaciones de coníferas sobre la fertilidad del suelo en la Región Andino Patagónica. En: Actas XVIII Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo. Pto. Madryn, Chubut. Formato digital.
- Godoy, M; GE Defossé & M Thren. 2007. Especies forestales promisorias para la diversificación de forestaciones en la Patagonia Argentina. *Bosque* 28(1): 25-32.
- Gómez, MC; M Concha; P Noli; B Vogel & L La Manna. 2018. ¿Tienen incidencia las propiedades físico-químicas del suelo sobre los ensambles de macro artrópodos epigeos? En: Actas X Congreso Argentino de Entomología. Mendoza: 140 p.
- Gómez, F; M Tarabini; CG Buduba; A von Müller & L La Manna. 2019. Balance hídrico en plantaciones de *Pinus radiata* en el NO de la Patagonia Argentina. *Ecología Austral* 29: 261-271.
- Gonda, H. 1998. Height-diameter and volume equations, growth intercept and needle length site quality indicators, and yield equations for young ponderosa pine plantations in Neuquén, Patagonia, Argentina. Tesis doctoral. College of Forestry. Forest Resources Department. Oregon State University. 198 pp.
- Gonda, H & G Cortés. 2001. Ecuaciones para el manejo de las plantaciones de pino ponderosa en Neuquén. Publicación técnica N° 30. CIEFAP. Esquel, Chubut. 24 pp.
- Gonda, H; JO Bava; G Cortés & GA Loguercio. 2009. Growth of ponderosa pine in the northern patagonian Andes, Argentina. Sesión: Mantenimiento e incremento de la capacidad productiva de los bosques. En Acta XIII Congreso Forestal Mundial. Buenos Aires, Argentina.
- Gyenge, J; ME Fernández & T Schlichter. 2010. Effect of stand density and pruning on growth of ponderosa pines in NW Patagonia, Argentina. *Agroforestry Systems* 78(3): 233-241.
- Gyenge, J; ME Fernández; J Licata; M Weigandt; B Bond & T Schlichter. 2011. Uso del agua y productividad de los bosques nativos e implantados en el NO de la Patagonia: aproximaciones desde la ecohidrología y la ecofisiología. *Ecología Austral* 21: 271-284.

- Haag, A & CG Buduba. 2006. Porosidad total del suelo: efecto del bosque implantado de pino ponderosa en la estepa patagónica. En Actas XX Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo (I Reunión de Suelos de la Región Andina). Salta. Formato digital.
- Inventario Nacional de Plantaciones Forestales. 2017. Inventario de Plantaciones Forestales en Secano. Región Patagonia. Ministerio de Agroindustria de la Nación. 136 pp.
- Irisarri, JA & JM Mendía. 1991. Reconocimiento de suelos y evaluación de la aptitud forestal de la región precordillerana de la Provincia de Río Negro. CFI, Buenos Aires, Argentina. 61 pp.
- Irisarri, JA; JM Mendía; C Roca; CG Buduba; MF Valenzuela; F Epele; F Fraseto; G Ostertag; S Bobadilla & E Andenmatten. 1995. Zonificación de las tierras para la aptitud forestal de la Provincia del Chubut. Dirección General de Bosques y Parques de la Provincia del Chubut. Chubut. Formato digital.
- Irisarri, JA & JM Mendía. 1997. Relaciones suelo-paisaje en la evaluación de la potencialidad forestal de la región central andino-patagónica, Argentina. *Bosque* 18(1): 21-30.
- Irisarri, JA; CG Buduba & MF Valenzuela. 2000. Transecta Modelo Futaleufú – Esquel: Zonificación de información edáfica, climática y topográfica con relación al sitio forestal, como sustento para la toma de decisiones en la introducción y diversificación de especies arbóreas en la Región Andino Patagónica. Informe Final Grupo Suelos. CIEFAP – GTZ. Esquel, Chubut. 34 pp.
- Jenny, H. 1961. Derivation of state factor equations of soil and ecosystems. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 25: 385-388.
- Laclau, P. 2002. La forestación en la Patagonia y el cambio climático. INTA EEA Bariloche – GTZ. 55 pp.
- Laclau, P. 2003. Biomass and carbon sequestration of ponderosa pine plantations and native cypress forests in Northwest Patagonia. *Forest Ecology and Management* 180: 317-333.
- Laclau, P; L Pozo; G Huerta; E Andenmatten & F Letourneau. 2002. Rentabilidad de la forestación con pino ponderosa (*Pinus ponderosa* (Dougl.) Laws) en el noroeste de la Patagonia, Argentina. *Bosque* 23(1): 21-35.
- Laclau, P; E Andenmatten; F Letourneau & GA Loguercio. 2008. Carbon Sequestration of Ponderosa Pine Plantations in Northwestern Patagonia. In: Bravo, F (eds.). *Managing Forest Ecosystems: The Challenge of Climate Change* 245 © Springer.
- La Manna, L. 2005. Caracterización de los suelos bajo bosque de *Austrocedrus chilensis* a través de un gradiente climático y topográfico en Chubut, Argentina. *Bosque* 26: 137-153.
- La Manna, L; CG Buduba; JA Irisarri & MF Valenzuela. 2004. Vertisoles en los bosques de *Austrocedrus chilensis*. *Revista Científica Agropecuaria* 8(1): 73-78.
- La Manna, L; CG Buduba & M Rostagno. 2016. Soil erodibility and quality of volcanic soils as affected by pine plantations in degraded rangelands of NW Patagonia. *European J. Forest Res.* 135 (4): 643-655.
- La Manna, L; M Tarabini & F Gómez. 2018a. ¿Son las plantaciones una herramienta para mitigar áreas degradadas? Una mirada desde el suelo. En Restauración ecológica en la diagonal árida Argentina 3 / V Massara Paletto; coordinación general *et al.* Ed, por G Buono; C González & N Ciano. – 1^{ra} edición especial - Guaymallén: Eduardo Enrique Martínez Carretero: 150-161.
- La Manna, L; P Noli; F Cuerda; M Concha; M Tarabini; F Gómez; B Vogel & MC Gómez C. 2018b. Physical soil properties and epigeal macrofauna in *Pinus ponderosa* afforestations of Patagonia: keys for sustainable forest management. En Actas 21th World Congress of Soil Science. Río de Janeiro, Brasil.
- Loguercio, GA; CG Buduba & L La Manna. 2005. Plantación de ciprés de la cordillera de 57 años de edad: una experiencia en el Parque Nacional Los Alerces. *Patagonia Forestal* 1: 5-6.
- Loguercio, GA & F Dececchis. 2006. Forestaciones en la Patagonia Andina: potencial y desarrollo alcanzado. Parte 1. *Patagonia Forestal* 1: 4-6.
- Loguercio, GA; C Frugoni & F Letourneau. 2015. La calidad de sitio. Manual de Buenas Prácticas para el manejo de plantaciones forestales en el Noroeste de la Patagonia. Ed.: Chauchard, L; M Frugoni & C Nowak. Editorial Buenos Aires. Cap 7: 141-164.
- Loguercio, GA; F Urretavizcaya; M Caselli & GE Defossé. 2018. Propuestas silviculturales para el manejo de bosques de ciprés de la cordillera afectados por el mal del ciprés y posibilidad de conversión a bosques mixtos de ciprés-coihue. En: PJ Donoso, A Promis & DP Soto (Eds.), *Silvicultura en bosques nativos. Experiencias en silvicultura y restauración en Chile, Argentina y el Oeste de los Estados Unidos*. 117-134 pp.
- McDaniel, P; D Lowe; O Arnalds & C Ping. 2012. Andisols. In: Huang, PM; Y Li & ME Sumner (eds.). *Handbook of Soil Sciences*, Vol 1, 2nd edn., Properties and processes CRC Press (Taylor y Francis), Boca Raton, Florida: 29-48.

El suelo y el bosque en la Región Andino Patagónica

- Martinic, BM. 2008. Registro histórico de antecedentes volcánicos y sísmicos en la Patagonia Austral y la Tierra del Fuego. *Magallania* (Chile). Vol. 36(2): 5-18.
- Mazzarino, MJ; M Bertiller; T Schlichter & M Gobbi. 1998. Nutrient cycling in Patagonian ecosystems. *Ecología Austral* 8: 167-181.
- Mendía, JM & JA Irisarri. 1986. Relevamiento de suelos con aptitud forestal en la Región occidental de la Provincia de Río Negro. Consejo Federal de Inversiones. Expediente 751. Buenos Aires. Argentina.
- Morales, D; M Rostagno & L La Manna. 2013. Runoff and erosion from volcanic soils affected by fire: the case of *Austrocedrus chilensis* forests in Patagonia, Argentina. *Plant Soil* 370: 367-380.
- Mussini, E; G Crespo & H Bianco. 1984. Evolución de la materia orgánica de la Provincia del Neuquén. *Cienc.Suelo* 2 (1):53 – 60.
- Mutarelli, E; E Orfila & O Alonso. 1968. Tabla local de cubicación para lenga (*Nothofagus pumilio*) en la zona del Arroyo Llodcontó, cuenca del Lago Mascardi, Prov. de Río Negro. *Rev. For. Arg.* Tomo 12 (1): 22-31.
- Naranjo, JA & CR Stern. 2004. Holocene tephrochronology of the southernmost part (42° 30' - 45°S) of the Andean Southern Volcanic Zone. *Revista Geológica de Chile* 31 (2): 225-240.
- Panno, M, E Bazan & C Petronici. 1986. La materia orgánica de los suelos. Composición ácida de “lípidos” en suelos de bosque. *Cienc. Suelo* 2: 155-159.
- Pereyra, F; JA Irisarri & JA Ferrer. 2011. Suelos: factores de formación, procesos pedogenéticos y distribución. En Actas XVIII Congreso Geológico Argentino: 871-880.
- Pritchett, W. 1991. Suelos Forestales. Ed. Limusa. México. 634 pp.
- Rabassa, J. 2008. Late Cenozoic Glaciations in Patagonia and Tierra del Fuego. En: The Late Cenozoic of Patagonia and Tierra del Fuego. Ed. Rabassa J. Elsevier: 513 pp.
- Rizzuto, S; I Orellana; E Ruiz; R Manzo; JO Bava & MF Ríos Campano. 2016. Ácaros de suelo como indicadores de cambios en la biodiversidad en plantaciones forestales de la Patagonia Andina. En Actas II Congreso Latinoamericano de Acarología. Montenegro, Quindío, Colombia. 33-35 p.
- Rizzuto, S & R Manzo. 2018. Estudios de ácaros de suelo en zonas áridas del noroeste de Chubut, Argentina. En Restauración ecológica en la diagonal árida Argentina 3 / Virginia Massara Paletto; coordinación general *et al.* Ed, por Buono G; C González & N Ciano. – 1^{ra} edición especial - Guaymallén: Eduardo Enrique Martínez Carretero: 360-365 p.
- Rovere, A; A Premoli & A Newton. 2002. Estado de conservación del ciprés de las Guaitecas (*Pilgerodendron uviferum* (Don) Florín) en Argentina. *Bosque* 23(1): 11-19.
- Schlichter, T & P Laclau. 1998. Ecotono estepa – bosque y plantaciones forestales en la Patagonia norte. *Ecología Austral* 8: 285-296.
- Soil Survey Staff. 2014. Keys to Soil Taxonomy. USDA. Natural Resources Conservation Service. Twelfth Edition. 360 pp.
- Stern, CR. 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile* 31(2): 161-206.
- Tarabini, M; F Gómez & L La Manna. 2019. Ceniza volcánica reciente como indicadora de retención de partículas en los suelos de la Patagonia Andina. *Cienc. Suelo* 37 (1): 103-113.
- Tejera, L & M Honorato. 2002. Evaluación de las forestaciones del Campo Experimental Trevelin. En Carpeta Técnica EEA INTA Esquel, Chubut. Capítulo 4 Forestal: 13-16.
- Urrego, B. 1997. La reforestación con coníferas y sus efectos sobre la acidificación, podsolización y pérdida de fertilidad de los suelos. Informaciones Agronómicas del Cono Sur. INPOFOS 28: 6-12.
- Valenzuela, MF; JA Irisarri; L Ferro & CG Buduba. 2002. Caracterización mineralógica de suelos desarrollados sobre cenizas volcánicas en el Noroeste de la Provincia del Chubut. En Actas XVIII Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo. Puerto Madryn, Chubut. Formato digital.
- Villagran, C & LF Hinojosa. 1997. Historia de los bosques del sur de Sudamérica, II: Análisis fitogeográfico. *Revista Chilena de Historia Natural* 70: 241-267.
- Weigandt, M; J Gyenge; ME Fernández; S Varela & T Schlichter. 2015. Afforestations and wetlands, are they a good combination? Study of water fluxes in two cases of Patagonian wetlands. *Ecohydrology* 8: 416-425.
- Wild, A. 1992. Condiciones del suelo y desarrollo de las plantas según Russell. Ed. Mundi – Prensa. España. 1.045 pp.

*Durante cientos de miles de años y de forma reiterada, desde las entrañas mismas de la Tierra, se dispersa material que se integra a los suelos. Suelos que como una "piel" permiten, ni más ni menos, la vida del hombre en nuestro planeta. Material que es expulsado por los volcanes y sin importar demasiado sus ubicaciones, es transportado por los vientos a lugares lejanos. Aportes minerales heterogéneos, depósitos finos o gruesos que son transformados por los diferentes procesos que forman los suelos. Material volcánico "nuevo" que otorga propiedades a suelos "jóvenes" o rejuvenece los "viejos". **"Suelos y Vulcanismo"** nos introduce en los procesos de "materiales profundos" que se distribuyen en superficie. Nos presenta conocimientos específicos de suelos argentinos que se forman con contribuciones volcánicas.*

En sus capítulos descubriremos que la gran mayoría de los suelos están asociados de alguna manera con aportes volcánicos. Este libro explica las características del vulcanismo en la Argentina y su pertenencia al "cinturón de fuego del Pacífico". Valoriza también su influencia, al considerar el origen, mineralogía, clasificación, distribución y propiedades en diferentes suelos a lo largo del país y sus vinculaciones con el resto del mundo. Lugares distantes, que parecieran estar un tanto desconectados, pero que ahora se relacionan por los diferentes aportes volcánicos que forman parte de sus suelos. La mismísima Región Pampeana con su tradición agropecuaria, una de las más productivas del planeta, presenta aportes volcánicos alejados en el tiempo y la distancia. Tanto en la Pampa Ondulada, la Pampa Llana Santafesina, la Pampa Deprimida, la Pampa Arenosa y la Pampa Semiárida, se evidencia la clara influencia del vulcanismo en las propiedades mineralógicas y físico químicas de los suelos. Propiedades que, con sus particularidades, también manifiestan realidades edáficas en San Luis y la Patagonia Andina de Neuquén, Río Negro y Chubut. En esta última región, los materiales volcánicos conforman los principales suelos, con características que sólo se observan en la cercanía de volcanes con actividad antigua y reciente. Las marcadas diferencias climáticas y de vegetación en distancias muy cortas, explican fascinantes interacciones con el material volcánico, incluyendo aspectos mineralógicos y micro morfológicos actuales y heredados. Las erupciones al inicio del siglo XXI permitieron avanzar en el entendimiento de temas vinculados con la génesis y la influencia de las propiedades de los suelos, incluyendo aspectos ambientales y productivos de importancia para la sociedad, como la aptitud forestal.

Esperamos con este libro estimular el interés de la comunidad vinculada a las Ciencias de la Tierra, Ambientales y afines acerca de la importancia del vulcanismo en los suelos, porque el influjo extendido de los materiales volcánicos, es real y recurrente en todo nuestro territorio, trascendiendo las fronteras.

Dr. Carlos Guillermo Buduba

Centro de Estudios Ambientales Integrados, Facultad de Ingeniería,
Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco.
Estación Experimental Agroforestal INTA Esquel.

