

—CAPÍTULO 2

LOS SUELOS DE LOS PÁRAMOS DEL ECUADOR

Marlon Calispa | Francisco J. Vasconez | Santiago Santamaría
| Pablo Samaniego

Corte que muestra el suelo del páramo en el Parque Nacional Cayambe.
Fotografía: Robert Hofstede



Resumen

En este capítulo se describen los suelos en los páramos ecuatorianos, desde su origen ligado principalmente a la historia volcánica, los procesos generales que gobiernan su formación condicionados por parámetros ambientales, hasta su distribución espacial. Además, se resaltan sus principales características físico-químicas, mineralógicas y capacidad de retener carbono, las cuales determinan en gran parte las propiedades únicas que caracterizan a los suelos de los páramos ecuatorianos.

En términos generales, existe una relación espaciotemporal entre la actividad volcánica y el tipo de suelos de páramo en el Ecuador. La zona centro-norte, entre las provincias de Carchi y Chimborazo, donde se ubica el arco volcánico activo aporta de manera semicontinua con material volcánico fresco (ceniza), rejuveneciendo el suelo y así preservando su carácter vítrico. Por el contrario, los suelos entre el sur de la provincia de Chimborazo y Loja, donde el aporte de material volcánico nuevo es mínimo, se han desarrollado hasta adquirir un carácter ándico pleno. Así como la formación de Andosoles depende de la actividad volcánica, la formación de Histosoles depende más bien de condiciones topográficas locales.

Para la sustentabilidad de estos ecosistemas, es necesario llenar algunos vacíos de información, particularmente sobre la respuesta de los suelos de los páramos en distintos escenarios, incluyendo el cambio climático. Esta información nueva, y la precedente, debe ser compilada en una base de datos georreferenciada, normada y de libre acceso que permita tener una visión integral del conocimiento adquirido y sus vacíos. A pesar de las características únicas de los suelos del páramo, estos no están exentos de riesgo, principalmente por actividades humanas que podrían alterar, de manera significativa, sus propiedades, algunas irreversibles dada la gran diversidad de condiciones en las que estos suelos se forman y a las que están expuestos.

Summary

This chapter describes the soils in the Ecuadorian páramo including their volcanic origin, the general processes that govern their formation conditioned by environmental parameters, and their spatial distribution. In addition, their main physico-chemical, mineralogical and carbon sequestration characteristics are described, which shape the unique properties that characterise the soils of the Ecuadorian páramos.

In general, there is a spatio-temporal relationship between volcanic activity and the type of páramo soils in Ecuador. The central-northern zone, between the provinces of Carchi and Chimborazo, where the active volcanic arc is located, provides a semi-continuous supply of fresh volcanic material (ash), rejuvenating the soil and thus preserving its vitric character. In contrast, the soils between the south of Chimborazo province and Loja, where the input of new volcanic material is minimal, have fully developed their Andic character. While the formation of Andosols depends on volcanic activity, the formation of Histosols depends more on local topographic conditions.

Sustainable management of páramo soils requires a better understanding of their response to environmental change, including climate change scenarios. Existing and new information on the response of páramo soils to environmental change should be compiled in a geo-referenced, standardised, and freely accessible database that allows for a comprehensive view of the knowledge acquired and its gaps. Despite the unique characteristics of the páramo soils, they are not exempt from risk, mainly due to human activities that could significantly alter their properties. Some of these alterations could be irreversible depending on the many ways the soils were formed and the varied conditions they have been exposed to.

Introducción

El páramo es un bioma montañoso neotropical de los Andes del norte y centro que cumple un rol esencial en los ciclos regionales y globales del agua, el carbono y los nutrientes. Los páramos actúan como reservas de agua, entregando agua y servicios ambientales a las comunidades y asentamientos en altitudes más bajas. Ciudades como Bogotá, Quito, Cuenca o Lima dependen, mayoritariamente, del agua relacionada con el páramo, para consumo humano, agricultura, usos industriales y generación de electricidad (Buytaert et al., 2006; Capítulo 3).

Estos ecosistemas son ampliamente conocidos por su biodiversidad y endemismo; al mismo tiempo, son continuamente amenazados por actividades humanas y cambios ambientales. A pesar de su importancia, hasta hace pocos años estos ecosistemas eran poco estudiados, pero al incrementarse la necesidad de conocimiento para su manejo sustentable, esta tendencia ha cambiado y, gradualmente, se ha investigado más en los últimos años (Correa et al., 2020).

Se reconoce que gran parte de los servicios ambientales de estos ecosistemas están relacionados con el tipo de suelos sobre los que se desarrollan. Los suelos en los Andes del Norte están intrínsecamente ligados a la actividad volcánica. En este capítulo se describen el proceso de formación y las características principales de los suelos de los páramos, empezando por la descripción de la fuente del material parental para el desarrollo del suelo (ceniza volcánica en la mayor parte de casos) para, posteriormente, describir cómo se forman estos suelos, sus características más importantes y las amenazas a las que se enfrentan.

Además, se hace énfasis en la fragilidad de estos ecosistemas y en la necesidad de estudiarlos de forma integral. Por ejemplo, existen vacíos con respecto a cómo estos ecosistemas reaccionarían ante un medio ambiente cambiante y con presiones antropogénicas cada vez más crecientes.

¿Cómo influye el volcanismo en la formación de los suelos en el páramo ecuatoriano?

Esta primera sección presenta una breve introducción del volcanismo en los Andes ecuatorianos para tener una primera aproximación a las relaciones espaciotemporales entre el volcanismo activo y la formación de los suelos del páramo. Para ello, los temas abordados en este capítulo permitirán tener una idea general de por qué existen volcanes en el Ecuador, cuál es su evolución espaciotemporal y cuál es el rol de los fenómenos volcánicos en la formación y evolución de los suelos del páramo ecuatoriano.

El volcanismo en el Ecuador

Los volcanes son ambientes geológicos que, a cualquier escala de tiempo y espacio, tienen tres elementos fundamentales: magma, erupciones y edificios volcánicos (Borgia et al., 2010; Szakács, 2010). El magma se forma en el manto terrestre y asciende a la superficie por medio de un sistema de fracturas en la corteza, formando conductos magmáticos. Las erupciones volcánicas se producen cuando el magma alcanza la superficie y es emitido en forma de flujos de lava o fragmentos de roca denominados piroclastos (*piro* 'fuego'; *clasto* 'fragmento'). La acumulación de estos materiales (lavas y piroclastos) forma los edificios volcánicos.

El volcanismo en los Andes se origina por la subducción de la corteza oceánica de las placas de Nazca y de la Antártida bajo la corteza continental de la placa Sudamericana. Este proceso de subducción ha sido continuo desde hace más de 200 millones de años (Coira et al., 1982; Rossel et al., 2013; Spikings et al., 2016). En el Ecuador, las evidencias de este volcanismo antiguo corresponden, por ejemplo, a las formaciones geológicas Misahuallí (Aspden y Litherland, 1992), Aláo (Litherland et al., 1994), Río Cala-San Lorenzo (Luzieux et al., 2006; Vallejo et al., 2019), Macuchi (Hughes y Pilatásig, 2002), Saraguro-San Juan Lanchas (Vallejo et al., 2020) y Zumbahua (Vallejo et al., 2009), entre otras; estas son interpretadas como los vestigios de actividad volcánica.

En esta sección nos enfocaremos en los arcos volcánicos de los periodos Neógeno y Cuaternario; es decir, el volcanismo de los últimos 23 millones de años, con el objetivo de determinar si su distribución espaciotemporal tiene una influencia en la formación de los suelos del páramo.

En el Ecuador, este volcanismo se origina por la subducción de la placa oceánica de Nazca bajo la placa continental Sudamericana (Gutscher et al., 1999; Harpp et al., 2005; Nocquet et al., 2014; Yepes et al., 2016).

Volcanismo del Neógeno (23 a 2,6 millones de años)

El arco volcánico ecuatoriano del Neógeno estuvo activo durante tres etapas principales. La primera, hace más de 19 millones de años, corresponde al periodo de formación de Loma Blanca y Saraguro, ubicadas en los Andes de la provincia de Loja, y la unidad San Juan de Lachas en las provincias de Pichincha, Imbabura y Carchi (Hungerbühler et al., 2002; Vallejo et al., 2019). Durante la segunda etapa, hace entre 17 y 14 millones de años, se desarrolló el volcanismo en los actuales cantones de Girón-Santa Isabel (provincia del Azuay) y Malacatos-Vilcabamba (provincia de Loja), al sur del Ecuador

(Hungerbühler et al., 2002), además de los depósitos volcanoclásticos de Zumbahua (provincia de Cotopaxi; Vallejo et al., 2019). Finalmente, la tercera etapa ocurrió hace entre 8 y 2,6 millones de años, durante la cual aparecieron las formaciones Tarqui, Cojitambo y Quimsacocha, ubicadas en Azuay y Cañar (Bristow, 1973; Steinmann et al., 1999; Hungerbühler et al., 2002; Schütte et al., 2010). Otras formaciones características de esta etapa son la formación Cisarán, en la provincia de Chimborazo, los volcánicos de Angochahua, Pugarán y Peñas Coloradas entre las provincias de Imbabura y Carchi (Barberi et al., 1988; Winkler et al., 2005) y la formación Pisayambo en Chimborazo, Cotopaxi, Tungurahua, Napo y Pichincha. En conclusión, durante las tres etapas del arco Neógeno, el volcanismo mostró una actividad casi continua a lo largo de todos los Andes ecuatorianos, es decir, entre las actuales provincias de Carchi, al norte, y Loja, al sur del país (Figura 2.1, línea café entrecortada). Hoy en día, los afloramientos que permiten evidenciar la actividad volcánica de este periodo son escasos, principalmente, porque los edificios volcánicos y sus depósitos han sido fuertemente erosionados o cubiertos por depósitos más jóvenes. Este es el caso, especialmente, de las formaciones del centro y norte del Ecuador, cubiertas por los depósitos asociados al arco volcánico Cuaternario, actualmente activo.

Volcanismo del Cuaternario (2,6 millones de años al presente)

El arco volcánico Cuaternario comprende más de 70 centros volcánicos (Hall, 1977; Hall y Wood, 1985; Barberi et al., 1988; Hall y Beate, 1991; Hall et al., 2008; Bernard y Andrade, 2011; Ramon et al., 2021; Santamaría, 2021) distribuidos entre los Andes de las provincias de Carchi y Chimborazo-Morona Santiago (Figura 2.1). Estos volcanes son comúnmente agrupados en cuatro lineamientos norte-sur, coincidentes con rasgos fisiográficos prominentes de los Andes ecuatorianos: volcanes de la cordillera Occidental, volcanes del valle interandino, volcanes de la cordillera Real y volcanes del Subandino (Hall et al., 2008). Otros estudios describen el arco volcánico Cuaternario en nudos este-oeste o en tres segmentos: norte, centro y sur (Hall y Wood, 1985; Barberi et al., 1988; Bablon et al., 2019; Bablon et al., 2020; Santamaría, 2021; Santamaría et al., 2022). De acuerdo con Santamaría (2021), el volcanismo del Cuaternario se desarrolló en tres fases principales.

Entre 2,4 y 1,4 millones de años, el volcanismo estuvo concentrado en el segmento central de la cordillera Real, al este de la actual ciudad de Quito, y en la parte sur de la zona Subandina, en torno a la actual ciudad de Puyo (Figura 2.1). En la segunda etapa (1,4-0,8 millones de años), aparecieron nuevos volcanes en

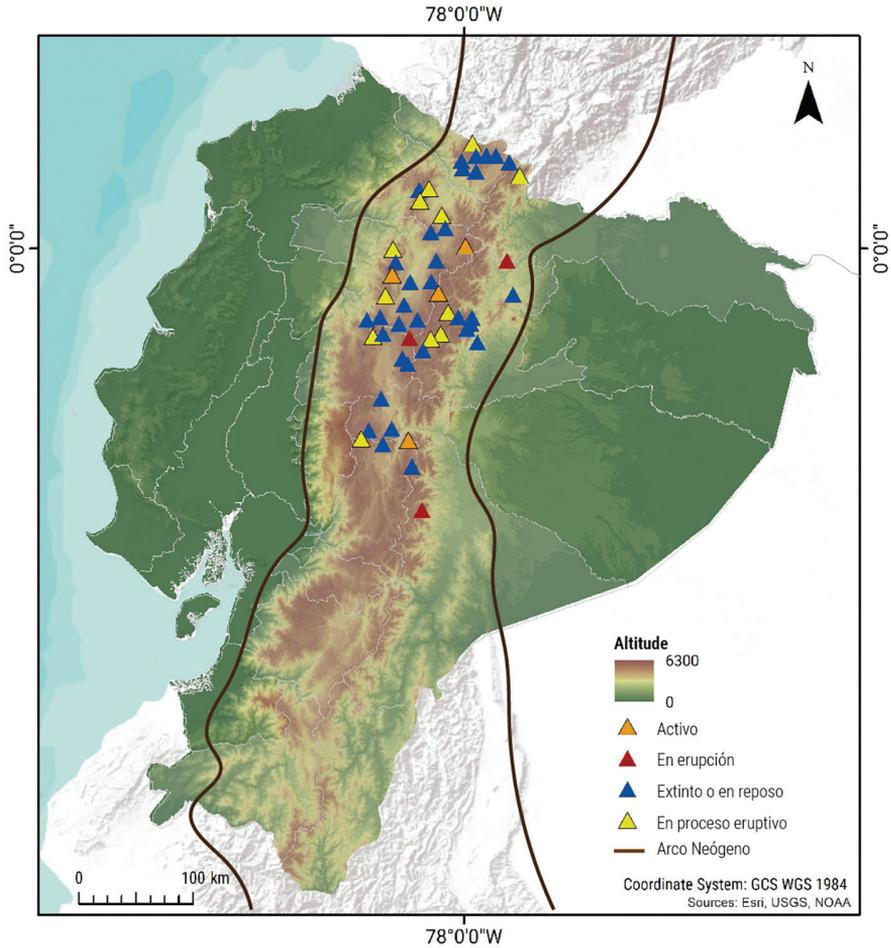


Figura 2.1 Distribución espaciotemporal del volcanismo durante el Neógeno (línea negra) y el Cuaternario (volcanes en color azul, amarillo, naranja y rojo). Los volcanes en azul son aquellos considerados extintos o dormidos; en amarillo los potencialmente activos; en naranja activos; y en rojo los en erupción. Se resalta la ubicación de las provincias atravesadas (norte-sur) por los Andes Fuente: Modificado de Bernard y Andrade (2011)

los alrededores de Quito, en la cordillera Occidental y en el Callejón Interandino, y se formaron los primeros volcanes cerca de la ciudad de Tulcán y entre las ciudades de Latacunga y Ambato (Figura 2.1). Finalmente, en la tercera etapa, iniciada hace ~0,6 millones de años, hubo un notable incremento en el número de volcanes activos en todos los segmentos del arco, con una aparentemente migración del volcanismo desde el segmento central hacia el sur (Bablon et al., 2019; Santamaría, 2021).

Además, los volcanes del arco Cuaternario fueron clasificados en cuatro grupos de acuerdo con la antigüedad de su último periodo eruptivo conocido (Hall et al., 2008; Bernard y Andrade, 2011). Es así que los volcanes son considerados como volcanes extintos o dormidos, cuando su última erupción ocurrió hace más de 12 mil años; volcanes potencialmente activos, cuando tuvieron actividad eruptiva entre 12 mil años y el inicio del periodo histórico en el Ecuador, es decir, antes de la llegada de los españoles (~1534 AD); volcanes activos, si han tenido erupciones dentro del periodo histórico, es decir, si existen registros escritos de sus erupciones; y volcanes en erupción, con periodos eruptivos en los últimos dos años (2021–2023; Figura 2.1).

En resumen, el arco volcánico Cuaternario está compuesto por un alto número de volcanes distribuidos entre los Andes que atraviesan las provincias del Carchi en el norte y Chimborazo en el sur (Figura 2.1). Muchos de ellos han mostrado actividad eruptiva de diversa intensidad en los últimos 12 mil años, siendo actualmente los volcanes Chiles-Cerro Negro (en proceso eruptivo) y Sangay (en erupción) sus límites geográficos (Figura 2.1). Además, los datos geocronológicos y estratigráficos revelaron variaciones espaciotemporales (norte-sur) en cuanto al apareamiento de estos, con un notable incremento en el número de volcanes a partir de los ~0,6 millones años (Santamaría, 2021).

Fenómenos volcánicos asociados a la formación de suelo en el páramo ecuatoriano

Aquí exploramos los principales fenómenos volcánicos que pueden tener un mayor aporte de material parental para la formación de los suelos del páramo. Dada la complejidad y la variabilidad de los dinamismos eruptivos y los múltiples fenómenos asociados a las erupciones volcánicas, en esta sección dividiremos los fenómenos volcánicos de acuerdo con el tamaño de grano predominante de sus depósitos y sus espesores más comunes. Escogimos esta aproximación asumiendo que aquellos depósitos con tamaño de grano fino (granos milimétricos) y de espesores de pocos centímetros tienen más posibilidades de evolucionar en periodos de tiempo menores en suelos de páramo, en comparación con aquellos depósitos brechosos con tamaño de grano grueso (granos centimétricos a bloques métricos) y de espesores métricos (Shoji et al., 1993). Además, nos enfocaremos en erupciones de tipo explosivo, que es el estilo eruptivo más común en los volcanes de los Andes ecuatorianos.

Durante las erupciones explosivas, el magma es fragmentado y expulsado de forma violenta hacia la atmósfera en forma de piroclastos. En función de la energía de la explosión, los fragmentos más ligeros y de menor tamaño (lapilli: 2-64 mm; ceniza: menor a 2 mm) son emitidos hacia la atmósfera en forma de columnas y nubes eruptivas, las cuales pueden recorrer grandes distancias en función de la altura de la columna (cientos a miles de metros) y la velocidad y dirección del viento (Bonadonna et al., 2015). Las nubes de ceniza pueden alcanzar varios cientos de kilómetros de distancia y cubrir cientos de kilómetros cuadrados (Cas y Wright, 1996). Por el contrario, los fragmentos más grandes (bloques o bombas > 64 mm) y densos caen alrededor del cráter pudiendo formar bloques balísticos o flujos piroclásticos (Cas y Wright, 1996; Dufek et al., 2015).

Fenómenos que generalmente forman depósitos de grano fino (milimétricos a centimétricos) y de espesores centimétricos

Las nubes eruptivas son transportadas por el viento. En el Ecuador, la dirección predominante del viento en los primeros 15 km es hacia el occidente, desde los 15 hasta los 20 km la dirección cambia hacia el oriente y, finalmente, por sobre los 20 km, la dirección predominante vuelve hacia el occidente (Parra et al., 2016; Vásconez, 2019). Dadas estas condiciones atmosféricas, es de esperarse que los depósitos de ceniza volcánica o tefra (Figura 2.2a) se encuentren predominantemente hacia el occidente del arco volcánico (Bernard et al., 2021) cubriendo, incluso, parte de la zona costera del Ecuador (Bernard et al., 2016; Parra et al., 2016; Mulas et al., 2019; Bernard et al., 2022; Vásconez et al., 2022).

Por otro lado, las oleadas piroclásticas o *surges* (Figura 2.2b) se forman cuando parte de la columna eruptiva colapsa (Druitt, 1998). Esto ocurre cuando dicha columna alcanza una densidad mucho más alta en comparación con la densidad de la atmósfera o la energía de dicha emisión no es suficiente para permitir el ascenso de la columna eruptiva hacia la atmósfera (Dufek et al., 2015). Dicho colapso genera que el material piroclástico, en este caso mayoritariamente de grano fino, descienda abruptamente y forme flujos gravitacionales con concentraciones bajas de partículas y altas de gases (Cas y Wright, 1996; Druitt, 1998; Douillet et al., 2013a, b; Dufek et al., 2015). Dichos flujos descienden de los edificios volcánicos con la suficiente energía como para sobrepasar los cauces de valles e incluso altos topográficos (colinas de varios cientos de metros). Generalmente, los *surges* tienen un alcance radial en el rango de unos pocos hasta decenas de kilómetros en los alrededores del cráter (Charbonnier et al., 2013; Dufek et al., 2015; Kelfoun et al., 2017).



Figura 2.2 a) Secuencia de depósitos de caída/tefra (ceniza+lapilli) del Chimborazo. b) Depósito de oleada piroclástica del volcán Cayambe; nótese en la base un suelo. Fotografías: Marlon Calispa

El espesor de los depósitos de caída de ceniza es inversamente proporcional a la distancia desde el cráter, es decir, mientras más lejos del volcán, menor es el espesor del depósito (Bonadonna et al., 2015). Por el contrario, el espesor de las oleadas piroclásticas es muy variable y depende, por ejemplo, de la topografía por la cual transitan y la energía cinética al momento de la deposición (Douillet et al., 2013a, b). Pese a la complejidad de los procesos de sedimentación y deposición de estos fenómenos volcánicos, en general se puede afirmar que el espesor de los depósitos es directamente proporcional al tamaño de la erupción; es decir, durante erupciones explosivas grandes, es mayor la cantidad de material emitido y, por tanto, mayores son el espesor y el alcance de los depósitos volcánicos (Druitt, 1998; Dufek et al., 2015).

Finalmente, es importante resaltar que las ignimbritas (depósitos de flujos gravitacionales) ricas en vidrio volcánico se transforman rápidamente en suelos debido a la meteorización (Delmelle et al., 2015). Esto se debe a que el vidrio volcánico libera fácilmente soluciones de sílice, aluminio y hierro en función de la cantidad de lluvia y el gradiente altitudinal al cual el depósito esté expuesto (Churchman y Lowe, 2012; Delmelle et al., 2015). Estas soluciones permiten la formación de mineraloides como alófono, gibbsita y halloysita, entre otros, que son constituyentes principales de los suelos (Delmelle et al., 2015).

Fenómenos que generalmente forman depósitos brechosos (granos centimétricos a bloques métricos) y de espesores métricos

En el grupo de depósitos brechosos destacan los depósitos de bloques balísticos (>64 mm), flujos y domos de lava (autobrechas de bloques métricos), flujos piroclásticos (brechas de granos centimétricos a bloques métricos) y flujos de lodo

y escombros (lahares). Todos estos fenómenos forman depósitos brechosos de varios metros de espesor y, generalmente, tienen alcances de pocos kilómetros desde el cráter (distribución espacial limitada). Bajo condiciones adecuadas y en el transcurso del tiempo (durante periodos mucho más largos que en el caso anterior), estos depósitos también pueden transformarse en suelos; no obstante, los procesos de meteorización física y química para formar suelos son más eficientes en depósitos de grano fino y de espesor centimétrico (Shoji et al., 1993b; Delmelle et al., 2015) por lo que no ahondaremos en mayores detalles sobre estos fenómenos volcánicos.

Implicaciones espacio-temporales del volcanismo ecuatoriano en la formación y evolución de los suelos del páramo

La actividad volcánica, como generadora del material parental, es clave para la formación, desarrollo y rejuvenecimiento de los suelos (Delmelle et al., 2015). Es así como la distribución espacial y temporal del volcanismo en el Ecuador tiene un rol importante en su desarrollo. Como se describió en las secciones anteriores, la diferencia espaciotemporal en la extensión de la actividad volcánica, principalmente durante los periodos Neógeno y Cuaternario, y por tanto en la edad del material parental que los volcanes proveen para la formación de los suelos, es posiblemente el factor más importante en las diferencias fisicoquímicas que se registran hoy en día en los suelos del páramo de estas dos regiones. De manera general, los páramos del sur ecuatoriano (provincias de Cañar, Azuay y Loja) son más maduros o desarrollados que los del norte (entre las provincias de Carchi y Chimborazo), siendo la actividad volcánica del arco Cuaternario la que mantiene en continuo rejuvenecimiento a los suelos del páramo del centro-norte. Además, las nubes de ceniza, por tener una mayor distribución, constituyen el fenómeno con mayor aportación de material parental en la formación de suelos del páramo (Shoji et al., 1993b). Nótese que esta ceniza preferentemente se deposita hacia el occidente de los Andes ecuatorianos por la predominancia de la dirección de los vientos (Bernard et al., 2021), sin que por ello se deba descartar su deposición hacia el sur (Parra et al., 2016) u otras regiones del Ecuador.

Los suelos de los páramos

El suelo es la porción más superficial de la corteza terrestre. En general, los suelos se forman por la meteorización (alteración fisicoquímica) del material parental (material sin consolidar o menos alterado) con el paso del tiempo. Este proceso es altamente influenciado por las variables climáticas, principalmente

temperatura y precipitación, que determinan la humedad del suelo y el tiempo transcurrido desde el inicio de la alteración del material parental. La interacción de estos factores condiciona la progresión de los procesos que forman los suelos (Delmelle et al., 2015).

En el Ecuador, la formación de suelos en los páramos está estrechamente relacionada con la actividad volcánica. En función de esta, la cordillera de los Andes del Ecuador puede dividirse en tres zonas. Una primera zona se extiende entre las provincias de Carchi e Imbabura (zona norte), caracterizada por una actividad volcánica menor, y cuyos materiales para la formación del suelo comprenden erupciones del periodo entre inicios del Holoceno (12 mil años) hasta antes del periodo histórico (volcanes en color amarillo en la Figura 2.1). Una segunda región es la comprendida entre las provincias de Pichincha y Chimborazo (zona centro) que se caracteriza por el rejuvenecimiento continuo de los suelos por la adición de materiales volcánicos nuevos, producto de erupciones más recientes (volcanes en colores anaranjado y rojo en la Figura 2.1). Y una tercera región (zona sur), entre el sur de la provincia de Chimborazo y la provincia de Loja, en donde los depósitos volcánicos Cuaternarios están ausentes y el material parental para la formación del suelo corresponde a materiales de edad anterior a 2,6 millones de años (Winckell et al., 1997). Esta regionalización está asociada en términos macro con los tipos de suelo dominantes en los páramos del Ecuador.

Varios tipos de suelo pueden encontrarse en los páramos ecuatorianos; sin embargo, la mayor parte de los suelos se han desarrollado sobre depósitos volcánicos de diversa edad y composición química (Figura 2.3). Los suelos más frecuentes son los Andosoles, en la base de referencia mundial para recursos suelo (WRB, 2015) o Andisoles en referencia al sistema *Soil Taxonomy* (Soil Survey Staff - NRCS/USDA, 2014).

Los Andosoles tienen su origen en las palabras japonesas *An* y *Do* que significan 'oscuro' y 'suelos', respectivamente. El nombre hace alusión a una de las características más sobresalientes de este grupo de suelos, que es precisamente su color oscuro debido a una concentración relativamente alta de materia orgánica. Estos suelos son comunes en zonas con actividad volcánica, pero si las condiciones ambientales son favorables, también se pueden formar en ambientes no volcánicos (García-Rodeja et al., 1987). Los Andosoles presentan un conjunto de características únicas que los distinguen de cualquier otro suelo (características ándicas), incluyendo alta capacidad de retención de agua, baja densidad aparente, formación de agregados estables, entre otras (Nanzyo et al., 2002). El material parental más común para la formación de estos suelos es la ceniza volcánica, que es un término que agrupa a materiales aéreos de origen volcánico, sin importar su morfología, composición y que

tiene un tamaño de partícula inferior a 2 mm. Debido a su distribución espacial determinada por la velocidad y dirección del viento durante una erupción, la ceniza constituye la mayor fuente de material parental en la formación de suelos de páramo (Shoji et al., 1993a). Dependiendo del grado de desarrollo de estos suelos y de las condiciones en las cuales se desarrollan es común agruparlos en tres subgrupos: Andosoles vítricos, Andosoles alofánicos y Andosoles no alofánicos (Dahlgren et al., 2004).

El primer subgrupo de suelos, los Andosoles vítricos, es común en zonas donde los depósitos de material volcánico tienen edades inferiores a 2000 años, la alteración del material parental (ceniza) es baja, el contenido de minerales secundarios es bajo y las características únicas de los Andosoles apenas se está desarrollando (Zehetner et al., 2003). Estos suelos, normalmente, presentan texturas arenosas y su fracción fina se forma de minerales primarios y abundante vidrio volcánico (mayor al 5 %). Su capacidad de retención de fósforo es mayor al 25 % y su densidad aparente varía entre 0,9 y 1,2 g/cm³ (WRB, 2015). Estos suelos se pueden encontrar en las áreas de influencia de volcanes activos y en erupción como Cayambe, Guagua Pichincha, Cotopaxi, Tungurahua y Sangay (Figura 2.1). Son suelos normalmente fértiles, pero su capacidad de retención de agua es baja debido al poco desarrollo de su estructura y su textura gruesa (Podwojewski, 2000). Al estar estos suelos en un estado inicial de la formación, no se debe confundir la ausencia de minerales secundarios (alófano/imogolita) como indicador de un suelo no alofánico. Si transcurre suficiente tiempo, estos suelos eventualmente desarrollarán el carácter ándico, al igual que minerales secundarios específicos en función de las condiciones ambientales, particularmente disponibilidad de agua. Sin embargo, debido a la actividad volcánica semicontinua, es posible que el desarrollo del carácter ándico no sea posible debido al rejuvenecimiento constante del suelo por el aporte de material volcánico fresco.

El segundo subgrupo corresponde a los Andosoles alofánicos, que se han desarrollado por más tiempo y presentan el carácter ándico. En esta categoría, la fracción coloidal de estos suelos está dominada por los minerales secundarios alófano o imogolita, y se presenta un pH superior a 5. Son suelos normalmente fértiles, aunque no es raro que tengan deficiencia de fósforo y azufre. Se han desarrollado en depósitos de ceniza más antiguos y ambientes con poca o nula aportación de material volcánico nuevo (Podwojewski, 2000). Los Andosoles alofánicos se pueden encontrar en zonas húmedas, en donde se han producido depósitos de materiales volcánicos. En el Ecuador se han reportado y descrito suelos alofánicos en las pendientes oriental (provincia de Pastaza, el Puyo) y occidental de la cordillera de los Andes (en la región comprendida entre La Concordia y Quevedo) (Colmet-Daage et al., 1973; Kaufhold et al., 2009;

Kaufhold et al., 2010). No se han encontrado suelos alofánicos en los páramos ecuatorianos, aunque su formación no se descarta, en particular en las provincias del Carchi e Imbabura.

El tercer subgrupo mayoritario de suelos corresponde a los Andosoles no alofánicos, en los cuales la fracción coloidal está dominada por complejos organometálicos y también han alcanzado el carácter ándico. Estos suelos son más ácidos, tienden a ser más oscuros y con una mayor capacidad de retención de agua. Se considera que estos suelos han tenido una evolución más larga y, usualmente, presentan deficiencia de fósforo y azufre, lo que es un limitante para actividades agrícolas. Son comunes en sitios donde el desarrollo de los suelos ha tenido suficiente tiempo sin la adición de materiales volcánicos frescos; un ejemplo está en las provincias de Cañar y Azuay, donde la influencia del volcanismo reciente ha sido limitada (Buytaert, et al., 2006a).

Un tipo de suelo importante en los páramos, y que ha ganado protagonismo en investigaciones recientes, son los Histosoles. Se trata de suelos formados mayoritariamente por componentes orgánicos de origen vegetal o animal. La distribución de estos suelos no se rige por el tipo de material parental, sino por la presencia de depresiones o áreas en las que se facilita la acumulación de materia orgánica y agua. Estos humedales de montaña se denominan turberas (norte de los Andes) o bofedales (Andes centrales y sur) (Hribljan et al., 2016). Los estudios para este tipo de suelos en los páramos son aún escasas, por tal razón, esta sección pone énfasis en los procesos relacionados con la formación de suelos de origen volcánico.

Finalmente, en el extremo sur del Ecuador (provincias de Loja-Zamora), existen suelos de páramo desarrollados sobre depósitos no volcánicos y más antiguos. Algunos de estos suelos presentan características similares a los Andosoles no alofánicos debido a procesos de pedogénesis convergente. Otros suelos presentes en estas regiones son Ultisoles y Spodosoles (Podwojewski y Poulenc, 2000) que se caracterizan por tener un alto contenido de argilita y óxidos, respectivamente. Finalmente, es necesario mencionar que los estudios de suelos de páramo en la región sur del Ecuador son escasos y la información disponible respecto a las características de estos suelos es incipiente.

¿Por qué son tan especiales los suelos de los páramos?

Los páramos son reconocidos por sus invaluable servicios ambientales: se ha resaltado su importancia en la regulación y provisión de agua para muchas poblaciones humanas, así como también su importancia en el ciclo global del carbono. Muchos de estos servicios ambientales están estrechamente relacionados

con los suelos en los que los páramos se desarrollan, en el caso del Ecuador, mayoritariamente Andosoles. Estos tienen un conjunto de características físicas, químicas y mineralógicas que se consideran únicas y les distinguen de otros órdenes de suelo. Estas propiedades están relacionadas con la litología del material parental en los cuales estos suelos se forman, particularmente, la abundante presencia de vidrio volcánico rico en sílice, el cual es clave para los procesos de formación de suelo.

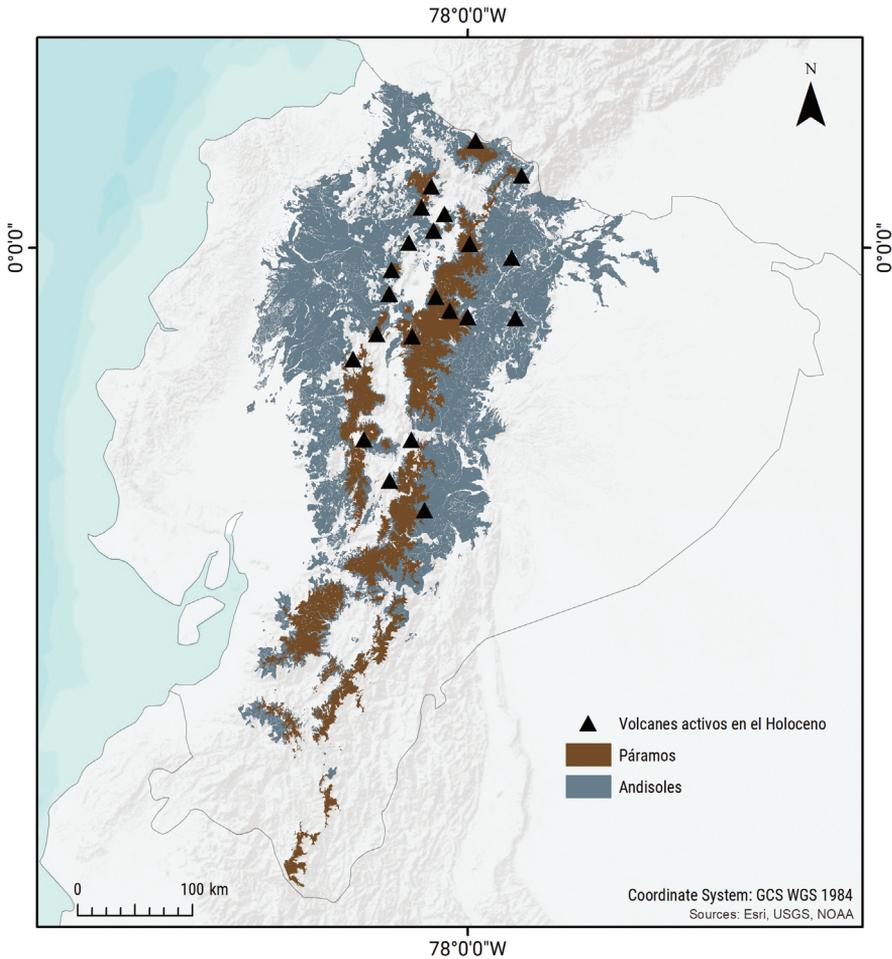


Figura 2.3. Distribución de los Andosoles en el Ecuador continental. Se han superpuesto los límites del páramo para el año 2018 así como los centros volcánicos activos durante el Holoceno. Fuentes: SIGTIERRAS (2017), MAE (2018) y GVP (2023)

En términos de extensión, a nivel global los Andosoles cubren menos del 2 % de la superficie total de la tierra libre de hielo. Sin embargo, dan soporte a alrededor del 10 % de la población mundial, incluyendo algunos de los centros poblados con más densidad poblacional a nivel mundial, como ciudad de México y Tokio. Esto se atribuye a su alta fertilidad natural, la que es el resultado de la conjunción de propiedades químicas y físicas, que rara vez se observan en suelos derivados de otros materiales (Dahlgren et al., 2008; Neall, 2009; Delmelle et al., 2015). En el Ecuador, los Andosoles cubren alrededor del 19 % del área total del país (SIGTIERRAS, 2017). En la Figura 2.3 se muestra la distribución de los Andosoles para el Ecuador continental en relación con la distribución espacial de los páramos para el año 2018 (MAE et al., 2018). Es notorio que virtualmente la totalidad de los páramos de las zonas norte y centro se asientan sobre suelos definidos como Andosoles. La distribución espacial de los Andosoles está estrechamente ligada a la historia volcánica de los Andes ecuatorianos y se han desarrollado en zonas donde la actividad volcánica ha tenido actividad reciente (zona central) o más antigua (zonas norte y sur).

Los suelos volcánicos tienen también un rol importante en términos de almacenamiento de carbono, dado que almacenan al menos el 5 % del carbono orgánico del suelo total a nivel global (hasta un metro de profundidad). De entre los suelos minerales, los suelos volcánicos son uno de los órdenes que mayor cantidad de carbono acumulan (Eswaran et al., 1993; McDaniel et al., 2012). Los suelos volcánicos, en general, cumplen funciones ambientales importantes; para el caso de los Andes, actúan como vastos reservorios de agua que regulan el ciclo hidrológico, almacenando y liberando agua (Buytaert y de Bièvre et al., 2012; Buytaert et al., 2004). En las subsecciones siguientes se describen las principales propiedades que hacen que los suelos de los páramos, particularmente los Andosoles, sean tan característicos.

Propiedades mineralógicas de los Andosoles

En suelos volcánicos se puede encontrar una alta gama de arcillas, entre ellas gibbsita, caolinita, vermiculita, esmectita y óxidos cristalinos de hierro (goetita, cristobalita). Sin embargo, las arcillas de mayor importancia y que confieren a los suelos volcánicos sus características ándicas son alófano, imogolita, halloysita, ferrihidrita y complejos húmicos con hierro (Fe) y aluminio (Al) (Zehetner et al., 2003; Theng y Yuan, 2008; Parfitt, 2009; Delmelle et al., 2015).

Estas arcillas son pobremente cristalinas, es decir, no tienen una estructura ordenada en grandes escalas y se forman por la precipitación acelerada de silicio, hierro y aluminio que se liberan en la solución del suelo, producto de la alteración

rápida del vidrio volcánico debido a la meteorización (Dahlgren et al., 2004; Neall, 2009). El vidrio volcánico es muy abundante en depósitos volcánicos y es un material muy sensible a la meteorización por el alto grado de desorden en sus componentes. Se ha demostrado en laboratorio que el vidrio volcánico se disuelve mucho más rápido que su contraparte cristalina con la misma composición química (Delmelle et al., 2015). La alteración del vidrio volcánico se produce por la rápida disolución e hidrólisis por el ácido carbónico presente en el agua, normalmente en condiciones moderadamente ácidas y húmedas. La formación preferencial de estos minerales (imogolita/alófono) se debe a que la precipitación de sustancias poco cristalinas es cinéticamente más favorable que la formación de minerales cristalinos ordenados (Ugolini y Dahlgren, 2002; Theng y Yuan, 2008; Delmelle et al., 2015).

En suelos volcánicos entre débil y medianamente meteorizados, tres ensambles de minerales tienden a dominar. El primero, formado exclusivamente por complejos organometálicos, frecuentemente asociados con silicatos 2:1 intercalados con grupos hidroxil-Al y sílice opalino; el segundo ensamble está dominado por alófono e imogolita; y el tercer ensamble está dominado por halloysita.

El ensamble de minerales en el suelo que se forma en materiales volcánicos varía ampliamente y depende de múltiples factores como la composición del material parental, el grado de meteorización, el pH, la temperatura del suelo, el régimen de humedad y la acumulación de materia orgánica (Lowe et al., 1986, Shoji et al., 1993b). Se sabe que el silicio juega un papel determinante en el tipo de mineral que se forma en función de su concentración en la solución del suelo (Joussein et al., 2005, Singleton et al., 1989). Así, en sitios con abundante precipitación y buen drenaje, se promueve la baja concentración de silicio en solución, favoreciendo la formación de alófono. Por otra parte, en sitios con menor disponibilidad de agua o mal drenaje, se favorece la formación de Halloysita al incrementarse la concentración de silicio en la solución de suelo. Los complejos organometálicos tienden a dominar en sitios con abundante precipitación cuando las bajas concentraciones de silicio impiden la formación de alófono.

Alófono es un nombre grupal que se da a una serie de aluminosilicatos hidratados no cristalinos, que ocurren naturalmente en suelos de origen volcánico. Se denominan aluminio-silicatos al estar formados por aluminio y silicio en diferentes proporciones. Este es un mineral que consiste en pequeñas esférulas huecas, con diámetros que varían entre 3,5 a 5 nm con paredes de grosor variable entre 0,7 y 1 nm. Este mineral poco cristalino se caracteriza por su tamaño pequeño, alta superficie específica y su carga eléctrica variable (Harsh et al., 2002).

La imogolita, por su parte, es un mineral pobremente cristalino que se presenta en forma de hilos o filamentos huecos, con diámetros externos que varían entre

0,7 y 2 nm. La ocurrencia de los dos minerales mencionados (alófano e imogolita) es, en la mayoría de los casos, simultánea (Nanzyo, 2002; McDaniel et al., 2012).

Los minerales amorfos (alófano/imogolita) son relativamente inestables y se los considera un producto intermedio entre el vidrio volcánico y minerales de arcilla más estables como caolinita o gibbsita. Esta sucesión es evidente en suelos desarrollados, donde la presencia de alófano se reduce a la par que la presencia de otros minerales, como la gibbsita, se incrementa (Neall, 2009). El alófano y la imogolita tienen superficies específicas muy altas (700 a $1500 \text{ m}^2\text{g}^{-1}$) lo que, sumado a su carga eléctrica variable, explica la fuerte afinidad de estos materiales por agua, cationes metálicos, moléculas orgánicas y otras partículas minerales (Harsh et al., 2002; Theng y Yuan, 2008). Algunas de las propiedades claves de los Andosoles (alofánicos) están estrechamente relacionadas con el contenido y las características de estos materiales.

La diferencia en la mineralogía dominante de los suelos volcánicos permite clasificarlos en Andosoles alofánicos, en los cuales la fracción coloidal está dominada por alófano/imogolita, y Andosoles no alofánicos, en los cuales la especie dominante son los complejos organometálicos. Los suelos vítricos corresponden a suelos que no han desarrollado el carácter alofánico o no alofánico, porque se encuentran en etapas muy tempranas de desarrollo; normalmente son suelos jóvenes, con edades menores a 2000 años. En estos suelos jóvenes, el contenido de minerales secundarios es bajo, el cual paulatinamente incrementa en función de las características ambientales, el tiempo y la naturaleza del material parental.

Propiedades físicas de los Andosoles

Como se ha manifestado, los suelos volcánicos se caracterizan por su alta capacidad de retención de agua, alta porosidad, alta permeabilidad, alta friabilidad, baja densidad aparente y la estabilidad de los agregados del suelo. Estas características se asocian a la abundancia de materiales poco cristalinos y a la alta concentración de materia orgánica (Nanzyo, 2002; Dahlgren et al., 2004; McDaniel et al., 2012).

Los suelos volcánicos son usualmente livianos y fáciles de excavar a causa de su baja densidad aparente (menor a $0,9 \text{ g/cm}^3$), y la ausencia de arcillas cohesivas. Su alta porosidad permite que las raíces penetren fácilmente, constituyéndose en excelentes medios de enraizamiento. Sin embargo, esta misma peculiaridad les hace susceptibles a la erosión hídrica y eólica cuando se retira la cobertura vegetal que les protege (Nanzyo, 2002; Dahlgren et al., 2004). Los horizontes superficiales A de estos suelos frecuentemente presentan estructura granular, mientras que los horizontes más profundos presentan estructuras débiles de bloques subangulares (Parfitt, 2009; McDaniel et al., 2012).

Una de las características físicas más importantes de los suelos volcánicos es su alta capacidad de retención de agua (Nanzyo, 2002; Dahlgren et al., 2004; Dahlgren, 2008). Esta propiedad es el resultado de una alta porosidad y un rango amplio de distribuciones de tamaño de poro. Los microporos en los materiales no cristalinos y complejos húmicos-metal retienen agua higroscópica, mientras que los meso y macro poros retienen agua capilar y gravitacional, respectivamente. El contenido de humedad de muchos Andosoles puede exceder en 100 % en peso. La capacidad de retención de agua se incrementa con el contenido de minerales de tamaño de arcilla, por lo que aumenta conforme los suelos se desarrollan en el tiempo; así, los suelos vítricos suelen tener retenciones menores que los suelos más desarrollados alofánicos o no alofánicos (Dahlgren et al., 2004; McDaniel et al., 2012). El efecto que tienen sobre esta propiedad, el alófono, la imogolita y la ferrihidrita es importante; sin embargo, es mucho menor que el efecto de los complejos húmicos con metales en suelos no alofánicos (Dahlgren et al., 2008). Los suelos volcánicos tienen una larga proporción de poros grandes e intermedios, lo cual facilita el transporte de agua. La infiltración y las conductividades hidráulicas saturada y no saturada son rápidas comparadas con la mayoría de otros suelos.

Otra característica típica de los Andosoles es la tixotropía, que es una transformación reversible gel-suelo. La mayor parte de los suelos volcánicos presentan una textura grasa al tacto. Estos suelos pueden contener grandes cantidades de agua y parecer relativamente secos. Una vez más esta propiedad se relaciona con la presencia de minerales amorfos, particularmente el alófono y, en suelos no alofánicos, microporos que se forman en los agregados. Cuando estos suelos son perturbados por presión, el agua es liberada pudiendo alcanzar el límite líquido y comportarse como tal, fluyendo (Dahlgren et al., 2008; Neall, 2009; McDaniel et al., 2012; Delmelle et al., 2015). Esta característica hace que estos suelos sean susceptibles a causar flujos de lodo y escombros cuando se ubican en pendientes, particularmente en el caso de los suelos alofánicos (Basile et al., 2003, Vásconez et al., 2022).

Con estas características únicas, los Andosoles son, a la vez, suelos sensibles ante cambios ambientales; por ejemplo, muchos Andosoles presentan cambios irreversibles cuando se secan, particularmente aquellos con contenidos de alófono elevados. Al secarse, las nanoesferas de alófono colapsan y forman agregados los cuales no se fragmentan al rehidratarse, por lo que se puede decir que son 'esponjas de un solo uso'. Este fenómeno puede causar la formación de costras, cambios en la densidad aparente (incremento), reducción de la capacidad de almacenamiento de agua, e incremento en las

fuerzas cohesivas variando sus propiedades físicas únicas (McDaniel et al., 2012; Delmelle et al., 2015).

Propiedades químicas de los Andosoles

La mayor parte de los Andosoles son ácidos con valores de pH (medido en agua) que varían entre 4,8 y 6,0 (Shoji et al., 1993a). Los suelos no alofánicos tienden a ser ligeramente más ácidos (pH menor a 5) que los suelos alofánicos (pH entre 5,5 a 6,5). La acidez del suelo tiende a aumentar en suelos más maduros, bien desarrollados, como los del sur del Ecuador. En etapas tempranas del desarrollo de estos suelos, es posible encontrar suelos con pH mayores a 6,5 debido a la recarga de cationes básicos presentes en los materiales parentales básicos. En condiciones de pH menores a 5, los Andosoles pueden presentar toxicidad por aluminio, particularmente los suelos no alofánicos. En condiciones ácidas, se puede dar lugar al aumento de la concentración de Al en solución, lo cual afecta negativamente a las raíces de las plantas, evitando su proliferación y, consecuentemente, inhibiendo su crecimiento. Los suelos alofánicos son menos susceptibles a presentar toxicidad por aluminio (Dahlgren et al., 2004; Delmelle et al., 2015)

Una de las características más distintivas de los Andosoles es su carga eléctrica variable, dependiente del pH. El alófano, la imogolita, la ferrihidrita y los complejos húmicos con metal poseen superficies reactivas muy grandes. La carga eléctrica en la superficie de estos materiales puede ser positiva o negativa y cambia en función del pH. Las superficies tienen cargas positivas a pH bajos y retienen aniones, mientras que a pH altos las superficies tienen carga negativa y retienen cationes. Esta interacción es particularmente importante con el fósforo, un macronutriente clave requerido por las plantas, disponible en forma de fosfato (anión). Al ser el pH usualmente ácido en Andosoles, estos tienen una gran afinidad por el fosfato, reteniéndolo irreversiblemente dentro de las estructuras minerales, lo que lo hace inaccesible para las raíces de las plantas. Como consecuencia de esta propiedad, en Andosoles agrícolas existe un déficit de fósforo, el cual debe ser suplido externamente. Esta deficiencia, relacionada con la carga variable de los andosoles, también puede ser asociada con deficiencia de azufre (McDaniel et al., 2012; Delmelle et al., 2015).

Los suelos volcánicos normalmente son apetecidos por sus excelentes características para la agricultura y usualmente son suelos fértiles. Sin embargo, se han reportado suelos con deficiencias de nutrientes, particularmente aquellos que se desarrollan en materiales parentales ricos en sílice.

En resumen, las características únicas de estos suelos están fuertemente relacionadas con la presencia de minerales secundarios muy particulares. Los

suelos de los páramos son especiales por presentar una combinación única de propiedades químicas, físicas y mineralógicas, las cuales en conjunto proveen a estos suelos de sus cualidades.

Algunas propiedades de los Histosoles

Los Histosoles se caracterizan por estar formados de materiales orgánicos de origen animal o vegetal. Las propiedades de los Histosoles resultan de la naturaleza de sus materiales parentales orgánicos. Estos suelos se forman cuando la acumulación de materia orgánica supera las tasas de descomposición. En la mayor parte de suelos naturales existe cierto equilibrio entre los dos procesos, manteniendo el carbono orgánico en los horizontes superficiales entre 0,5 y 10 %. En los Histosoles, las tasas de descomposición son ralentizadas y la materia orgánica se acumula al punto de alcanzar espesores considerables. Por ejemplo, en un humedal del Parque Nacional Cayambe Coca, Comas et al. (2017) reportaron espesores de cerca de 7 m. En la mayoría de los casos, este proceso de ralentización de la descomposición se debe a la formación de condiciones anaeróbicas (por saturación de agua), lo que hace que la descomposición de materia orgánica sea poco eficiente. La formación de Histosoles se ve favorecida en climas húmedos y fríos. En este sentido, el páramo ofrece las condiciones adecuadas para su formación (Kolka et al., 2012).

Si bien el clima controla la ocurrencia de los Histosoles a nivel regional, a nivel de paisaje este control lo ejerce la topografía. Los Histosoles ocurren en sitios donde la configuración del paisaje favorece la concentración del escurrimiento, la descarga de agua subterránea o la retención de lluvia. Estas condiciones comúnmente se facilitan en depresiones topográficas o en áreas muy planas, con sustratos poco permeables, como flujos de lava en el caso de los páramos (Kolka et al., 2012). En los páramos ecuatorianos es común que los Histosoles reciban contribuciones minerales debido a la actividad volcánica, las cuales, al ser mucho menores que las entradas de materia orgánica, pasan a formar parte de estos suelos, manifestándose como discontinuidades en los perfiles (capas con diferentes propiedades) (Hribljan et al., 2016; Comas et al., 2017).

Se podría decir que en el Ecuador la mayor parte de páramos presentan condiciones climáticas y topográficas para la formación local de Histosoles. Se han reportado Histosoles para la mayor parte de regiones de páramo del Ecuador, independientemente de su litología, edad o actividad volcánica. En áreas de la zona norte de los páramos, la presencia de Histosoles ha sido reportada en la provincia del Carchi (Tonnejck et al., 2010; Jansen et al., 2011); Napo, Pichincha (Hribljan et al., 2016; Comas et al., 2017); y Azuay (Quichimbo et al., 2012; Mosquera et al., 2015; Borja et al., 2018; Lazo et al., 2019).

Las propiedades físicas de los Histosoles difieren bastante de los suelos minerales. Generalmente presentan densidades aparentes muy bajas de entre 0,02 hasta 0,8 g.cm⁻³. La densidad aparente de estos suelos se correlaciona con el grado de alteración de la materia orgánica; así, mientras más descompuestos se presentan los materiales orgánicos que componen estos suelos, mayor es la densidad aparente que presentan. Los Histosoles manifiestan altos niveles de porosidad, lo que, sumado a su baja densidad aparente, produce que tengan elevadas conductividades hidráulicas, las cuales decrecen conforme se descomponen los materiales que los conforman. Así, también dada su alta porosidad, estos suelos tienen altas capacidades de retención de agua (Kolka et al., 2012).

Una de las características más sobresalientes de los Histosoles es su capacidad de almacenar carbono. A nivel global, aunque ocupan aproximadamente el 4 % de la superficie total, almacenan cerca del 30 % del carbono del suelo a nivel global (Eswaran et al., 1993). A modo de comparación, mientras típicamente los suelos agrícolas almacenan entre 2 a 10 kg C.m⁻², los Histosoles pueden presentar valores mayores a 200 kg C.m⁻² (en los dos primeros metros de profundidad) (Batjes, 1996). Para algunos humedales en la región del volcán Antisana y Cayambe Coca se reportaron cantidades de carbono almacenado de alrededor de 128,2 kg C.m⁻² (Hribljan et al., 2016).

Contenido de carbono de los Andosoles

La acumulación de materia orgánica en el suelo es una característica principal de los Andosoles. El proceso de andosolización es la acumulación de sustancias húmicas estables en condiciones subácidas (Takahashi et al., 2010; Takahashi y Dahlgren, 2016). Los Andosoles están entre los órdenes de suelo que mayor cantidad de carbono almacenan por unidad de área, tan solo superados por los Histosoles. El carbono almacenado en los Andosoles es altamente estable ante la descomposición, como se ha mencionado en secciones anteriores. El carbono orgánico en los Andosoles es relativamente estable y puede serlo por entre 1000 y 5000 años, el tiempo de residencia medio del carbono orgánico en suelos (COS) en Andosoles es mucho más grande que otros tipos de suelo minerales (Takahashi et al., 2010; Takahashi y Dahlgren, 2016).

Los ecosistemas de páramo almacenan carbono principalmente en el suelo con *stocks* de hasta 200 t.ha, en los primeros decímetros de suelo y hasta 1700 t en los dos primeros metros de suelo (Calderón-Loor et al., 2013). A modo de comparación, los bosques amazónicos almacenan entre 125 y 175 t.ha⁻¹ en el suelo. Los suelos volcánicos no solo almacenan grandes cantidades de carbono, sino que tienen altas tasas de acumulación, particularmente al inicio de su formación;

así, para Andosoles menores de 1000 años (vitríticos), la tasa de acumulación de carbono varía entre 0,03 y 0,06 kg C/m²/año, mientras que la tasa media de acumulación en suelos en general, considerando prácticas regenerativas, varía entre 0,01 y 0,05 kg C.m⁻².año⁻¹ (Zehetner, 2010; Arnalds, 2013).

Los suelos del páramo almacenan grandes cantidades de carbono, excediendo el promedio global para Andosoles. Algunos valores de referencia para los páramos ecuatorianos se muestran en la Tabla 2.1. Únicamente se han considerado valores publicados para Andosoles en referencias bibliográficas; se sabe que los Histosoles almacenan cantidades más altas de carbono.

Tabla 2.1 Valores de carbono orgánico almacenado en el suelo de páramos seleccionados, hasta 30 cm de profundidad.

Autor	C almacenado (kg C.m ⁻²)	Altitud (m)	Sitio
Tonneijck et al. (2010)	22±5	3300-3900	Páramo de El Ángel
Calispa et al. (2021)	20±2,7	4000-4100	Antisana (Jatunhuaico)
Minaya et al. (2016)	17,5	4000-4750	Antisana (Cuenca Humboldt)
Podwojewski et al. (2002)	16	3800-4200	Chimborazo
Calderón et al. (2020)	11,58	3900-4100	Pichincha
Echeverría et al. (2018)	13,2	4100	Chimborazo (Iguualata)
Farley et al. (2013)	13,5±0,2	3650	Imbabura
FAO (2017)	10,2	-	Promedio global Andosoles

La mayor parte de los suelos de los páramos ecuatorianos almacenan una mayor cantidad de carbono que el promedio global para Andosoles (véase la Tabla 2.1). Sin embargo, existen variaciones importantes entre diferentes tipos de páramo, e incluso a escalas menores, por la interacción de variables locales como la topografía, el microclima y el manejo de los páramos. Pese a que es evidente que los suelos de páramo retienen grandes cantidades de carbono, aún existen vacíos de investigación en este campo.

Desafortunadamente, de la misma manera en que los suelos del páramo pueden constituirse en sumideros de carbono, en casos de perturbación el carbono almacenado puede ser liberado a la atmósfera, contribuyendo al incremento de la concentración de CO₂ y, por tanto, al efecto invernadero (Shoji y Takahashi, 2002, Tonneijck et al., 2010), de forma similar a lo que ocurre con la pérdida del permafrost. Se ha observado que en aquellos páramos donde los pajonales han sido reemplazados por almohadillas, debido principalmente a actividades ganaderas,

la cantidad de carbono almacenada en estos suelos decrece significativamente (Farley et al., 2013; Calispa et al., 2021) y se producen perturbaciones en su estabilidad, haciéndolo posiblemente más sensible a procesos biológicos de degradación de materia orgánica del suelo (Curiel-Yuste et al., 2017). Sin embargo, otros estudios en zonas de páramo reemplazadas por actividades forestales sugieren que estos hallazgos no son generalizables (Marín et al., 2019).

A pesar de que los páramos almacenan naturalmente grandes cantidades de carbono en el suelo, existe una preocupación de que esta capacidad se vea afectada en escenarios de cambio climático y el incremento de las actividades antrópicas sobre estos ecosistemas.

El proceso de formación de los suelos volcánicos

En los Andosoles, los procesos de formación del suelo (pedogénesis) predominantes son la formación de materiales poco cristalinos (compuestos activos de aluminio y hierro) principalmente alófano, ferrihidrita, imogolita y complejos organometálicos, y la acumulación de materia orgánica (Shoji et al., 1993a, b, 1996; McDaniel et al., 2012). La formación de materiales poco cristalinos está relacionada directamente con las propiedades del material parental, en este caso materiales de origen volcánico con contenidos elevados de aluminio, silicio y hierro.

El tipo de minerales que precipitan de esta solución formada por la liberación de elementos del material parental está condicionado por la lixiviación, que depende de las condiciones ambientales, particularmente de la cantidad de lluvia y el drenaje. En zonas con altas tasas de precipitación y buenas condiciones de drenaje se favorece la lixiviación de elementos; en consecuencia, las concentraciones de silicio en la solución del suelo son bajas, lo que facilita la formación de minerales poco cristalinos como alófano e imogolita (enriquecidos en aluminio). Por el contrario, en sitios con menor disponibilidad de agua, ya sea por tasas menores de precipitación o drenaje reducido, la concentración de elementos en la solución incrementa, lo que favorece la precipitación de halloysita, enriquecida en silicio (Parfitt et al., 1983, 1984; Singleton et al., 1989; Churchman y Lowe., 2012).

El alófano y la imogolita son estables a pH entre 5 y 7 y bajo contenido de materiales orgánicos. Por el contrario, en ambientes donde el pH es menor a 5 (ácidos) y con disponibilidad de materia orgánica, se favorece la formación de complejos organometálicos en lugar de alófano/imogolita. En suelos volcánicos es típico que el contenido de alófano sea menor en horizontes superficiales debido a la constante adición de materia orgánica que compite por aluminio. A este

proceso se le conoce como ‘efecto antialofánico’ y describe la incorporación preferencial de aluminio en moléculas de materia orgánica para formar complejos organometálicos, evitando o reduciendo la formación de alófano (Ugolini y Dahlgren, 2002; Dahlgren et al., 2008; Delmelle et al., 2015).

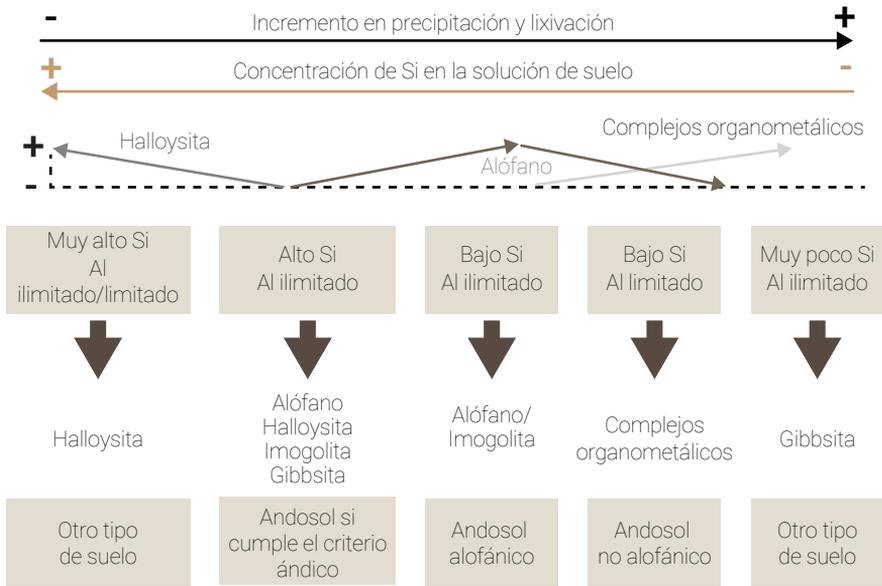


Figura 2.4 Esquema simplificado de la meteorización de depósitos volcánicos recientes y del efecto de las condiciones de drenaje del suelo y la formación de minerales secundarios en depósitos volcánicos recientes. Si=silicio, Al=aluminio. Fuente: Adaptado de Parfitt et al., (1983), Churchman et al. (2012; McDaniel et al. (2012), Arnalds (2013) y Delmelle et al. (2015)

Con el paso del tiempo y la alteración del material parental, los suelos volcánicos desarrollan el carácter ándico que es el criterio base para definir un Andosol. El carácter ándico incluye baja densidad aparente, alta capacidad de retención de agua y alto contenido de materia orgánica (WRB, 2015). Estas propiedades pueden desarrollarse relativamente rápido (200 a 300 años) en zonas húmedas, mientras que en zonas frías y secas este proceso puede tardar más de 10 000 años (Arnalds, 2004; McDaniel et al., 2012). El carácter de Andosol puede mantenerse relativamente estable en el tiempo si hay pequeñas adiciones de material volcánico, lo que rejuvenece el suelo. Cuando los suelos no son rejuvenecidos, los Andosoles no son estables en periodos largos de tiempo (>10 000-20 000 años) y la meteorización continúa hacia otros tipos de suelo más desarrollados, como los Mollisoles (Shoji et al., 1990). Esta transformación incluye la transición gradual de

minerales poco cristalinos a minerales más estables como caolinita y vermiculita, dependiendo de las condiciones ambientales (Arnalds, 2013; Delmelle et al., 2015).

El segundo proceso característico de la formación de Andosoles es la acumulación de materia orgánica del suelo (MOS). Esta acumulación se debe a la suma de varios procesos que ocurren en el proceso de meteorización del material volcánico. Los Andosoles presentan una alta fertilidad natural, lo que se traduce en muchos casos en una alta entrada de residuos orgánicos debido al crecimiento de la vegetación. Sin embargo, la característica más importante de la materia orgánica incorporada en el suelo es su estabilidad contra la descomposición. Esto se debe a la formación de complejos organometálicos, principalmente Al-humus, y la absorción de la materia orgánica en alófono, imogolita y ferrihidrita. Además de: 1) la baja actividad de microorganismos en el suelo debido a bajos pH y altos niveles de aluminio tóxico; 2) la protección física de la MOS debido a la alta porosidad de los suelos con abundantes microagregados; y 3) la presencia de carbón en suelos melánicos (Percival et al., 2000; Ugolini y Dahlgren, 2002; Nishimura et al., 2008; Takahashi et al., 2010).

Adicionalmente, en los páramos la temperatura fría hace que la actividad biológica se ralentice, favoreciendo la acumulación de materia orgánica en el suelo. Los páramos presentan un clima típico tropical de montaña, frío y húmedo, con intensidades de precipitación bajas, variaciones diurnas de temperatura amplias de hasta 20 °C y radiación solar intensa. La temperatura media ronda los 10 °C en los límites inferiores del páramo (~3500 m) hasta cerca de 0 °C en su límite superior (~5000 m). La precipitación en los páramos es muy variable. En las estribaciones de los Andes orientales puede exceder los 3000 mm/año, mientras que en algunas regiones de páramo seco se han reportado valores de precipitación inferiores a 500 mm/año (provincia del Chimborazo) (Buytaert et al., 2005; Correa et al., 2020).

En conclusión, la formación de suelos volcánicos está gobernada por dos procesos principales: 1) la formación de materiales poco cristalinos debido a la precipitación acelerada de especies de aluminio, silicio y hierro, los cuales son abundantes en el vidrio volcánico proveniente de la ceniza; y, 2) la acumulación/estabilización de la materia orgánica. Las especies minerales formadas en el proceso de andosolización dependen del tipo de material parental y de las condiciones climáticas.

Distribución espacial de los suelos volcánicos en los páramos ecuatorianos

La cordillera de los Andes en el Ecuador se puede dividir en tres regiones con base en la actividad volcánica (véase el apartado Fenómenos volcánicos asociados a

la formación de suelo en el páramo ecuatoriano). Los suelos de los páramos se relacionan con esta distribución espaciotemporal de la actividad volcánica y es posible encontrar una gama de suelos volcánicos, con diferente grado de desarrollo, así como propiedades, función del clima, la disponibilidad y tipo del material parental, además de la edad de estos depósitos.

Zonas norte y centro

Los suelos en las regiones norte y centro de la cordillera de los Andes del Ecuador son generalmente profundos, con múltiples capas y horizontes enterrados, producto de erupciones volcánicas sucesivas recientes (Holoceno-presente). Por ejemplo, en los volcanes Antisana y Chimborazo se han descrito columnas estratigráficas con múltiples capas y suelos enterrados de más de 10 m de espesor (Barba et al., 2008; Hall et al., 2017; Samaniego et al., 2012). En general, en estas regiones los suelos son relativamente jóvenes y con entre poco y medio desarrollo (Andosoles vítricos a suelos ándicos). En la zona norte, provincia del Carchi, se ha observado que los suelos están al borde entre un suelo vítrico y un suelo ándico pleno (Tonneijck et al., 2010). En esta zona, los depósitos volcánicos son más antiguos que en la zona central y se remontan a los principios del Holoceno. Sin el rejuvenecimiento frecuente de la zona central, los suelos de la zona norte han alcanzado un grado de desarrollo mayor.

En la Figura 2.5 se muestra un perfil de suelo en los páramos del volcán Antisana (zona centro), aproximadamente a 4000 m, hasta una profundidad de un metro. La vegetación dominante sobre el perfil de suelo es almohadilla (*Azorella pedunculata*) y corresponde a una zona en donde hubo actividades ganaderas por décadas. Este suelo se ha clasificado como un Andosol vítrico, con un alto contenido de vidrio volcánico y bajo contenido de minerales secundarios. En el perfil se observa la estratificación con horizontes fácilmente distinguibles, no solo por las diferencias de color, sino también por sus propiedades físicas; resaltan en color oscuro los horizontes enterrados 4Ab y 4Ab. La primera secuencia de formación de suelo comprende a los horizontes A1 y A2, siendo esta la más reciente, la cual se desarrolló a partir de la adición de ceniza de la erupción del volcán Quilotoa hace ~800 años AP (Hall y Mothes, 2008). Esta erupción cubrió con una capa de ceniza fina una gran parte de los Andes del centro y norte del Ecuador. Dicha adición de ceniza detuvo los procesos de formación del suelo que en ese entonces se desarrollaban en el horizonte 2Ab.

El horizonte enterrado 2Ab tuvo su origen en una erupción anterior, posiblemente de los volcanes Guagua Pichincha o Pululahua. El suelo en esta región ha sido clasificado como un Andosol vítrico (WRB, 2015) debido a su alto contenido

de vidrio volcánico, baja densidad aparente y por tener un contenido muy bajo de materiales amorfos; en consecuencia, sus características ándicas están en desarrollo (Ligot, 2018; Calispa et al., 2021). Con el transcurso del tiempo, y si no hay nuevas adiciones de materiales volcánicos, eventualmente se desarrollarán en carácter ándico.

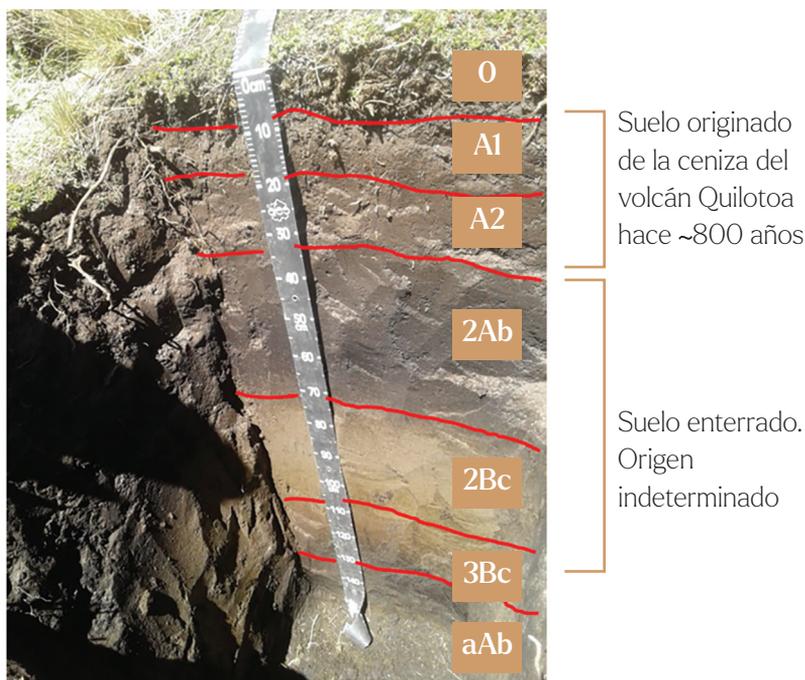


Figura 2.5 Perfil de suelo en el volcán Antisana, zona norte de la cordillera de los Andes en el Ecuador. El suelo en esta región es poligenético, con al menos dos paleosuelos o suelos enterrados que se desarrollaron antes de ser cubiertos por nuevo material volcánico que detuvo los procesos pedogénicos (Calispa et al., 2021). Fotografía: Marlon Calispa

Zona sur

En la región sur de la cordillera de los Andes ecuatorianos, los suelos se han desarrollado sobre depósitos volcánicos más antiguos y no volcánicos, expuestos en la última glaciación y minoritariamente sobre depósitos recientes de ceniza volcánica (Buytaert et al., 2007). Los suelos en esta región suelen ser poco profundos y más desarrollados que sus contrapartes en la región centro-norte. Adicionalmente, presentan mayores contenidos de carbono orgánico en el suelo, menores valores de pH y contenidos de arcilla más elevados (Tonnejck et al., 2010; Poulenard,

2000; Calispa et al., 2021; Ligot, 2018; Podwojewski et al., 2002; Buytaert et al., 2005, 2006b, 2007; Molina et al., 2019; van de Walle, 2020).

En la Figura 2.6 se puede observar un perfil de suelo típico de la región austral, con menos profundidad que los de la zona centro y con una estructura, en términos de horizontes, más sencilla. El perfil corresponde a un suelo de páramo ubicado en la cuenca del río Machángara aproximadamente a 4000 m en una zona dominada por pajonales relativamente conservados, en la provincia de Azuay. El suelo corresponde a un Andosol aluándico (no alofánico) (WRB, 2015) que se desarrolló sobre depósitos volcánicos removidos y expuestos en la última glaciación, con posibles pequeñas adiciones de ceniza durante el Holoceno (van de Walle, 2020). La diferenciación entre horizontes es mínima en contraste con el suelo de la Figura 2.5 en la zona centro.

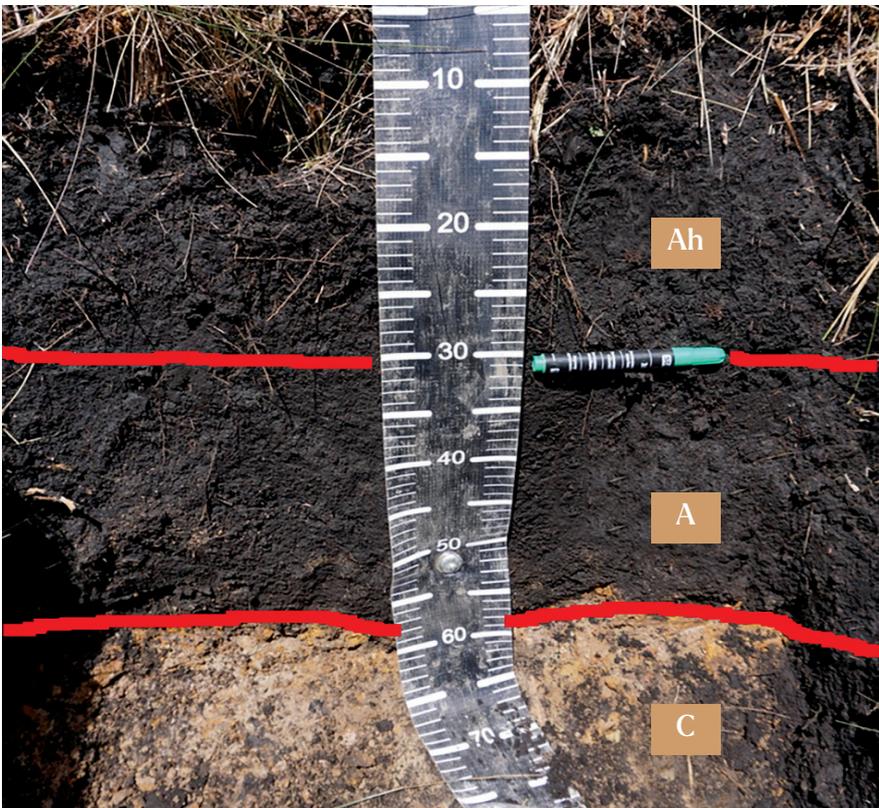


Figura 2.6 Perfil de suelo en los páramos de la provincia del Azuay (cuenca del río Machángara) (van de Walle, 2020). Los suelos son menos profundos y más desarrollados que en la zona centro. Fotografía: Marlon Calispa

Extremo sur: páramos desarrollados sobre depósitos no volcánicos

En el extremo sur del Ecuador (provincias de Loja y Zamora, hasta la frontera con Perú) se pueden encontrar páramos que se desarrollan en suelos que tienen un origen no volcánico. Esta región se caracteriza por la ausencia de materiales volcánicos y una menor altitud (Winckell et al., 1997). El principal material parental para la formación de suelo son rocas metamórficas o sedimentarias. El número de estudios de estos suelos es menor que sus contrapartes en las anteriores zonas.

En esta región, los suelos son delgados (menos de 50 cm), con alto contenido de materia orgánica y sobre paleosuelos de tipo ferralítico. Los horizontes profundos normalmente tienen un color anaranjado-rojizo y es usual encontrar cuarzo grueso entre las capas de suelo. En estos horizontes se encuentran arcillas cristalinas y la densidad aparente es mayor a $1,5 \text{ g/cm}^3$. La parte orgánica de estos suelos tiene baja densidad aparente. Estos suelos comparten algunas características con los Andosoles no alofánicos, a pesar de haberse desarrollado en otra clase de material parental. Debido a las características de drenaje que promueve una rápida lixiviación y consecuente pérdida de cationes, son suelos muy pobres. En las zonas altas de esta región se pueden encontrar suelos pertenecientes a los órdenes Inceptisol, Ferralsol, Umbrisol y Ultisol (Podwojewski y Poulénard, 2000; Moreno et al., 2022, Hofstede et al., 2014). En la Figura 2.7, se muestra un perfil de suelo de la zona de Saraguro, provincia de Loja, clasificado como Ferralsol Úmbrico (Podwojewski et al., 2022)

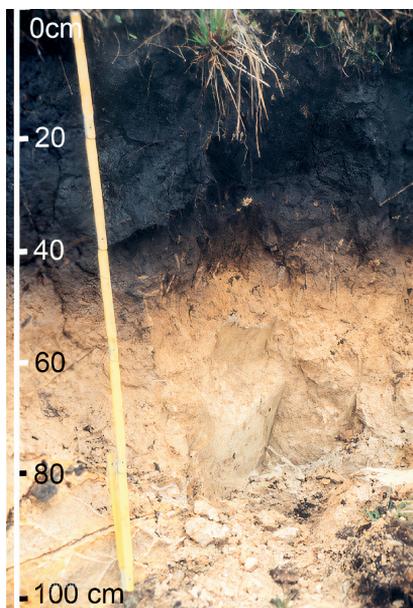


Figura 2.7 Perfil de suelo de páramo en la zona de Saraguro, provincia de Loja
Fotografía: Marlon Calispa

La distribución espacial de los Histosoles de los páramos está, de manera general, controlada por factores topográficos y el clima. Dadas las condiciones ambientales del páramo, los Histosoles pueden formarse en depresiones locales, en donde se puede acumular agua o en zonas planas de gran extensión. La distribución de los Histosoles en este sentido es difícil de predecir y han sido identificados, en mayor o menor abundancia, en la mayoría de los páramos ecuatorianos. En la Figura 2.8 se muestra un perfil de suelo calificado como Histosol en los páramos de la provincia del Azuay.

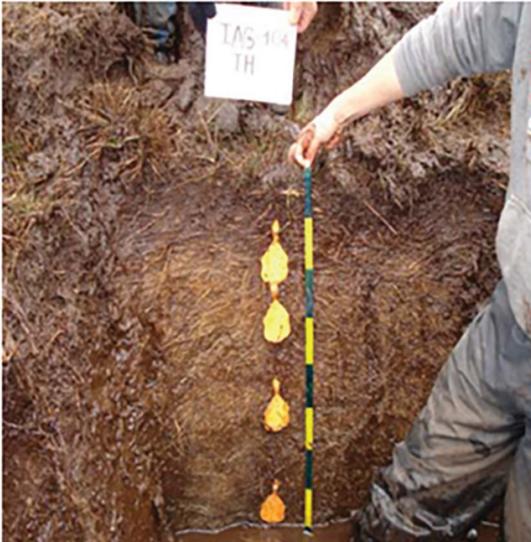


Figura 2.8 Perfil de suelo de un Histosol en los páramos de la provincia del Azuay. Fotografía: Marlon Calispa

En conclusión, la distribución de los suelos volcánicos en el Ecuador, particularmente los Andosoles está ligada a la actividad volcánica. En este sentido, en la zona centro la actividad volcánica condiciona el desarrollo de los suelos, preservando el carácter vítrico de los Andosoles debido al frecuente rejuvenecimiento de los suelos con nuevo material volcánico. Por otra parte, los suelos en la zona norte se han desarrollado por periodos de tiempo más extensos debido a una menor influencia de la actividad volcánica reciente, alcanzando una madurez mayor que se observa en sus características físicas y químicas. Sin embargo, los suelos de las zonas norte y centro no han tenido tanto desarrollo como los suelos de la zona sur, en donde la influencia volcánica reciente ha sido más restringida, permitiéndoles desarrollar el carácter ándico plenamente.

En general, el control de la formación de los Andosoles depende de la actividad volcánica, pudiendo hasta cierto punto zonificarla, pero para el caso de los Histosoles el control es más local y varía incluso a nivel de paisaje. Los estudios

relacionados con este último tipo de suelos son escasos y esto constituye un vacío de investigación significativo, dada la importancia que poseen para la dinámica del páramo, particularmente desde el punto de vista del funcionamiento hidrológico y del almacenamiento de carbono.

Factores que amenazan a los suelos de los páramos

Los páramos son ecosistemas vulnerables a los cambios ambientales cuyas funciones ecosistémicas, que han sido descritas en secciones anteriores, están en riesgo. Entre las principales amenazas páramo se pueden mencionar el cambio de uso del suelo, principalmente por agricultura y ganadería, el cambio climático y las actividades mineras (Bradley et al., 2006; Buytaert, et al., 2006c; Buytaert y de Bièvre, 2012).

La reducción de la extensión de los páramos ha sido notoria en la mayor parte del Ecuador; por ejemplo, en el norte del Ecuador, en los páramos alrededor de los volcanes Antisana y Cotopaxi, se ha observado un aumento de 838 % del área cultivada en desmedro de las zonas de páramo en el periodo 1991 a 2017. Esta tendencia seguramente es seguida por la mayor parte de páramos en el Ecuador, pero no existe un seguimiento detallado. Debido a la expansión de los asentamientos humanos, no se espera que esta tendencia disminuya en los años venideros, sino que se vea agravada por la acción del cambio climático (Thompson et al., 2021). Se ha verificado que el cambio de uso del suelo tiene impactos negativos en los ecosistemas de páramo, por ejemplo, en términos de la reducción del contenido de carbono en el suelo (Farley et al., 2013), alteraciones en los flujos de CO₂ (McKnight et al., 2017) y alteraciones en las propiedades físicas y químicas de los suelos (Calispa et al., 2021; Páez-Bimos et al., 2022, 2022a; Podwojewski et al., 2002). También se han observado cambios en la estructura y composición florística (Verweij, 1995; Ramsay y Oxley, 2001) y alteraciones en las funciones hidrológicas (Farley y Kelly, 2004; Buytaert et al., 2006a; Buytaert et al., 2011; Ochoa-Tocachi et al., 2016).

La ganadería intensiva provoca daños a la estructura vegetal nativa del páramo, alterando su composición natural y favoreciendo la distribución de especies más adaptadas al pisoteo, por ejemplo, almohadillas. Se ha observado esta tendencia en algunos páramos intervenidos, donde la vegetación nativa (pajonal) ha sido progresivamente reemplazada por almohadillas y, en casos extremos, cuando la vegetación es totalmente removida, se desencadenan procesos erosivos (Verweij, 1995; Ramsay y Oxley, 2001; Podwojewski et al., 2002). Se

puede mencionar el caso del páramo del volcán Antisana, donde las actividades ganaderas intensivas de caballos, vacas y ovejas tuvieron lugar por décadas (hasta 2011); adicionalmente, los incendios en estas áreas no eran escasos. Se presume que grandes extensiones de pajonales fueron gradualmente reemplazadas por praderas y zonas cubiertas con almohadillas (Grubb et al., 2020).

En recientes investigaciones, en la zona del volcán Antisana se han evidenciado diferencias a nivel químico y físico entre los suelos cubiertos por almohadillas y aquellos cubiertos por pajonales a la misma altitud. Con respecto a los parámetros físicos, los suelos bajo almohadillas presentan una disminución de la densidad aparente, mayor conductividad hidráulica (4 a 12 veces mayor que en suelos bajo pajonal), mayor capacidad de retención de agua en saturación y una estructura de poros diferente a la de los pajonales, lo que podría alterar su funcionamiento hidrológico (Páez-Bimos et al., 2022a). En cuanto a las propiedades químicas, los suelos bajo almohadillas poseen una mayor concentración de carbono orgánico en el suelo; sin embargo, almacenan una menor cantidad debido a una marcada disminución de la densidad aparente (Calispa et al., 2021). Adicionalmente, se ha verificado que, en suelos bajo almohadillas, la solución de suelo es mucho más concentrada con respecto a carbono orgánico disuelto (hasta 10 veces mayor en horizontes superficiales) y se ha evidenciado la movilización de hierro y aluminio posiblemente ligada a la alta concentración de materia orgánica disuelta, lo que podría tener implicaciones en la calidad del agua (Páez-Bimos et al., 2022).

Poco se conoce con respecto a la estabilidad del carbono que los suelos de los páramos almacenan. Este tema es crucial dado que de este depende el comportamiento del páramo como fuente o sumidero de carbono. Ensayos de incubación en suelos volcánicos en páramos colombianos evidencian que el carbono almacenado en el suelo es susceptible a los cambios de temperatura y que este cambio podría eventualmente alterar la capacidad de estos suelos de secuestrar carbono, incrementando potencialmente las emisiones a la atmósfera (Curiel-Yuste et al., 2017). Sin embargo, la evidencia en este sentido es aún escasa y se recomienda no hacer generalizaciones.

Los Andosoles son susceptibles a cambios irreversibles cuando se secan; estos cambios pueden comprometer sus propiedades físicas (Poulenard et al., 2003). Este fenómeno puede causar la formación de costras, incremento en la densidad aparente, reducción de la capacidad de almacenamiento de agua e incremento en las fuerzas cohesivas, haciendo que varíen sus propiedades físicas únicas (McDaniel et al., 2012; Delmelle et al., 2015). Ciertas prácticas agrícolas exponen al suelo del páramo a desecamiento, lo que podría provocar la alteración de sus características de forma irreversible.

El Capítulo 12 detalla cómo el cambio climático puede afectar también las funciones de los suelos. La mayor parte de las propiedades de los suelos se pueden ver afectadas por cambios en la temperatura y precipitación. Entre estas se incluyen los procesos de transformación del carbono y reciclaje de nutrientes, así como la erosión. Los procesos erosivos podrían verse acelerados por los eventos climáticos extremos como precipitaciones intensas, sequías y tormentas. Se espera que los efectos del cambio climático en el suelo sean variables. Procesos como la formación y desarrollo de los suelos pueden verse afectados dada su dependencia en factores ambientales, principalmente temperatura y humedad del suelo (Girija Veni et al., 2020). Existe un consenso general de que la temperatura experimentará un aumento en los Andes, con mayores anomalías sobre los Andes centrales (hasta 5 °C), particularmente en la transición entre las épocas seca a húmeda (Pabón-Caicedo et al., 2020). Con respecto a la variación de la precipitación, las señales son diversas. Estos cambios, particularmente en temperatura, podrían ejercer un efecto negativo en la estabilidad del carbono almacenado en los suelos del páramo, incrementando sus tasas de descomposición y liberándolo a la atmósfera, convirtiendo a los páramos en fuentes de CO₂ en lugar de sumideros (McKnight et al., 2017; Cresso et al., 2020).

Las conclusiones de los estudios respecto a los efectos del cambio climático en el carbono orgánico del suelo no son enteramente claras y más información es necesaria (Kowalska y Grobelak, 2020). Algunos estudios apuntan al aumento de las tasas de descomposición de las fracciones lábiles del carbono orgánico en el suelo (COS), mientras que, para la fracción recalcitrante, los hallazgos no son concluyentes (Davidson y Janssens, 2006). Sin embargo, otros estudios concluyen que la sensibilidad de las fracciones lábil/recalcitrante son igualmente sensibles ante cambios de temperatura (Fang et al., 2005).

Perspectivas y vacíos de investigación

Pese a la gran importancia de los suelos de los páramos, existen aún grandes vacíos en el conocimiento que urgen ser resueltos para garantizar el manejo sustentable de uno de los pilares en el funcionamiento del páramo. Históricamente, la mayoría de los estudios se han enfocado de forma dominante en las propiedades hidrológicas de estos suelos y en menor medida en sus procesos de formación. Además, dada la predominancia espacial de los suelos volcánicos, particularmente Andosoles, casi la totalidad de estudios se han enfocado en este tipo de suelos.

Recientemente, varias investigaciones han resaltado la importancia de otros tipos de suelos en los páramos ecuatorianos, principalmente los Histosoles. Estos son importantes para el funcionamiento del páramo en términos de regulación

hidrológica, calidad del agua y almacenamiento de carbono. Sin embargo, y pese a su importancia, el conocimiento respecto a estos suelos es aún muy limitado. Por ejemplo, no existen caracterizaciones geoquímicas detalladas de estos suelos y el rango espacial de los estudios existentes es muy limitado.

Dadas las condiciones climáticas, geológicas y biológicas del Ecuador, la variedad de suelos que se pueden desarrollar, así como sus propiedades físicas, químicas y mineralógicas, son muy amplias. Existen vacíos de investigación respecto al estudio profundo de las propiedades de estos suelos en diferentes condiciones climáticas, en las zonas norte, centro, estribaciones orientales y occidentales de las cordilleras, y en el extremo sur del país. Para el caso de las estribaciones, existen descripciones generales de las propiedades fisicoquímicas y mineralógicas de estos suelos, que se remontan a los años sesenta, pero poco se sabe de la distribución espacial de sus propiedades. En el caso del extremo sur, la situación es aún más crítica y prácticamente no hay descripciones detalladas de sus páramos.

Se sabe que muchos de los servicios ambientales del páramo dependen del suelo y de su compleja y relativamente poco entendida red de procesos interconectados e interdependientes. En este sentido, es necesario trabajar desde ópticas holísticas que permitan un estudio integral de las interacciones de los diferentes componentes del páramo. Por ahora, la mayoría de los estudios relacionados a los suelos del páramo se han enfocado en temas puntuales, casi como elementos aislados de este complejo de ecosistemas.

Además, no hay bases de datos georreferenciadas normadas, centralizadas, organizadas, públicas y de fácil acceso referentes a la caracterización de los suelos del páramo (parámetros fisicoquímicos, mineralógicos, etc.). La mayor parte de información producida respecto a los suelos de páramos proviene de esfuerzos puntuales de origen académico a nivel nacional e internacional en cooperación, con poca o nula participación de instituciones gubernamentales. Esto limita la integración de la información generada en procesos nacionales para la protección de estos recursos. Esta realidad no se limita únicamente a los suelos de los páramos, sino también a otras áreas de investigación.

Finalmente, el estudio de los efectos del cambio climático en los suelos de los páramos es otra gran deuda pendiente. En la actualidad, la información referente a los efectos del cambio climático sobre las propiedades de los suelos de los páramos es virtualmente inexistente para los páramos del Ecuador. Es imperioso un mejor entendimiento de los efectos a corto, mediano y largo plazo del cambio de uso del suelo en los páramos y de los potenciales efectos que el cambio climático tendrá sobre estos ecosistemas. Además, es necesario que estas predicciones sean incluidas en los procesos de toma de decisión y planificación de territorio para, de alguna manera, reducir el impacto que estas tendrán sobre los páramos y la población que depende de ellos.