



Genesis y ocurrencia de carbonatos en los suelos

Genesis and occurrence of carbonates in soils

Ovalle, R.^a, Seguel, O.^a, Pfeiffer, M.^{a*}

^aDepartamento de Ingeniería y Suelos, Facultad de Ciencias Agronómicas,
Universidad de Chile, Santa Rosa 11315, La Pintana, Chile.

ARTICLE INFO

Article history:

Received 24-03-2023

Accepted 27-06-2023

Keywords:

Pedogenic carbonates

Soil inorganic carbon

Carbon sequestration

Review Article,

Soil Science

*Corresponding author:

Marco Pfeiffer

E-mail address:

mpfeiffer@uchile.cl

ABSTRACT

Soil inorganic carbon or SIC (mainly as CaCO_3) is an important global C pool with an estimated maximum accumulation of 2.3×10^{15} kg C, being the dominant C species in 54% of soils worldwide. Arid and semi-arid regions, which comprise more than 35% of the earth's surface and contain most of the carbonate in soils, play a key role in the global C cycle. In this study, we cover the dynamics of accumulation of pedogenic carbonates in soils, the morphologies associated with them and the soil formation factors linked to their genesis.

RESUMEN

El carbono inorgánico del suelo o SIC (principalmente como CaCO_3) es un importante reservorio de carbono a nivel global, con una acumulación máxima estimada de $2,3 \times 10^{15}$ kg C, siendo la especie de C dominante en el 54% de los suelos en el mundo. Las regiones áridas y semiáridas, que comprenden más del 35% de la superficie terrestre, y donde se encuentra la mayor parte del carbonato en el suelo, poseen un rol clave en el ciclo global del C. En este trabajo se abordan los principales aspectos con respecto a la dinámica de acumulación de carbonatos pedogénicos en los suelos, las morfologías asociadas a éstos y los factores de formación de suelos ligados a su génesis. La actividad biológica es un factor esencial que explica la morfología que puede adquirir el carbonato en el suelo; además, participa en la dinámica del C al generar el CO_2 como inicio de las reacciones de precipitación de HCO_3^- y CO_3^{2-} .

Palabras clave: Carbonatos pedogénicos, Carbono inorgánico del suelo, secuestro de C.

INTRODUCCIÓN

En el actual escenario de cambio climático, las actividades humanas se reconocen como la causa dominante del calentamiento global. En este sentido, el CO_2 representa el principal gas de efecto invernadero, cuyas concentraciones han aumentado en un 40% desde la era preindustrial, debido tanto a las emisiones derivadas del uso de combustibles fósiles, como de las producidas por el cambio de uso de suelo (IPCC, 2013).

El secuestro de carbono en el suelo es importante para limitar el calentamiento global y así mitigar sus efectos adversos (Lal, 2013). Según Lal et al. (2015) el secuestro de C en el suelo, que implica la transferencia de carbono atmosférico hacia el suelo a través

de las plantas, “puede fortalecer los sumideros de C y compensar las emisiones antropogénicas”. De esta manera, los suelos juegan un importante papel como sumidero global de carbono, por lo cual es primordial tener en cuenta las reservas de carbono (C) bajo diferentes regímenes de uso de la tierra (Mikhailova y Post, 2006), con especial atención en las prácticas agrícolas y las diversas condiciones ambientales que influyen en la capacidad de estos de ser reservorios dinámicos en el flujo de carbono a nivel global (Chenu et al., 2019).

El conjunto o *pool* de C del suelo consta de dos componentes: carbono orgánico del suelo (SOC por sus siglas en inglés) y carbono inorgánico del suelo (SIC por sus siglas en inglés). El carbono inorgánico como carbonato (CO_3^{2-}) constituye una reserva de entre 700 a

1000 Pg¹ de un total de 2200 Pg ($\sim 2.2 \times 10^{15}$ kg C) para el primer metro de profundidad (Batjes, 2014; Eswaran et al., 1995), y en los 2 metros superiores del suelo ($\sim 2.3 \times 10^{15}$ kg C) resulta ser una reserva que llegaría a equiparar los niveles de carbono orgánico (Zamanian et al., 2021; Sharififar et al., 2023). Los carbonatos en el suelo pueden dividirse en carbonatos primarios o litogénicos (CL) y secundarios o pedogénicos (CP); los primeros corresponden a los asociados al material parental de los suelos, mientras que los CP pueden haberse formado por la disolución y recristalización de los CL, u otros procesos de formación de suelo, los cuales, según su fuente, pueden contribuir al secuestro neto de C en los suelos (Bughio et al., 2015).

Se ha documentado que, en la mayoría de los casos, el contenido de SIC va aumentando conforme se profundiza en el perfil de suelo, contrario a lo que ocurre comúnmente con el SOC (Mikhailova y Post, 2006; Bughio et al., 2017). Esto ocurre considerando diversos factores que pueden influir en la acumulación de SIC y el consecuente secuestro de C; por ejemplo, las fuentes de Calcio (Ca), el cambio de uso de suelos y la vegetación asociada, entre otras (Mikhailova y Post, 2006; Bughio et al., 2017). Por otra parte, factores como el riego, la fertilización y el uso de enmiendas presentan resultados contrastantes, pudiendo generar tanto acumulación como disolución, dependiendo de las variaciones en los manejos (Bughio et al., 2015; Kim et al., 2020).

La profundidad de formación del CP, por su parte, puede incrementar al aumentar la precipitación media anual, con acumulaciones de SIC poco profundas en climas áridos y acumulaciones profundas en climas semiáridos y subhúmedos (Gocke et al., 2012), empero, sobre ciertas cantidades de agua almacenada o transportada como consecuencia de la actividad agrícola puede ocurrir disolución de carbonatos en profundidad (Kim et al., 2020).

A su vez, la actividad biológica es capaz de desempeñar un papel importante en el proceso de acumulación de carbonatos (Phillips et al., 1987), debido a que los hongos y las bacterias del suelo son agentes de la bio-mineralización de la calcita (Bravo, 2013), además de proveer CO₂ al sistema suelo por medio de la descomposición de la materia orgánica (Zhao et al., 2020), por lo que incluso podrían manipularse para mejorar el secuestro inorgánico (Monger, 2014).

Finalmente, en diferentes tipos de suelo, condiciones ambientales, intensidad y prácticas de manejo, las concentraciones de carbonato en el suelo podrían reducirse al lixiviar, o transformarse a CO₂ y volatilizarse hacia la atmósfera, acumularse al reprecipitar o incluso permanecer disuelto en acuíferos.

Intentar disminuir la concentración del CO₂ atmosférico requiere comprender los mecanismos de forma-

ción de SIC en diferentes tipos de suelos (Mikhailova y Post, 2006), así como en diferentes climas, considerando -además- los distintos aportes de Ca⁺² y las fuentes de CO₂ distintas a la atmosférica (respiración de microorganismos y de las raíces). En este trabajo se realiza una recopilación bibliográfica en torno a los antecedentes existentes en cuanto a la formación, existencia y morfología de los carbonatos pedogénicos, así como a los principales factores que determinan su distribución y acumulación.

CARBONATOS EN EL SUELO

Carbono inorgánico

El carbono (C) está presente en formas orgánicas e inorgánicas en los ecosistemas. El carbono inorgánico se encuentra principalmente en estado gaseoso en la atmósfera terrestre, como dióxido de carbono (CO₂), el cual al disolverse en agua y dependiendo del pH del medio, sea solución suelo o masas de agua, puede existir en forma de: ácido carbónico (H₂CO₃), ion bicarbonato (HCO₃⁻), carbonato (CO₃⁻²) y dióxido de carbono (CO₂) (Dodds, 2002).

El carbono inorgánico del suelo (SIC) en climas áridos y semiáridos se compone principalmente de carbonato, nombrado de esta forma de aquí en adelante para referirse genéricamente al SIC. A diferencia del Carbono orgánico del suelo (SOC), los carbonatos pueden continuar acumulándose en el suelo, desarrollando una secuencia de estados morfológicos que reflejan diferentes grados de desarrollo (Gile et al., 1966; Machete 1985; Badía et al., 2015), según se detalla en la Figura 1.

El carbonato contenido en los suelos, el cual incluye a la calcita (más común), dolomita, aragonito y siderita, es clasificado según su origen en: carbonatos primarios o litogénicos (CL) y carbonatos secundarios o pedogénicos (CP). Los primeros, también nombrados carbonatos geogénicos, son aquellos que se conservan como detritos del material parental, principalmente piedra caliza, roca sedimentaria compuesta mayormente por carbonatos de calcio (Lal et al., 2000; Sanderman et al., 2012; Zamanian et al., 2016).

Los carbonatos secundarios o pedogénicos son aquellos neoformados en el perfil de suelo por la precipitación de HCO₃⁻; durante los ciclos de secado y humectación en suelos no ácidos que contienen cationes de Ca⁺² o Mg⁺² disueltos (Lopez-Sangil et al., 2013). Estos, a su vez, pueden subdividirse en dos categorías según la fuente de sus componentes, en calcíticos o silícicos. Los CP calcíticos, también llamados pedo-litogénicos, se originan por la disolución y reprecipitación de carbonatos primarios y/o secundarios, donde el Ca²⁺ proviene de la calcita preexistente. Por otro lado, los CP silícicos corresponden a aquellos carbonatos formados *in situ*, a partir de la precipitación de HCO₃⁻

¹ 1 petagramo es equivalente a 10¹² kilogramos

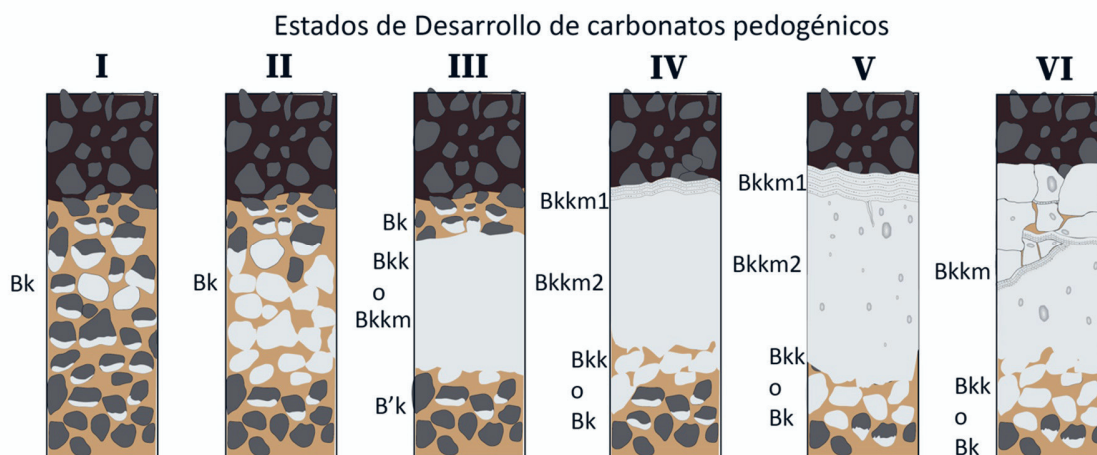


Figura 1. Secuencia de desarrollo de suelos ricos en carbonatos pedogénicos en una matriz gravosa (modificado de Schoenberger et al., 2012). Estados de desarrollo: I, los carbonatos se forman de manera discontinua bajo los fragmentos gruesos o como masas y recubrimientos; II, los carbonatos ocurren como masas de mayor tamaño, formando nódulos y recubriendo todos los fragmentos gruesos; III, los carbonatos coalescen y forman un continuo en el horizonte B ocupando más de un 50% del volumen; IV, se forman láminas finas en la superficie del horizonte cementado; V, los carbonatos cementan todo el horizonte B y forman láminas mayores a 1 cm en la superficie, además hay presencia de pisolitos; VI, el horizonte cementado se resquebraja, fragmenta y vuelve a cementarse.

Figure 1. Development sequence of soils rich in pedogenic carbonates in a gravelly matrix (modified from Schoenberger et al., 2012). Development stages: I, carbonates form discontinuously under coarse fragments or as masses and coatings; II, carbonates occur as larger masses, forming nodules and covering all thick fragments; III, the carbonates coalesce and form a continuum in the B horizon, occupying more than 50% of the volume; IV, thin sheets form on the surface of the cemented horizon; V, the carbonates cement the entire B horizon and form sheets greater than 1 cm on the surface, there is also the presence of pisolites; VI, the cemented horizon cracks, fragments and cements itself again.

con Ca^{+2} proveniente de fuentes no calcícticas (Monger y Martínez-Ríos, 2002; Monger et al., 2015).

En la Figura 2 se esquematiza la reacción de disolución/ reprecipitación y la reacción Ebelsen-Urey, siendo el material parental el factor determinante respecto a si existe secuestro neto de carbono. La reacción de Ebelsen-Urey es unidireccional y esquematiza el secuestro neto de un mol de C en la formación de calcita (CP silíceo) en suelos áridos y semiáridos, como también el secuestro de C a partir de la meteorización de silicatos (material ígneo), tanto a nivel continental en escalas de tiempo geológicas, como a nivel de perfil de suelo a corto plazo (Monger et al., 2015).

En terrenos con presencia de caliza puede existir secuestro neto de C, si es que el Ca^{+2} es suministrado desde fuentes externas al material parental, por ejemplo, polvo desplazado por viento, fertilizantes, materia orgánica, precipitación, o irrigación (Bughio et al., 2015; Goddard et al., 2009; Hannam et al., 2016; Mikhailova y Post, 2006; Monger y Martínez- Ríos, 2001).

Secuestro de Carbono

En los últimos años existe un aumento en el interés respecto a los carbonatos presentes en el suelo, por ser importantes reservorios de C a nivel global; en este

contexto, es fundamental conocer en detalle bajo cuáles condiciones y manejos se favorece el secuestro neto o liberación de C en forma de CO_2 hacia la atmósfera, en particular en el actual contexto de cambio climático (Lal et al., 2000).

Monger et al. (2015) acuñaron el concepto de generación, con el cual se dilucida claramente el origen de los distintos carbonatos. Aquellos carbonatos de primera generación incluyen tanto a la roca caliza, como a los CP secundarios silíceos, o sea, aquellos cuya fuente de $\text{Ca}^{+2}/\text{Mg}^{+2}$ proviene, por ejemplo, desde la meteorización de rocas ígneas, y no de CL disueltos.

Los carbonatos de segunda generación corresponden a aquellos carbonatos secundarios calcícticos, cuya formación se puede resumir en la reacción de disolución y reprecipitación de la calcita (ecuaciones 1 y 2; Figuras 2 y 3), la cual es una reacción de equilibrio, lo que implica que puede desplazarse a un lado u otro de la ecuación según las condiciones ambientales en que se da la reacción:



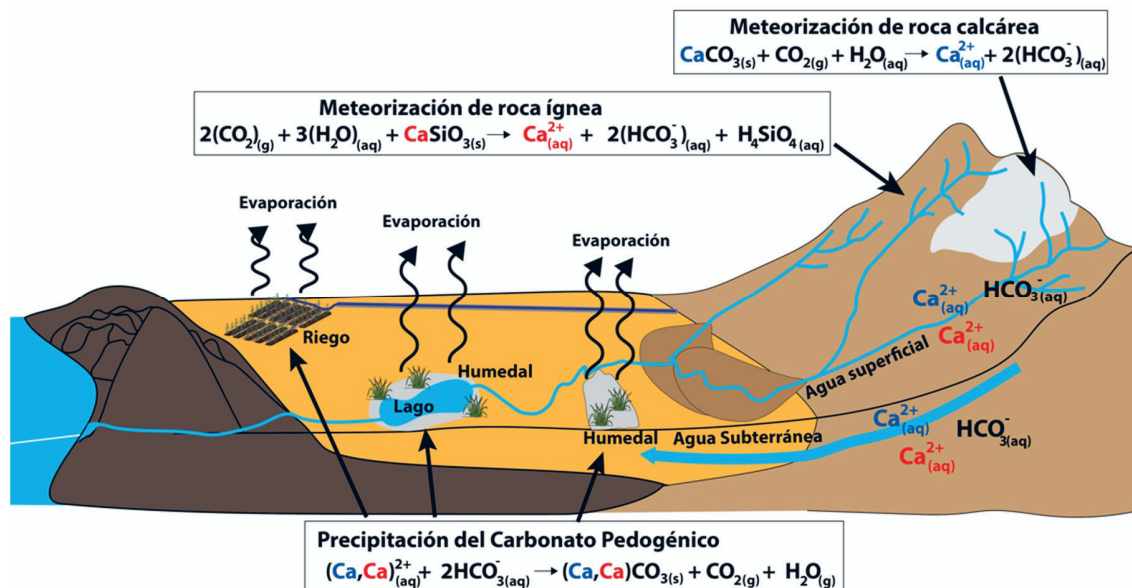


Figura 2. Diagrama que señala que el potencial secuestro de carbono de los suelos carbonatados depende de la fuente de calcio. En el caso de la roca calcárea (carbonatos calcíticos, con el ion calcio en azul), cuando esta se meteoriza captura un mol de CO_2 por cada mol de Ca, mientras que la meteorización de roca ígnea (carbonato silíceo, con el ion calcio en rojo) se capturan dos moles de CO_2 por cada mol de Ca. Al liberarse un mol de CO_2 durante la precipitación de CaCO_3 pedogénico, existe una captura de carbono neta solamente cuando el Ca proviene de la roca ígnea y no en el caso de la roca calcárea.

Figure 2. Carbon sequestration potential of carbonate soils depends on the calcium source. In the case of calcareous rock (calcitic carbonates, with the calcium ion in blue), when it weathers it captures one mole of CO_2 for each mole of Ca, while the weathering of igneous rock (silicon carbonate, with the calcium ion in red) captures two moles of CO_2 for every mole of Ca. As one mole of CO_2 is released during the precipitation of pedogenic CaCO_3 , there is net carbon sequestration only when the Ca comes from igneous rock and not from igneous calcareous rock.

La reacción comienza con la dilución del CO_2 presente en el aire del suelo (ecuación 1), el cual forma H_2CO_3 , predominante en zonas de $\text{pH} \leq 6,4$ (ligeramente ácido); sobre este valor se disocia, formando HCO_3^- , cuya concentración comienza a disminuir en suelos de $\text{pH} \geq 10,3$, comenzando a predominar el CO_3^{2-} (Figura 4) (Evangelou, 1998; Karberg et al., 2005).

En zonas húmedas y subhúmedas, los CL son disueltos por el ácido carbónico, resultando en 1 mol de Ca^{+2} y 2 mol de HCO_3^- (la ecuación 2 se desplaza hacia la izquierda), secuestrando temporalmente 1 mol de CO_2 . El bicarbonato puede reaccionar *in situ* con H^+ para liberar CO_2 a la atmósfera (1), almacenarse en aguas subterráneas durante miles de años, fluir hacia cursos de agua superficiales -dependiendo de la hidrología-, y llegar hasta los océanos.

En zonas áridas y semiáridas, también se produce 2HCO_3^- y Ca^{+2} -en menor medida- por la disolución de silicatos o CL (Figura 4), los que pueden almacenarse temporalmente en la solución suelo, durante los períodos húmedos del año, y luego reprecipitar como carbonato pedo-litogénico (CP calcíticos) en condiciones de déficit de agua, pH alcalino, baja presión parcial de CO_2 (pCO_2), o con altas concentraciones de iones de calcio y bicarbonato (Ahmad et al., 2015; Bughio et al., 2015;

Kim et al., 2020; Monger, 2014; Monger et al., 2015; Pfeiffer, 2011; Sharififar et al., 2023; Zamanian et al., 2016).

En esta reacción de disolución y reprecipitación de carbonatos no existe secuestro neto de C, dado que se ocupa un mol de CO_2 atmosférico al formar la molécula de H_2CO_3 , para luego volver a emitir CO_2 durante la precipitación, por lo que solo redistribuye los carbonatos en el suelo (Bughio et al., 2017; Monger, 2014; Schlesinger, 2016).

El secuestro de C por formación de CP (silíceos) ocurre cuando, tanto el HCO_3^- como el Ca^{+2} , provienen de una fuente distinta a los carbonatos litogénicos (pre-existent). Por ejemplo, el CO_2 respirado por las raíces de las plantas o por la actividad de los microorganismos genera la primera etapa de la reacción (ecuación 1), y el $\text{Ca}^{+2}/\text{Mg}^{+2}$ aportado por la atmósfera o fuentes antropogénicas completan el proceso (Bughio et al., 2015; Mikhailova y Post, 2006).

El balance entre las distintas especies de carbono inorgánico disuelto (DIC, por sus siglas en inglés), está controlada por el pH de la solución, por la pCO_2 en la atmósfera del suelo y por la temperatura, que incide en la solubilidad de los gases (Zamanian et al., 2016). Mientras más cercano a la superficie, la pCO_2 en el suelo es menor, debido al mayor intercambio con la atmósfera;

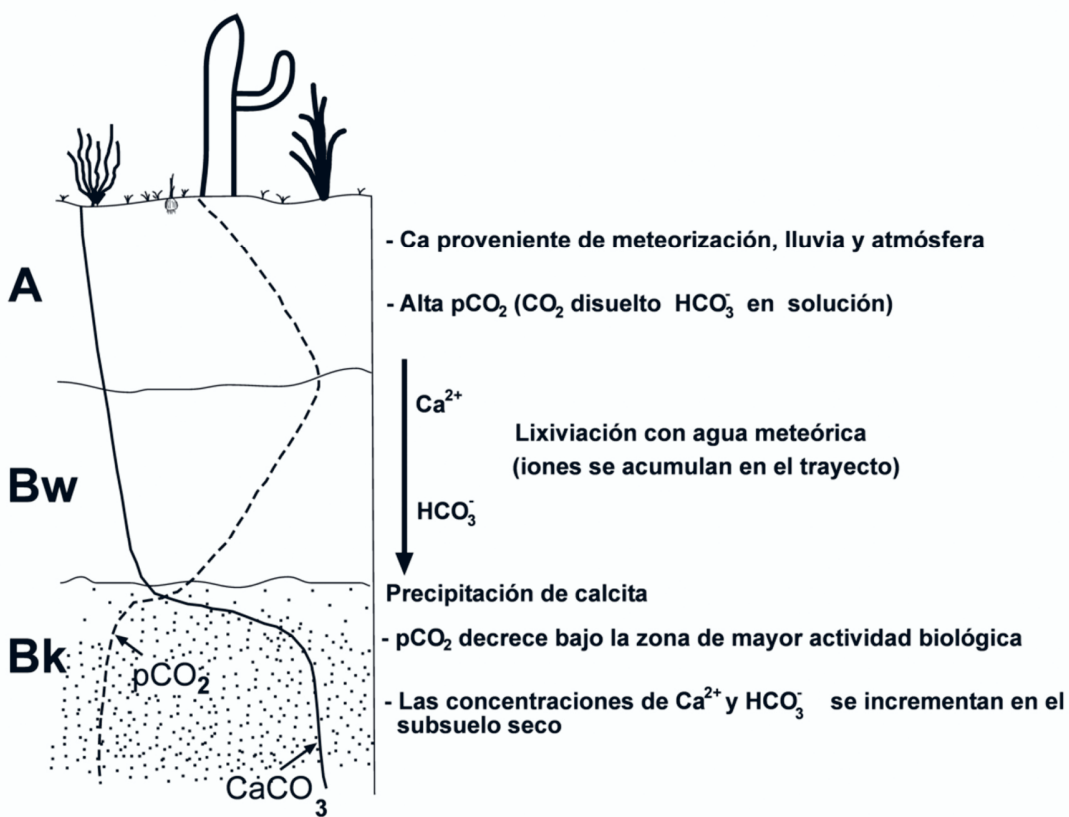


Figura 3. Diagrama de los procesos envueltos en la precipitación de calcita de un suelo bien drenado en un clima semiárido (Fuente: Pfeiffer, 2011)

Figure 3. Diagram of the processes involved in the precipitation of calcite from a well-drained soil in a semi-arid climate (Source: Pfeiffer, 2011).

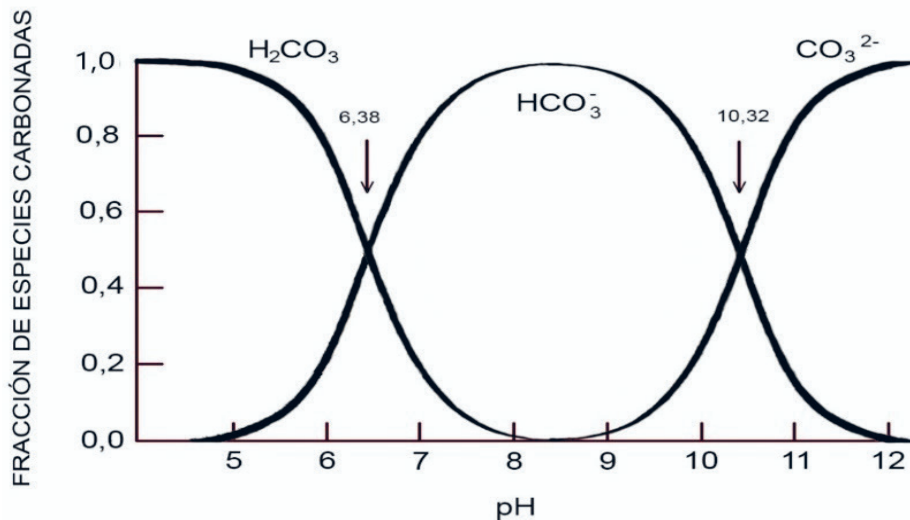


Figura 4. Distribución de especies de “carbono inorgánico disuelto” (H₂CO₃; HCO₃⁻; CO₃²⁻), a distintos valores de pH, tras la dilución de CO₂ en H₂O. Se indican los puntos de pH donde las fracciones de dos especies de carbono inorgánico disuelto igualan su concentración (Modificado de Evangelou, 1998).

Figure 4. Distribution of “dissolved inorganic carbon” species (H₂CO₃; HCO₃⁻; CO₃²⁻), at different pH values, after dilution of CO₂ in H₂O. The pH points where the fractions of two dissolved inorganic carbon species equal their concentration are indicated (Modified from Evangelou, 1998).

por otra parte, si existe una alta $p\text{CO}_2$ (producto de una alta mineralización de la materia orgánica y/o por la respiración de las raíces) junto con una alta humedad en el suelo, esta puede acelerar la mayoría de las reacciones químicas en la solución suelo, lo que se traduce en una mayor disolución de carbonatos y/o mayor producción de HCO_3^- . Cuando las concentraciones de CO_2 ($p\text{CO}_2$) disminuyen por efecto de la desecación, el bicarbonato puede precipitar como calcita (Figura 3).

En un entorno en que predomine la alcalinidad (pH 6,5 – 10,3), el CO_2 disuelto en solución tenderá a la formación de HCO_3^- ; lo que puede generar neoformación de calcita si existe Ca^{+2} disponible (ecuación 2 hacia la derecha) (Amit et al., 2010; Evangelou, 1998; Karberg et al., 2005; Lu et al., 2020; Sanderman et al., 2012; Zamanian et al., 2016).

Morfología de los Carbonatos

Los carbonatos en los suelos se hallan en una gran variedad de formas y tamaños, estando su acumulación influenciada por procesos como la disolución, transporte, acumulación física y precipitación química/bioquímica; por otra parte, presenta condiciones y factores de formación característicos, como climas áridos y semiáridos, actividad y presencia de organismos y amplias escalas de tiempo (Ahmad et al., 2015; Durand et al., 2010; Phillips et al., 1987; Schoeneberger et al., 2012; Zamanian et al., 2016).

A su vez, existe un número considerable de fuentes bibliográficas en las que se proponen clasificaciones para las distintas características y morfologías de los carbonatos pedogénicos (Durand et al., 2010; Zamanian et al., 2016), de las cuales en esta revisión se utilizaron algunos de los términos y conceptos escogidos por Durand et al. (2010) tomados de la petrografía sedimentaria, los que se asocian al tamaño de partícula de los carbonatos. Estos son: micrita (cristal de $<4 \mu\text{m}$ de diámetro), microesparita (5–20 μm de diámetro) y esparita ($>20 \mu\text{m}$ de diámetro). Además, se hizo una distinción entre las distintas morfologías, en función de la influencia biótica o abiótica en la génesis de los siguientes carbonatos pedogénicos.

A. Carbonatos con influencia de agentes bióticos.

Se refieren a aquellas formaciones morfológicas en las que la actividad biológica, ya sea por acción directa o indirecta, genera rasgos característicos.

a) Gránulos de lombriz. Muchas especies de lombrices de tierra poseen glándulas calcíferas ubicadas en su esófago, las que secretan gránulos de carbonato de calcio al suelo, con tasas de formación que liberan, por lombriz, $\sim 0,8 \text{ mg}$ de CaCO_3 al día (Barta, 2011; Durand et al., 2010; Lambkin et al., 2011; Zamanian et al.,

2016). No existe evidencia certera sobre el porqué de esta secreción, sin embargo, se presupone que es un mecanismo de protección metabólica mediante la excreción del exceso de Ca en suelos ricos en carbonatos para evitar toxicidad con este mineral, y/o para neutralizar el pH de sus fluidos corporales y regular el alto nivel de CO_2 del medio ambiente mediante la precipitación de CaCO_3 (Barta, 2011; Lambkin et al., 2011).

Los gránulos excretados a menudo contribuyen a la posterior acumulación de otras formas de CP al actuar como núcleo de deposición, por lo que cumple un rol pequeño pero significativo del ciclo biogeoquímico de C y Ca en el suelo (Barta, 2011; Lambkin et al., 2011).

b) Filamentos calcificados. Son estructuras filiformes, en su mayoría ramificadas y huecas, de diámetros que varían de 2 -10 μm y que tienen incrustaciones de cristales de CaCO_3 . Dada la actividad biológica asociada a la génesis de los filamentos, es común que estos muestren tonos oscuros que sugieren la presencia de materia orgánica residual (Durand et al., 2010).

Existen al menos dos tipos de filamentos, unos más abundantes y de diámetro $> 4 \mu\text{m}$, que en general presentan ramificaciones; por su parte, los menos frecuentes poseen diámetros $< 4 \mu\text{m}$ y suelen ser más abundantes a medida que se profundiza en el perfil del suelo. Su origen es biogénico, y se piensa que los precursores de estas estructuras calcificadas pueden corresponder a microorganismos de 4 grupos taxonómicos distintos que habitan en el suelo: hongos, algas, líquenes y bacterias, actinomicetos incluidos (Durand et al., 2010; Phillips et al., 1987).

Los filamentos suelen distinguirse mayormente en los canales de disolución, rellenando fracturas y espacios porosos en el suelo, y al ser dificultosa la identificación de los precursores de los filamentos, se asocian a los distintos organismos por zonificación según donde se encuentren, dado que los microorganismos se desarrollan en poblaciones densas y focalizadas en materia orgánica en descomposición o en la rizósfera (Phillips et al., 1987).

Un mecanismo por el cual un agente biológico como los hongos forman estructuras calcificadas está dada por la ecuación de precipitación de los carbonatos, donde la vaina mucilaginosa que rodea las hifas genera un ambiente alcalino y acuoso, donde el Ca^{+2} disponible en la solución suelo se combina con el HCO_3^- generado durante la respiración celular, precipitando así CaCO_3 , formando una costra de carbonato que perdura como un tubo calcificado luego de que la hifa se descompone (Durand et al., 2010; Phillips et al., 1987). Mecanismo similar puede ocurrir en el caso de las bacterias, que al cabo de unos pocos días son capaces de producir una acumulación visible de carbonatos.

Otro posible mecanismo es el de la precipitación *in vivo* de oxalato de calcio al interior de las células fúngi-

cas, el que sufre una conversión *post mortem* a calcita, aunque este pudiese ser utilizado por una variedad de organismos del suelo que son capaces de metabolizarlo. Al igual que sucede con las lombrices, la precipitación de calcita pudiese ser un mecanismo de regulación ante un exceso de Ca^{+2} en el organismo (Phillips et al., 1987).

c) Fibras de aguja. La calcita en forma de fibra de aguja o NFC (por sus siglas en inglés) es un tipo muy común de CP. Se compone de calcita baja en magnesio y se encuentra en los poros entre partículas, cavidades de disolución y grietas generadas por desecación del suelo, a veces en conjunto con rizolitos (ver definición más adelante) e hipo-revestimientos y en una gran variedad de suelos, paleosuelos y entornos vadosos (por ejemplo, lechos de ríos poco profundos) (Barta, 2011; Cailleau et al., 2009; Durand et al., 2010; Zhou y Chafetz, 2009).

Se les atribuye dos posibles orígenes, uno biológico y otro fisicoquímico, a su vez relacionados a dos grupos distinguibles por su morfología: bastones monocristalinos y cadenas policristalinas (Barta, 2011; Durand et al., 2010). La forma monocristalina se asocia a un origen biológico, por ser considerada evidencia de la biomineralización de bacterias y filamentos fúngicos (Barta, 2011; Cailleau et al., 2009; Durand et al., 2010; Zhou y Chafetz, 2009). Esta calcificación ocurre próximo a un núcleo biológico (células bacterianas o al interior de las paredes de los hongos), desde donde precipitan las agujas de calcita, las que posteriormente se liberan por descomposición de la materia orgánica o la desecación del suelo, lo que genera finalmente ruptura de las hifas (Cailleau et al., 2009).

El otro caso es el de las cadenas policristalinas, compuestas por fibras de aguja tipo cristal (expuestos más adelante), siendo el tipo más comúnmente descrito el de agujas de calcita, a las que se les atribuye un origen fisicoquímico relacionado a procesos de humectación y desecación acelerados, repetidos en el tiempo (Barta, 2011; Durand et al., 2010).

d) Rizolitos y raíces calcificadas. La calcificación de las raíces ocurre por la actividad y posterior descomposición de dichas raíces en suelos de pH alcalino y climas con regímenes de humedad secos, característicos de zonas áridas y climas mediterráneos, de veranos cálidos y secos, con precipitaciones en los meses más fríos (Barta, 2011; Durand et al., 2010).

Para referirse a las raíces calcificadas, es común encontrar en sinonimia el término “rizolito”, aunque según Barta (2011), este concepto es amplio y poco exacto al definir las distintas morfologías, por lo que además propone el uso de “células radiculares calcificadas” o CRC, como un término más adecuado para referirse a calcificaciones de menor tamaño que conservan, por lo general, la forma de la célula anterior.

Los rizolitos según esta acotación, son más precisamente, aquellas cementaciones de CP alrededor de las raíces (Figura 5), de forma cilíndrica, recta o sinuosa, con bifurcaciones, de longitud variable (centímetros hasta metros) y diámetros que van desde 0,1 mm a 20 cm, acorde a la forma de las raíces, por lo que se hacen más pequeñas en profundidad (Durand et al., 2010; Zamanian et al., 2016). Su formación está favorecida por la absorción de agua desde la raíz, donde el flujo de masa transporta Ca^{+2} soluble, y por la actividad de los microorganismos de la rizósfera, los cuales generan CO_2 por respiración, aumentando el pH del medio, se generan las condiciones para la precipitación de CaCO_3 a lo largo de la raíz (Barta, 2011; Zamanian et al., 2016). Los rizolitos se presentan más comúnmente en árboles y arbustos que en plantas anuales, y su acumulación aumenta con la edad de las raíces, con formaciones de incluso décadas (Gocke et al., 2012; Zamanian et al., 2016).

Las células radiculares calcificadas (CRC) como concepto pueden incluir a otras formas similares, como raicillas calcificadas y petrificaciones radiculares, las que suelen conservar sus “propiedades anatómicas originales” luego de la impregnación de CaCO_3 secundarios en sus tejidos. Los diámetros descritos varían desde los 20 μm hasta 1 mm, con longitudes de hasta 1 cm (Barta, 2011; Durand et al., 2010). Se componen principalmente de calcita baja en magnesio y la precipitación de calcita puede ser desde el interior de las células o comenzar por la cementación del material del suelo circundante a las raíces, que luego puede rellenarse tras la descomposición de las raíces (Barta, 2011).

El proceso de calcificación de las CRC es complejo y pueden ser varios los factores involucrados en su formación, entre ellos la presencia de microorganismos (bacterias y hongos, que aportan CO_2 por medio de la respiración), la evapotranspiración que provoca la precipitación de calcita previamente solubilizada y la exudación de ácidos orgánicos (Barta, 2011). En suelos calcáreos, las plantas conducen la precipitación de carbonatos al interior de las vacuolas, como un mecanismo fisiológico de protección para reducir la toxicidad por Ca^{+2} (Barta, 2011; Zamanian et al., 2016). Además, se presume que la calcificación puede ser un mecanismo que intensifique la absorción de nutrientes, por medio de una salida de iones H^+ que acidifican la rizósfera y aumentan la biodisponibilidad de elementos inmovilizados en suelos alcalinos (Barta, 2011).

B. Carbonatos con influencia de factores abióticos.

Corresponden a aquellas formaciones de carbonato resultantes de reacciones químicas y/o fenómenos físicos de origen no-biológico, característicos de climas secos. La mayoría responden a impregnaciones acumulativas en la matriz del suelo, o rodeando a un núcleo, por ejemplo, un clasto.



Figura 5. Suelo de origen aluvial en la región de Atacama (Chile) con presencia de raíces calcificadas o rizolitos, algunos indicados con una flecha. Esta acumulación de calcio se promueve por la absorción de agua por parte de la rizósfera y la subsecuente acumulación de calcio y precipitación de calcita.

Figure 5. Soil of alluvial origin in the Atacama region (Chile) with the presence of calcified roots or rhizolites, some indicated with an arrow. This calcium accumulation is promoted by the absorption of water by the rhizosphere and the subsequent accumulation of calcium and calcite precipitation.

a) Hipo-revestimientos. En la literatura se nombran cual sinónimos los hipo-revestimientos, hipo-coberuras y pseudomicelios. Corresponden a formaciones de calcita micrítica y/o microesparítica (tamaño $\leq 20 \mu\text{m}$) con grados de recubrimientos variables, descritas generalmente en climas áridos y semiáridos, en escalas de tiempo de semanas a meses (Becze-Dea'k et al., 1997; Durand et al., 2010; Zamanian et al., 2016).

La causa de su acotado tiempo de formación se asocia a una rápida precipitación de CaCO_3 por: (1) percolación de agua rica en Ca^{+2} a través de poros medianos y grandes ($>10 \mu\text{m}$); (2) a causa de un nivel freático fluctuante (estacional); o (3) resultante de una acelerada desecación de la matriz del suelo, debido a la succión ejercida por el metabolismo de las raíces. Un factor común a todos estos casos es la fuerte disminución de la presión parcial de CO_2 ($p\text{CO}_2$) producto de su desgasificación, lo que aumenta el contenido de aire en el suelo (Amit et al., 2010; Becze-Dea'k et al., 1997; Durand et al., 2010; Zamanian et al., 2016). A pesar de lo expuesto en el punto (1), Becze-Dea'k et al. (1997) plantean que “no es posible correlacionar la cantidad de hipo-revestimientos con la textura del suelo o su porosidad total”.

b) Nódulos. Los carbonatos en forma de nódulos son una de las morfologías de CP más comunes en los suelos, sin embargo, los procesos de formación que los originan aún no son del todo claros. Se clasifican en: (1) nódulos órticos, los cuales se forman *in situ* en suelos estables (no perturbados) y presentan límites graduales, generalmente muestran contornos difusos e irregulares, confundible con masas, salvo que los nódulos son cuerpos cementados; (2) nódulos disóricos, aquellos formados *in situ*, pero con indicios de traslocaciones o pedoturbaciones locales que muestran contornos definidos y diferenciados de la matriz, siendo característicos de los vertisoles (suelos de arcillas expandibles, que por procesos de expansión y contracción pueden desplazar dichos nódulos); y (3) nódulos alóctonos, cuya composición es distinta a la de la matriz del suelo en las que se encuentran, siendo posiblemente meteorizado y transportado desde un suelo distinto (Barta, 2011; Durand et al., 2010; Schoeneberger et al., 2012; Zamanian et al., 2016).

Los nódulos se forman por impregnación de calcita en la matriz del suelo; en general, los cristales de micrita ($< 4 \mu\text{m}$) se asocian a suelos de texturas arcillosas a limosas, mientras que los nódulos esparíticos ($>20 \mu\text{m}$) se asocian a suelos arenosos (Durand et al., 2010). Se pre-

sume que dicha impregnación puede comenzar rodeando un núcleo, por ejemplo, restos orgánicos, biosferolitas, o partículas de CL, para luego continuar acumulando CaCO_3 y, en algunos casos, tales como horizontes enterrados, estos mismos nódulos pueden convertirse en núcleos de concreciones carbonatadas (Barta, 2011; Zamanian et al., 2016). Los nódulos suelen ser isométricos o alargados, el tejido interno puede ser similar al suelo que lo contiene, caso contrario es reflejo de pedoturbación o traslocación desde otros horizontes o sitios del paisaje (Barta, 2011; Zamanian, 2016). Además, según Deutz et al. (2001), existe una correlación entre el tamaño de los nódulos y su tiempo de formación, indicando así que los más pequeños corresponden a formaciones más recientes y con cementaciones menos firmes.

Diversos son los factores que pueden influir en la formación y variedad de nódulos presentes en los suelos, pudiendo nombrarse: la textura del suelo, la estabilidad de la estructura del suelo y contenido de arcillas expandibles (del tipo 2:1, por ejemplo: esmecticas), presencia de carbonatos y condiciones que favorezcan una rápida precipitación (tales como disminución de la pCO_2 o desecación del suelo), y actividad de microorganismos (Barta, 2011; Durand et al., 2010).

c) Concreciones o Pisolitos. Las concreciones, también nombradas pisolitos, corresponden a estructuras cementadas de agregación de ≥ 2 mm (Figura 6), con

o sin núcleo y compuestas de capas de ancho variable. Estos cuerpos de acreción están conformados por capas de carbonatos, pudiendo contener a la vez, Fe, Mn y materia orgánica en dichas capas. Aquellas concreciones formadas a partir de la cementación de sedimentos circundantes suelen ser esféricas o elipsoidales. Cuando estos cuerpos de acreción son inferiores a 2 mm, se les llama "oolitos" (Figura 7) (Barta, 2011; Durand et al., 2010).

Es común la presencia de concreciones en horizontes petrocálcicos con avanzado desarrollo (también llamados calcretas), sujetos a meteorización fisicoquímica. Las concreciones pedogenéticas, características de paleosuelos y loess, son nombradas a su vez como "glomérulos". Comparten a su vez la forma esférica y su formación está influenciada por el flujo de agua subterránea de dichos suelos. Se componen por cristales de calcita de tamaño micrítico y microesparítico, ordenados de forma alternada desde el núcleo central (Barta, 2011; Durand et al., 2010).

d) Revestimientos o recubrimientos. Los revestimientos en los clastos, a la vez nombrados colgantes, corresponden a depósitos cónicos compuestos principalmente de CaCO_3 , que se desarrollan paralelos a la superficie en la que precipitan, con un grosor de 1 mm hasta un poco más de 1 cm (Figura 8), con tiempos de formación de siglos hasta milenios. Su origen es neta-



Figura 6. Pisolitos formados en la fractura de una calcreta en estado avanzado de desarrollo en la localidad de Tongoy, región de Coquimbo (Chile).

Figure 6. Pisolites formed in the fracture of a calcrete in an advanced state of development in the locality of Tongoy, Coquimbo region (Chile).

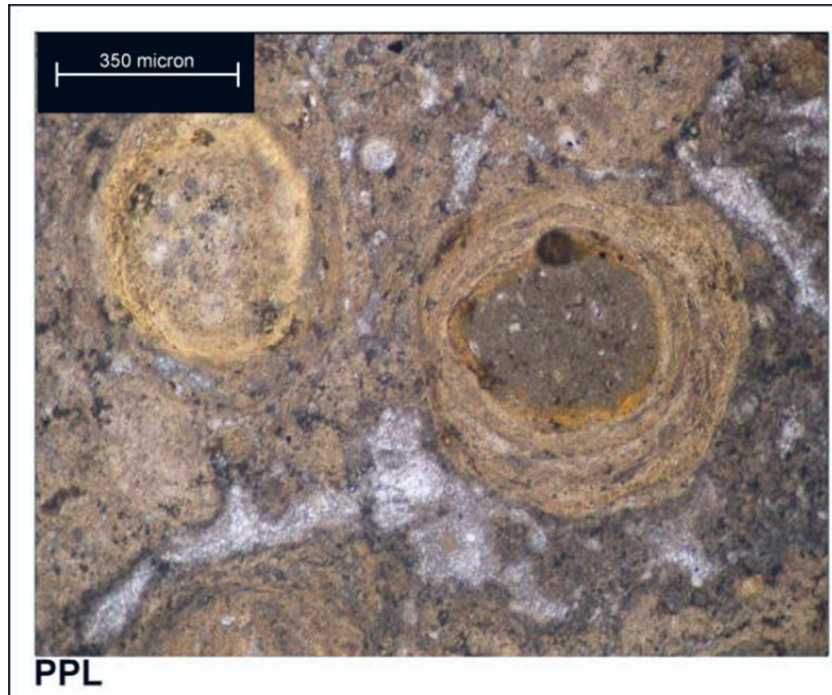


Figura 7. Sección delgada de suelos presentando oolitos con núcleo micrítico formados en una calcreta masiva, Tongoy, Chile.
Figure 7. Thin section of soils presenting oolites with a micritic core formed in a massive calcrete, Tongoy, Chile.



Figura 8. Recubrimiento de carbonato en las caras inferiores de clastos producto de la saturación de calcita en dicha área durante la desecación del perfil. A este tipo de recubrimiento se le conoce también como colgante o cemento gravitacional. Suelo Valdivia de Paine, Padre Hurtado, Región de Santiago (Chile).
Figure 8. Carbonate coating on the lower faces of clasts as a result of calcite saturation during the drying of the profile. This type of coating is also known as hanging or gravitational cement. Valdivia de Paine soil, Padre Hurtado, Santiago Region (Chile).

mente fisicoquímico, producto de una lenta infiltración (traslocación) de carbonatos disueltos en la base de las piedras, y posterior evaporación o absorción del agua por las raíces de las plantas. Esto conduce a una sobresaturación de CaCO_3 que precipita en capas, generalmente en el fondo de los clastos (Durand et al., 2010; Zamanian et al., 2016).

A su vez, también pueden formarse recubrimientos en la parte superior de los clastos, en zonas climáticas de veranos/otoños húmedos, esto debido a que la superficie de las piedras alcanza temperaturas más altas que la solución suelo, por lo que hay una sobresaturación de HCO_3^- en la zona superior, por ende, una subsecuente precipitación de calcita al evaporarse el agua (Amundson et al., 1997).

La coloración de las microcapas también puede asociarse al origen de los recubrimientos, asociándose una coloración clara a factores fisicoquímicos y capas más oscuras a un posible origen biológico (Du-

rand et al., 2010). Las NFC (calcita en forma de fibra de aguja) se asocian a recubrimientos de origen biológico (ver en *Morfología de los Carbonatos, sección A, Carbonatos con influencia de agentes bióticos*). Estas suelen asociarse con cristales de micrita y dar forma a microláminas más oscuras con abundantes impurezas, mientras que las microláminas de coloración más claras están compuestas por cristales de microesparita. La esparita es la menos frecuente en esta formación (Durand et al., 2010).

e) Costras laminares. Corresponden a horizontes densamente endurecidos, de fino grosor, compuestos de sucesiones de bandas cristalinas de micrita y microesparita. Suelen ubicarse en la parte superior de lechos rocosos, de calcretas o intercaladas en la matriz de suelos de origen sedimentario (Figura 9). Tal como otras formas de carbonatos, las capas de colores oscuros muestran impurezas (minerales de arcilla, óxidos

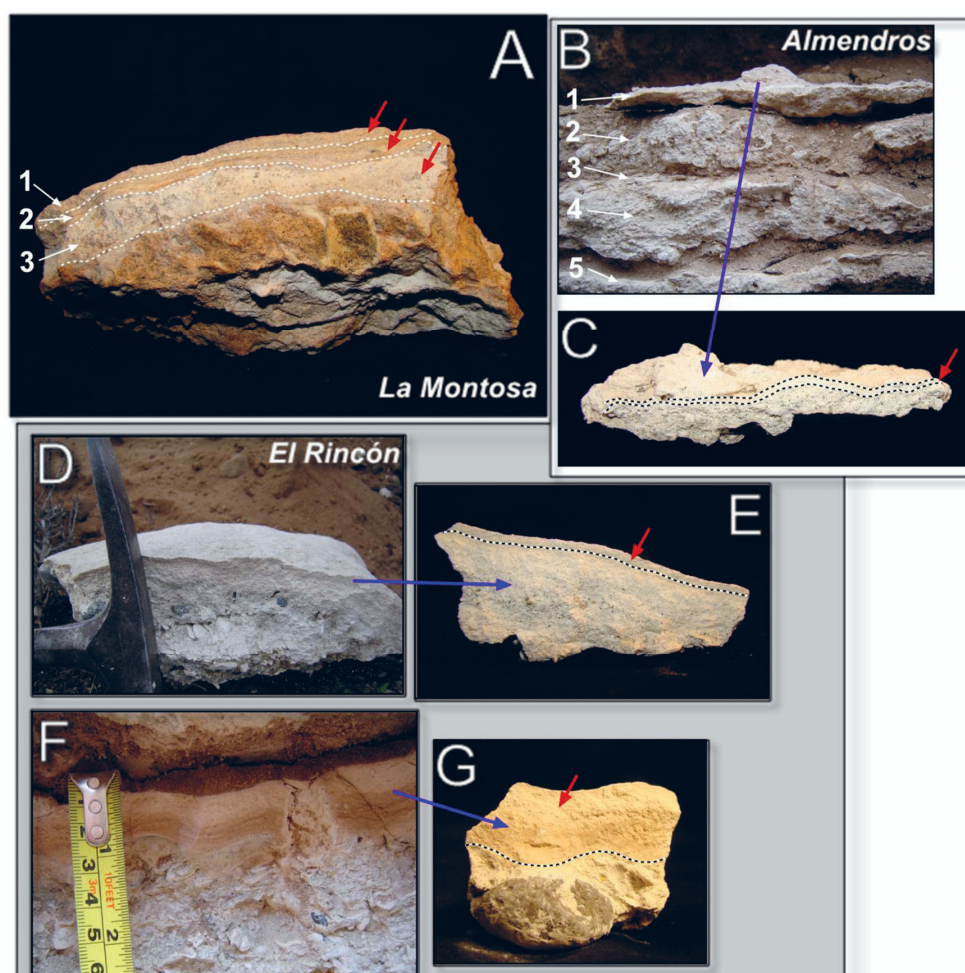


Figura 9. Costras laminares en el techo del horizonte petrocalcico de calcretas sobre terrazas marinas en la localidad de Tongoy, Chile.

Figure 9. Laminar crusts on the top of the petrocalcic horizon of calcretes on marine terraces in the town of Tongoy, Chile.

y materia orgánica), y un tono más claro refleja calcita pura (Durand et al., 2010).

Se discuten dos orígenes principales, el primero, que ocurre por la formación de un nivel freático producto de la reducción de la conductividad hidráulica o percolación en profundidad, a causa de alguna restricción física. Esta baja permeabilidad conduce a un movimiento lateral de la solución a lo largo de la capa restrictiva, la que al secarse (en estaciones más cálidas y secas) se sobresatura y precipita como calcita; así, se genera una acumulación estacional sucesiva de microcapas de CP, la que también es impermeable al flujo de agua y raíces (Durand et al., 2010). El segundo origen se debe a la actividad biológica, planteándose que las capas laminares pueden originarse de la cementación de sistemas radiculares horizontales, constituidas por láminas de cristales de micrita y microesparita y rellenos de esparita. Además, existen otros agentes bióticos como hongos, bacterias, y cianobacterias, que a la vez se plantean como agentes calcificantes de las costras laminares (Durand et al., 2010; Wright, 1990).

f) Calcretas. Corresponden a acumulaciones prominentes de carbonato de calcio pedogenético, el cual impregna la matriz del suelo y genera capas cementadas de grosor variable, que constituyen un horizonte diagnóstico subsuperficial denominado horizonte petrocálcico (Bkkm) (Durand et al., 2010; Schoeneberger et al., 2012; Zamanian et al., 2016). Son comunes en mollisoles, vertisoles, aridisoles y alfisoles, originándose típicamente en climas áridos, semiáridos y mediterráneos con estaciones secas prolongadas, generando las condiciones propicias para la precipitación y acumulación de calcita (Durand et al., 2010).

La génesis de una calcreta es un proceso progresivo y extenso, incluso de milenios, con tiempos de formación que pueden variar debido a fenómenos de erosión y deposición de suelo. Se relaciona un mayor espesor de la calcreta con un suelo más longevo (Durand et al., 2010; Pfeiffer et al., 2011, 2012; Schoeneberger et al., 2012; Zamanian et al., 2016). En el proceso de formación de una calcreta, se distinguen y clasifican distintas etapas (I a VI) según sus distintos estados de desarrollo, tal como se discutió en la Figura 1 (Gile et al., 1966; Machette, 1985; Schoeneberger et al., 2012).

g) Cristales. Según lo descrito por Barta (2011) y Cailleau et al. (2009), esta forma de CP se clasifica en conjunto con las “calcitas en forma de aguja” (NFC). Los cristales conforman a las cadenas policristalinas, y son el tipo más común de las NFC descritas previamente (ver en Morfología de los carbonatos; Sección A, Carbonatos con influencia de agentes bióticos, letra c). Son formas macrocristalinas, de dimensiones de 0,5–2 µm de ancho hasta 100 µm de largo, por lo cual pueden distinguirse en el campo con el uso de lentes de mano

de 10X. Su origen se relaciona a la precipitación de la calcita (físicoquímico), favorecida por procesos de humedecimiento y secado del suelo. Además de cristales compuestos de carbonatos, existen otros compuestos de sales más solubles, como es el caso de cristales de halita (NaCl) y yeso (CaSO₄) (Barta, 2011; Cailleau et al., 2009; Schoeneberger et al., 2012).

h) Masas. Corresponden a concentraciones de materiales calcáreos o “cuerpos de acumulación no cementados” que existen en variadas formas, por lo que son complejos de describir en campo de manera visual (Figura 10). Durand et al. (2010) clasifica a las masas de tierra en una fracción gruesa y otra fina (micromasas). En la fracción gruesa es posible encontrar una mixtura de materiales que contienen calcita, tales como granos monominerales, fragmentos de rocas (poliminerales), y residuos de origen biológico, como restos de conchas de moluscos o de cáscaras de huevo de aves, heredados en el suelo o transportados y depositados en él. Por su parte, las micromasas contienen cristales finos tipo microesparita y micrita que precipitan en el espacio poroso, además de concentraciones redoximórficas distintas a nódulos y concreciones (Durand et al., 2010; Schoeneberger et al., 2012).

FACTORES Y PROCESOS QUE CONDICIONAN LA PRESENCIA DE CP EN LOS SUELOS

Factores de formación de suelos (FFS)

Clima. El factor climático otorga agua (precipitación) y energía (temperatura) al suelo, componentes activos en sus procesos de formación. Además, la evapotranspiración desde la vegetación y el suelo constituye otro componente del clima que incide en procesos genéticos del suelo, como lo es la precipitación y acumulación de CP en la matriz (Raheb et al., 2017; Schoeneberger et al., 2012). En general, los climas áridos y semiáridos son aquellos que se relacionan más comúnmente con la existencia de SIC. Del total de la superficie terrestre no cubierta por hielo, el 46% corresponde a suelos ubicados en regiones con este tipo de climas (Monger, 2010; Raheb et al., 2017).

Según Raheb et al. (2017) y Monger (2014), la mayor parte de las concentraciones del SIC global se encuentran en suelos de climas áridos (77,8%), semiáridos (14,2%) y mediterráneos (5,4%), sin embargo, estos valores aún no son del todo certeros. Estas zonas climáticas se caracterizan por tener precipitaciones anuales ≤ 750 mm, las cuales engloban a las ya descritas, además de las regiones subhúmedas (Schoeneberger et al., 2012). Estas últimas zonas climáticas han sido poco estudiadas en comparación a los suelos áridos y semiáridos respecto a la concentración de SIC en ellas. A pesar de eso, se ha demostrado que exis-

te una importante acumulación de CaCO_3 en suelos presentes en esas zonas climáticas, por ejemplo, en el orden de los mollisoles, los cuales cubren el 7 % de la superficie libre de hielo a nivel global, descritos en zonas climáticas semiáridas, subhúmedas y húmedas. Este orden de suelos se relaciona en gran proporción a sustratos ricos en calcio, como en el caso de los chernozems (tipo de mollisoles descritos en los suelos de referencia según la clasificación de la WRB), donde la mayor parte del SIC se acumula por debajo de 1 metro de profundidad (Goddard et al., 2009; Mikhailova et al., 2006; Vysloužilová et al., 2016; Zamanian et al., 2021).

Las condiciones de humedad y temperatura se relacionan con la acumulación y desplazamiento de los horizontes cálcicos en los suelos. En climas con mayor

precipitación, el frente de humectación en el perfil de suelo se hace más profundo, por lo que las sales se solubilizan y difunden hasta donde la humedad alcanza, aumentando la profundidad de acumulación de carbonatos. Incluso en condiciones agrícolas bajo riego, los flujos de agua constantes podrían disminuir eventualmente (en un período de décadas) el contenido de carbono inorgánico en la zona de suelo regada (Bughio et al., 2015; Kim et al., 2020; Raheb et al., 2017; Sanderman et al., 2012). Sin embargo, en climas que se tornan más secos (áridos), el desplazamiento de los horizontes cálcicos ocurre en dirección superficial, dado que la alta tasa de evaporación conduce el agua hacia la superficie, donde la temperatura es mayor. Esto implica una rápida saturación de la solución con carbonatos, que precipitan y se acumulan en el perfil (Bughio et al.,

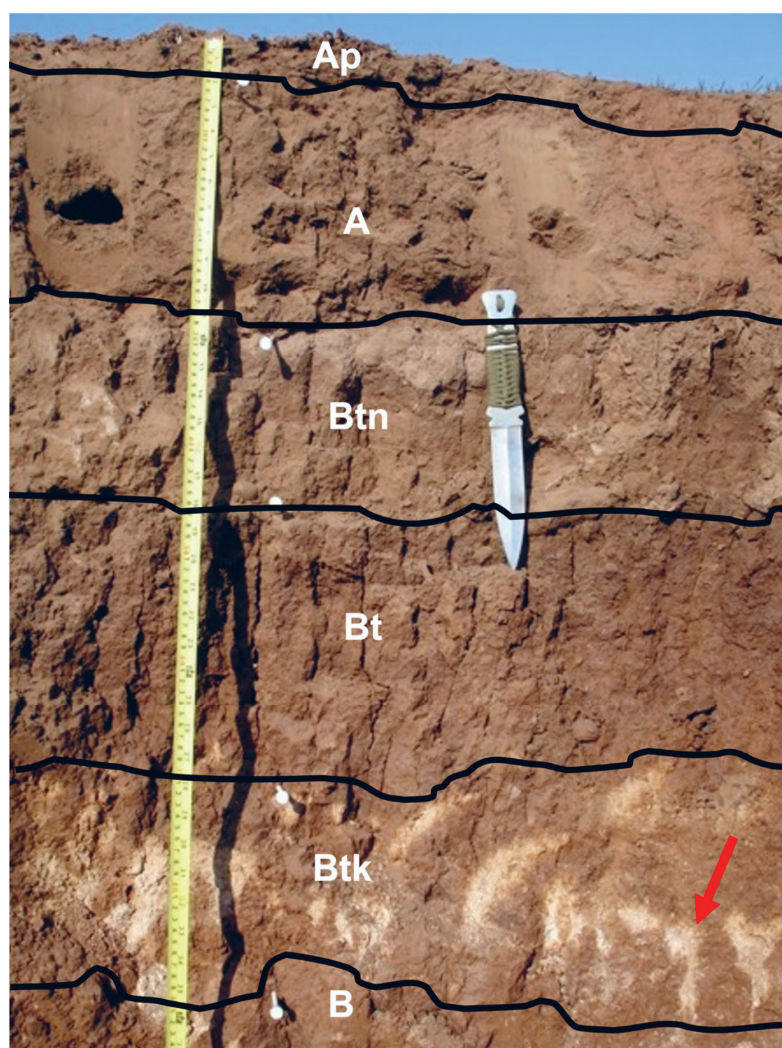


Figura 10. Acumulación de masas de carbonatos en un Xeric Natrargid (Aridisol) en posición de terraza marina en la localidad de Huentelauquén, Región de Coquimbo, Chile. La flecha roja en el horizonte Btk señala la presencia de masas de carbonatos.

Figure 10. Accumulation of carbonate masses in a Xeric Natrargid (Aridisol) in a marine terrace position near the town of Huentelauquén, Coquimbo Region, Chile. The red arrow in the Btk horizon indicates the presence of carbonate masses.

2015; Durand et al., 2010). La mayor parte de las morfologías de CP discutidas en la sección anterior están influenciadas por los ciclos de humectación/secado que ocurren en los climas áridos y semiáridos.

Para Raheb et al. (2017), el clima es un factor más importante que la vegetación respecto al almacenamiento de carbono inorgánico en los suelos, pero es evidente la relación entre actividad de organismos y clima como agentes activos de los procesos pedogenéticos. Recientemente, Pfeiffer et al. (2023) proponen tres umbrales de precipitación media anual para explicar la distribución de carbonatos en el paisaje; bajo los 20 mm los carbonatos se acumulan principalmente en la superficie, entre los 20 y 250 mm están presentes en todas las posiciones del paisaje, mientras que entre 250 y 500 mm se concentran solo en las secciones planas y cóncavas, para casi desaparecer con precipitaciones por sobre los 500 mm.

Tiempo. El factor temporal significó una limitante durante mucho tiempo al momento de investigar al conjunto de SIC, ya que sus tiempos de residencia en el suelo estaban datados en miles e incluso decenas de miles de años. Schlesinger (1985) estimó tiempos de rotación de hasta 85.000 años, lo que implicaba un intercambio de carbono entre el conjunto del SIC y la atmósfera lento y relativamente estable. Sin embargo, recientemente se han investigado diversas prácticas asociadas a la agricultura como, el riego, la fertilización o el cambio de uso de suelo, que influyen en el pool de SIC, ya sea disminuyendo o aumentando el contenido de carbono inorgánico en períodos de años y décadas (Bughio et al., 2015; Bughio et al., 2017; Kim et al., 2020; Mikhailova et al., 2013; Raza et al., 2020). Los efectos de las actividades antrópicas son presentados en otro artículo de esta misma Revista (Ovalle et al., 2023).

Por otra parte, se han estimado tasas de formación de morfologías de CP no influenciadas por factores antrópicos en períodos de tiempo muy variables, de días para gránulos de lombrices de tierra, semanas a meses en el caso de las hipo-coberturas, y de siglos a milenios en la formación de colgantes (Barta, 2011; Becze-Dea'k et al., 1997; Durand et al., 2010; Lambkin et al., 2011; Zamanian et al., 2016).

Sin embargo, al igual que los otros factores de formación de suelos, el tiempo no influye por sí solo en la existencia de SIC, sino que, en conjunto a otros FFS, como la actividad de plantas y microorganismos (organismos) o la acción de la humedad y la temperatura ambiente (clima), por lo que los tiempos de almacenamiento pueden variar significativamente. Como señala Raheb et al. (2017), se calcularon tiempos de almacenamiento de formas de carbono inorgánico en los suelos de 15.400, 23.100 y 26.000 años para regiones con climas subhúmedos, semiáridos y áridos, respectivamente, lo que refleja la influencia climática en una me-

teorización más acelerada y, por consiguiente, menores tiempos de formación.

Organismos. La presencia y actividad de organismos juega un papel clave en la dinámica del CaCO_3 en los suelos, destacando “cambios potencialmente rápidos” en el pool de carbono inorgánico por efecto de las interacciones químicas con el suelo (Durand et al., 2010; Raheb et al., 2017).

En la reacción de precipitación de la calcita es necesaria la existencia de Ca^{+2} y CO_2 en la solución suelo. El Calcio puede provenir de la descomposición de la materia orgánica por microorganismos saprófitos, aunque la principal fuente de este elemento es el material parental. El aporte de CO_2 en general es cubierto por la atmósfera, pero la respiración microbiana y de las raíces genera mayores niveles de CO_2 en el suelo, por lo que la biología del suelo desempeña una importante función en la precipitación de CP (Bughio et al., 2015; Monger, 2014; Schoeneberger et al., 2012).

Además del aporte de CO_2 al suelo, las plantas, la fauna y los microorganismos también pueden conducir la bio-mineralización de la calcita en la superficie terrestre. En algunas plantas se ha observado el proceso de calcificación de las raíces y raicillas, y/o la zona de la rizósfera luego de la descomposición de la materia orgánica; en zonas áridas con cultivos agrícolas también se han registrado aumentos en los contenidos de SIC (Barta, 2011; Durand et al., 2010; Gocke et al., 2011; Mikhailova et al., 2006; Zamanian et al., 2016). Además, la calcificación se relaciona a la actividad de líquenes, hongos, bacterias y cianobacterias (Durand et al., 2010). La bio-mineralización microbiana limita y controla la tasa y cantidad de CP acumulada, las bacterias en los suelos son capaces de adaptarse a distintas condiciones y actuar como un agente calcificante, ya que su metabolismo es capaz de aumentar el pH del medio, lo que provoca la saturación de la solución y, por ende, la precipitación del CaCO_3 . Asimismo, los hongos también han sido descritos como agentes importantes en la bio-mineralización de la calcita, evidenciado como morfologías de CP (filamentos calcificados) (Barta, 2011; Durand et al., 2010; Phillips et al., 1987; Schoeneberger et al., 2012).

Relieve. El relieve es considerado como un factor de formación pasivo del suelo, sin embargo, tiene un importante rol en la formación de éste, dado que, por medio de la gradiente, la posición y la forma de la pendiente de los paisajes, influye en la hidrología de las cuencas a través del movimiento del agua superficial, así como en la distribución de la solución-suelo dentro del perfil (Ibrahim y Lal, 2014; Monger et al., 2015).

Por lo general, los suelos aumentan su profundidad desde la posición de la cumbre hasta el pie de la pendiente, de manera similar aumenta la profundidad a

la que es posible hallar carbonatos secundarios en el perfil; asimismo, la concentración de SIC aumenta desde las partes superiores a las inferiores de las laderas, donde es descargada el agua superficial y subsuperficial, la que puede depositar los carbonatos en dichos suelos o arrastrarlos hasta afluentes subterráneos y/o superficiales, en función de los montos y distribución de las precipitaciones efectivas (Ibrahim y Lal, 2014; Landi et al., 2004).

En un estudio realizado por Landi et al. (2004) en la provincia de Saskatchewan, Canadá, se determinó que el CP es mayor en las laderas con orientación polar comparadas a las de orientación ecuatorial. De lo anterior puede inferirse que, aquellas laderas de dirección polar, presentan presumiblemente vegetación más abundante, lo que se relaciona directamente con la pedogénesis de carbonatos favorecida por la respiración de las raíces. Sin embargo, es importante mencionar que la formación de carbonatos se relaciona a su vez con otros factores como el clima, de manera que, en zonas de abundante humedad, como las que se dan en muchos histosoles, se inhibe la formación de SIC, dadas las condiciones de acidez que prevalecen en el suelo (Ibrahim y Lal, 2014).

Material Parental. El material parental proporciona la herencia lítica desde la cual se origina el suelo, y sus propiedades químicas, físicas y mineralógicas desempeñan un rol clave en la génesis de los suelos. Por ejemplo, suelos formados a partir de rocas ferro-magnesianas, tales como el basalto, biotita u hornblenda, suelen ser ricos en nutrientes como hierro, manganeso, potasio, calcio, magnesio y fósforo, lo que otorga características distintivas a los suelos que se desarrollan a partir de estos materiales (Raheb et al., 2017); asimismo, la clorita y la esmectita contienen cantidades considerables de Ca^{+2} y Mg^{+2} (Wang et al., 2014). En la Figura 2, se ilustra la generación de carbonatos pedogénicos o litogénicos dependientes del tipo de material desde el cual se forma el suelo. Allí se grafica el caso de un terreno ígneo, en que el calcio es aportado desde los minerales primarios silicatados, ocurriendo un secuestro neto de carbono; por otro lado, se presenta un terreno de caliza, desde el cual se pueden dar procesos de disolución y reprecipitación de los carbonatos, sin secuestro de carbono.

Además, un material parental distinto de otro puede generar suelos con distinta textura, lo que también incide en las tasas de calcificación. En Schoeneberger et al. (2012), se describe que un suelo de textura predominantemente fina (arcilloso), puede poseer una mayor porosidad total en comparación a un suelo en que predomine la fracción de las partículas de arena, por lo que, a mayor espacio poroso, mayor será el contenido de carbonatos necesarios para generar una cementación completa de un horizonte respecto a un suelo arenoso.

Sin embargo, al igual que los otros FFS, la roca madre por sí sola no ejerce una influencia en la formación de los suelos, y en este caso específico en las existencias de SIC. En Raheb et al. (2017), se da cuenta que existe una estrecha relación entre el material parental y el factor climático, dándose suelos más profundos en ambientes más húmedos y procesos como la pedogénesis de calcita fuertemente influenciadas por las precipitaciones.

CONCLUSIONES

Los carbonatos pedogénicos consisten una reserva relevante de carbono en el suelo en climas áridos y semiáridos. Su formación está íntimamente ligada a la respiración biológica en los suelos como también a la meteorización de las rocas. Si el Ca proviene de la meteorización de rocas silicatadas existe una captura neta de CO_2 atmosférico, mientras que si el Ca del carbonato proviene de rocas carbonáticas no existe captura neta producto de la formación de carbonatos.

La acumulación de carbonatos pedogénicos en los perfiles de suelos se puede dar de diversas formas como filamentos, concreciones, nódulos, láminas, masas y fibras entre otros. El tipo de carbonatos, la profundidad de su formación y la cantidad acumulada dependen de los cinco factores de formación de suelos. En general existe un consenso en que el clima es el factor principal, ya que la acumulación de carbonatos pedogénicos se restringe a zonas donde existe un déficit hídrico.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo contó con el financiamiento de Fondecyt 11190029 y U-Inicia UI-003/19.

REFERENCIAS

- Ahmad, W., Singh, B., Dalal, R., Dijkstra, F., 2015. Carbon dynamics from carbonate dissolution in Australian agricultural soils. *Soil Research* 53, 144–153.
- Amit, R., Enzel, Y., Grodek, T., Crouvi, O., Porat, N., Ayalon, A., 2010. The role of rare rainstorms in the formation of calcic soil horizons on alluvial surfaces in extreme deserts. *Quaternary Research* 74, 177–187.
- Amundson, R., Graham, R.C. and Franco-Vizcaíno, E., 1997. Orientation of carbonate laminations in gravelly soils along a winter/summer precipitation gradient in Baja California, Mexico. *Soil science* 162(12), 940-952.
- Badía, D., Martí, C., Casanova, J., Gillot, T., Cuchí, J.A., Palacio, J. and Andrés, R., 2015. A Quaternary soil chronosequence study on the terraces of the Alcanadre River (semiarid Ebro Basin, NE Spain). *Geoderma* 241, 158-167.
- Barta, G., 2011. Secondary carbonates in loess-paleosol sequences: a general review. *Central European Journal of Geosciences* 3(2), 129-146.
- Batjes, N.H., 2014. Total carbon and nitrogen in the soils of the world. *Eur. J. Soil Sci.* 65, 10–21.

- Becze-Dea'k, J., Langohr, R., Verrecchia, E.P., 1997. Small scale secondary CaCO₃ accumulations in selected sections of the European loess belt. Morphological forms and potential for paleoenvironmental reconstruction. *Geoderma* 76, 221-252.
- Bravo, D., 2013. Interacciones hongo-bacteria. La sinergia detrás de la ruta oxalato-carbonato. *UGCiencia* 19, 108 - 127.
- Bughio, M., Wang, P., Meng, F., Chen, Q., Kuzyakov, Y., Wang, X., Junejo, S., 2015. Neof ormation of pedogenic carbonates by irrigation and fertilization and their contribution to carbon sequestration in soil. *Geoderma* 262, 12-19.
- Bughio, M., Wang, P., Meng, F., Chen, Q., Li, J., Shaikh, T., 2017. Neof ormation of pedogenic carbonate and conservation of lithogenic carbonate by farming practices and their contribution to carbon sequestration in soil. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science* 180, 454 - 463.
- Cailleau, G., Verrecchia, E., Braissant, O., Emmanuel, L., 2009. The biogenic origin of needle fibre calcite. *Sedimentology* 56, 1858-1875.
- Chenu, C., Angers, D. A., Barré, P., Derrien, D., Arrouays, D., Balesdent, J., 2019. Increasing organic stocks in agricultural soils: Knowledge gaps and potential innovations. *Soil and Tillage Research* 188, 41-52.
- Deutz P., Montanez P., Monger H. C., Morrison J., 2001. Morphology and isotope heterogeneity of Late Quaternary pedogenic carbonates: Implications for paleosol carbonates as paleoenvironmental proxies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 166, 293-317.
- Dodds, W., 2002. Freshwater ecology. Concepts and environmental applications. *Aquatic Ecology*. 569 p.
- Durand, N., Monger, H. C., Canti, M. 2010. Calcium carbonate features:. In: Stoops, G., Marceino, V., Mees, F. (Eds.), Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths. Elsevier, Amsterdam, pp. 149-194.
- Eswaran, H., Van den Berg, E., Reich, P., Kimble, J., 1995. Global soil carbon resources. *Soils Glob. Chang.* 27-43.
- Evangelou, V., 1998. Environmental soil and water chemistry: Principles and applications. Nueva York, E.E.U.U. Wiley-Interscience. 577p.
- Gile, L.H., Petersen, F.F., Grossman, R.B., 1966. Morphological and genetic sequences of carbonate accumulation in desert soils. *Soil Science* 101, 347-360.
- Gocke, M., Pustovoytov, K., Kuzyakov, Y., 2012. Pedogenic carbonate formation: Recrystallization versus migration— Process rates and periods assessed by ¹⁴C labeling. *Global Biogeochemical Cycles* 26, 1-12.
- Goddard, M., Mikhailova, E., Post, C., 2009. Continental United States atmospheric wet calcium deposition and soil inorganic carbon stocks. *Soil Science Society of America Journal* 73(3), 989-994.
- Hannam, K., Kehila, D., Millard, P., Midwood, A., Neilsen, D., Neilsen, G.H., Forge, T., Nichol, C., Jones, M., 2016. Bicarbonates in irrigation water contribute to carbonate formation and CO₂ production in orchard soils under drip irrigation. *Geoderma* 266, 120-126.
- Ibrahim, M., Lal, R., 2014. Soil carbon and silicon pools across an un-drained toposequence in central Ohio. *Catena* 120, 57-63.
- IPCC, 2013: "Resumen para responsables de políticas. En: Cambio Climático 2013: Bases físicas. Contribución del Grupo de trabajo I al Quinto Informe de Evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático" [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex y P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido y Nueva York, NY, Estados Unidos de América.
- Karberg, N., Pregitzer, K., King, J., Friend, A., Wood J., 2005. Soil carbon dioxide partial pressure and dissolved inorganic carbonate chemistry under elevated carbon dioxide and ozone. *Oecologia* 142, 296-306.
- Kim, J., Jobbágy, E., Richter, D., Trumbore, S., Jackson, R. 2020. Agricultural acceleration of soil carbonate weathering. *Global Change Biology* 00, 1-15.
- Lal, R. 2013. Soil carbon management and climate change, Carbon Management. Future Science Group 4(4), 439-462.
- Lal, R., Kimble, J.M., Eswaran, H. and Stewart, B.A., 2000, Pedogenic Carbonates and the Global Carbon Cycle, in: Lal, R., Kimble, J.M., Eswaran, H., Stewart, B.A. (Eds.) Global Climate Change and Pedogenic Carbonates. CRC Press, Boca Raton, FL, pp. 1-14
- Lal, R., Negassa, W. and Lorenz, K., 2015. Carbon sequestration in soil. *Current Opinion in Environmental Sustainability* 15, 79-86.
- Lambkin, D., Gwilliam, K., Layton, C., Canti, M., Pearce, T., Hodson, M., 2011. Production and dissolution rates of earthworm-secreted calcium carbonate. *Pedobiología* 54, 119-129.
- Landi, A., Mermut, A., Anderson, D., 2004. Carbon distribution in a Hummocky landscape from Saskatchewan, Canada. *Soil Science Society of America Journal* 68, 175-184.
- Lopez-Sangil, L., Rovira, P., Casals, P., 2013. Decay and vertical reallocation of organic C, and its incorporation into carbonates, in agricultural soil horizons at two different depths and rewetting frequencies. *Soil Biology & Biochemistry* 61, 33-44.
- Lu, T., Wang, X., Xu, M., Yu, Z., Lu, Y., Smith, P., 2020. Dynamics of pedogenic carbonate in the cropland of the North China Plain: Influences of intensive cropping and salinization. *Agriculture, Ecosystems and Environment* 292, 106820.
- Machette, M.N., 1985. Calcic soils of the south western United States. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 203, 1-21.
- Mikhailova, E., Post, C., 2006. Effects of land use on soil inorganic carbon stocks in the Russian Chernozem. *Journal of Environmental Quality* 35, 1384-1388.
- Monger, H. C., 2014. Soils as generators and sinks of inorganic carbon in geologic time. pp: 27-36. In: Hartemink, A., McSweeney, K. (eds). *Soil Carbon. Progress in Soil Science*. Springer. Switzerland. 506 p.
- Monger, H. C. 2010. Soil morphology adaptations to global warming in arid and semiarid ecosystems. Pp: 53-55. In: 19th World Congress of Soil Science, Brisbane, Australia, 1-6 August 2010.
- Monger, H. C., Kraimer, R., Khresat, S., Cole, D., Wang, X., Wang, J. 2015. Sequestration of inorganic carbon in soil and groundwater. *Geology* 43, 375-378.
- Monger, H. C., Martínez-Ríos, J., 2001. Inorganic carbon sequestration in grazing lands. (Cap. 4, pp. 87-118). En: Follett, R., Kimble, J., Lal, R. The potential of U.S. grazing

- lands to sequester carbon and mitigate the greenhouse effect. (1). CRC Press. 472 p.
- Ovalle, R., Seguel, O., Pfeiffer, M., 2023. Influencia de las prácticas agrícolas en la dinámica de los carbonatos en los suelos. *AgroSur* 51, 19-32.
- Pfeiffer, M., 2011. Evolución y génesis de calcetras pedogénicas en la Paleobahía de Tongoy: Masters Thesis, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago de Chile.
- Pfeiffer, M., Le Roux, J.P., Solleiro-Rebolledo, E., Kemnitz, H., Sedov, S., Seguel, S., 2011. Preservation of beach ridges due to pedogenic calcrete development in the Tongoy palaeobay, North-Central Chile. *Geomorphology* 132, 234-248.
- Pfeiffer, M., Aburto, F., Le Roux, J. P., Kemnitz, H., Sedov, S., Solleiro-Rebolledo, E., and Seguel, O., 2012. Development of a Pleistocene calcrete over a sequence of marine terraces at Tongoy (north-central Chile) and its paleoenvironmental implications: *CATENA* 97, 104-118.
- Pfeiffer, M., Padarian, J., Vega, M., 2023. Soil inorganic carbon distribution, stocks and environmental thresholds along a major climatic gradient. *Geoderma* 433, 116449.
- Phillips, S., Milnes, A., Foster, R., 1987. Calcified Filaments: An Example of Biological Influences in the Formation of Calcrete in South Australia. *Australian Journal of Soil Research* 25, 405-428.
- Raheb, A., Heidari, A., Mahmoodi, S., 2017. Organic and inorganic carbon storage in soils along an arid to dry sub-humid climosequence in northwest of Iran. *Catena* 153, 66-74.
- Raza, S., Na, M., Wang, P., Ju, X., Chen, Z., Zhou, J., Kuzyakov, Y., 2020. Dramatic loss of inorganic carbon by nitrogen-induced soil acidification in Chinese croplands. *Global Change Biology* 26(6), 1- 44.
- Sanderman, J., 2012. Can management induced changes in the carbonate system drive soil carbon sequestration? A review with particular focus on Australia. *Agriculture, Ecosystems and Environment* 155, 70- 77.
- Schlesinger, W., 1985. The formation of caliche in soils of the Mojave Desert, California. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 49, 57-66.
- Schlesinger, W., 2016. An Evaluation of Abiotic Carbon Sinks in Deserts. *Global Change Biology* 23(1), 25-27.
- Schoeneberger, P.J., D.A. Wysocki, E.C. Benham, and Soil Survey Staff., 2012. Field book for describing and sampling soils, Version 3.0. Natural Resources Conservation Service, National Soil Survey Center, Lincoln, NE.
- Sharififar, A., Minasny, B., Arrouays, D., Boulonne, L., Jang, H.J., Mcbratney, A., Chevallier, T., van Deventer, P., Field, D., Gomez, C., Ho-Ju, J., Sang-Ho, J., Koch, J., McBratney, A.B., Malone, B.P., Marchant, B.P., Martin, M.P., Monger, C., Muneera-Echeeverri, J.L., Padarian, J., Pfeiffer, M., Richer-de-Forges, A.C., Saby, N.P.A., Singh, K., Xiao-Dong, S., Zamaniann, K., Gan-Lin, Z., van Zijle G., 2023. Soil inorganic carbon, the other and equally important soil carbon pool: Distribution, controlling factors, and the impact of climate change. *Advances in Agronomy* 178, 165-231.
- Vysloužilová, B., Ertlen, D., Schwartz, D., Šefrna, L. 2016. Chernozem. From concept to classification: a review. *AUC Geographica* 51(1), 85-95.
- Wang, X.J., Xu, M.G., Wang, J.P., Zhang, W.J., Yang, X.Y., Huang, S.M., Liu, H., 2014. Fertilization enhancing carbon sequestration as carbonate in arid cropland: assessments of long-term experiments in northern China. *Plant and Soil*, 380: 89-100.
- Wright, V.P., 1990. A micromorphological classification of fossil and recent calcic and petrocalcic microstructures In: *Soil Micromorphology: A Basic and Applied Science* (Ed. By L.A. Douglas). *Developments in Soil Science*. Vol 19 pp 401-407. Elsevier Amsterdam
- Zamanian, K., Pustovoytov, K., Kuzyakov, Y., 2016. Pedogenic carbonates: Forms and formation processes. *Earth-Science Reviews* 157, 1-17.
- Zamanian, K., Zhou, J., Kuzyakov, Y., 2021. Soil carbonates: The unaccounted, irrecoverable carbon source. *Geoderma* 384, 114817.
- Zhao, X., Zhao, C., Stahr, K., Kuzyakov, Y., Wei, X., 2020. The effect of microorganisms on soil carbonate recrystallization and abiotic CO₂ uptake of soil. *Catena* 194, 104592.
- Zhou, J., Chafetz, H., 2009. Biogenic caliches in Texas: The role of organisms and effect of climate. *Sedimentary Geology* 222, 207-225.

