

## Capítulo 3: Mineralogía de suelos

Perla A. Imbellone<sup>1</sup>, Emilia Y. Aguilera<sup>2</sup> y Elisa Beilinson<sup>3</sup>

### Introducción

Los suelos son la capa fina de material suelto de la “geosfera” que soporta la vida sobre la tierra, es la piel de nuestro geode que aparece como una entidad natural entre la litósfera, la atmósfera y la biósfera. Se forman por procesos de epigénesis en rocas y sedimentos y su estudio requiere conocimientos mineralógicos y micromorfológicos. Estos procesos involucran (Pedro, 1997): 1. Interacciones entre el mundo mineral y la atmósfera. Son procesos inertes y azoicos de la fase sólida inorgánica del material geológico, que la escuela francesa llama “metamorfismo atmosférico” e incluyen: a) cambios en la composición química y mineralógica (alteración) en el cual el agua actúa como solvente o reactivo y b) cambios de estructura original con formación de material arcilloso (plasmación) durante el cual el agua actúa como lubricante o vehículo acuoso; 2. Colonización biológica y formación de la biósfera. Estos son procesos bióticos de naturaleza orgánica e involucran reacciones bioquímicas, reacciones de síntesis, y degradación de los organismos muertos, permitiendo que la materia orgánica sea incorporada al suelo como compuestos húmicos.

Teóricamente, ambos conjuntos de procesos se presentan genéticamente estratificados por encima de un material geológico no meteorizado, especialmente donde hay marcada diferenciación pedológica, y dan origen a distintos niveles de organización del material: a) el nivel más profundo, donde el material geológico es solo afectado por meteorización geoquímica, donde la madurez del material mineral puede ser variable, pero la estructura original de la roca o sedimento está presente; correspondería a los diferentes horizontes C, Cr y/o D (denominación informal); b) la parte media, donde hay procesos de formación de material fino y la estructura inicial de la roca ya está borrada; aquí hay meteorización geoquímica y pedoquímica donde la formación de arcilla puede afectar a los minerales,

correspondiendo a los horizontes B de los suelos, y c) el nivel superior, también afectado por los procesos mencionados, aunque predominan los procesos biológicos y de humificación, típicos de los horizontes A.

La *meteorización* es la transformación parcial o completa, isovolumétrica o no, de rocas, suelos o sedimentos sueltos; acompañados por cambios en su color, textura, dureza y forma (Delvigne, 1975; Stoops *et al.*, 1979). Estos cambios ocurren con desaparición parcial o completa de los minerales originales, con posible reemplazo de minerales secundarios (cristalinos o amorfos), autigénicos o parcialmente alogénicos. En este nuevo estado de equilibrio entre el material alterado y el ambiente supergénico, se producen cambios texturales, estructurales, geoquímicos y mineralógicos en los materiales expuestos; por ello, la meteorización involucra todos los procesos responsables del nuevo estado de equilibrio de las rocas y de los minerales con los ambientes que se encuentran en o cerca de la superficie de la Tierra. Hay distintos términos para designar al producto final de este proceso, entre ellos *smanto de alteración* (Millot, 1977, 1980), *paleoalterita* (Meyer, 1987), *manto de alteración superficial* (Molina Ballesteros, 1991) y *manto de meteorización y sinalterita* (Delvigne, 1998). También se usan como sinónimos del término *regolito*.

En Pedología, se entiende formalmente por *saprolita* a cualquier material residual inconsolidado infrayacente al suelo que grada a la roca dura hacia abajo y *regolito* al manto inconsolidado de roca meteorizada y material del suelo sobre la superficie de la tierra (Soil Science Society of America, 2001).

Por lo expuesto queda claro que el suelo es diferente del sedimento y de la roca, aunque se forma a partir de los mismos, y la distinción entre ellos se basa en la *presencia de estructuras y rasgos pedológicos*. Es decir, el suelo se desarrolla en un material meteorizado, inconsolidado, no en la roca, sino a partir de sus productos de meteorización (Schaetzl y Anderson, 2005). El mismo puede haberse formado *in situ* por alteración de una roca (suelo autóctono o residual), o haber sido transportado por procesos geológicos superficiales (suelo alóctono o transportado).

Los procesos de reorganización del material originario del suelo, denominados *procesos pedogenéticos* (Boul *et al.*, 1997, Imbellone *et al.*, 2010), producen horizontación y formación del *perfil de suelo*, que aún puede conservar, en su horizonte C algunos de los rasgos originales del sedimento o roca. Estos conceptos de evolución de los suelos en la corteza terrestre, de formación del *perfil de meteorización* (horizontes A, B y C, saprolito y roca), de formación del *perfil del suelo* (horizontes A, B y C) y de *material del suelo* (horizontes A y B) fueron enunciados desde los inicios de la Pedología en el siglo XVII por los geólogos agrícolas (Boulaine, 1989) y recientemente revisados a partir de la Geología del Cuaternario por Tandarich *et al.* (1994, 2002). El esquema genético de evolución del material superficial de la corteza terrestre presentado precedentemente se elaboró en principio para *suelos residuales* pero conceptualmente puede también

<sup>1</sup> Universidad Nacional de La Plata; Universidad Tecnológica Nacional; Escuela para Graduados Alberto Soriano de la Facultad de Agronomía, UBA - micromorfologia@igs.edu.ar

<sup>2</sup> Universidad Nacional de La Plata; Dirección de Aplicación de Imágenes Satelitarias (DAIS) MlySP-Bs.As. - eaguilera@fcnym.unlp.edu.ar

<sup>3</sup> CONICET, Universidad Nacional de La Plata - beilinson@cig.museo.unlp.edu.ar

hacerse extensivo a *suelos transportados*. La Mineralogía (al igual que la Micromorfología) de suelos poseen enfoques conceptuales y descriptivos que son necesarios conocer para interpretar el significado genético de los rasgos que se presentan en los suelos, y que esbozaremos a continuación tomados de información propia y antecedentes bibliográficos (Allen y Fanning, 1983; Bullock *et al.*, 1985; Fitz Patrick, 1993; Schwertmann, 1983; Besoain, 1985).

### ¿Qué es la mineralogía de suelos?

La Mineralogía de suelos es una rama de las Ciencias Geológicas que constituye la base para el conocimiento y comprensión de la evolución de la fase sólida inorgánica de los suelos en estudios genéticos, aplicada también en algunos aspectos taxonómicos, tema no tratado en este capítulo. Sus principios se aplican en los suelos para identificar, describir e interpretar las características y presencia de los componentes de los distintos conjuntos mineralógicos que se encuentran en los mismos, ya sea estudiados a partir de fracciones granulométricas o integrando la masa del suelo en análisis micromorfológicos, cuando los minerales son estudiados por técnicas microscópicas y/o sub-microscópicas.

En los suelos está presente un universo mineral diverso y heterogéneo. Los minerales pueden clasificarse según su composición química y estructura cristalina o según su origen. Desde la óptica genética llevan la impronta, en distinto grado, del material de origen; los componentes minerales de los suelos son principalmente heredados del mismo, aunque otros se han formado en el curso de la meteorización y la pedogénesis, por lo tanto en la mayoría de los suelos la composición mineral es el resultado de *herencia* y *autigénesis*. Los minerales primarios son aquellos formados en las rocas ígneas y metamórficas y los secundarios aquellos formados en condiciones de epigénesis en rocas sedimentarias y suelos. Unos y otros pueden haber estado sujetos a más de un ciclo sedimentario o haber sido componentes de suelos preexistentes. Así, la composición mineral de los suelos deviene de orígenes y procedencias muy distintas y la proporción entre los minerales secundarios (autigénicos) y los heredados (alógenicos) varía ampliamente en los suelos en relación a: 1) la composición del material originario y, 2) a la evolución sedimentario-pedológica de cada suelo.

Con respecto a la distribución de los minerales en las distintas fracciones granulométricas de los suelos, los minerales primarios predominan en las fracciones arena y limo (2000-50µm; 50-2 µm). En un probable orden de estabilidad decreciente es posible mencionar: circón, rutilo, turmalina, ilmenita, granate, cuarzo, epidoto, esfena, muscovita, microclino, ortoclasa, plagioclasa **sódica**, plagioclasa **cálcica**, hornblenda, clorita, augita, biotita, serpentina, vidrio volcánico (no es un mineral pero se incluye como comparación por esta-

bilidad relativa), apatita y olivina. Los minerales secundarios predominan en la fracción arcilla (<2 µm) y son: anatasa, gibbsita, hematita y goethita, caolinita, clorita pedogenética, esmectita, vermiculita, illita, haloisita, sepiolita y palygorskita, alofano, imogolita, etc. En distintas granulometrías se encuentran calcita, yeso, pirita, halita y sales varias.

Con respecto a la estructura cristalina, composición química y presencia en los suelos, es posible agrupar los minerales en: silicatos cristalinos no arcillosos y arcillosos, silicatos amorfos, carbonatos, sulfatos, óxidos e hidróxidos, etc. (Tabla 1). La identificación y propiedades de las especies minerales mencionadas a continuación requiere técnicas específicas que exceden las posibilidades de extensión de este escrito y se refiere al lector específicamente a Dixon y Weed (1989), Fitz Patrick (1993) y a otros trabajos dedicados a la composición mineralógica de los suelos en libros de Pedología (Boul *et al.*, 1997; Allen y Fanning, 1983; Schatzel y Anderson, 2005; Sumner, 2010, entre otros).

### Silicatos y óxidos de silicio cristalinos

Las rocas silicatadas constituyen el 90 % de la corteza terrestre y sus principales minerales forman la mayor parte de la fracción sólida inorgánica de los suelos. La estructura unitaria básica de los silicatos es el tetraedro de Si con cuatro oxígenos coordinados ( $\text{SiO}_4^{-4}$ ), que se ordenan geoméricamente en diferentes fórmulas químicas y estructuras cristalinas de complejidad creciente según los grupos presentados a continuación.

Los nesosilicatos en suelos poseen persistencia diversa, por ejemplo, la olivina, que es un mineral esencial en algunos basaltos, suele estar presente en suelos derivados de rocas muy básicas cristalinas que estuvieron sujetas a bajas intensidades de meteorización. Contrariamente, el granate, el circón y la esfena tienden a persistir por largos períodos en los suelos. Los sorosilicatos, tales como el epidoto, son comunes en suelos derivados de rocas sedimentarias. Uno de los ciclosilicatos más comunes en los suelos es la turmalina y suele estar en las fracciones arena y limo. Debido a su alta resistencia se utiliza junto con el circón en el cálculo de índices de meteorización. Los inosilicatos incluyen a piroxenos y anfíboles, los cuales se generan en rocas máficas e intermedias. Por su estructura cristalina, los anfíboles son más estables que los piroxenos. Así, anfíboles como la hornblenda son más estables que los piroxenos como la augita y el diopsido, pero menos estables que tectosilicatos como los feldespatos y el cuarzo. La augita y el hipersteno son minerales primarios relativamente comunes en las fracciones arena y limo, especialmente en los suelos influenciados por materiales volcánicos.

Entre los tectosilicatos, el más conocido, omnipresente en limos y arenas, es el cuarzo. De los varios polimorfos del cuarzo solo la tridimita y la cristobalita se han

descrito en suelos. La ortosa y el microclino son formas polimorfas de feldespato potásico y ambos son abundantes en suelos provenientes de rocas cristalinas que no han sido intensamente meteorizadas. Otro feldespato potásico, la sanidina, es menos frecuente en suelos. Las plagioclasas provenientes de rocas ígneas gradan desde miembros sódicos (albita) a cálcicos (anortita) y son frecuentes en los suelos, sobre todos las especies sódicas que son menos susceptibles a la meteorización. Los feldespatoideos como la nefelina son muy raros en suelos por su falta de estabilidad y solo se encuentra en suelos inmaduros. Las zeolitas, de gran actividad química, pueden estar en suelos como mineral autógeno en condiciones altamente alcalinas. En el país se realizaron regionalizaciones muy detalladas de distribución, caracterización y origen de minerales silicatados litogénicos, en arenas y limos de suelos sobre todo en la Región Pampeana, en Santa Fe, Entre Ríos, Corrientes y Buenos Aires (Teruggi *et al.*, 1957; Scoppa, 1976; Stephan *et al.*, 1977; Blanco y Sánchez, 1994; Morrás, 2003; Etchichuri y Tófaló, 2004, entre otros), en alguno de las cuales también se hace referencia a la mineralogía de arcillas.

Los filosilicatos se conocen también como silicatos cristalinos arcillosos (Figs. 1a-c). En este grupo se encuentran la pirofilita y el talco, los cuales pueden hallarse en suelos derivados de rocas metamórficas. Dentro de las micas, la muscovita es mucho más resistente en los suelos que la biotita. Muchas illitas (mica arcilla o hidromica) son heredadas del material originario aunque algunas pueden formarse por protonización de arcillas expandibles. Las vermiculitas y cloritas se encuentran en suelos desde tamaños macroscópicos a microscópicos. Las vermiculitas dioctaédricas resultan de la despotasificación de la muscovita y/o illita y suelen encontrarse en las fracciones arcilla y limo fino, raramente en partículas  $>5\mu\text{m}$ . La vermiculita trioctaédrica es más común en arenas y limos y se formaría por un lento reemplazo del K interlamilar por cationes intercambiables hidratados. Las vermiculitas también se forman por meteorización de clorita octaédrica. La clorita tiene una estructura semejante a la biotita pero en vez de K interlamilar posee una capa de hidroxilos cargados de Al y Mg. Existe una clorita primaria, heredada de rocas metamórficas o sedimentarias que es inestable en suelos y otra secundaria, pedogenética, con hidroxilos entre las capas que se formaría por incorporación de capas de hidróxidos de Al entre la estructura de los minerales expandibles. El grupo de las esmectitas (montmorillonita, nontronita, saponita), cuya variedad más conocida es la montmorillonita, se encuentran casi exclusivamente en la fracción arcilla de los suelos y suelen ser heredadas de materiales como cenizas volcánicas, aunque también puede formarse en suelos. Los minerales del grupo de la caolinita (caolinita, dickita, nacrita, haloisita) se encuentran en la fracción arcilla de los suelos y a veces en cristales grandes; pueden formarse por meteorización y/o pedogénesis en suelos como también por otros procesos geológicos como el hidrotermalismo. La haloisita es menos común que la caolinita y tiene una estructura más desordenada con agua en las intercapas y morfología tubular. En los

suelos con materiales volcánicos suele formarse autógenamente. Información muy relevante vinculada con la mineralogía de suelos influenciados por materiales volcánicos se ha generado en Tierra del Fuego y se puede consultar en “Grupo de estudios de los suelos con aluminio activo” (1991). La sepiolita y la palygorskita (atapulgita) poseen estructura fibrosa y se encuentran en suelos de zonas áridas y semiáridas ya sea heredadas del material originario sedimentario o formadas pedogenéticamente (Bouza *et al.*, 2007; Bouza y del Valle, 2014).

### Formación de silicatos cristalinos arcillosos

La fracción arcilla de los suelos está casi totalmente integrada por minerales de arcillas que constituyen la fase activa de los mismos. Por su naturaleza coloidal, las arcillas son las responsables de los procesos de intercambio catiónico y aniónico en los mismos. Las principales especies mineralógicas se listan en la Tabla 1.

Los minerales de las rocas silicatadas son atacados por agua, oxígeno y dióxido de carbono en condiciones de epigénesis. El agua penetra en microfisuras, clivajes y poros y disuelve los componentes más solubles. Las reacciones entre el residuo, el agua, el oxígeno, el  $\text{CO}_2$  y los iones disueltos forman nuevos silicatos naturales: las arcillas. El concepto de su formación se basa en que muchos sólidos y fases fluidas en los ambientes sedimentario-pedológicos son intrínsecamente inestables, y las reacciones entre iones de la fase fluida y las partículas sedimentarias pueden generar un nuevo mineral respondiendo a factores fisicoquímicos cambiantes que afectan la acumulación sedimentaria o la pedogénesis. La presencia y formación de arcillas en suelos y sedimentos se debe a procesos de herencia, transformación y neoformación. En Argentina la mayor parte de la información acerca de estos temas proviene de suelos loésicos; por tanto se acepta que la herencia es un origen frecuente (González Bonorino, 1966).

Herencia: es la acumulación detrítica de minerales de arcilla previamente formados sin ninguna modificación. En las zonas de sedimentación la arcilla es generalmente alóctona y por tanto heredada.

Transformación: es la alteración de minerales de arcilla previamente formados debidos a cambios geoquímicos en el ambiente. Es la transformación de una fase cristalina en otra, esencialmente en fase sólida. Se puede lograr por aporte o eliminación de elementos nuevos en el mismo lugar donde se produce la alteración del mineral primario. Así a partir de biotita pueden formarse vermiculita, illita, esmectita y sesquióxidos. Hay dos tipos de transformación: a) degradación, que es la remoción de iones de la estructura cristalina de la arcilla y, b) agradación, que es la adición de iones a la estructura de la arcilla. Si un mineral degradado es transportado a un medio más rico en cationes que donde se formó, se reorganiza

la estructura por agradación y crece. Un ejemplo de este tipo de proceso es aquel en el cual hay una progresiva transición de illitas degradadas a interstratificados illitas-cloritas a cloritas magnésicas bien cristalizadas. Estas transformaciones no son espectaculares sino tenues pero se han mencionadas (Grupo de estudios de los suelos con aluminio activo, 1991).

Tanto la degradación como la agradación están gobernadas por dos tipos de ambientes: ambientes lixiviantes y ambientes confinados. Un ambiente lixivian-te (abierto), como el de los suelos, destruye los minerales silicatados primarios, degrada las capas de los silicatos y transforma los minerales de arcillas; son transformaciones por sustracción. Un ambiente confinado (cerrado) es responsable de la agradación de minerales de arcillas degradados y de la formación de nuevos minerales de arcillas a partir de soluciones confinadas y concentradas; son transformaciones por adición y ocurre en procesos de sedimentación y diagénesis, escasamente en suelos.

Neoformación o autigénesis: Es la cristalización *in situ* de minerales de arcilla a partir de iones presentes en el ambiente. Se acepta que autigénesis se refiere a minerales formados *in situ*, y tienen el sello de los sedimentos y parámetros físico-químicos que ocurren en el momento de su formación. Scoppa (1976) menciona este proceso en Molisoles de la Pampa Ondulada. La neoformación de arcilla mineral ocurre cuando las soluciones migran a través del suelo y sedimentos en ambientes meteorizantes. Los minerales de arcilla se forman en las siguientes condiciones: gibbsita a partir de alúmina (geles y complejos) en un medio extremadamente desaturado en sílice (< 1 ppm SiO<sub>2</sub>); montmorillonita y esmectitas con Al-Mg-Fe en un medio ligeramente alcalino, por combinación de Si, Fe y Mg con Al autóctono; atapulgita y sepiolita (minerales de arcilla magnésicos) en costras calcáreas de regiones semiáridas; y silicatos de sodio (analcima, magadiita, mordenita, etc.) en tierras bajas áridas. En un ambiente de meteorización, ya en equilibrio, el sistema posee un conjunto de minerales de arcilla en los microporos de los minerales primarios y minerales de arcilla en los macroporos del sedimento.

La cristalización *in situ* a partir de soluciones (neoformación) es un mecanismo que no ocurre frecuentemente y es más bien raro, aunque tiene un importante significado geoquímico ya que el mineral neoformado caracteriza exactamente el ambiente donde se forma. Arcillas transformadas y neoformadas se encuentran en precipitados químicos de carbonatos, sulfatos y fosfatos en grandes cantidades. Los minerales que acompañan a esos precipitados son montmorillonita, atapulgita (heredadas y transformadas), sepiolita y stevensita (neoformadas).

Existen diagramas termodinámicos que permiten predecir la sucesión de formación de los minerales a medida que cambia el pH y la concentración de las soluciones. La reacción general es:

Mineral primario → Solución → Mineral secundario

A continuación se ejemplifica una secuencia de minerales secundarios que se desarrollan por neoformación a partir de minerales no laminados y por transformación (por degradación) de silicatos laminados (Modificado de Besoain, 1985).

*Neoformación a partir de minerales no laminados:*

Plagioclasa → (sericita) → vermiculita → montmorillonita → Al-esmectita → caolinita → gibbsita

Feldespatos-K → montmorillonita → caolinita → gibbsita

Vidrio → geles, alofano → montmorillonita → haloisita → caolinita → gibbsita

*Transformación por degradación de silicatos laminados:*

Biotita → (clorita) → vermiculita → montmorillonita → Al-esmectita → caolinita → gibbsita

Illita → interstratificados illita-vermiculita → vermiculita → interstratificados vermiculita-montmorillonita → montmorillonita → caolinita → gibbsita

## Silicatos amorfos

Se encuentran en suelos formados en materiales originarios volcánicoclasticos y/o eyectos volcánicos, ya sea a partir de lavas de baja viscosidad que tienden a endurecer como basaltos, o lavas de alta viscosidad que generan efusiones explosivas ácidas (polvo < 63 μm, ceniza: 63- 2 μm, lapillo: 2-64 mm, bombas y bloques > 64 mm). Las partículas menores a 250 μm llegan a la tropósfera y dan varias vueltas a la tierra antes de caer y formar tefras (Fig. 2); éstas se encuentran intercaladas en los suelos de Argentina a distintas profundidades y están mayoritariamente constituidas por materiales amorfos y/o vidrio volcánico debido al rápido enfriamiento de los eyectos (Imbellone y Camilión, 1988; Apcariáne Irisarri, 1993, 2011).

En zonas húmedas, con meteorización mínima, los materiales volcánicoclasticos desarrollan Andosoles ricos en minerales dominados por Al y Si como alofano, imogolita, ferrihidrita, haloisita y vermiculita, como también en complejos de Al-Fe-Si-humus y minerales arcillosos cloritizados. Los materiales básicos tienden a meteorizar a suelos ricos en haloisita.

La alteración de las cenizas volcánicas conduce a la "alofanización" (Besoain, 1985) y el grado de alofanización de las mismas puede inferirse a partir del pH en

FNa (Buduba, 2006). El proceso se caracteriza por la universalidad de la secuencia de alteración, la especificidad y continuidad del mismo, y la dominancia de alofano como primer producto de neoformación. Al iniciarse el proceso se forma alofano independientemente de la composición química de la ceniza (riolítica a basáltica) siempre que existan condiciones climáticas húmedas a subhúmedas y buen drenaje interno de los materiales. El alofano es el primer mineral de una serie continua de evolución en el tiempo que progresa hacia especies cristalinas a medida que avanza; el proceso es específico de los materiales volcánicos debido a la alta superficie específica de los mismos, y es continuo y secuencial por producirse término a término donde cada especie es metaestable. La serie evolutiva comprende cuatro etapas: iónica, coloidal, criptocristalina y cristalina. En esta reacción el agua se agrega constantemente y los solutos son eliminados del sistema.

Protoalofano → Alofano → Haloisita → Metahaloisita → Caolinita mal cristalizada

Así, la composición mineral de los suelos formados a partir de cenizas volcánicas posee minerales detríticos y autógenos:

- a) Minerales primarios inalterados o parcialmente alterados y litoclastos: vidrio volcánico, ópalo, cuarzo, cristobalita, feldespatos, piroxenos, anfíboles, zeolita (analcima);
- b) Minerales secundarios no cristalinos: protoalofano, alofano, sílice amorfa, aluminio amorfo, hierro amorfo;
- c) Minerales secundarios paracristalinos: imogolita;
- d) Minerales secundarios cristalinos: haloisita, metahaloisita, caolinita, montmorillonita, vermiculita, clorita, interestratificados, gibbsita, goethita; etc.

Los procesos de andosolización y podzolización pueden compartir el paisaje, como ocurre en Tierra del Fuego (Grupo de estudios de los suelos con aluminio activo, 1991) y tienen genéticamente mucho en común ya que ambos están dominados por compuestos amorfos. Se diferencian en la movilidad de dichos compuestos. En los Andosoles hay inmovilización de Al y Si por complejación con materia orgánica (MO), en cambio, en los Podzoles los ácidos orgánicos promueven la movilización de cationes metálicos.

La meteorización de minerales primarios en Andosoles aporta grandes cantidades de Al que se compleja con la MO, pero difiere de la podzolización (horizontes E y Bhs) en que hay poca translocación debido a: la gran cantidad de Al, que protege a los compuestos húmicos de su movilización y éstos se hacen inmóviles; y al tipo de ácidos orgánicos, húmicos, que son poco móviles cuando

son quelados con cationes Al. En Andosoles predominan moléculas de ácidos húmicos grandes, y en Podzoles los ácidos fúlvicos. A diferencia de los ácidos húmicos, los fúlvicos mantienen los cationes Al y Fe móviles por formación de quelatos complejos. En Podzoles: a) aumenta la cantidad de materiales orgánicos, Fe, Al y Si translocados al horizonte B; b) el horizonte E se hace más ácido; c) en la mineralogía del horizonte E predomina la esmectita en vez del alofano.

El ópalo es una forma de sílice amorfa y se forma preferentemente en suelos influenciados por materiales volcánicos. El ópalo organógeno (fitolítico o zoolítico) es sílice depositada en condiciones terrestres (ópalo fitolítico: derivado de células de plantas), o acuáticas (ópalo zoolítico: derivado de espículas de esponjas, radiolarios, diatomeas, etc.). El ópalo es estable en los suelos, a diferencia del vidrio volcánico que posee estabilidad variable. La morfología de las partículas de ópalo organógeno es múltiple pero a la vez específica del vegetal o animal que las genera, y se encuentra generalmente en la fracción limo. El ópalo pedogenético es sintetizado en los suelos por medios inorgánicos y orgánicos. En el primer caso, se forma como sílice cementante cuando el medio geoquímico del suelo favorece la presencia de abundante tenores de sílice. En cambio, en el segundo caso se forma en un amplio espectro de condiciones ambientales. Los biominerales de sílice son comunes en suelos y paleosuelos de la Región Pampeana (Bertoldi de Pomar, 1971, 1980; Tecchi, 1983; Teruggi e Imbellone, 1987; Álvarez y Osterrieth, 2004).

### Cloruros, carbonatos, sulfatos, sulfuros, fosfatos

Los cloruros, principalmente la halita (NaCl), son extremadamente solubles y frecuentemente se encuentran como costras salinas en la superficie de suelos áridos, principalmente derivados de materiales parentales salinos o aguas salinas o aerosoles.

Los carbonatos como la calcita ( $\text{CaCO}_3$ ) o la dolomita ( $\text{Ca, Mg}(\text{CO}_3)_2$ ), son menos solubles que los cloruros y se encuentran típicamente en suelos secos, aunque también en todo tipo de suelos donde haya suficiente aporte de  $\text{CaCO}_3$  y períodos de desecación estacional, en suelos jóvenes, o suelos con material originario calcáreo (Imbellone *et al.*, 2012). La calcita es el carbonato más común en suelos y puede ser pedogenético o heredado del material originario calcáreo (Figs. 3a-d). La dolomita en los suelos se considera heredada de sedimentos calcáreos o polvo eólico.

Los sulfatos que contienen  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$  o  $\text{Mg}^{2+}$  son relativamente solubles y ocurren principalmente en regiones secas. El yeso ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ) es el más común de los sulfatos minerales en suelos secos (Figs. 3e-h) y puede ser heredado o pedogenético. Por otro lado, la baritina ( $\text{BaSO}_4$ ) se ha descrito para una variedad de suelos (Imbellone y Teruggi, 1993; Dixon y Weed, 1989) siendo más común en suelos con régimen de humedad ácuico. Características y propiedades

de acumulaciones calcáreas y yesíferas en suelos de Argentina en las provincias de Córdoba, Buenos Aires, La Pampa, Neuquén, Río Negro y Chubut pueden consultarse en Imbellone (2014) como también en paleosuelos (Tófaló y Pazos, 2002; Bouza *et al.*, 2007).

La sulfidización se refiere a la acumulación de materiales ricos en sulfuros generalmente por biomineralización de aguas con sulfatos, en condiciones anaeróbicas de marismas costeras ricas en humus. Cuando el agua de mar sulfatada toma contacto con los suelos y sedimentos, donde las bacterias cambian el sulfato a sulfuro, se combina con el  $\text{Fe}^{2+}$  y se forma pirita ( $\text{FeS}_2$ ). El  $\text{FeS}_2$  es rápidamente oxidado cuando es expuesto al aire o agua rica en oxígeno, produciendo un proceso de sulfurización con la formación de ácido sulfúrico y jarosita ( $\text{KFe}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$ ) en ambientes ácidos, suelos sulfato-ácidos. En suelos turbosos y muy húmedos puede formarse vivianita ( $\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ ) alrededor de fragmentos de plantas y huesos. Morrás (1984) identifica nódulos fosfáticos en Solonetz solodizados de la provincia de Santa Fe; Bouza (com. personal) encuentra pirita framboidal en marismas de Puerto Deseado y Osterrieth y Borrelli (2007) en ambientes costeros del sudeste bonaerense.

## Óxidos y oxidróxidos de hierro

Son menos abundantes que los silicatos y su presencia en suelos es característica pues dan color al mismo (Schwertmann, 1993). Generalmente se encuentran como partículas muy pequeñas (entre 1 a cientos de Å de diámetro) y están adsorbidas a otras partículas minerales. Cuando están ausentes el color del suelo es el de las partículas minerales no cubiertas, como en los horizontes E.

La goethita ( $\alpha\text{-FeOOH}$ ), es el más común de los óxidos de hierro en suelos, es pardo amarillento a pardo oscuro (10YR y 7,5YR) y precipita a partir de soluciones favorecida por la acción de compuestos orgánicos. Se forma en cualquier clima y es típica de los horizontes Cámbicos de zonas templadas, es amarillo en saprolitas y zonas tropicales, y pardo oscuro en ferricretas, concreciones, etc. Su color varía según el tamaño de los cristales. Es común en Oxisoles y Ultisoles y suele tener considerable cantidad de Al sustituido por Fe en la estructura cristalina.

El segundo óxido más abundante es la hematita ( $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ ), de color rojo brillante (5YR; 2,5YR) con fuerte efecto pigmentante y suele encontrarse mezclada con la goethita. Se forma en suelos bien drenados con rápida descomposición de materia orgánica, ambientes oxidantes, alta temperatura o baja actividad del agua y pH neutro, desde ambientes tropicales a templados. Los factores mencionados favorecen la formación de ferrihidrita que parece ser precursora de la hematita. La lepidocrocita ( $\gamma\text{-FeOOH}$ ) generalmente posee color anaranjado (7,5YR;

5YR) pero el mismo depende de la concentración y grado de cristalinidad. Se forma por oxidación de  $\text{Fe}^{2+}$  a  $\text{Fe}^{3+}$ , es meta-estable; se transforma en goethita muy lentamente y no coexiste con la hematita pues se forma en suelos pobremente drenados. La maghemita ( $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ ) tiene un matiz intermedio entre goethita y hematita (2,5YR; 5YR), es escasa en suelos y se encuentra en suelos derivados de rocas básicas y posee propiedades magnéticas como rasgo distintivo. Puede formarse por oxidación de magnetita, calentamiento de lepidocrocita y transformación de goethita por fuego, en presencia de materia orgánica. Es abundante en horizontes superiores de suelos tropicales. Tanto en suelos Chaco-pampeanos, como en Misiones se encontró hematita y goethita pedogenética mezcladas con caolinita en Molisoles y Ultisoles, donde la relación entre ambas es baja en el primero y alta en el segundo (Morrás *et al.*, 1998; Mijovilovich *et al.*, 1999); también se mencionan lepidocrocita, goethita y posiblemente ferrihidrita en perfiles residuales del Precámbrico del sistema de Tandilia (Camilión *et al.*, 1990), y hematita y oxidróxidos pedogenéticos en suelos hidromórficos de la planicie costera del río de La Plata (Mercader *et al.*, 2005; Guichon *et al.*, 2010; Imbellone y Mormeneo, 2011). En la magnetita ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) uno de cada 3 átomos de hierro es  $\text{Fe}^{2+}$ , mientras que en otros óxidos minerales de hierro casi todo el hierro es  $\text{Fe}^{3+}$ . Hay numerosas menciones de magnetita litogénica en suelos (Misiones: Morrás, 2003; sedimentos “pampeanos”: Teruggi, *et al.*, 1957; Etchichuri y Tófaló, 2004, entre otros). En trabajos donde se analizan parámetros magnéticos y espectroscopía Mössbauerse menciona la presencia de magnetita pedogenética de dimensiones nanométricas en suelos y paleosuelos (Orgeira *et al.*, 2008; Qingsong *et al.*, 2010). La ferrihidrita ( $\text{Fe}_5\text{HO}_8 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ ) es más oscura que la lepidocrocita (2,5Y; 7,5Y, con luminosidad 6 o menor). Es pobremente cristalina tal que se consideró inicialmente amorfa, se encuentra en partículas muy pequeñas generalmente asociada a goethita. Se forma en suelos con procesos redox activos y con régimen ácuico, en horizontes B de Podzoles, donde la neoformación de ferrihidritase estima a partir del contenido de FeO y el color se usa en la definición de “material espódico” en Taxonomía de Suelos, desde 1992.

Los óxidos de manganeso son menos conocidos que los óxidos de Fe y Al debido a que su pobre cristalinidad dificulta su distinción entre unos y otros, especialmente en mezclas. Pueden contener  $\text{Mn}^{2+}$ ,  $\text{Mn}^{3+}$  y  $\text{Mn}^{4+}$  octaédricamente coordinado a  $\text{O}^{2-}$  y formar estructuras de Mn-O con variado grado de hidratación. La birnessita y la vernadita parecen ser los más comunes, aunque la todorokita y la litioforita se han encontrado en suelos. Los óxidos de manganeso se encuentran generalmente como nódulos discretos de color negro en suelos (Imbellone y Mormeneo, 2010) y paleosuelos (Cumba e Imbellone, 2004) (Figs. 1d, e) indicando condiciones alternantes de óxido-reducción. En bajos de la región chaqueña se encontró un óxido semejante a todorokita (Morrás, 1983). Además de un origen



inorgánico, se asigna un origen orgánico a los minerales mencionados, generados por la actividad microbiológica en compuestos de hierro y manganeso, ya sea en ambientes de suelos modernos como ancianos (Skinner y Fitzpatrick, 1992). Sin embargo, se dispone de escasa información sobre este tema en la Argentina.

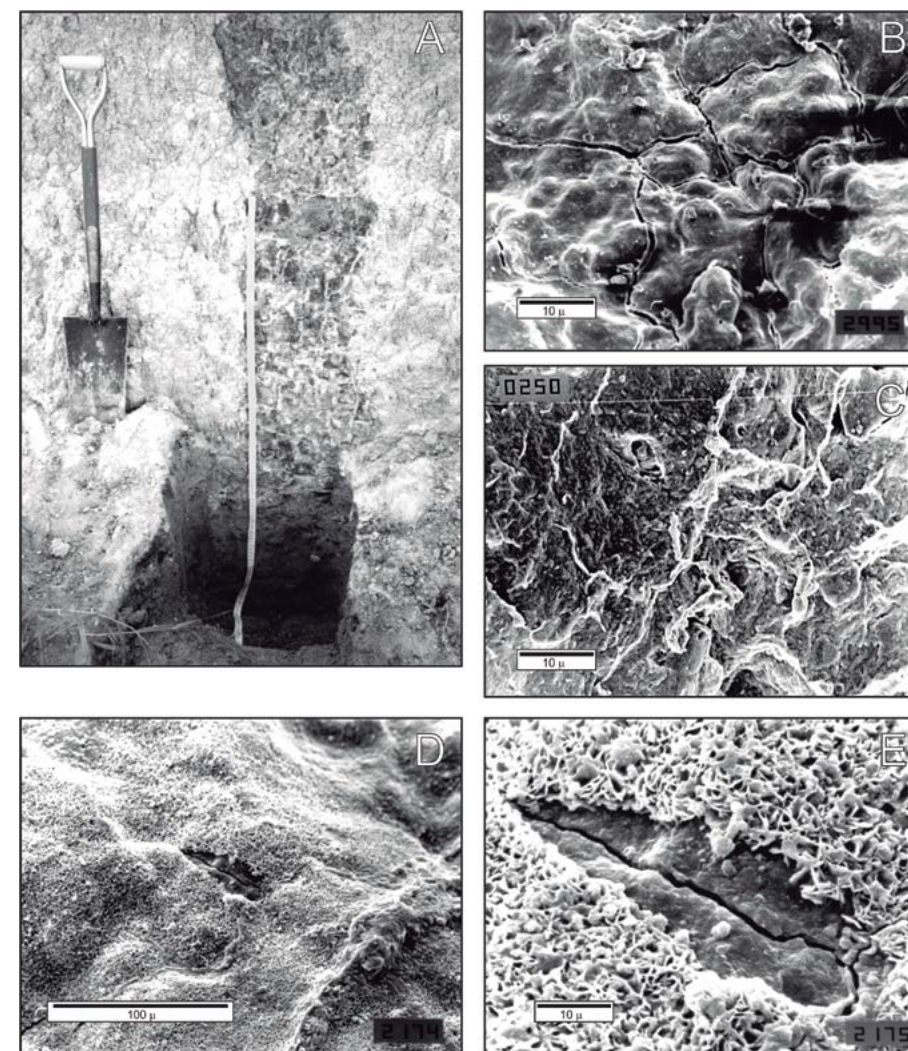
### Consideraciones finales

La fase sólida inorgánica de los suelos está constituida por especies minerales y litoclastos provenientes del material geológico que ha dado lugar al material originario, ya sea a partir de un sedimento o de una saprolita, como también por los minerales generados durante la pedogénesis. En primer lugar, la composición mineral del material originario permite un acercamiento y estimación de las propiedades del suelo en el momento inicial de su formación; por tan motivo el material originario del suelo (Horizontes C o Cr o R) constituye la referencia en cualquier función profundidad en estudios de génesis de suelos. Por otro lado, la presencia, características, propiedades y estado de alteración mineral del material originario del suelo permiten estimar la evolución del mismo.

El conocimiento mineralógico básico proviene de la Geología, más precisamente de la Mineralogía, Petrología, y Sedimentología, pero cuando se estudia la génesis de los suelos como una ciencia básica y aplicada, es necesario aplicarlo a los procesos pedológicos que son propios de la Pedología y así poder estimar la génesis de los suelos.

### Figuras y tabla

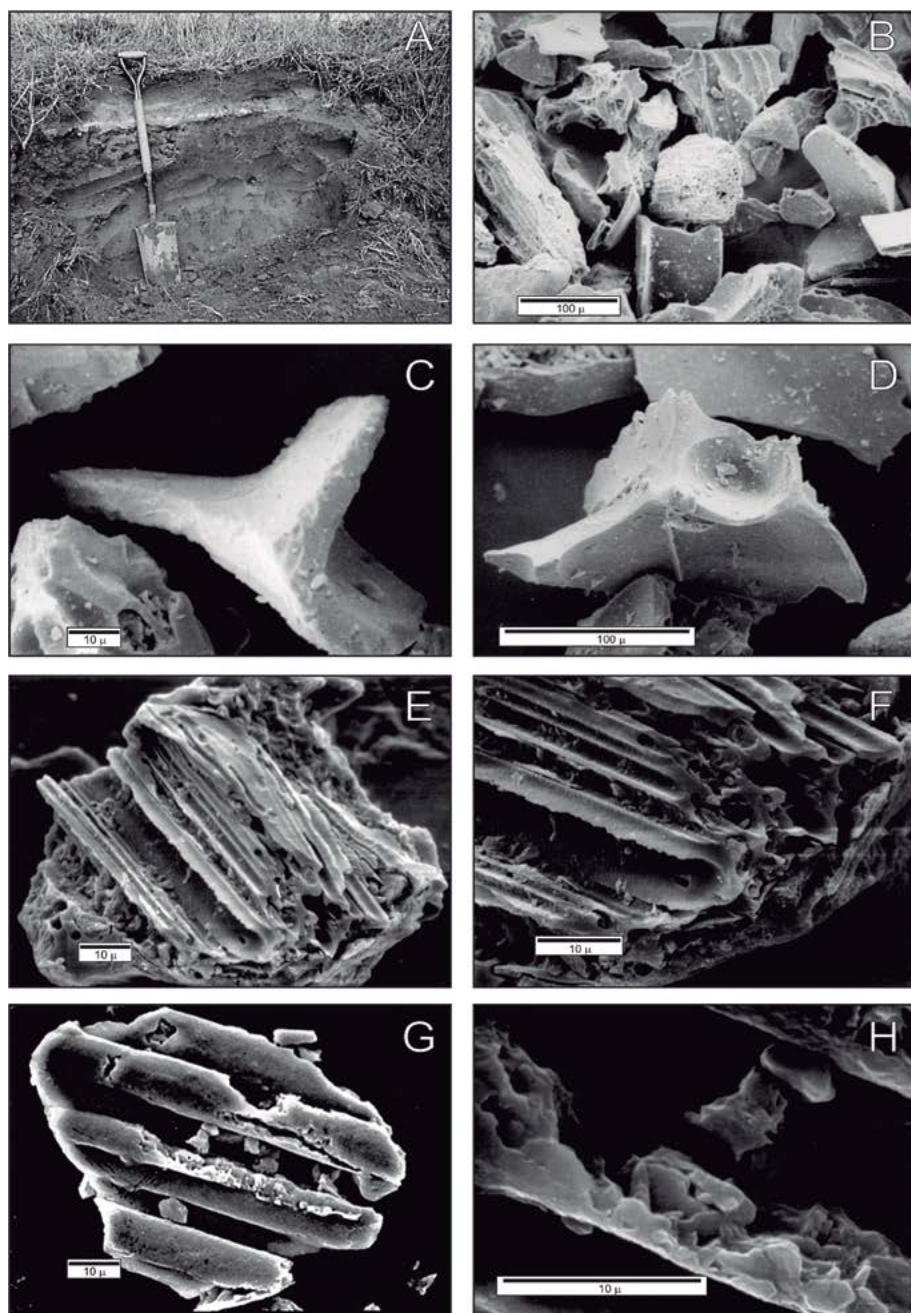
Figura 1



Paleosuelo truncado, enterrado en sección loésica (fotos de microscopía electrónica de barrido). Horizonte 3Btkgb (445 – 485 cm): a) foto de campo; b) arcilla iluvial sobre la superficie de un agregado; c) ordenamiento superficial de arcilla en una superficie fresca; d) óxidos de Mn semejantes a birnesita, cristalizados sobre la superficie de un agregado; e) detalle de la anterior (Modificado de Imbellone y Cumba, 2003 y Cumba e Imbellone, 2004).

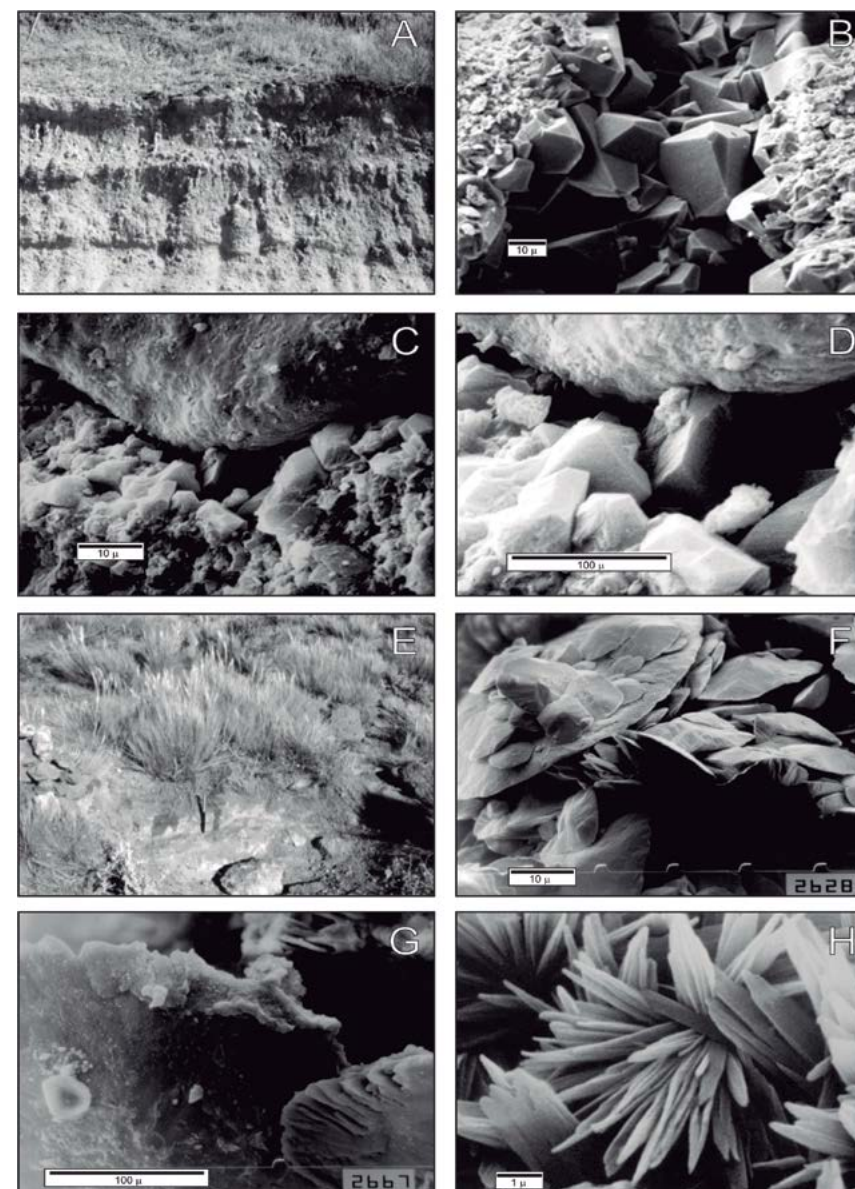


Figura 2



Hapludol con tefra intercalada en Carlos Tejedor (provincia de Buenos Aires) (modificado de Imbellone y Camilión, 1988): fotos de campo y de microscopía electrónica de barrido. a) foto de campo; b) vitroclastos; c y d) trizas compactas; e y f) trizas pumíceas no alteradas; g y h) trizas pumíceas alteradas (horizonte C de paleosuelo pampeano).

Figura 3



Carbonatos (fotos de campo y de microscopía electrónica de barrido): Recristalización de calcita esparítica en toscas pampeanas. a) paleosuelos superpuestos con abundantes toscas (provincia de Buenos Aires); b) romboedros y escalenoedros de calcita recristalizados en fracturas de las toscas; c) cristales esparíticos en el borde de un litoclasto; d) detalle del anterior (Modificado de Imbellone y Teruggi, 1986). Sulfatos: Aridisol (provincia de Chubut) con cristalización de yeso (foto de campo y microscopía electrónica de barrido). e) foto de campo; f) yeso discoidal; g) yeso discoidal afectado por disolución; h) Cristales de sulfato de calcio con hábito radial (posiblemente thenardita) en eflorescencia salina en un suelo de la Pampa Deprimida (Buenos Aires).



**Tabla 1: Minerales más frecuentes en suelos.**

SILICATOS						
CRISTALINOS				AMORFOS y CRIPTOCRISTALINOS		
NO ARCILLOSOS	Nesosilicatos	Olivina	ARCILLOSOS	Filosilicatos	Pirofilita	Vidrio volcánico
		Granate				
		Circón			Talco	Alofano
		Esfena				
	Sorosilicatos	Epidoto			Grupo de las Micas (Muscovita, Biotita)	Imogolita
						Ópalo
	Ciclosilicatos	Turmalina				
	Inosilicatos	Piroxenos (Augita, Hipersteno, Diópsido)			Illita	
		Anfíboles (Hornblenda)			Vermiculita	
	Tectosilicatos	Cuarzo			Grupo de las Caolinitas (Caolinita, Dickita, Haloisita, Nacrita)	
		Feldespatos potásicos (Microclino, Ortosa)				
		Plagioclasas (Albita - Anortita)			Grupo de las Esmectitas (Montmorillonita, Nontronita, Saponita)	
		Feldespatoides				
		Zeolitas			Clorita	

**Tabla 1 (continuación).**

CARBONATOS	SULFATOS	SULFUROS*, HALUROS** Y FOSFATOS***	ÓXIDOS E HIDRÓXIDOS		
			DE HIERRO	DE MANGANESO	DE ALUMINIO
Calcita	Yeso	Pirita*	Goethita	Litioforita	Gibbsita
Aragonita	Anhidrita	Halita**	Hematita	Birnesita	Diásporo
Vaterita	Jarosita	Vivianita***	Magnetita	Pirolusita	Corindón
Dolomita	Baritina		Ferrihidrita	Todorokita	Boehmita
Trona	Tenardita		Lepidococita	Manganita	
Siderita	Mirabilita		Maghemita	Vernadita	
Magnesita	Bassanita		Ilmenita		