

Suelos de la Región Pampeana

Procesos de Formación

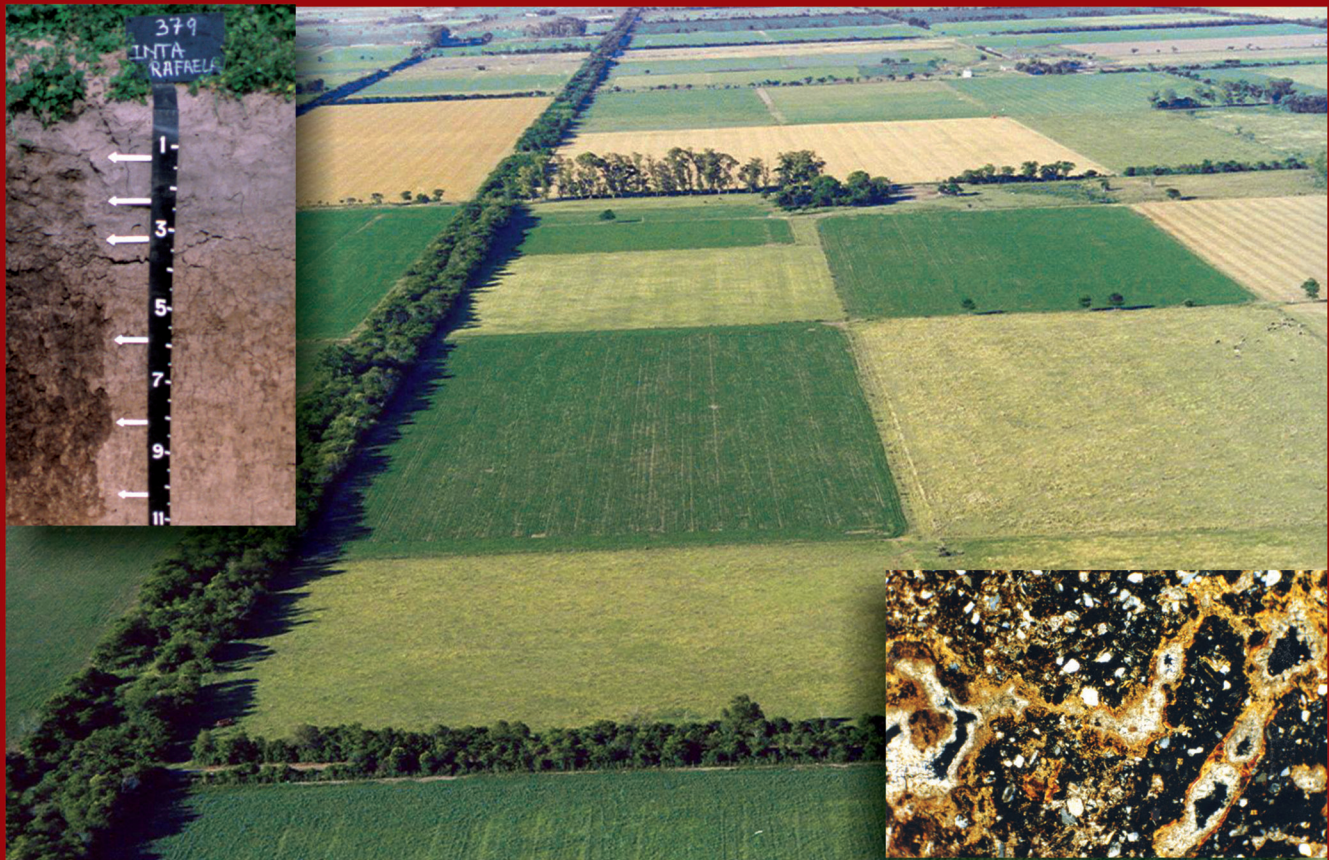
Perla A. Imbellone; Jorge Eloy Giménez; José L. Panigatti



Instituto de Geomorfología y Suelos - Facultad de Ciencias Naturales y Museo - UNLP



Instituto de Suelos - INTA



Ediciones

Instituto Nacional de
Tecnología Agropecuaria



631.4 Imbellone, Perla A.
IM18 Suelos de la Región Pampeana : Procesos de formación / Perla A. Imbellone, Jorge E. Giménez, José L. Panigatti. – Buenos Aires : Ediciones INTA, 2010.
320 p. : il. col. , cuadros

ISBN N° 978-987-1623-40-2

SUELO – GENESIS DEL SUELO – REGION PAMPEANA – MELANIZACION -
ILIMERIZACION - HIDROMORFISMO - VERTISOLIZACION - SALINIZACION
Y ALCALINIZACION DEL SUELO

INTA - DDIB

Forma de citar:

Imbellone, PA, Giménez, JE, Panigatti, JL. 2010. Suelos de la Región Pampeana : Procesos de formación. Ed. INTA. Buenos Aires. 320 pp.

Agradecimiento:

A la Asociación Argentina de la Ciencia del Suelo (AACS) por su aporte económico, para la edición de este libro.



No se permite la reproducción total o parcial de este libro, ni su almacenamiento en un sistema informático, ni su transmisión en cualquier formato o por cualquier medio, electrónico, mecánico, fotocopia u otros métodos, sin el permiso previo del editor.

Suelos de la Región Pampeana

Procesos de Formación

Perla Amanda Imbellone

Instituto de Geomorfología y Suelos
Facultad de Ciencias Naturales y Museo
Universidad Nacional de La Plata

Jorge Eloy Giménez

Instituto de Geomorfología y Suelos
Facultad de Ciencias Naturales y Museo
Universidad Nacional de La Plata

José Luis Panigatti

Instituto de Suelos
Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria

2010

A nuestras familias



Guillermo Salvador Fadda

El 5 de junio de 2009 falleció el Ingeniero Agrónomo Guillermo Salvador Fadda en la Ciudad de San Miguel de Tucumán, Argentina. La sociedad pierde un hombre de notables valores éticos y humanos y un profesional y científico argentino sobresaliente. Quienes lo conocieron como discípulos o colegas saben de su sencillez, idoneidad y tenacidad, cualidades que lo convirtieron en un verdadero maestro.

Su vida se desarrolló en ámbitos profesionales y académicos, principalmente en el noroeste argentino, donde siempre defendió sus ideas con pasión. En el ámbito universitario transitó todos los estamentos docentes y administrativos desde docente auxiliar hasta las máximas jerarquías. Después de una interrupción al final de los '70 (1976-1983) se reintegró a la vida universitaria hasta su retiro y fue Decano de la Facultad de Agronomía y Zootecnia de la Universidad Nacional de Tucumán, Profesor titular de la Cátedra de Edafología y Director académico de la Maestría de esa Facultad.

Fue el primer argentino especializado en Génesis y Cartografía de Suelos, título que obtuvo en 1967 en la Universidad de Gante, Bélgica, hecho que lo transformó en un referente nacional y en un difusor de ideas acerca de la génesis de suelos por esos años y aún en la actualidad. Baste recordar los cursos de Micromorfología de Suelos que brindaba en el Instituto de Suelos y Agrotecnia del Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria y los conceptos genéticos que se encuentran actualmente en internet como parte de los temas de la Cátedra de Edafología de la Universidad Nacional de Tucumán.

Los últimos años de su vida, ya retirado de los claustros universitarios los transitó como Director Técnico de la Estación Experimental Agropecuaria Obispo Colombres de la provincia de Tucumán, que culminó en su valiosa participación en el Libro del Centenario de esa Institución.

Los autores de este libro brindan un respetuoso homenaje a quien fuera un precursor y difusor de las ideas acerca de Génesis, Clasificación y Cartografía de Suelos en la Argentina.

Prólogo

Cuando comencé a preparar este prólogo se me presentó un problema. El problema no fue la calidad del libro, ni la idoneidad de los autores, sino que se trata de un libro escrito por amigos. Amigos que uno conoce de muchos años y con los que desarrollé proyectos de distinto orden. Por ello, fue necesario separar los afectos para no perder objetividad.

Al comenzar a leerlo, recordé que cuando era estudiante me preguntaba porqué había tan pocos libros escritos por profesores e investigadores argentinos, en general y, en particular, en el campo de la ciencia del suelo. Esto nos obligaba, a estudiar de materiales que no reflejaban integralmente la realidad que enfrentaríamos, cuando actuáramos como profesionales. De esa manera estudiábamos, por ejemplo, la podsolización, proceso poco representado arealmente en nuestro país. Luego, debo confesarlo, siendo ya docentes también enseñábamos este proceso a nuestros estudiantes.

Por diversas razones, esta situación fue cambiando en los últimos años y se fueron cubriendo – siempre hablando de la ciencia del suelo- diversas áreas temáticas. Con este libro, «Suelos de la Región Pampeana. Procesos de formación», la génesis de los suelos da un paso adelante, y que paso! y lo da de la mano de tres brillantes profesores-investigadores: Perla A. Imbellone, Jorge E. Giménez, José L. Panigatti. Los dos primeros docentes de la Universidad Nacional de La Plata y el tercero, investigador del INTA. Los tres, conocidos autores de los más importantes aportes de los últimos tiempos en la ciencia del suelo.

Analizando el libro se observa que cuenta con un capítulo introductorio que analiza globalmente a los procesos pedogenéticos, el área básica a ser considerada luego. Posteriormente, el libro abarca los siguientes cinco capítulos: Melanización, Ilimerización, Hidromorfismo, Vertisolización y Sodificación y Salinización. Son los procesos pedogenéticos predominantes en la Región Pampeana, aunque como manifiestan los autores, estos procesos no actúan aisladamente sino en diferente grado de superposición.

Debido a que los procesos que dieron origen a los suelos son diferentes en cada caso, los suelos resultantes también son diferentes. Consecuentemente, son diferentes las técnicas de utilización de ellos. Cada capítulo refleja esa realidad y presenta esas características diferenciales en su contenido. Hay, sin embargo, un patrón uniforme en todos ellos. Los capítulos contienen una introducción, que ubica el caso de estudio, los factores de formación y la génesis de los procesos. También incluyen el estudio de la morfología del suelo resultante de cada proceso, así como las propiedades físicas y químicas y, en algunos casos, cuando corresponde, propiedades mineralógicas. Cada capítulo incluye la clasificación de los suelos y su distribución geográfica. Finaliza con el análisis de los aspectos aplicados, incluyendo la aptitud y uso de los suelos.

Esto último es una característica del presente libro, pues es básicamente un libro de génesis de suelos, enfatizando en los procesos pedogenéticos, pero no únicamente. Cada capítulo presenta un panorama del uso y manejo de los suelos. Ese panorama es sintético, pero queda claro al lector las causas que determinan que se aplique una práctica en el suelo que sufrió un proceso pedogenético y no otro. Esta amalgama de presentar la formación de un suelo y las posibilidades de uso y problemas de su manejo, constituye un rasgo de gran originalidad.

Otro factor determinante de la trascendencia del libro se debe a la importancia de los procesos estudiados. En principio, la importancia depende de la superficie que abarca cada suelo resultante y su interés agrícola. También es destacable la magnitud y la profundidad de los estudios realizados en el país y en el mundo. El libro considera los procesos actuantes en la región pampeana, pero hace referencias a la aplicación de los mismos en otras zonas del país. Por ello, y considerando que los procesos analizados también actúan en otras regiones del territorio nacional, aunque a veces subordinados a otros procesos, el libro excede a nuestra pampa. Se aplica a toda la Argentina y, también, a países vecinos.

Los capítulos están escritos con mucha claridad, sin sacrificar la precisión científica. No sólo eso, los textos llegan a un elevado nivel de profundidad en cada tema. En ellos se amalgama el pasado y el presente. Se analiza la historia, a través del análisis de la evolución de los distintos conceptos pedogenéticos, teniendo en cuenta a los «padres» de la ciencia del suelo, que comenzaron sus estudios desde el último tercio del siglo XIX, y los aportes de los precursores argentinos. Finalmente, se detallan los conceptos y avances desarrollados por los autores de estos días.

El libro está dirigido a estudiantes de grado y posgrado de las carreras que incluyen a la ciencia del suelo en su currícula y, vale decirlo, también está dirigido a sus docentes. Estas carreras abarcan las ciencias naturales, las ciencias agrarias y las ciencias ambientales. Por supuesto, también resulta muy atractivo desde el punto de vista de la tecnología. Por eso, sin duda, el libro será muy útil para profesionales y técnicos, además de investigadores.

Finalmente, todos sus lectores, cualquiera sea su origen y área de interés, encontrarán una obra fresca, de fácil lectura, en la cual se logró transformar un tema que muchas veces es abstracto para los estudiantes, en un tema vivo y dinámico, profundo y preciso. El libro no sólo es para leer y estudiar, es una referencia obligada para los trabajos de investigación dentro de las ciencias del suelo.

Raúl S. Lavado

Profesor Titular Plenario Facultad
de Agronomía de la UBA
Investigador Principal CONICET
Director IBYF, Unidad Ejecutora
CONICET-FAUBA

Índice

Capítulo 1. Procesos pedogenéticos

Introducción	11
Horizontación y haploidización	11
Algunos modelos pedogenéticos	11
Tipos de procesos pedogenéticos	14
Antecedentes de procesos pedogenéticos	18
Los procesos pedogenéticos y las clasificaciones de suelos	22
¿Por qué conocer los procesos formadores?	25
Bibliografía	26

Capítulo 2. Proceso de melanización

Introducción	31
Dinámica de la materia orgánica	32
Constitución de la materia orgánica del suelo	33
Expresiones morfológicas del proceso	50
Rasgos micromorfológicos del proceso	53
Influencia de las propiedades físicas	55
Influencia de las propiedades químicas	56
Balance de carbono	57
Funciones de la materia orgánica del suelo	58
Clasificación	58
Distribución del proceso en la Región Pampeana	59
Melanización y aspectos aplicados	61
Bibliografía	73

Capítulo 3. Proceso de ilimerización

Introducción	81
Factores de formación	90
Subprocesos que intervienen en la ilimerización	91
Morfología de los suelos	92
Técnicas para detectar y estimar la intensidad del proceso de iluviación de arcilla	113
Propiedades mineralógicas	117
Propiedades físicas	122
Propiedades químicas	123
Clasificación	125
Suelos con horizontes argílicos de la Región Pampeana	128
Ilimerización y aspectos aplicados	130
Bibliografía	139

Capítulo 4. Proceso de hidromorfismo

Introducción	151
Factores de formación	160
Génesis del proceso	162
Morfología de los suelos	175
Propiedades químicas	182
Propiedades mineralógicas	186

Clasificación	187
Suelos hidromórficos de la Región Pampeana	190
Hidromorfismo y aspectos aplicados	191
Bibliografía	201

Capítulo 5. Proceso de vertisolización

Introducción	211
Factores de formación	212
Morfología de los suelos	217
Propiedades mineralógicas	232
Propiedades físicas	237
Propiedades químicas	243
Clasificación	244
Suelos con características vérticas de la Región Pampeana	247
Vertisolización y aspectos aplicados	247
Bibliografía	253

Capítulo 6. Procesos de sodificación y salinización

Introducción	261
Factores de formación	292
Las sales solubles	264
Génesis de los procesos	265
Efectos de la sodicidad y salinidad	268
Clasificación de los suelos salinos y sódicos	269
Suelos halomórficos de la Región Pampeana	273
Aspectos aplicados	276
Bibliografía	285

Fotos Color

Capítulo 2	291
Capítulo 3	293
Capítulo 4	301
Capítulo 5	305
Capítulo 6	309

Capítulo 1

Procesos pedogenéticos

Introducción

Una definición del término *proceso*, aplicable en Pedología es «conjunto de fases sucesivas de un fenómeno natural o de una operación artificial» (RAE, 2001). Refiriéndose en particular a los suelos, una de las primeras definiciones corresponde a Jenny (1941) para quien «cualquier reacción que tiene lugar en los suelos que está funcionalmente relacionada con los factores de formación es un proceso de formación del suelo». Como ejemplos cita a: «calcificación, podzolización, laterización, salinización, desalinización, alcalinización, desalcalinización, formación de turba y formación de suelos pobremente drenados, incluyendo gleización». Considera a la meteorización como un proceso pedogenético ya que ésta continúa actuando en el material del suelo, controlada por la humedad y temperatura.

Buol et al. (1989) señalan que un proceso pedogenético es un conjunto o secuencia de sucesos que incluyen tanto reacciones complejas como reordenamientos relativamente simples de la materia, que afectan íntimamente al suelo en que se producen. Baize (2004) define a los procesos pedogenéticos como el conjunto de fenómenos naturales o antrópicos de alteraciones, neogénesis, transferencias y transformaciones que conducen a la formación y evolución de las coberturas pedológicas. Buol (2006) extiende el concepto de los procesos pedogenéticos a un conjunto de reacciones que se producen en forma simultánea o secuencial y que dan origen a los horizontes y a otros rasgos morfológicos del suelo. Para que una propiedad esté presente, debe ser compatible con el ambiente que existe en el suelo; ya sea porque los procesos actuales favorecen la formación de la propiedad en el presente o porque la propiedad formada en un ambiente del pasado es suficientemente estable como para persistir en las condiciones actuales.

No siempre es sencillo interpretar los procesos acaecidos a partir de las propiedades observadas y/o medidas en un momento, ya que muchos procesos se producen en forma simultánea, por lo cual la impronta que deja cada uno ellos resulta menos evidente. Además, existe la posibilidad que el conjunto actual de propiedades sea la resultante de una serie de procesos que variaron en el tiempo como consecuencia de cambios del clima (Chadwick y Graham, 2000).

Horizontación y haploidización

La mayor parte de los procesos pedogenéticos conducen a una diferenciación del material del suelo en *horizontes*. Dichos horizontes deben distinguirse de las *capas*, acumuladas por procesos geológicos, como ocurre en los suelos aluviales. Como ejemplo de procesos y horizontes genéticos resultantes se puede citar la melanización en horizontes A, ilimerización en horizontes Bt, podzolización en horizontes Bh_s, laterización en horizontes Bo, etc. La diferenciación por procesos específicos o combinados se conoce como *horizontación*. O sea, partiendo de un material más o menos uniforme (isótropo), la horizontación conduce a condiciones de *anisotropía*.

La horizontación se contrapone a la *haploidización*, término referido al conjunto de procesos que conducen a la simplificación, mezclado o destrucción de horizontes y también a la simplificación del perfil de suelo en conjunto. Ejemplos del fenómeno mencionado son los distintos tipos de pedoturbación (bioturbación, argiliturbación, crioturbación). En realidad, no se trata de una homogeneización total del material del suelo, sino una modificación de la posición de los límites de los horizontes, que dejan de ser más o menos paralelos a la superficie del suelo. Es decir que no habría una reversión a la isotropía original de los materiales sino más bien a otro tipo de anisotropía (ver capítulo 5).

Algunos modelos pedogenéticos

Para la comprensión conceptual de los procesos pedogenéticos particulares, es necesario inscribirlos en el concepto más amplio de *pedogénesis* o *formación del suelo* y conocer de qué manera participan. El modelo pedogenético más antiguo es el de Dokuchaiev (1883) expuesto en su tesis acerca del Chernozem ruso, que suele denominarse *funcional-factorial*. Según este modelo, el suelo o sus propiedades son el resultado de la interacción de los factores *clima*, *organismos*, *subsuelo* (o *material original*) y *tiempo*, a los que se agregó más tarde el factor *relieve* (Schaetzl y Anderson, 2005). Algunos autores se refieren a ellos como *factores de estado*, *factores ambientales* o simplemente *ambiente*. Este verdadero paradigma de la ciencia del suelo fue más tarde formalizado por Jenny (1941) con su conocida «ecuación» de los factores de estado: $s = f(cl, o, r, p, t, \dots)$

s: suelo o alguna de sus propiedades, *f*: función de, *cl*: clima, *o*: organismos, *r*: relieve, *p*: material parental y *t*: tiempo. Los puntos suspensivos indican factores adicionales que pueden tener influencia local (aerosoles marinos, incendios de vegetación, terremotos, etc.). Dentro de este modelo, llamado de *factores de estado*, éstos constituirían las causas y las propiedades serían los efectos, aunque no siempre estas interrelaciones son claras.

Un modelo pedogenético, distinto del de la escuela rusa y del de Jenny, se basa casi exclusivamente en los *procesos* para explicar la evolución de los suelos (Simonson, 1959). Según este modelo, los suelos evolucionan continuamente y no llegan a un equilibrio o estado estable como indican los anteriores. Las diferencias entre los suelos se deben a la diferente intensidad de los procesos que operan y que son: *incorporaciones, pérdidas, translocaciones y transformaciones*. La pedogénesis según este modelo tiene dos etapas: 1) acumulación de material originario y 2) diferenciación de éste en horizontes. Se considera que este modelo es útil para determinar las condiciones en que ha evolucionado un determinado suelo; en cambio, no permitiría explicar adecuadamente la variabilidad espacial de los suelos, para lo cual es más apto el modelo de factores de estado.

En la Figura 1.1 se representa un esquema que parece conciliar ambos modelos y que muestra las relaciones de causa-efecto entre factores, procesos y propiedades. Así, los *factores de formación* dan origen a diversos *procesos pedogenéticos*, los que se manifiestan a través de *propiedades o rasgos* (morfológicos, físicos, químicos, biológicos) (Yaalon, 1970; Gerasimov, 1973, citados por Targulian y Goryachkin, 2004):

Asimismo, Targulian y Goryachkin (2004) efectúan una lectura del esquema en sentido inverso, es decir: los rasgos pueden considerarse portadores de la memoria del suelo, son creados por los procesos pedogenéticos y reflejan los factores ambientales actuantes durante la pedogénesis. De estos tres miembros, los *factores* y las *propiedades* se pueden determinar con cierta certeza, pero el conocimiento de los *procesos* todavía es bastante especulativo.

Según Targulian y Krasilnikov (2007) este esquema debería completarse con el concepto de procesos de funcionamiento o microprocesos del suelo creado por Rode (1961) (Figura 1.2). Los microprocesos comprenden los numerosos flujos, ciclos y reacciones, generalmente breves (diurnos, estacionales, anuales) con intercambios de energía y materia externos con la atmósfera, hidrosfera, litosfera, biosfera) e internos dentro del suelo. Muchos de los ciclos no están completamente cerrados y las salidas y entradas de los flujos no están equilibradas, por cual se generan productos residuales gaseosos, líquidos y sólidos. Los dos primeros son fácilmente intercambiados con el ambiente, pero los sólidos quedan retenidos en el suelo. Cada ciclo o flujo genera un producto en cantidades mínimas, difícil de discernir en el material del suelo, pero a través de sucesivos ciclos operando a lo largo del tiempo (desde décadas a milenios) se puede acumular cantidad suficiente como para ser detectado morfológica o analíticamente en forma de rasgos y propiedades. La formación, selección, acumulación y diferenciación a largo plazo de los productos residuales sólidos constituyen los *procesos pedogenéticos específicos*, que determinan el conjunto de rasgos y horizontes de un suelo. Así, el material originario (litomatriz) es transformado en el cuerpo suelo (pedomatriz). Los rasgos de la fase sólida tienen

Factores de formación	Procesos pedogenéticos	Propiedades o rasgos
Clima	Hidromorfismo	Color
Mat. originario	Melanización	Estructura
Biota	Ilimerización	Textura
Relieve	Vertisolización	Moteados
Tiempo	Sodificación	pH
	Salinización	CIC
	etc.	etc.

Figura 1.1. Interacciones entre factores, procesos y propiedades del suelo.

carácter acumulativo (sustancias húmicas, cutanes de arcilla, concreciones de Fe-Mn, etc), pero también implica pérdidas (eluviación de arcilla, pérdida de Fe, lixiviación de carbonatos formación de porosidad, etc.).

Según Targulian y Krasilnikov (2007), la pedogénesis debe percibirse como la integración de procesos pedogenéticos específicos, caracterizados por determinados rasgos o propiedades, estando formado cada suelo por una combinación propia de procesos. Además, en el cuerpo suelo coexisten procesos de diferente escala temporal. Al respecto, Targulian y Sokolov (1978) y Arnold et al. (1990) definen al *tiempo característico* de un proceso pedogenético como el tiempo

referencia a algunas insuficiencias del modelo de los factores de estado, que no permitirían explicar todos los aspectos de desarrollo de los suelos. Ello ocurre cuando algunos rasgos se originan como consecuencia de factores intrínsecos surgidos internamente durante la evolución del suelo y no debidos a los factores ambientales externos, por lo menos en forma directa. Un ejemplo sería la modificación de la dirección de flujo interno en el suelo por la presencia de un fragipán formado por pedogénesis. Otro ejemplo sería la formación de capas colgadas de agua y el inicio de ciclos de oxidación-reducción en los horizontes superiores y eventualmente la acidificación de estos, por formación de un horizonte Bt poco permeable.



Figura 1.2. Esquema de relaciones entre factores de formación, procesos y propiedades del suelo según Targulian y Krasilnikov, 2007.

po medio requerido para llegar al *estado estable o al cuasi-equilibrio con el ambiente*. En la Tabla 1.1 se presenta una diferenciación tentativa de los procesos pedogenéticos según el tiempo característico con ejemplos para cada uno de ellos (Targulian y Krasilnikov, 2007):

El modelo de estado *estable* mencionado no siempre puede alcanzarse ya que la combinación de procesos pedogenéticos irreversibles pueden cambiar el funcionamiento del cuerpo suelo, como por ejemplo la formación de un horizonte endurecido en algunos suelos (Calcisoles, Durisoles, Gipsisoles, Plintosoles), lo cual transforma a un perfil desarrollado en un suelo somero desde el punto de vista de un ecosistema (Targulian y Krasilnikov, 2007). Una situación parecida es la mencionada por Johnson y Hole (1994) y Schaetzl y Anderson (2005) cuando ha-

Situaciones como las precedentes son contempladas por el modelo evolutivo de Johnson y Watson-Stegner (1987), según el cual la evolución de un suelo consiste en avances y retrocesos, en lugar de un desarrollo unidireccional desde el «no suelo» hasta algún teórico punto final de estabilidad. Estos autores cuestionan que la génesis del suelo comprenda siempre procesos progresivos que impliquen una profundización del suelo o una mejor diferenciación de horizontes, ya que en muchos casos existen procesos regresivos que conducen, por ejemplo, a una pérdida de materiales (erosión) o su mezclado (pedoturbación, biociclado de nutrientes). El modelo destaca que el desarrollo de un suelo está constituido esencialmente por la interacción continua de *vectores («pathways»)* progresivos y regresivos.

Tabla 1.1. Tiempos característicos de algunos procesos pedogenéticos.

Procesos rápidos	10 ¹ – 10 ² años	Gleización, salinización, empardecimiento, crioturbación, bioturbación, estructuración, compactación.
Procesos intermedios	10 ³ años	Melanización, queluviación, andosolización, argiluviación, fersialitización, cementación por Fe o Al, migración de carbonatos, solonización
Procesos lentos	10 ⁴ – 10 ⁶ años	Ferralitización, alitización, petrocementación, saprolitización profunda

Basado en Targulian y Krasilnikov, 2007.

Tipos de procesos pedogenéticos

Algunos procesos pedogenéticos ya eran reconocidos en las primeras publicaciones de la Ciencia del Suelo. Así, como introducción a la clasificación de EE.UU. de 1938 (Byers et al., 1938) se mencionan los siguientes: *calcificación, podzolización, laterización, gleización (o formación de turba y suelos pobremente drenados), salinización, desalinización, alcalinización y desalcalinización*. Con el tiempo se agregaron otros procesos y se modificaron los alcances de algunos, especialmente el proceso de podzolización, que tenía connotaciones más amplias que en la actualidad (ver Capítulo 3), al igual que el de calcificación (ver Capítulo 2).

Simonson (1959) propone que la multiplicidad de procesos se puede simplificar diferenciando cuatro procesos generales comunes para todos los suelos:

- 1) *Incorporación* de materiales orgánicos y minerales en estado sólido, líquido y gaseoso;
- 2) *Pérdida* de esos materiales del suelo;
- 3) *Transferencias o translocaciones* de materiales dentro del perfil;
- 4) *Transformaciones* de sustancias minerales y orgánicas en el suelo.

Estos procesos producen diferenciación de horizontes prácticamente en todos los suelos, cuyas diferencias en secuencias de horizontes se deben a la importancia relativa de cada uno de ellos y por lo tanto de su balance. Actualmente se considera que estos cuatro procesos son demasiado generales y que proporcionan poca información específica sobre la pedogénesis (Bockheim y Gennadiyev, 2000).

Para ordenar la multiplicidad de procesos pedogenéticos, Stahr (1990) diferencia cinco *procesos básicos* («*Grundprozesse*»), que guardan similitud con los procesos generalizados de Simonson: 1) acumulación o enriquecimiento («*Anreicherung*»); 2) eluviación o empobrecimiento («*Verarmung*»); 3) transformación («*Umwandlung*»); 4) translocación («*Umlagerung*») y 5) turbación («*Mischung*»).

Gerasimov (1975) estableció un esquema de «*procesos elementales del suelo*», donde realiza una identificación experimental de los suelos de la URSS. Este concepto de procesos elementales no tiene similitud con el de procesos generalizados

de Simonson. Básicamente, el esquema establece distintos niveles de procesos, de menor a mayor especificidad. En un primer nivel reconoce cinco procesos que se subdividen en un segundo nivel y, en algunos casos, en un tercero, identificados mediante números romanos, números arábigos y letras griegas, respectivamente. Una versión parcial de dicho esquema se indica en la Tabla 1.2. Posteriormente, este autor aplica dicho esquema a la clasificación de FAO-UNESCO de 1977 (Gerasimov, 1980).

Wilding et al. (1983) consideran que los materiales del suelo son transformados por una serie de reacciones individuales (solubilización, oxidación, reducción, hidrólisis, etc.) que se denominan *procesos elementales*, término que no tiene el alcance dado por Gerasimov (1975) o Targulian (2005) y que tiene cierta semejanza con los microprocesos de funcionamiento de Rode (1961): En el desarrollo de los suelos se producen combinaciones de tales procesos y cuando una determinada combinación ha dominado en la evolución de un suelo, se le asigna un nombre específico (podzolización, calcificación, solodización, etc.). Estos procesos pedogenéticos se relacionan con propiedades observables o medibles de los suelos. Schaetzl y Anderson (2005) denominan *conjunto o combinación de procesos* («*process bundles*»), para referirse a procesos más o menos complejos constituidos por varios procesos simples o elementales. Bockheim y Gennadiyev (2000) denominan *macroprocesos* a los procesos clásicos más o menos diferenciados tales como argiluvación, carbonatación, melanización, etc. y *microprocesos* para referirse a procesos muy específicos de tipo químico, físico o biológico tales como fijación de nitrógeno, oxidación y reducción de hierro y manganeso, sustituciones iónicas, etc.

Una lista de procesos pedogenéticos fue elaborada por Buol et al. (1989), con la definición de cada uno de ellos y la correspondencia de cada proceso específico con los cuatro procesos elementales de Simonson (Tabla 1.3). El listado incluye procesos generales o simples, como eluviación e iluviación, o lavado y enriquecimiento, junto con procesos más específicos o particulares tales como salinización, carbonatación, argiluvación, etc. Consideramos que se trata de dos niveles de procesos que se deberían diferenciar. Asimismo, en la lista se han agrupado procesos emparentados (humificación y mineralización) y en otros casos procesos contrapuestos (eluviación-iluviación; salinización-desalinización, etc.). En estos últimos ejemplos,

el antagonismo es claro; en otros no lo es tanto, como cuando se contraponen argiluvación a pedoturbación, indicando esta última la alteración de sus evidencias, no la reversión del proceso (por ejemplo, destrucción de los revestimientos de arcilla).

Recientemente, Buol (2006) elabora otra lista de *procesos generalizados*, responsables de la presencia de horizontes y rasgos identificables en el suelo. Conceptualiza al mismo como un sistema abierto donde se incorporan, eliminan, transforman o translocan materiales. Varios de estos procesos recuerdan a los procesos de funcionamiento de Rode (1961).

- *Intercambio de energía* por calentamiento solar durante el día y enfriamiento por radiación al espacio durante la noche.
- *Intercambio de agua* por humectación y desecamiento por evapotranspiración.
- *Biociclado*, implica absorción de nutrientes por la vegetación y su retorno al suelo al morir ésta.
- *Erosión y depositación* de materiales del suelo por acción del viento y el agua.
- *Meteorización* de minerales inestables en el ambiente del suelo.
- *Lavado* de compuestos inorgánicos y orgánicos solubles.
- *Transferencia lateral* de material en solución

o suspensión.

– *Translocación* dentro del solum, que implica movimientos de sustancias y materiales. Incluye movimientos por acción de la biota, expansión-contracción por desecamiento y humectación, congelamiento y descongelamiento, etc.

Schaetzl y Anderson (2005) elaboraron una lista de procesos siguiendo el esquema de Buol, en la que agregan otros, algunos de los cuales se mencionan a continuación:

- *Andosolización*: proceso similar al de podzolización en suelos dominados por materiales volcánicos.
- *Pervección*: migración mecánica de partículas de limo (que incluye algo de arcilla) desde los horizontes A y E a los horizontes B o subyacentes (Paton, 1978; Bockheim y Ugolini, 1990).
- *Ferrólisis o xerólisis*: ataque de las arcillas debido a períodos alternantes de saturación con agua y desecamiento (Brinkman, 1970).
- *Gipsificación*: acumulación de yeso secundario neoformado o translocado (Carter e Inskeep, 1988).
- *Cloritización*: subproceso de la ferrólisis por el cual los cationes aluminio liberados de los minerales de arcilla forman clorita e intercapas de aluminio en arcillas existentes.
- *Biociclado*: movimiento de iones desde el suelo a la biosfera a través de las raíces y retorno

Tabla 1.2. Procesos elementales del suelo.

I.	Pedomorfismo de material mineral 1. Ortosialitización (argilación primaria) 2. Neosialitización (argilación secundaria)
II.	Pedomorfismo de material orgánico 1. Acumulación de turba 2. Acumulación de humus
III.	Remoción y acumulación de minerales y sustancias orgánicas 1. Salinización-desalinización: α) proceso en solonchaks, β) proceso en solonetz, γ) solodización 2. Gleización: α) superficial (exogley), β) intermedia (parogley), γ) profunda (endogley) 3. Lixiviación-podzolización: α) lixiviación, β) ilimerización (argiluvación), γ) podzolización
IV.	Cementación
V.	Deformación 1. Criogénica 2. Hidrogénica (expansión = contracción) 3. Biogénica

Basado en Gerasimov, 1975.

al suelo por acumulación de mantillo, humificación y mineralización.

- *Argilación*: neoformación de arcilla.
- *Acreción (upbuilding)*: incorporación superficial alóctona de materiales minerales y orgánicos al suelo. Se diferencian: *acreción formacional («developmental upbuilding»)*: incorporación suficientemente lenta como para que la pedogénesis continúe e incorpore dichos materiales al perfil con formación de suelos cumúlicos y *acreción regresiva («retardant upbuilding»)*: incorporación demasiado rápida de materiales al suelo, de manera que los procesos pedogenéticos no pueden asimilarlos al perfil; se originan así suelos enterrados.
- *Desintegración o meteorización física*: reducción de tamaño de componentes minerales u orgánica con escasos o nulos cambios en la composición
- *Descomposición o meteorización química*: transformación de la composición química de los componentes minerales y orgánicos.

Estos autores, al igual que Buol et al. (1989) incluyen en la lista procesos específicos como los indicados arriba, pero al mismo nivel mencionan procesos generales tales como: lixiviación, horizontación, haploidización, eluviación, iluviación, etc. Asimismo, se incluyen procesos como la erosión, depositación y meteorización, generalmente considerados geológicos más que pedogenéticos, aunque a los efectos de explicar la evolución de los suelos deben ser necesariamente considerados, por lo cual tal diferenciación entre el origen geológico o pedológico pierde significado.

Chadwick y Graham (2000) afirman que las variables ambientales impulsan procesos que producen la alteración pedogénica de sustratos geológicos o edáficos preexistentes, en escalas que van desde el nivel microscópico al nivel de cuenca. Los procesos reflejan un equilibrio entre ganancias, pérdidas, redistribución interna y cambios físicos y químicos. Estos autores describen los principales procesos pedogenéticos, comenzando con dos procesos que consideran universales:

- *Acumulación y alteración de materia orgánica*
- *Desarrollo de estructura*

Luego incluyen procesos impulsados por el flujo de agua, ordenados por un grado creciente de lixiviación:

- *Acumulación y redistribución de sales*

- *Acumulación y redistribución de calcita*
- *Acumulación y redistribución de sílice*
- *Acumulación y redistribución de arcilla*
- *Complejación y redistribución de Fe y Al*
- *Desilificación y concentración de óxidos resistentes*
- *Reducción y oxidación que originan pérdidas y concentraciones*

Todos estos procesos están mencionados con otros nombres en la lista de Buol et al. (1989), salvo «*Desarrollo de estructura*». Este proceso, también llamado *estructuración*, es denominado *formación de estructura* (Fanning y Fanning, 1989) y suele ser cuestionado como proceso separado porque sería el resultado de otros procesos como la pedoturbación. La descripción de procesos que realizan estos autores en su libro de texto, incluye dos procesos no mencionados en los listados precedentes: *sulfurización («sulfidization»)* y *sulfatación («sulfuricization»)*, términos introducidos por Fanning (1978). El primero se produce generalmente en sedimentos y suelos costeros saturados con agua de mar rica en sulfatos que se reducen a sulfuros. El segundo se produce cuando los sulfuros se oxidan por la presencia de condiciones aeróbicas, con la generación de ácido sulfúrico, alteración de los minerales presentes y formación de minerales autígenos como jarosita, yeso, óxidos de hierro, etc.

En nuestro país, Fadda (2005) reconoce cuatro procesos principales, cada uno de los cuales agrupa a procesos propiamente dichos en los que se describen las condiciones del medio, la organización del perfil, la secuencia de horizontes típica y los suelos clasificados según el sistema Taxonomía de Suelos:

- **Procesos ligados a la humificación**

Calcificación, Descalcificación, Brunificación o Empardecimiento, Lessivage (Ilimerización o Argiluviación), Podzolización

- **Procesos condicionados por fuertes contrastes estacionales**

Isohumismo, Vertisolización

- **Procesos basados en la alteración geoquímica**

Fersialitización, Ferruginación, Ferralitización

- **Procesos ligados a las condiciones físico químicas del lugar**

Carbonatación, Gleización o Hidromorfia (incluye: Pseudogley, Gley e Hidromorfia en materia-

Tabla 1.3. Procesos pedogenéticos según Buol et al. (1989).

1a	Eluviación	3* Salida de material desde una parte del perfil.
1b	Iluviación	3 Acumulación de material en un sector del perfil.
2a	Lavado	2 Salida de materiales solubles desde el solum.
2b	Enriquecimiento	1 Término general que designa la incorporación de materiales al suelo.
3a	Erosión superficial	2 Eliminación de materiales de la superficie del suelo.
3b	Acumulación	1 Incorporación de partículas minerales a la superficie del solum por el viento, el agua y/o la acción del hombre.
4a	Descalcificación	3 Reacciones que producen la eliminación de carbonato de calcio de uno o más horizontes.
4b	Calcificación	3 Procesos que incluyen la acumulación de CaCO ₃ en horizontes Ck y posiblemente en otros.
5a	Salinización	3 Acumulación de sales solubles (sulfatos y cloruros de Ca, Mg, Na y K) en horizontes salinos.
5b	Desalinización	3 Eliminación de sales solubles de horizontes salinos.
6a	Alcalinización (colonización, sodificación)	3 Acumulación de iones sodio en los sitios de intercambio del complejo coloidal del suelo.
6b	Desalcalinización (solodización)	3 Eliminación de iones y sales de sodio de los horizontes sódicos.
7a	Ilimerización (argiluviación)	3 Migración mecánica de partículas minerales finas desde los horizontes A a los horizontes B, produciendo en éstos enriquecimiento relativo de la fracción arcilla (por ej., en el horizonte argílico).
7b	Pedoturbación (bioturbación, argiliturbación, crioturbación, etc.)	3 Mezclado de los materiales del suelo por diversos agentes biológicos y físicos (acción de la fauna, ciclos de expansión contracción, congelamiento - descongelamiento, etc.).
8a	Podzolización	3,4 Migración química de Al y Fe y/o materia orgánica que conduce a una concentración de sílice (silicificación) en la capa eluviada.
8b	Desilicificación (ferralitización, ferritización, alitización)	3,4 Migración química de sílice desde el solum y concentración de sesquióxidos (goethita, gibbsita, etc.) en el solum, con formación o no de laterita y concreciones.
8c	Resilicificación	4 Formación de caolinita a partir de gibbsita en presencia de un exceso de Si(OH) ₄ en solución o formación de montmorillonita a partir de caolinita en presencia de grandes cantidades de Si(OH) ₄ a pH altos.
9a	Descomposición	4 Desintegración de materiales minerales y orgánicos.
9b	Síntesis	4 Formación de nuevas partículas de especies minerales y orgánicas.

*Los números indican las 4 categorías de procesos elementales consideradas por Simonson (1959), 1 Incorporaciones; 2 Pérdidas; 3 Translocaciones y 4 transformaciones.

Tabla 1.3. cont.

10a	Melanización	1,3 Oscurecimiento de materiales minerales no consolidados, inicialmente de colores claros.
10b	Leucinización	3 Decoloración de horizontes debido a la desaparición de materiales orgánicos oscuros, ya sea por transformación en otros más claros o por eliminación de esos horizontes.
11a	Acumulación de mantillo (" <i>littering</i> ")	1 Acumulación sobre la superficie del suelo mineral de restos orgánicos no transformados y humus asociado, hasta una profundidad de menos de 30 cm.
11b	Humificación	4 Transformación de materia orgánica fresca en humus.
11c	Paludización (" <i>paludization</i> ")	4 Procesos considerados por algunos investigadores como geogénicos más que pedogénicos. Incluyen la acumulación de depósitos profundos (más de 30 cm de espesor) como materiales sápricos (" <i>muck</i> ") y turba (Histosoles).
11d	Maduración (" <i>ripening</i> ")	4 Cambios químicos, biológicos y físicos en un suelo orgánico después que el aire penetra en el material previamente saturado con agua.
11e	Mineralización	4 Producción de sustancias inorgánicas simples por descomposición de la materia orgánica.
12a	Empardecimiento Rubificación Ferruginización	3,4 Liberación de hierro a partir de minerales primarios y dispersión de partículas de óxidos de hierro en cantidades crecientes. Su oxidación o hidratación progresivas otorgan a la masa del suelo colores parduscos, pardo rojizos y rojos.
12b	Gleización (Hidromorfismo)	3,4 Reducción del hierro en condiciones de saturación con agua, con formación de colores gris azulados o verdosos en la matriz, con presencia o no de moteados pardo amarillentos, pardos y negros y concreciones ferro-manganíferas.
13a	Ahuecamiento (esponjamiento mullimiento)	4 Aumento del volumen de poros por actividad de plantas, animales y el hombre, por congelamiento-descongelamiento y otros procesos físicos, o por eliminación de material debido a lavado.
13b	Endurecimiento	4 Disminución del volumen de poros por colapso y compactación, o por rellenamiento de vacíos con tierra fina, carbonatos, sílice u otros materiales.

les orgánicos, turba), Salinización, Sodización (incluye: Salinización, Sodización o Solonización y Solodización).

Resumiendo y simplificando las consideraciones de distintos autores, los procesos de formación se podrían diferenciar en tres niveles: 1) procesos generales, principales o básicos, 2) procesos propiamente dichos (macroprocesos) y 3) subprocesos (procesos elementales, micropro-

cesos). En el desarrollo de este y posteriores capítulos, debe entenderse que el término proceso hace referencia al segundo nivel, a menos que se indique otra cosa.

Antecedentes acerca de procesos pedogénicos en la Región Pampeana

En Argentina, Papadakis (1960) es uno de los primeros autores en describir los procesos pedogénicos).

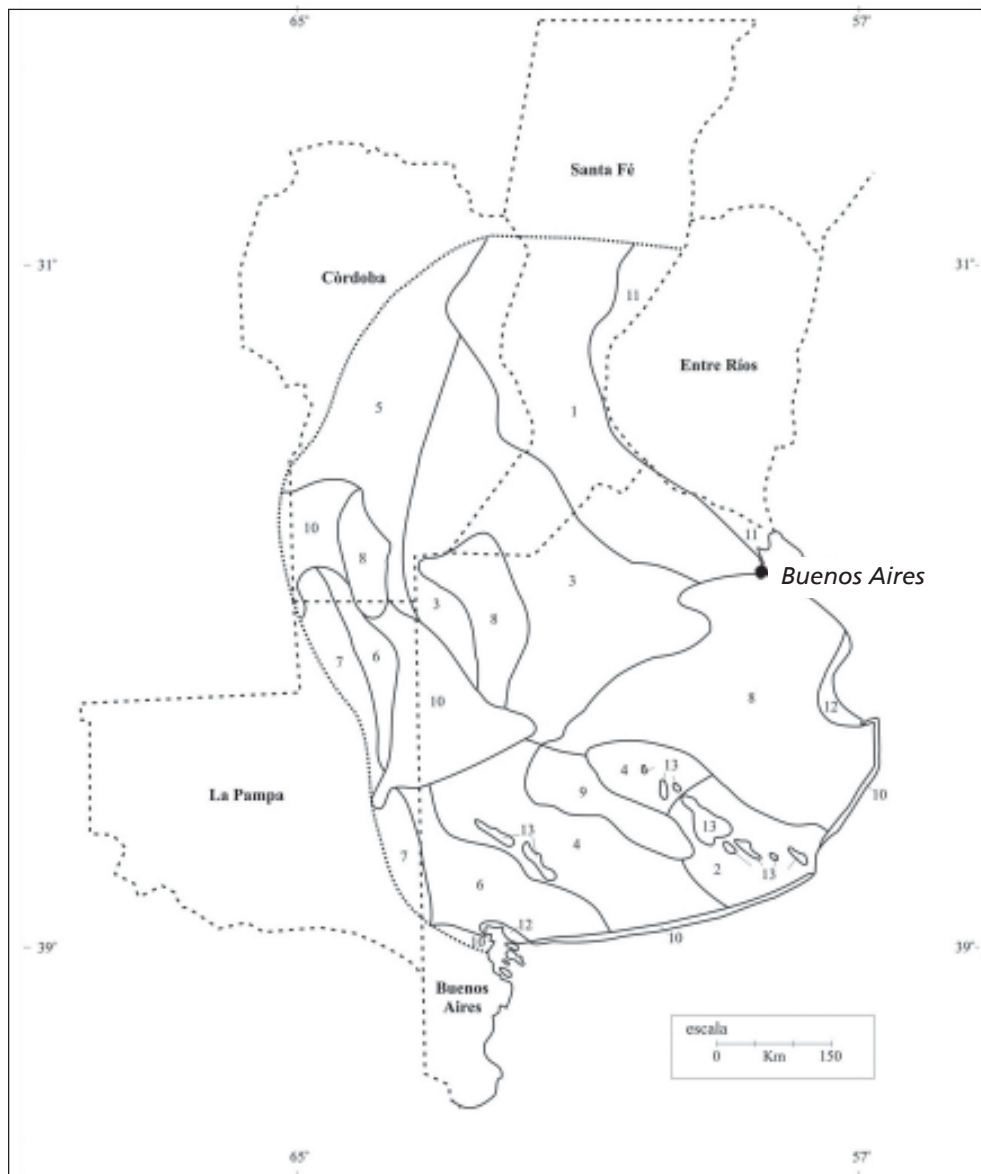


Figura 1.3. Mapa esquemático de suelos de la Región Pampeana: 1, Chernozoide con horizonte B textural, sin tosca; 2, Chernozoide con horizonte B textural, sin tosca; 3 Chernozoide sin B textural sin tosca; 4 Chernozoide sin horizonte B textural, sobre tosca; 5 Suelo Castaño oscuro, sobre tosca; 6 Suelo Castaño oscuro, sobre tosca; 7 Suelo Castaño Claro, sobre tosca; 8 Chernozoide de Vega y Castaño de Vega sin tosca; 9 Chernozoide de Vega y Castaño de Vega, sobre tosca; 10 Arena (Médanos, suelos arenosos y dunas marítimas); 11 Aluviales (depresión del Paraná, sin Entre Ríos); 12 Marismas; 13 Chernozoide de Montaña. (Miaczynski y Tschapek, 1965).

ticos de la Región Pampeana. Recopila el estado del conocimiento en el país y el mundo respecto a génesis, clasificación y cartografía y específicamente trata sobre las relaciones entre factores y procesos de formación. Destaca la influencia del clima en la formación de los suelos y trata de cuantificarla mediante índices; por ejemplo, la relación entre el índice humolítico (basado en las temperaturas máximas medias de cada mes) y la acumulación de materia orgánica.

Menciona que para que haya lavado no interesa tanto la relación iluviación/evapotranspiración anual sino el excedente de lluvia durante los períodos húmedos. Reconoce cuatro clases de sustancias según su solubilidad: 1) sesquióxidos de Fe y Al, prácticamente insolubles, 2) sílice, poco soluble, 3) carbonato de Ca, Mg y sulfato de Ca, varias veces más solubles que la sílice, pero aún soluble en escasa cantidad y 4) cloruros y sales alcalinas, muy solubles. Señala que en un mismo

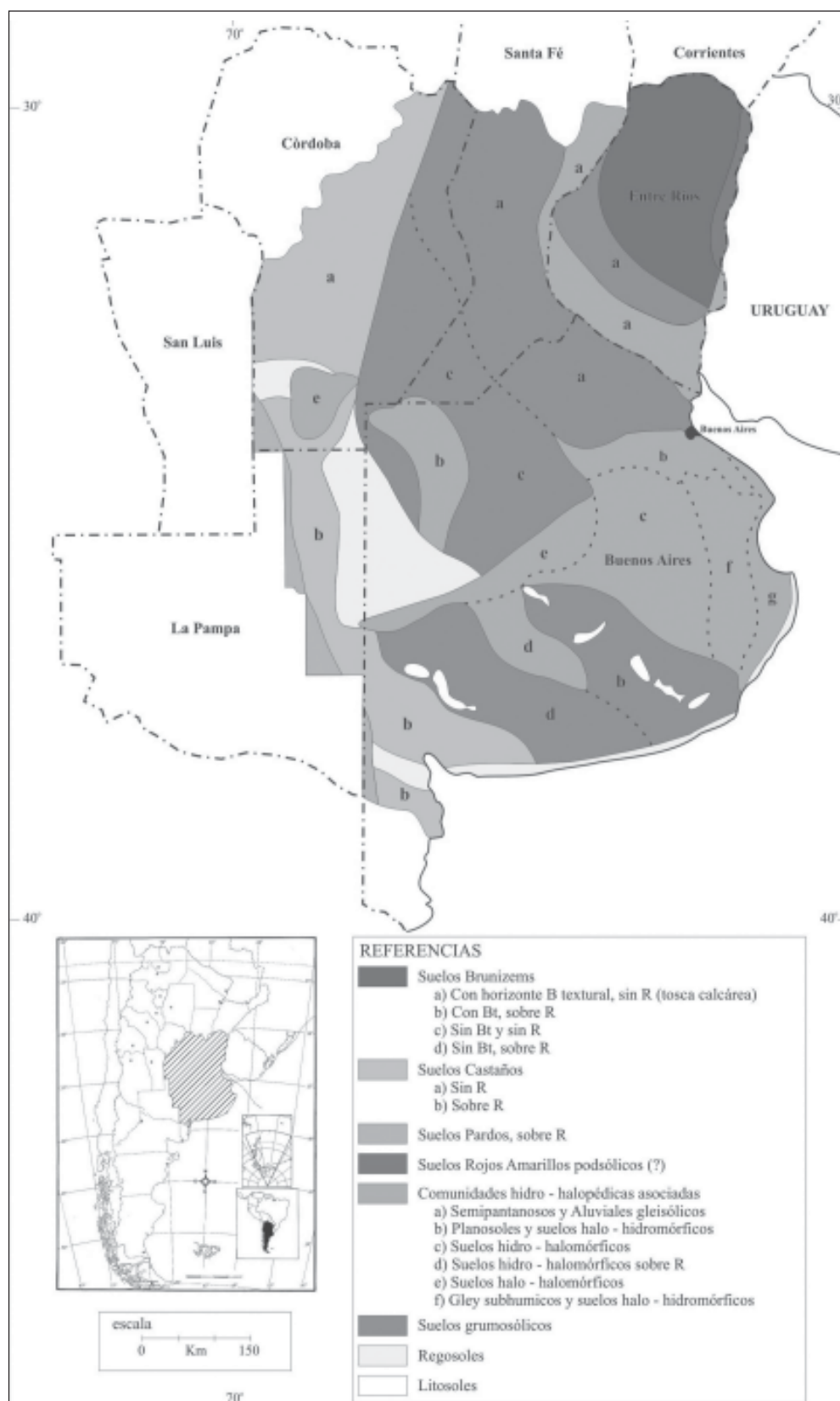


Figura 1.4. Grandes grupos de suelos según la clasificación de EE.UU. de 1949 (Bonfils, 1966).

Serie Las Gamas. Argialbol típico. Pampa Ondulada. Provincia de Buenos Aires (INTA, 1972)

Horizonte	Ap	A	A2	Bt1	Bt2	BC1	BC2	Ck
Profundidad (cm)	15	34	42	75	96	132	160	200+
Melanización								
Argiluviación								
Hidromorfismo								
Calcificación								

Serie General Guido. Natracuol típico. Pampa Deprimida (INTA, inédito)

Horizonte	A1	B21t	B22t	B31ca	B32ca	Cca
Profundidad (cm)	14	34	52	90	130	130+
Melanización						
Argiluviación						
Vertisolización						
Hidromorfismo						
Sodificación						
Salinización						
Calcificación						

Serie Pergamino. Argiudol típico. Pampa Ondulada (INTA, 1972)

Horizonte	Ap	A1	B1	B21t	B22t	B3	C
Profundidad (cm)	12	25	34	75	95	160	200+
Melanización							
Argiluviación							
Calcificación							

Serie Febré. Cromudert árgico, Dpto. Paraná, Entre Ríos (INTA, 1998)

Horizonte	Ap	B21	B22ca	B3ca	Cca
Profundidad(cm)	18	55	84	115	115+
Melanización					
Argiluviación					
Vertisolización					
Hidromorfismo					
Calcificación					

Serie Las Isletillas. Haplustol típico. Departamento Tercero Arriba Provincia de Córdoba (INTA - SMAG y RR Prov. Córdoba, 1987)

Horizonte	Ap	B	C1	C2ca
Profundidad (cm)	23	48	95	95+
Melanización				
Argiluviación				
Calcificación				

Haplustol éntico. Provincia de La Pampa. Departamento Atreucó (INTA-U.N. La Pampa-Prov. La Pampa, 1980)

Horizonte	A	AC	C
Profundidad(cm)	34	58	100+
Melanización			

Intensidad del proceso: Fuente  Moderada  Débil 

Figura 1.5. Intensidad de procesos pedogenéticos en algunos suelos de la Región Pampeana.

suelo pueden ocurrir simultáneamente procesos opuestos, ya que a distancias microscópicas o macroscópicas puede haber diferencias de reacción, de condiciones reductoras u oxidantes o de presencia de distintas sustancias, haciendo referencia así al concepto que más adelante se denominó *micrositio*.

Una regionalización de suelos de la Región Pampeana, afectados por distintos procesos pedogenéticos, fue realizada por Miaczynski y Tschapek en 1965 (Figura 1.3). Bonfils (1966) relaciona los procesos con los grandes grupos de suelos de la Región Pampeana según la clasificación de EE.UU de 1949 (Figura 1.4) con las equivalencias correspondientes al nuevo sistema (Séptima Aproximación). Según este autor los procesos se definen de acuerdo a las condiciones de alteración, el estado del complejo adsorbente y la naturaleza de las migraciones, distinguiendo nueve procesos: 1) *lixiviación*, 2) *podzolización*, 3) *calcificación*, 4) *laterización* o *ferralitización*, 5) *rubefacción*, 6) *salinización*, 7) *solonetización*, 8) *solodización* y 9) *gleización*. Este autor reconoce que no todos estos procesos se producen en la Región Pampeana. Por ejemplo, la podzolización se incluyó para advertir sobre su diferencia con el de lixiviación (actualmente ilimerización o argiluvación), como a veces ocurría en aquella época.

De acuerdo con la terminología actual, con los levantamientos cartográficos y estudios de génesis los principales procesos pedogenéticos reconocidos en la Región Pampeana son los siguientes: melanización, ilimerización (argiluvación), hidromorfismo, vertisolización (argiliturbación), sodificación, salinización y calcificación. Con excepción de la melanización que se encuentra en prácticamente en todos los suelos de la región con mayor o menor intensidad, el resto de los procesos presentan cierta regionalización. Así la ilimerización si bien está muy difundida, tiene mayor expresión hacia el Este (Pampa Ondulada, Pampa Deprimida, Pampa Llana Santafesina, Entre Ríos), el hidromorfismo tiene su mayor difusión areal en el Delta, la Pampa Deprimida y los Bajos Submeridionales, el proceso de sodificación coincide en muchas zonas con el hidromorfismo, principalmente en la Pampa Deprimida y áreas deprimidas (interdunas) de la Pampa Arenosa y Depresión de las Encadenadas. La salinización se extiende también en estas áreas aunque tiene menor expresión. La vertisolización tiene mayor difusión en la provincia de Entre Ríos, extendiéndose al sur de Corrientes, y con menor expresión en la provincia de Buenos Aires, en el este de la

Pampa Ondulada y Pampa Deprimida, especialmente en las llanuras costeras del río de la Plata y Ajó (Bahía de Samborombón).

En la mayoría de los suelos de la región, se desarrolla más de un proceso simultáneamente como por ejemplo melanización e ilimerización, hidromorfismo y sodificación (Figura 1.5). Cuando se encuentran evidencias de dos o más procesos incompatibles en el mismo perfil, debe suponerse que ellos evolucionaron en forma secuencial como ocurre con ilimerización y calcificación, ya que la presencia de calcáreo produce floculación de partículas de arcilla y dificulta su migración. En este caso, se habría producido en primer lugar el proceso de ilimerización y luego calcificación, hecho que la micromorfología permite comprobar. Se suelen contraponer los procesos de ilimerización y vertisolización no tanto por la incompatibilidad de ambos mecanismos, como en el caso anterior, sino porque la vertisolización puede destruir las evidencias de la ilimerización (destrucción de recubrimientos de arcilla por movimientos de expansión). De todas maneras ambos procesos son reconocidos en suelos de la Región Pampeana, por ejemplo Vertisoles de Entre Ríos (ver Capítulo 5). En algunos casos se debe introducir a la erosión y depositación como procesos pedogenéticos para entender la secuencia de horizontes de algunos suelos, como los Subgrupos tauto-árgico o tauto-nátrico. En este caso, la presencia de este suelo poligenético se explica por la erosión de los horizontes superficiales, la depositación de material sobre el horizonte Bt aflorante y la melanización del material nuevo.

Como se dijo al comienzo del capítulo, la presencia de un proceso se puede deducir a partir de las propiedades del suelo, ya sean morfológicas (color, abundancia de barnices de iluvación de arcilla, superficies de deslizamiento, rasgos hidromórficos, etc.), físicas (densidad, COLE, etc.), químicas (contenido de materia orgánica, sodio intercambiable, carbonato de calcio, etc.). De tal manera, se representa en la Figura 1.5 la intensidad de algunos de procesos sobre la base de la expresión de sus propiedades que se desarrollan en algunos suelos representativos de la Región Pampeana.

Los procesos pedogenéticos y las clasificaciones de suelos

Las primeras clasificaciones genéticas del suelo surgieron en Rusia a fines del siglo XIX y princi-

pios del siglo XX y estaban basadas en los nuevos conceptos de Dokuchaiev. El propio Dokuchaiev elaboró una clasificación en 1879 antes de presentar su tesis sobre el Chernozem ruso (1948). El sistema tenía dos clases en su nivel más alto: suelos normales y suelos anormales. Los suelos normales comprendían los suelos vegetales y suelos pantanosos, incluyendo en los primeros a los suelos grises del norte, chernozems, castaños y solonchaks rojos. Según Fanning y Fanning (1989) la clasificación, a pesar de carácter esquemático, se apartaba considerablemente de los sistemas usados hasta entonces, basados en la geología, aunque subsistían resabios de las clasificaciones tradicionales. Dokuchaiev modificó su sistema en 1886 y 1900. A ellos siguieron en Rusia otras clasificaciones, también basadas en aspectos genéticos, como las de Sibirtsev (1901) y la de Glinka de 1921 (Glinka, 1927), que trascendieron fuera de Rusia. El sistema de Sibirtsev tenía muchas semejanzas con el último de Dokuchaiev e incluía en su nivel más alto, a tres clases que han persistido como categorías formales o conceptos genéticos: suelos *zonales* o completos, suelos *intrazonales* y suelos *azonales* o incompletos. Estas clases eran divididas en tipos, relacionados con procesos más o menos bien definidos, salvo en los suelos azonales en los cuales el desarrollo es mínimo:

Suelos Zonales: Lateríticos, pulverulentos eólicos (Sierozem), de desierto, Chernozem, Grises de bosque, Podzol y de Tundra

Suelos Intrazonales. Solonetz, Pantanosos y Húmicos carbonatados

Suelos Azonales. esqueléticos, gruesos (brutos) y aluviales.

En Estados Unidos, una de las primeras clasificaciones (Coffey, 1912) fue influida por la escuela rusa, aunque según Smith (1983) sus ideas eran demasiado avanzadas para la época. Posteriormente surgieron en este país las clasificaciones de Marbut (1921, 1928) y de Baldwin et al. (1938), modificada en 1949 (Thorp y Smith, 1949), también basadas en gran parte en conceptos genéticos. A ellas pueden agregarse más tarde las clasificaciones francesas, australiana y canadiense, entre otras.

Durante la década de 1940 se advirtieron en EE.UU. crecientes dificultades para clasificar el gran número de series de suelos (alrededor de 5000) en categorías superiores del sistema vigente. Las dificultades surgían del hecho que las ca-

tegorías (por ejemplo, grandes grupos) no eran definidas con precisión; ello implicaba que algunas series no pudiesen ser ubicadas en ningún gran grupo o que otras fueran clasificadas en más de uno. Ello impulsó a elaborar un sistema totalmente nuevo, basado en una definición rigurosa de las distintas categorías a partir de las propiedades de los suelos. El nuevo sistema se elaboró a través de sucesivas «aproximaciones» a partir de 1951, alcanzando mayor difusión con la Séptima Aproximación (Soil Survey Staff, 1960) y luego con el sistema consolidado (Soil Taxonomy o *Taxonomía de Suelos* (Soil Survey Staff, 1975). Smith (1983), uno de los principales autores del nuevo sistema, afirma que las definiciones rigurosas sólo se podían elaborar a partir de propiedades medibles u observables, ya que los procesos no siempre se conocen y rara vez se pueden observar o medir; por otro lado, si un conjunto de procesos ha dominado en la evolución de un suelo, habrá dejado su impronta en forma de determinados horizontes y rasgos. De todas maneras, Smith reconoce que la génesis de suelos es muy importante para la clasificación y, aunque no aparezca en las definiciones de las unidades taxonómicas, las subyace. Al respecto, y haciendo referencia a la Séptima Aproximación, Cline y Johnson (1963) sugieren que la elección de determinadas características para definir una categoría se basa en que las mismas representan determinadas clases o grados de procesos.

La clasificación de FAO-UNESCO de 1974 adoptó criterios similares a los de la nueva clasificación norteamericana, por ejemplo en la definición de horizontes de referencia, aunque agrupando a las unidades del primer nivel según procesos pedogénéticos. Por ese motivo es considerado un sistema combinado, basado tanto en las propiedades como en los procesos (Bockheim y Gennadiyev, 2000). Sin embargo, estos autores estiman que las nuevas versiones (sistema WRB) tienden a aumentar la similitud con Taxonomía de Suelos al dar mayor énfasis a las propiedades. La relación entre los procesos pedogenéticos y los distintos taxones de Taxonomía de Suelos y WRB se indican en la Tabla 1.4.

El enfoque genético tradicional de las clasificaciones rusas (clasificaciones de Dokuchaiev, Sibirtsev, Gerasimov) es reemplazado en tiempos recientes por esquemas que, sin abandonar el enfoque genético, otorgan mayor énfasis a las propiedades (Bockheim y Gennadiyev, 2000). Es-

Tabla 1.4. Presencia de procesos pedogenéticos en unidades taxonómicas de los sistemas Taxonomía de Suelos y WRB.

Proceso	Unidades taxonómicas	
	Taxonomía de Suelos	WRB
Ilimerización (Argiluviación)	Alfisoles, Ultisoles Aridisoles (Argides) Molisoles, Gran Grupo kandi- de Oxisoles, Subgrupos álficos de Espodosoles	Planosoles
Melanización	Molisoles , Inceptisoles (Umbreptes), Grandes Grupos umbr- de Alfisoles y Ultisoles, Grandes Grupos hum- de Inceptisoles	Chernozems, Phaeozems, Kastanozems,
Gleización (Hidromorfismo)	Subórdenes acu- de todos los Órdenes, excepto Aridisoles y Gelisoles, Grandes Grupos acu- en Aridisoles y Gelisoles	Gleisoles, Estagnosoles
Vertisolización	Vertisoles , Subgruposvérticos de Alfisoles, Aridisoles, Entisoles, Molisoles y Ultisoles	Vertisoles
Solonización	Grandes Grupos natr- de Alfisoles, Aridisoles, Molisoles y Vertisoles	Solonetz
Solodización	Grandes Grupos natr- de Alfisoles y Molisoles	Solonetz
Salinización	Aridisoles (Salides), Grandes Grupos hal- de Inceptisoles, Grandes Grupos sal- de Aridisoles y Vertisoles	Solonchaks
Enriquecimiento biológico de bases	Alfisoles, Molisoles , Grandes Gruposéútricos de Inceptisoles	Chernozems, Phaeozems, Kastanozems
Andisolización	Andisoles , Gran Grupo ándico de Espodosoles	Andosoles
Paludización	Histosoles , Grandes Grupos hísticos de Gelisoles	Histosoles
Ferralitización	Oxisoles	Ferralsoles
Podzolización	Espodosoles ; Subrupos espódicos de Entisoles y Andisoles	Podzoles
Lavado de bases	Espodosoles, Ultisoles , Grandes Grupos distr- de Inceptisoles y Vertisoles	Podzoles,
Crioturbación	Gelisoles	Crisoles
Calcificación	Aridisoles (Calcides, Gipsides), Grandes Grupos calci- de Aridisoles, Molisoles y Vertisoles	Calcisoles
Silicificación	Aridisoles (Durides), Grandes Grupos dur- de Alfisoles, Aridisoles, Inceptisoles, Molisoles, Espodosoles y Vertisoles	Durisoles
Antrosolización	Entisoles (Arentes), Inceptisoles (Antreptes), Subgruposantrópicos de Aridisoles e Inceptisoles	Antrosoles, Tecnosoles

Basado en Bockheim y Gennadiyev, (2000).

tas clasificaciones, que se pueden considerar mixtas, fueron elaboradas por Fridland (1982), Shishov y Sokolov (1990) y Shishov et al. (1997).

¿Por qué conocer los procesos pedogenéticos?

La génesis de suelos y, específicamente, los procesos pedogenéticos, distan de ser temas puramente teóricos, sino que su conocimiento es la base para desarrollar aspectos aplicados. El conocimiento de los procesos que tienen lugar en los suelos es esencial para la clasificación y manejo de los mismos de manera lógica. Además, permite explicar su distribución, facilitando la elaboración de cartografía básica y utilitaria (Schaetzl y Anderson (2005). Por otro lado, Bockheim y Gennadiyev (2000) afirman que sólo a través del conocimiento de los procesos que

formaron los suelos es posible predecir los cambios que ellos pueden experimentar al modificarse algunos de los factores, como las precipitaciones, las temperaturas o la intervención antrópica.

Los autores consideran que la evolución de los conocimientos de suelos en el país, y principalmente en la Región Pampeana, necesitan y justifican una presentación y síntesis de los principales factores de formación de los suelos para un mejor conocimiento y con ello el destino de uso y manejo de las tierras para obtener un mayor rendimiento en el tiempo y espacio, así como el menor impacto ambiental. Aprovechar los potenciales y la resiliencia de los suelos en una necesidad y un desafío para los profesionales de varias ciencias que necesitan estos conocimientos para una mejor toma de decisiones sobre bases sólidas.

Bibliografía

- Andriulo, A., Cordone, G., 1998. Impacto de labranzas y rotaciones sobre la materia orgánica de los suelos de la región pampeana húmeda. En: Siembra directa. Panigatti, J.L. (Ed.). Secretaría de Agricultura Ganadería Pesca y Alimentación. INTA. 65-96.
- Arnold, R.W., 1983. Concepts of soils and pedology. En: Pedogenesis and Soil Taxonomy. I. Concepts and interactions. Wilding, L.P., Smeck, N.E., Hall, G.F. (Eds.). Developments in Soil Science 11A. Elsevier, Amsterdam. 1-21.
- Arnold, R.W., Szabolcs, I., Targulian, V.O. (Eds.), 1990. Global soil change. Institute for Applied Systems Analysis. Laxenburg. Austria.
- Baize, D., 2004. Petit lexique de pédologie. Editions INRA. Paris. 271 pp.
- Baldwin, M., Kellogg, C.E., Thorp, J., 1938. Soil classification. En: Soils and Men. Yearbook of Agriculture 1938. USDA. 979-1001.
- Bockheim, J.G., Ugolini, F.C., 1990. A review of pedogenic zonation in well-drained soils of the southern circumpolar region. Quaternary Research 34, 47-66.
- Bockheim, J.G., Gennadiyev, A.N., 2000. The role of soil-forming processes in the definition of taxa in Soil Taxonomy and the World Soil Reference Base. Geoderma 9, 53-72.
- Bonfils, C.G., 1966. Rasgos principales de los suelos pampeanos. INTA. 66 pp.
- Brinkman, R., 1970. Ferrolisis, a hydromorphic soil forming process. Geoderma 3, 199-206.
- Buol, S.W., 2006. Pedogenic processes and pathways of horizon differentiation. En: Soils: basic concepts and future challenges. Certini, G., Scalenghe, R. (Eds.). Cambridge University Press, Cambridge, UK. 11-21.
- Buol, S.W., Hole, F. D., McCracken, R.J., 1989. Soil genesis and classification. 3a. ed. Iowa State University Press, Ames. 446 pp.
- Byers, H.G., Kellogg, C.E., Anderson, M.S., Thorp, J., 1938. Formation of soil. En: Soils and Men. Yearbook of Agriculture 1938. USDA. 948-978.
- Carter, B.J., Inskeep, W.P., 1988. Accumulation of pedogenic gypsum in western Oklahoma soils. Soil Science Society of America Journal 52, 1107-1113.
- Chadwick, O.A., Graham, R.C., 2000. Pedogenic processes. En: Handbook of soil science. Sumner, M.E. (Ed.). RCS Press. Boca Raton, Florida. E41-E75.
- Cline, A.J., Johnson, D., 1963. Threads of genesis in the Seventh Approximation. Soil Science Society of America Proceedings 27, 220-222.
- Coffey, G.N., 1912. A study of soils in the United States. USDA. Bureau of Soils Bulletin 85. USDA, U.S. Gov. Print. Office. Washington DC.
- Dokuchaiev, V.V., 1948. Selected works of V.V. Dokuchaiev. (Traducción del ruso por N. Kaner. Israel Programa for Scientific Translations. Jerusalem, 1967. 419 pp.).
- Fadda, G.S., 2005. Procesos pedogenéticos fundamentales. Edafología. Facultad Ciencias Agrarias y Zootecnia. Universidad Nacional de Tucumán (Dirección Internet: [http://www.edafo.com.ar / Paginas/descargas.html](http://www.edafo.com.ar/Paginas/descargas.html)).
- Fanning, D.S., 1978. Soil. Morphology, genesis and geography. Department of Agronomy, University of Maryland, College Park.
- Fanning, D.S., Fanning, M.C.B., 1989. Soil. Morphology, genesis and classification. John Wiley & Sons, Inc. New York. 394 pp.
- Fridland, V.M., 1982. Major problems of basic soil classification and programme for its development. Nauka Publ. Moscú
- Gerasimov, I.P., 1973. Elementary soil forming processes as the base for genetic soil diagnosis. Pochvovedeniye 5, 133-151.
- Gerasimov, I.P., 1975. Experimental genetic identification of the soils of the USSR on the basis of elementary soil processes. Pochvovedeniye 5, 5-9.
- Gerasimov, I.P., 1980. FAO-UNESCO world soils units in the light of the concept of elementary soil processes (ESP). Soviet Soil Science 2, 148-157.
- Glinka K.D., 1927. The great soil groups of the world and their development. (Traducido del alemán por C.F. Marbut. Edward Bros. Ann Arbor, Michigan. 150 pp.).
- Hein, W H de, Panigatti, J.L., Pirollo, T.V., 1981. Nitrógeno del agua de lluvia de Rafaela. Publicación Técnica 17. INTA EERA Rafaela. 17 pp.
- INTA, 1972. Carta de Suelos de la República Argentina Hoja 3360-32. Pergamino. Instituto de Suelos. Buenos Aires. 106 pp.

- INTA, 1998. Carta de Suelos de la República Argentina, Departamento Paraná. Entre Ríos. Escala 1:100.000. Estación Experimental Agropecuaria Paraná. Serie Relevamiento de Recursos Naturales 17.
- INTA-SMAGyRR Provincia de Córdoba, 1987. Carta de Suelos de la República Argentina. Hoja 363-2 Oliva. Córdoba. 83 pp.
- INTA-Provincia de La Pampa-U.N. La Pampa, 1980. Inventario integrado de los recursos naturales de la provincial de La Pampa. Buenos Aires. 493 pp. y mapas.
- Jenny, H., 1941 Factors of soil formation. A system of quantitative pedology. McGraw-Hill. New York (Reedición, 1994. Dover Publications, Inc. New York. 281 pp).
- Johnson, D.L., Watson-Stegner, D., 1987. Evolution model of pedogenesis. *Soil Science* 143, 349-366.
- Johnson, D.L., Hole, F.D., 1994. Soil formation theory: a summary of its principal impacts on Geography, Geomorphology, Soil-Geomorphology, Quaternary Geology and Paleopedology. *Soil Science Society of America Special Publication* 33, 111-126.
- Marbut, C.F., 1921. The contribution of soil surveys to soil science. *Proceedings of the Society for the Promotion of Agricultural Science* 41:116-142.
- Marbut, C.F., 1928. A scheme of soil classification. *First International Congress of Soil Science*.(USA, 1927). 4, 1-31.
- Miaczynski, C.R.O., Tschapek, M., 1965. Los suelos de estepa de la región pampeana. *Revista de Investigaciones Agropecuarias. Serie 3, Clima y Suelo* 2, 35-79 y láminas.
- Panigatti, J.L., 1975. Genetic and induced properties of Mollisols of the northern pampa, Argentina. Tesis Doctoral. Universidad del Estado de Michigan. 86 pp.
- Papadakis, J., 1960. Avances recientes en pedología. Relato Sesión Comisión Génesis, Clasificación y Cartografía. Primera Reunión Argentina de la Ciencia del Suelo. Buenos Aires, 1959. IDIA. INTA Suplemento 1. 135-147.
- Paton, T.R., 1978. The formation of soil material. Allen and Unwin. Boston, MA. 143 pp.
- RAE, 2001. Diccionario de la lengua española. Real Academia Española. 22a. edición (Versión on-line).
- Rode, A.A., 1961. The soil forming process and soil evolution. Israel Program for Scientific Translations. Jerusalem. (Versión original en ruso, 1947. Moscú, OGIZ. 92 pp.).
- Schaetzl, R.J., Anderson, S., 2005. Soils: genesis and geomorphology. Cambridge University Press. Cambridge, New York. 817 pp.
- Shishov, L.L., Sokolov, I.A., 1990. Soil classification. En: Genetic classifications of the USSR. USSR State Comm. for Environ. Protection. Moscow. 77-93.
- Shishov, L.L., Tonkonogov, V.D., Lebedeva, I.I., 1997. Russia soil classification. V.V.Dokuchaiev Soil Science Institute. Russian Acad. Agric. Sci. Moscow. 236 pp.
- Sibirtsev, N.M., 1901. Russian soil investigations. (Traducido y condensado por P. Fireman. Experiment Station Record, USA Part I: 12, 704-712. Part II: 12, 807-818).
- Simonson, R.W., 1959. Outline of a generalized theory of soil genesis. *Soil Science Society of America Proceedings* 23, 152-156.
- Smith, G.D., 1983. Historical development of Soil Taxonomy. Background. En: Pedogenesis and Soil Taxonomy. I. Concepts and interactions. Wilding, L.P., Smeck, N.E., Hall, G.F. (Eds.). *Developments in Soil Science* 11A. Elsevier, Amsterdam. 23-49.
- Soil Survey Staff, 1960. Soil classification, a comprehensive system. 7th approximation. USDA. Washington. 503 pp.
- Soil Survey Staff, 1975. Soil Taxonomy. A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys. *Agricultural Handbook* 436. Washington, DC. 754 pp.
- Stahr, K., 1990. Stofflagerung in Böden und Landschaften. En: Gedächtniskolloquium «Ernst Schlichting» . Tagungsband. Stahr, K., Blume, H.P., Jahn, R. (Eds.). *Hohenheimer Arbeiten. Hohenheim*. 58-68.
- Targulian, V.O., 2005. Elementary pedogenic processes. *Eurasian Soil Science* 38, 1255-1264.
- Targulian, V.O., Sokolov, I.A., 1978. Structural and functional approaches to soil: soil-memory and soil-moment. *Mathematical Methods in Ecology*. Nauka. Moscú. 66-75. En ruso.
- Targulian, V.O., Sokolova, T.A., 1996. Soil as bio- abiotic natural system; a reactor, memory and regulator of biospheric interactions. *Eurasian Soil Science* 29, 34-47.
- Targulian, V.O., Goryachkin, S.V., 2004. Soil memory: types of record, carriers, hierarchy and diversity. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 21, 1-8.
- Targulian, V.O., Krasilnikov, P.V., 2007. Soil system and pedogenic processes: self-organization, time scales and environmental significance. *Catena* 71, 373-381.
- Thorp, J. , Smith, G.D., 1949 Higher categories of soil classification. *Soil Science* 67, 117-126.
- Yaalon, D.H., 1970. Soil forming processes in time and space. En: *Paleopedology*. Yaalon, D.H. (Ed.). Amsterdam, Elsevier. 29-39.

Capítulo 2

Proceso de melanización

Introducción

Con el nombre de *melanización* (del griego mélas: negro) se conoce a las modificaciones del material del suelo, principalmente de tipo químico y bioquímico, que conducen a su oscurecimiento por incorporación de compuestos orgánicos, provenientes de restos vegetales y en menor medida de restos animales. Otras sustancias, como los óxidos de Mn, pueden dar matices negros al suelo, pero generalmente se excluyen de este proceso. Buol et al. (1989) definen a la melanización como «el oscurecimiento de los materiales iniciales y no consolidados de color claro por incorporación de materia orgánica». Es opuesto al proceso de *leucinización* (del griego leukós: blanco) que consiste en la decoloración de los horizontes del suelo por la desaparición de los materiales orgánicos oscuros, ya sea por translocación o por transformación en compuestos de color claro. Fadda (2005) denomina *isohumismo* a la melanización, definido como la incorporación profunda de materia orgánica de color oscuro, estabilizada por maduración. Dentro de los procesos fundamentales lo ubica en los condicionados por fuertes contrastes estacionales, que producirían fuerte humificación biológica, neoformación de arcillas 2:1 y descarbonatación total o parcial del horizonte humífero. Chadwick y Graham (2000) se refieren al proceso como «acumulación y alteración de materia orgánica».

La escuela francesa parece extender los cromógenos responsables de la melanización a otros componentes además de la materia orgánica (MO). Así, Gaucher (1971) define a la melanización como los procesos que colorean al suelo de negro debido a la acumulación progresiva de humus que recubre las partículas minerales del suelo, aunque también puede presentarse en suelos sódicos por formación de humatos de color negro, en suelos hidromórficos por acumulación de humus, manganeso o sulfuro de hierro. Por otro lado, Baize (2001) consigna un significado más restringido a este proceso: adquisición de color negro o muy oscuro en horizontes de suelos arcillosos por penetración de pequeñas cantidades de MO entre láminas de arcilla.

La melanización es un proceso general que comprende cinco procesos específicos (Hole y Nielsen, 1970):

- 1 - Penetración de las raíces en el suelo.
- 2 - Descomposición parcial de los materiales or-

gánicos en el suelo, con producción de compuestos estables, oscuros.

- 3- Mezclado del material del suelo por diversos organismos (lombrices, hormigas, larvas, roedores, etc.).

- 4- Eluviación e iluviación de coloides orgánicos junto con otros coloides minerales por grietas y acumulación como revestimientos sobre caras de agregados.

- 5- Formación de residuos ligno-proteicos resistentes, que otorgan colores oscuros al suelo.

La incorporación de restos orgánicos de escaso espesor (<30 cm) poco o nada transformados sobre la superficie se excluye del proceso de melanización y es designada por Buol et al. (1989) como *acumulación de mantillo* («*littering*»). Esta situación se produce en ambientes donde las bajas temperaturas y/o falta de oxígeno por saturación con agua dificultan o impiden la actividad de microorganismos responsables de la transformación de los restos. En estos casos, se generan horizontes orgánicos donde las estructuras de los materiales vegetales son generalmente visibles en su mayor parte (horizontes Oi). Tampoco se incluye dentro del proceso de melanización a la acumulación de depósitos profundos (>30 cm) de materia orgánica en ambientes fuertemente reductores tales como turberas. Este proceso es denominado por Buol et al. (1989) *paludización* («*paludization*», del Latín *palustris*: palustre, pantanoso), y sería para algunos autores más de tipo geogénico que pedogénico.

Historia del proceso

La melanización no se reconoció inicialmente como proceso diferenciado a pesar de su manifestación cercana a la superficie, la amplia difusión y vinculación con usos agrícolas. Así, no se menciona en el capítulo sobre procesos que precede a la clasificación de 1938 (Byers et al., 1938) en los Estados Unidos. Al describir la génesis de los suelos de pastizal se hace referencia al proceso de *calcificación*, destacando la traslocación de carbonatos, sin mencionar la acumulación de materia orgánica como proceso específico. Aún en textos relativamente recientes (Fanning y Fanning, 1989) se incluye a la melanización en el proceso de calcificación; en este caso como un subproceso («*narrow process*») definido como: «descomposición subsuperficial de material orgánico en presencia de bases que produce humatos de calcio». De todas maneras, el término melanización implica un concepto más amplio que el de calcificación pues involucra a suelos donde la presencia de calcio puede no desempeñar un papel fundamental.

Para las escuelas europeas una de las formas más avanzadas de humificación corresponde al humus *mull*, término atribuido a Müller (1887). Según Kubiëna (1953) se trata de una forma de humus que se encuentra en ambientes de clima templado, en suelos bien drenados, con contenidos suficientemente altos de arcilla y nutrientes y una cobertura vegetal que provee restos de fácil descomposición. Los restos orgánicos reconocibles están prácticamente ausentes, habiéndose transformado en sustancias húmicas de color gris oscuro, castaño grisáceo o negruzco que se adsorben fuertemente a las partículas de arcilla formando complejos arcillo-húmicos.

En la Argentina la melanización, u otro término equivalente, tampoco se incluyó en las primeras descripciones de los procesos pedogenéticos de la Región Pampeana. Siguiendo la tendencia mencionada se consideró a la calcificación como proceso que tiene lugar muy típicamente bajo vegetación natural de estepa o de matorral en climas húmedos y subhúmedos, hasta los desérticos (Bonfils, 1966). Este autor dice que en la Región Pampeana más del 80 % de los suelos con aptitud agropecuaria tienen su origen en el proceso de calcificación, que contribuye a la formación de los suelos *desérticos* y *chernozémicos*. Los suelos chernozémicos se desarrollan bajo vegetación de estepa, que proporciona materia orgánica más o menos abundante y muy rica en calcio. Al diferenciarlos por el grado de humedad y de lixiviación de los carbonatos se separan en: *Brunizems* (lixiviación de carbonatos prácticamente en todo el solum), *Chernozems* (lixiviación completa o casi completa en los horizontes superiores) y *Castaños* (lixiviación siempre incompleta en los horizontes superiores). Brunizems y Castaños son los suelos más ampliamente representados en la Región Pampeana con evidente melanización (Figura 1.4).

Distribución del proceso

El proceso de melanización tiene amplia difusión geográfica, ya que la incorporación de componentes orgánicos a la fracción mineral, con el consiguiente oscurecimiento de la parte superior del perfil constituye uno de los primeros pasos en la formación del suelo y permite diferenciarlo de un sedimento. De todas maneras, la intensidad del proceso es variable, alcanzando su máxima expresión en suelos de pastizales (pradera y estepas), por el gran aporte subsuperficial de componentes orgánicos que proveen las raíces de gramíneas; se hallan en latitudes medias con climas semiáridos a húmedos, con contrastes más o menos pronunciados de temperatura; muchos

se han formado a partir de material originario loésico difundido principalmente en sur de Rusia, Ucrania, norte de Kazajstán, norte de China, centro de EE.UU., centro-sur de Canadá, Uruguay y la Región Pampeana de la Argentina. La influencia de la vegetación y el clima se refleja por ejemplo en el nombre del suborden, *Suelos de colores oscuros de vegetación gramínea de regiones semiáridas, subhúmedas y húmedas*, incluido en el Orden Zonal en la clasificación de EE.UU. de 1938 (Baldwin et al., 1938).

Dinámica de la materia orgánica

Los restos orgánicos de todo tipo que llegan al suelo, tanto de origen vegetal o animal, constituyen la fuente de MO del suelo. Estos residuos están formados por una amplia variedad de sustancias. La gran mayoría de ellas (alrededor del 95%) está constituida por celulosa, hemicelulosas, lignina y sustancias nitrogenadas como las proteínas, con una porción menor de fenoles, aminoácidos libres, azúcares y numerosos productos del metabolismo secundario de las plantas (Haider, 1994). Los restos son transformados por la mesofauna y los microorganismos del suelo. Estos últimos se encargan de la biodegradación de la lignina (*lignolisis*), celulosas (*celulolisis*), proteínas (*proteolisis*), etc. mediante enzimas específicas, dando como resultado dos grupos de compuestos (Figura 2.1):

a) por un lado se generan sustancias minerales solubles o gaseosas (NH_3 , CO_2 , NO_3^- , SO_4^{2-} etc.). Este proceso de simplificación se desarrolla más o menos rápidamente, dependiendo de las condiciones del medio y del tipo de restos orgánicos, y se denomina *mineralización rápida* o *mineralización primaria*. Por ejemplo, bajo clima templado el 80-90 % del carbono de la celulosa se transforma en CO_2 en medio año. En cambio, los materiales con altos contenidos de lignina, como paja de trigo o tejidos leñosos, se degradan más lentamente y en igual período sólo se mineraliza entre 30 a 60 % (Haider, 1994). También influyen características del suelo, como la textura y la estructura. Así, los materiales orgánicos son degradados con dificultad por los microorganismos cuando están adsorbidos sobre partículas de arcilla (ver Formación de complejos arcillo-húmicos) o cuando se encuentran en poros de diámetro menor a $3 \mu\text{m}$ ya que allí son inaccesibles para los bacterios; además, en los microporos el acceso de oxígeno está restringido ya que permanecen más tiempo ocupados por agua (Baldock y Nelson, 2000).

b) Por otro lado, otra parte de los residuos orgánicos, especialmente aquella más compleja, experimenta transformaciones por diversos mecanismos, englobados bajo el concepto general de *humificación* y sobre los que existen varias teorías (Véase Formación de las sustancias húmicas). De tal manera se originan compuestos más o menos complejos denominados *sustancias húmicas*. Estos nuevos compuestos también se pueden mineralizar pero, en razón de su mayor complejidad, a un ritmo apreciablemente más lento que los restos orgánicos originales, por lo cual este proceso se denomina *mineralización lenta* o *mineralización secundaria*. Se originan así compuestos simples similares a los provenientes de la mineralización rápida (Figura 2.1).

Durante la descomposición inicial de los restos orgánicos la mineralización rápida desempeña la principal función y las moléculas orgánicas experimentan una simplificación. Por el contrario, la humificación que sucede a esta fase inicial involucra principalmente procesos de síntesis, de edificación de moléculas nuevas más estables por vía microbiana o físico-química. Al respecto, Schroeder (1984) establece a título ilustrativo un paralelismo entre componentes orgánicos y minerales y procesos que los involucran (Tabla 2.1).

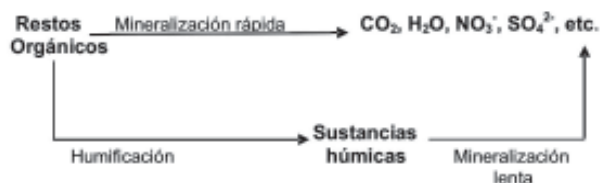


Figura 2.1. Evolución de la materia orgánica.

El camino evolutivo de la materia orgánica (mineralización versus humificación) depende principalmente de tres parámetros (Vázquez, 2007):

1. Relación carbono/nitrógeno de los restos orgánicos. Cuanto más se acerque a la relación C/N de los microorganismos (8-10) más se facilitará el ataque microbiano. Si se compara la relación C/N de trigo (80-100), maíz (60) y soja (25-40) se deduce que los rastrojos de trigo tendrán mayor tendencia a la humificación y los de soja a la mineralización.
2. Cantidad de precursores húmicos de residuos (compuestos fenólicos y quinónicos contenidos principalmente en la lignina). Cuanto mayor es la cantidad de estos compuestos mayor es la tendencia de un residuo a la humificación.
3. Temperatura. Para una determinada región, la temperatura del suelo varía, entre otros facto-

res, según el tipo de cultivo: es mayor en cultivos en hilera que en cultivos densos, por que en los primeros hay mayor superficie expuesta a la radiación solar, favoreciendo la mineralización. Otros factores ambientales estrechamente vinculados, que pueden influir en la relación mencionada son la aireación y humedad del suelo.

Constitución de la materia orgánica del suelo

La materia orgánica del suelo (MOS) es la principal responsable del proceso de melanización, por tanto se pondrá especial énfasis en el tratamiento de la composición, origen, evolución, funciones y manejo, así como sus implicancias ambientales. Aún quedan muchos puntos sin dilucidar, con respecto a la estructura y mecanismos de formación de la materia orgánica humificada o sustancias húmicas, a pesar de los avances logrados últimamente. Hayes y Clapp (2001) mencionan dos circunstancias que han impulsado el estudio de la materia orgánica del suelo en tiempos recientes. Una de ellas ha sido el descubrimiento del posible efecto mutagénico y carcinogénico que producen los ácidos fúlvicos y húmicos disueltos en aguas para consumo humano sometidas a cloración, debido a la formación de trihalometanos: ácido tricloro-acético, ácido dicloroacético, halocetonas y halocetonitrilos (Rook, 1974). Por otro lado, las implicancias en el calentamiento mundial de las concentraciones crecientes de CO₂ en la atmósfera, de lo cual surge la importancia de las prácticas de manejo que conduzcan a su captación en el suelo, reduciendo las tasas de mineralización y aumentando las de humificación.

La MOS constituye una sustancia compleja y de composición variable y posiblemente sea uno de los compuestos más complejos de la naturaleza, que contiene la mayoría, sino todas, las sustancias orgánicas naturales (Clapp et al., 2005). La historia de su extracción a partir de la fracción mineral, como su fraccionamiento y determinación de su composición, es larga ya que se remonta a las experiencias de Achard, quien en 1786 publicó un artículo sobre la extracción de ácidos húmicos a partir de la turba. Los antecedentes de las investigaciones sobre la MOS han sido recopilados entre otros por Kononova (1982) y Stevenson (1994).

Existen diferentes definiciones de la MOS y de sus componentes, en razón de la complejidad de su constitución y los distintos enfoques de estu-

dio. Algunas definiciones tienen un sentido muy abarcativo, como las que incluyen a los organismos vivos del suelo, considerándolos como «materia orgánica viva». De todas maneras, cuando se hace referencia a la materia orgánica del suelo, la mayoría de los autores excluyen a dichos organismos.

Segun Kononova, (1982) la composición de la MOS es la siguiente :

1. **Restos orgánicos** poco o nada transformados (*humus bruto*).

2. **Humus**. Productos transformados, que no se asemejan a las estructuras de las cuales derivan.

2a. **Sustancias húmicas** Sustancias amorfas polimerizadas de colores que varían de amarillo, a negro, diferenciadas en base a su solubilidad en distintos agentes. Incluyen:

- ácidos fúlvicos
- ácidos húmicos
- ácidos himatomelánicos
- huminas

2b. **Sustancias orgánicas de composición química definida** (polisacáridos, pólipéptidos, lignina, etc.). A esta fracción también se la conoce como *sustancias no húmicas*. Pueden ser sintetizadas por microorganismos o provenir de modificaciones de compuestos similares de los restos orgánicos.

Bruckert (1979) diferencia en la MOS compuestos orgánicos de distinto origen 1) materiales vegetales descomponibles (materia orgánica fresca); 2) materia orgánica resistente (humina heredada); 3) microorganismos (biomasa); 4) compuestos húmicos solubles en álcalis de dos orígenes: productos de origen vegetal transformados en macromoléculas condensadas aromáticas y productos de síntesis microbiana de naturaleza peptídica y aromática, 5) fracción no extraíble de estos productos (humina de insolubilización)

y 6) metabolitos microbianos no extraíbles, tales como polisacáridos (humina microbiana).

Stevenson (1994) da una definición de la MOS que en parte coincide con la de Kononova, diferenciando los siguientes componentes:

1. Mantillo. Material macroorgánico depositado en la superficie

2. Fracción liviana (restos vegetales dentro del suelo)

3. Biomasa del suelo (principalmente microorganismos)

4. Humus estable. Se compone de:

4.1. Sustancias orgánicas identificables (aminoácidos, carbohidratos, etc.) y

4.2. Sustancias húmicas de peso molecular relativamente alto, de color amarillo a negro, formadas por reacciones de síntesis secundaria.

Oades (1989) define al *humus* como la materia orgánica del suelo en la que no es posible reconocer mediante microscopio óptico ninguna organización celular del material vegetal, incluyendo sustancias húmicas y no húmicas.

Baldock y Nelson (2000) utilizan una definición de la MOS, elaborada a partir de la de otros autores (Oades, 1989; MacCarthy et al., 1990 y Stevenson, 1994): conjunto de todos los materiales orgánicos naturales de origen biológico, que se encuentran dentro del suelo o sobre la superficie, independientemente de su origen, ya estén vivos, muertos o en descomposición, excluyendo la parte aérea de las plantas vivas. Dentro de los *componentes vivos* diferencian: fitomasa (raíces vivas), biomasa microbiana (virus, bacterias, hongos, algas) y biomasa de la fauna. La biomasa microbiana y de la fauna es denominada por algunos autores como *edafón*. Los *componentes no vivos* están constituidos por: 1) MO particulada (mantillo u hojarasca, materia

Tabla 2.1. Equivalencias entre procesos y componentes de tipo mineral y orgánico.

	Componentes minerales	Componentes orgánicos
Materiales primarios	Rocas y minerales primarios	Restos vegetales y animales
Desintegración	Meteorización	Mineralización
Síntesis	Neoformación de minerales	Humificación
Productos secundarios	Minerales de arcilla, óxidos, hidróxidos	Sustancias húmicas

Basado en Schroeder, 1984

macroorgánica y fracción liviana); 2) MO disuelta; 3) humus (sustancias húmicas y no húmicas) y 4) materia orgánica inerte (restos vegetales carbonizados, grafito, carbón) (Figura 2.2).

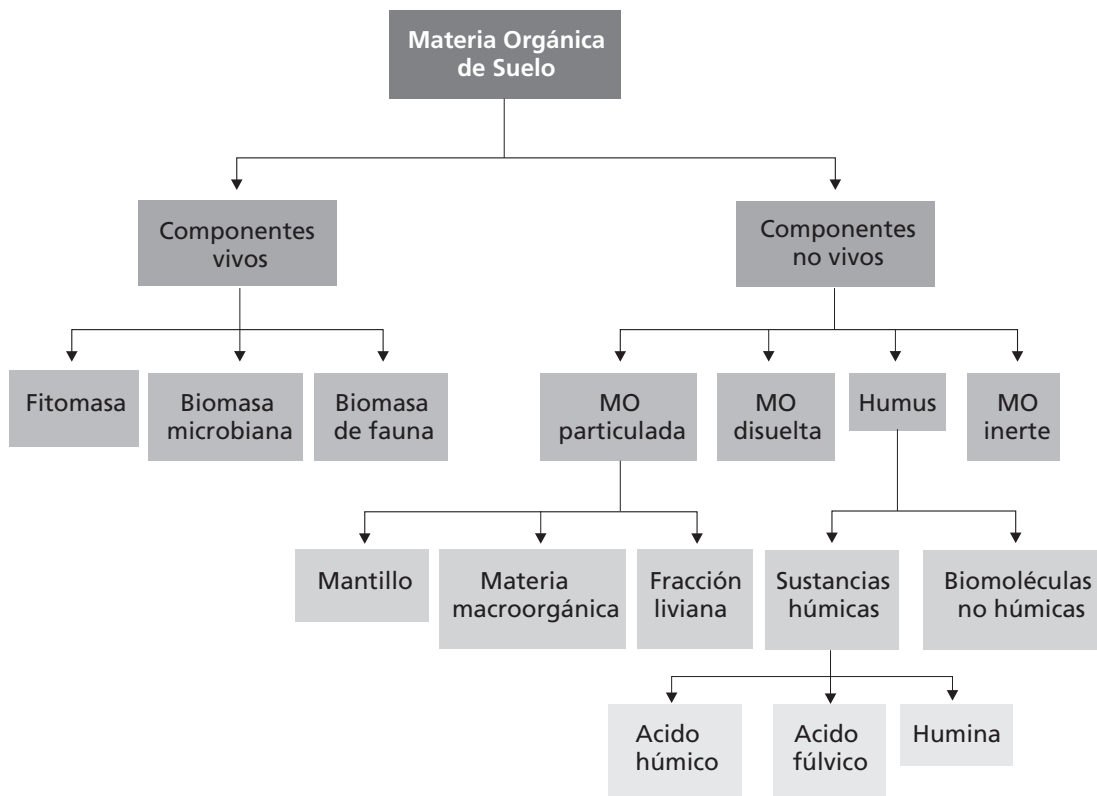
Sustancias húmicas

Las sustancias húmicas son compuestos orgánicos de gran complejidad, cuya caracterización requiere su separación de los materiales minerales y de otras sustancias orgánicas no húmicas mediante fraccionamientos sucesivos. El fraccionamiento a través de la solubilidad diferencial en medios acuosos fue introducido por Sprengel en 1826. Clapp et al., (2005) advierten que la clasificación basada en propiedades referidas a la solubilidad es puramente operacional y no se puede considerar que posee valor composicional o estructural. En gran medida, los procedimientos se basan en controlar las cargas eléctricas de las sustancias húmicas; cuando las moléculas están altamente cargadas (pH alto) son más solubles. Al disminuir las cargas (pH bajo) se promueve la precipitación y adsorción a superficies hidrofóbicas (Tipping, 2002).

El fraccionamiento se efectúa frecuentemente con

un álcali (una solución de hidróxido de sodio, pH 10 a 13 o pirofosfato de sodio), que extrae los *ácidos fúlvicos* y *húmicos*. Según Oades (1989), el NaOH seguiría siendo el solvente más efectivo ya que los polímeros húmicos se expanden en el agua y la disociación de los grupos saturados con Na produce una expansión adicional debido a fuerzas electrostáticas repulsivas; ambos efectos se maximizan a pH alto, produciendo dispersión y solubilización de las sustancias húmicas.

Acidificando el extracto a pH 1 - 2 se produce la precipitación de los ácidos húmicos, quedando en solución los ácidos fúlvicos. Sin embargo, estas condiciones pueden también producir la precipitación de sustancias no húmicas, como algunas proteínas. Tratando con etanol a los ácidos húmicos secados se separan los *ácidos himatomelánicos* que contienen compuestos muy alifáticos descritos como bitúmenes, abundantes en turbas ácidas y humus brutos de suelos hidromórficos (Righi, 1977). Según Kononova (1982), esta fracción no es un grupo independiente de sustancias húmicas, debido a su semejanza con los ácidos húmicos en lo que respecta a composición elemental y presencia de grupos funcionales. Los ácidos fúlvicos se distinguen de los ácidos húmicos por su color más claro (Latín *fulvus*:



Basado en Baldock y Nelson, 2000

Figura 2.2. Componentes de la materia orgánica.

amarillo), contenido relativamente menor de carbono (menos de 55%) y su solubilidad en agua, alcohol, álcalis y ácidos minerales. Los ácidos húmicos también se pueden redisolver con una base (acetato de calcio) y agregando luego un electrolito; se obtiene una fracción soluble constituida por *ácidos húmicos pardos* y un precipitado formado por *ácidos húmicos grises*. Estos últimos están más fuertemente condensados y se hallan ligados íntimamente a las arcillas, siendo muy estables y resistentes a la biodegradación. (Figura 2.3).

Cada una de las fracciones constituyen compuestos no diferenciados que contienen numerosas sustancias orgánicas no húmicas, por lo cual es

polares no húmicos que habían sido solubilizados como los sacáridos (Swift, 1996).

En ciertos suelos la cantidad y naturaleza de los ácidos obtenidos varía según el reactivo utilizado y el pH. Se extrae más cantidad a pH 10 que a pH 7. Tampoco se obtienen los mismos resultados si la extracción se realiza sobre una muestra total de suelo o sucesivamente sobre las dos fracciones obtenidas por densidad: sobrenadante (MO fresca) o precipitado (MO humificada)

La extracción con álcali no extrae todas las sustancias húmicas. La fracción no extraíble se denomina *humina*, constituyendo el residuo orgánico que subsiste en un volumen grande de ma-

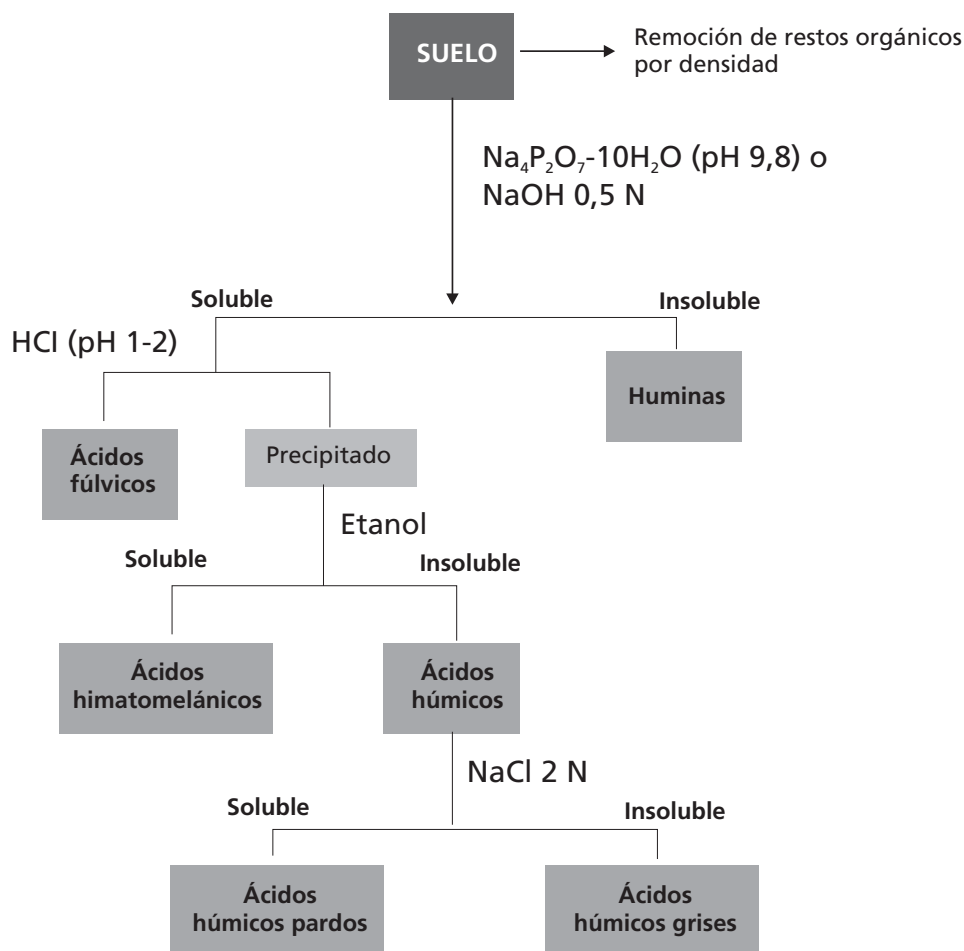


Figura 2.3. Fraccionamiento de las sustancias húmicas.

necesario efectuar procedimientos de purificación para separar las sustancias húmicas. Por ejemplo, la fracción que permanece soluble en el medio acidificado se hace pasar por una resina (XAD-8, polimetilmetacrilato) que retiene a los ácidos fúlvicos y deja pasar a compuestos

terial luego de extraer los ácidos fúlvicos y húmicos. La humina representa a menudo la fracción mayoritaria (50% y hasta el 70% de la MO total) y sin embargo ha sido la menos estudiada. Ello se debería a las dificultades para su extracción y separación de la fracción mineral. Para

aislarla, el residuo es a menudo digerido con una solución concentrada de HF y HCl para disolver óxidos metálicos y aluminosilicatos, procedimiento químicamente agresivo que causa alteraciones de los componentes orgánicos principalmente por hidrólisis.

En el ciclo biogeoquímico del carbono, la humina ocupa un lugar donde el C orgánico de la biosfera se superpone con el que forma parte de litosfera. En este sentido el término humina es similar al de *protoquerógeno*, utilizado en geoquímica del petróleo para describir la materia orgánica insoluble de los sedimentos no litificados, que constituye un precursor del querógeno de las rocas sedimentarias el cual da origen al petróleo (Rice, 2001).

Para algunos autores, la humina es una fracción muy heterogénea, existiendo diversas clases, de orígenes muy diferentes (Duchaufour, 1977a):

-humina heredada o residual: compuesta principalmente por lignina transformada. Forma enlaces poco estables con la arcilla.

-humina de insolubilización: proviene de la precipitación e insolubilización de compuestos fenólicos, a menudo unidos a compuestos peptídicos.

-humina microbiana: fracción formada por polisacáridos, poliurónidos, aminoazúcares, resultantes de una neoformación microbiana en medio muy activo.

-humina evolucionada (por maduración): humina con núcleos aromáticos muy fuertemente policondensados, pobre en grupos funcionales y resistentes a los reactivos habituales de extracción.

Una propuesta de subdivisión de la humina en subfracciones es la siguiente (Rice y McCarthy 1989):

1) *bitumen*, fracción lipídica extraíble con solventes, 2) *ligada a lípidos*, fracción lipídica no extraíble; 3) *ligada a ácidos húmicos*, fracción similar a estos ácidos; 4) *residuo insoluble*, compuesto en su mayor parte por materia mineral.

Recientemente, se han propuesto nuevos modelos de la humina tales como: 1) biopolímeros microbianos de cadena rectas preservados

selectivamente y sustancias apolares encapsuladas físicamente por fuerzas débiles y enlaces covalentes; 2) estructura supramolecular parcial de hidrocarburos alifáticos atrapados, proteínas, ácidos grasos unidos en forma covalente o atrapados y/o ésteres (Burdon, 2001).

También se valorizó la función de las huminas por desempeñar un papel importante en el destino y transporte de contaminantes en el suelo, debido en parte a sus propiedades complejantes, amortiguadoras (*buffering*) y de sorción (Kohl y Rice, 1998). Generalmente más del 50% de plaguicidas, bifenilos policlorados, hidrocarburos poliaromáticos y otros contaminantes orgánicos introducidos en suelos o sedimentos es retenido rápida e irreversiblemente por las huminas (Rice, 2001 y trabajos citados por éste).

Algunas características químicas de las fracciones principales se indican en la Tabla 2.2. Sin embargo, existe un continuo composicional y estructural entre los ácidos fúlvicos, los ácidos húmicos y las huminas por lo cual estas fracciones no representan entidades químicas perfectamente diferenciadas, sino una gama de moléculas con determinados pesos moleculares, acidez titulable, composición elemental y características espectroscópicas que se correlacionan con su solubilidad (Oades, 1989).

Sustancias no húmicas

Según Clapp et al. (2005) las sustancias no húmicas de la materia orgánica de los suelos son las siguientes.

Polisacáridos El interés por estas sustancias

Tabla 2.2. Características químicas de las sustancias húmicas.

Humina	Acidos Húmicos		Acidos Fúlvicos	
	Pardos	Grises		
Peso molecular 10 ⁶ ?	10 ⁵	10 ⁴	10 ³	
Capacidad de intercambio catiónico (cmol kg ⁻¹) 100	300	500	1000	
Contenido de carbono (%) 55	62	56	52	43
Contenido de oxígeno (%) 34	29	36	44	51
Contenido de nitrógeno (%) 4,6	5,5		4,1	0,7
Contenido de hidrógeno (%) 5,5	2,9	6,7	3,3	5,0

Basado en Oades, 1989

se inició con los trabajos de Martin (1945, 1946), quien determinó que eran polisacáridos las sustancias viscosas producidas por bacterias con efecto agregante entre partículas de arcilla y arena. Estas sustancias, también denominadas «polisacáridos extracelulares», constituyen las «gomas microbianas», mencionadas al tratar sobre los efectos de la materia orgánica en la estructura. La mayoría de los polisacáridos están formados por recombinación de unidades de hexosas y pentosas provenientes de polisacáridos vegetales y microbianos. Constituyen alrededor del 10 % de la MO y poseen mayor resistencia al ataque enzimático que los monosacáridos debido a su mayor tamaño y complejidad estructural (Senesi y Loffredo, 1999). Sin embargo, Clapp et al. (2005) consideran que estas sustancias permanecen relativamente poco tiempo en el suelo, a menos que estén protegidos, ya que los enlaces glucosídicos son fácilmente hidrolizados enzimática o químicamente. Asimismo, Cheshire (1977) sugiere que son estructuras biológicamente inestables y su persistencia en el suelo se debe a su inaccesibilidad producida por formación de sales o quelatos insolubles con cationes polivalentes, adsorción sobre minerales de arcillas y óxidos, o incorporación a las sustancias húmicas.

Péptidos y proteínas: Aunque no se han aislado y caracterizado, no hay dudas de su existencia debido a la presencia de aminoácidos detectados durante la hidrólisis ácida de material humífero, así como por la actividad enzimática y estudios de resonancia magnética nuclear.

Esporopoleninas: Son componentes de las paredes externas (exina) de las esporas de plantas inferiores y granos de polen de plantas superiores. Son resistentes a la biodegradación y por ello se encuentran en fósiles de vegetales. Forman parte en pequeña proporción de la MO de la mayoría de los suelos y formarían parte de las huminas (Derenne y Largeau, 2001). Son terpenos que se originarían por poli-merización oxidativa de carotenoides o sus ésteres.

Taninos: Estas sustancias son abundantes en las plantas terrestres y ocupan el cuarto lugar en abundancia después de la celulosa, hemicelulosas y lignina. Posiblemente se haya subestimado la presencia de los taninos en la MOS y su participación en la génesis de las sustancias húmicas (Clapp et al., 2005).

Algenanos, cutanos y suberanos: Son materiales cuyos nombres hacen referencia a su ubicación: paredes celulares de algas y envolturas cuticulares y capas suberizadas de plantas, respectivamente.

Lípidos: Constituyen un grupo de sustancias

insolubles en agua y solubles en hidrocarburos que incluye grasas, ceras e hidrocarburos naturales. En algunos casos forman asociaciones muy fuertes con las sustancias húmicas, especialmente con ácidos húmicos y huminas, de los cuales resulta difícil separarlos.

Glomalinas: Son proteínas producidas por micorrizas. Se desprenden de la superficie de las hifas de los hongos (orden Glomales) que forman parte de esa asociación. Tienen importante participación en la agregación de partículas primarias.

Carbón: Comprende distintas formas de C pirogénico tales como hollín, carbón de leña, grafito y otros productos de la combustión incompleta de sustancias orgánicas. Debido a su alta resistencia a la oxidación térmica y química, se considera que esta fracción constituye un importante sumidero de C en suelos y sedimentos. Su concentración en general aumenta en profundidad. Los incendios espontáneos o inducidos de vegetación natural o cultivos es una de las causas de la presencia de carbón en los suelos. Probablemente el carbón contribuya al color negro de los Molisoles en el Medio Oeste de los EE.UU (Clapp et al., 2005).

Otras fracciones

Las fracciones tradicionales (ácidos húmicos, ácidos fúlvicos, huminas) no permiten evaluar siempre en forma adecuada la fertilidad de los suelos y se utilizan para ese fin otras fracciones, obtenidas mediante técnicas de separación física. Un método muy utilizado en la Región Pampeana es el fraccionamiento densimétrico que separa la *fracción liviana* del resto por flotación en una mezcla líquida de alta densidad (2 g/ml) (Alvarez y Steinbach, 2006 a). La fracción liviana es un estado de transición entre los residuos frescos y la MO estable, es profundamente afectada por el manejo agrícola e influye en la mineralización potencial del N. Se compone de materiales carbonados lábiles con bajo grado de transformación microbiana y asociación con la fracción mineral. En la Tabla 2.3. se indican compartimientos de la MO y fracciones asociadas según Wander (2004).

Para evaluar la fertilidad del suelo también se usa la fracción «*materia orgánica particulada*» (MOP) de tamaño 100-2000 μm , constituida por restos vegetales y animales en distinto grado de descomposición. Tiene una relación carbono/nitrógeno alta, experimenta un reciclado rápido aunque puede estar protegida dentro de agregados. La MOP se suele separar en fracciones según su densidad por ejemplo: MOP liviana ($<1,13 \text{ Mg m}^{-3}$), media ($1,13-1,37 \text{ Mg m}^{-3}$) y pesada ($>1,37$

Tabla 2.3. Compartimentos de la materia orgánica y fracciones asociadas.

Compartimento	Fracción
<p>MO lábil o activa</p> <p>Tiempo de residencia: días a pocos años</p> <p>Material con alto valor nutritivo y energético</p> <p>Al no estar físicamente protegido, participan en reacciones biológicas o químicas</p>	<p>Biomasa microbiana</p> <p>MOS cloroformo Aminocompuestos Fosfolípidos</p> <p>Sustratos lábiles</p> <p>C y N mineralizables estimados por mineralización Compuestos solubles (extractables con agua caliente o sales diluidas) Fácilmente oxidables con permanganato u otros oxidantes</p>
<p>MO lenta o intermedia</p> <p>Tiempo de residencia: pocos años a décadas</p> <p>La protección física, el estado físico o la ubicación contribuyen a separar esta fracción de las otras dos.</p>	<p>Residuos parcialmente descompuestos y productos de descomposición</p> <p>Compuestos aminados, glicoproteínas MO particuladas protegida en agregados</p> <p>Algunas sustancias húmicas</p> <p>Hidrolizables con ácidos o bases Ácidos húmicos móviles</p>
<p>MO recalcitrante, pasiva, estable e inerte</p> <p>Tiempo de residencia: décadas a siglos</p> <p>La recalcitrancia se debe a características químicas y/o asociación mineral</p>	<p>Compuestos refractarios de origen conocido</p> <p>Macromoléculas alifáticas (lípidos, cutanes, algenanos, suberanos) Carbón Esporopoleninas Lignina</p> <p>Algunas sustancias húmicas</p> <p>MOS condensada de alto peso molecular Humina MOS no hidrolizada MOS asociada a limo fino o arcilla gruesa</p>

Basado en Wander, 2004

Mg m⁻³), indicando mayor actividad biológica cuando predomina la fracción liviana. Baldock y Nelson (2000) dividen a la MOP en tres fracciones: 1) *hojarasca*: materiales orgánicos desprovistos de residuos minerales y localizados en la superficie del suelo; 2) *materia macroorgánica*: fragmentos de tamaño mayor que el límite inferior de la fracción arena (>20 ó 50 µm según escala granulométrica) contenidos en la matriz del suelo mineral y generalmente aislados mediante tamizado y 3) *fracción liviana*: materiales orgánicos asociados de la fracción mineral mediante flotación en una suspensión en agua o líquidos de densidad entre 1,5 y 2,0 Mg m⁻³. La MOP es una fuente de N a corto plazo por la rápida mineralización, y se relaciona en gran medida con mayores rendimientos de algunos cultivos como el maíz (Domínguez et al., 2006).

Esquemas estructurales de las sustancias húmicas

La estructura molecular de las sustancias húmicas

no se ha definido de manera incontestable hasta el presente. Se han propuesto en el curso del tiempo varios esquemas, que según Orlov (1995) son hipotéticos y tentativos. En una reseña histórica de los distintos esquemas, este autor afirma que uno de los más completos, y aún vigente es el de Misterskii y Loginov (1959), Figura 2.4. Según este modelo, las sustancias húmicas poseen un «núcleo» constituido por anillos aromáticos de seis carbonos que incluyen quinonas, anillos heterocíclicos con oxígeno y nitrógeno y grupos alcohol, carbonilo y carboxilo. El núcleo está rodeado de cadenas alifáticas periféricas de naturaleza hidrocarbonada y polipeptídica. El esquema muestra los constituyentes principales de las moléculas húmicas, aunque no revela la naturaleza del enlace de los distintos fragmentos y por ello no permite explicar los mecanismos de participación de las sustancias húmicas en las reacciones químicas (Orlov, 1995).

Esquemas que guardan mayor o menor similitud

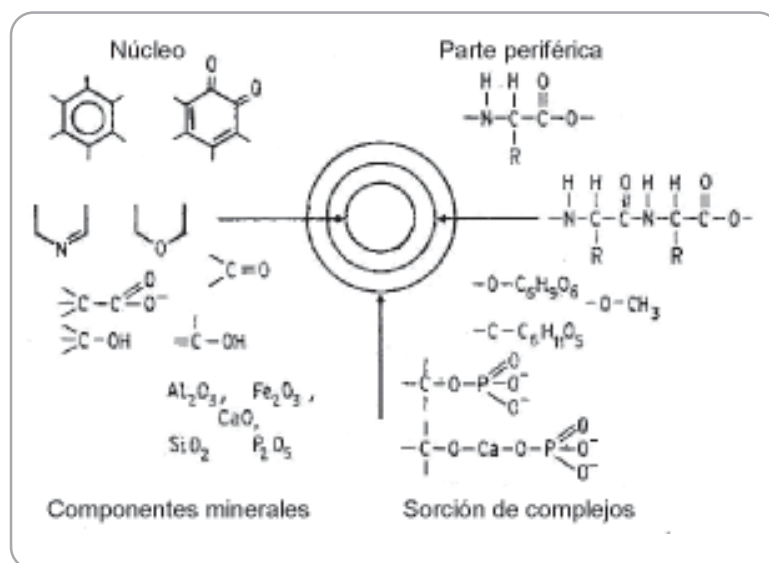


Figura 2.4. Esquema estructural de las sustancias húmicas según Misterskii y Loginov (1959).

con el anterior se utilizaron por otros autores. Andreux (1979), diferencia la importancia relativa de las cadenas alifáticas y el núcleo según el grado de evolución de las sustancias húmicas. Así, los ácidos fúlvicos tienen un núcleo relativamente pequeño y cadenas desarrolladas; mientras que en los ácidos húmicos el núcleo aumenta al pasar de las formas más móviles a las más inmóviles y de mayor peso molecular. Según Stevenson (1994) los ácidos húmicos poseen una estructura de polímeros lineales donde alternan grupos bencénicos y quinónicos, de los cuales derivan cadenas de glúcidos y péptidos (Figura 2.5).

El «modelo de polímeros» muestra a las sustancias húmicas con formas alargadas en soluciones básicas o de baja fuerza iónica, y con formas «enrolladas», formando «ovillos» en soluciones ácidas o de alta fuerza iónica, más estrechamente

enrollados y entrecruzados hacia el centro, con la periferia más abierta y flexible, mantenida en estado expandido probablemente por la repulsión de grupos cargados negativamente (Oades, 1989; Swift, 1996). (Figura 2.6A).

Los espacios y la naturaleza flexible de los polímeros explican la capacidad de las sustancias húmicas de enlazar cationes que influyen en la disposición estereo-química de los grupos funcionales para formar complejos muy estables. Cuando los polímeros húmicos se saturan con H^+ o cationes polivalentes se contraen debido a la asociación de grupos ionizables y entrecruzamiento de polímeros por interacción de grupos funcionales y cationes polivalentes. Este entrecruzamiento origina moléculas más pequeñas, densas y rígidas que serían más estables ante el ataque químico y biológico. La observación de altos

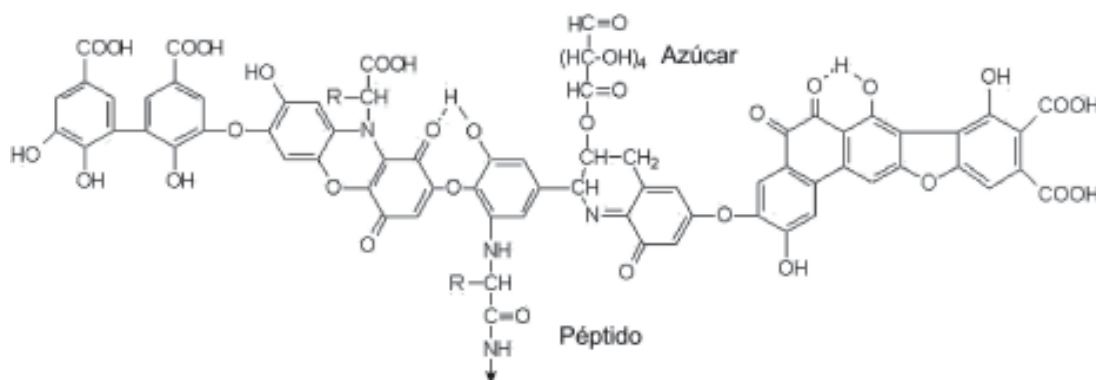


Figura 2.5. Estructura de ácidos húmicos propuesta por Stevenson (1994).

pesos moleculares aparentes, a veces superiores a 1.000.000 Da, indujo a considerar como macromoléculas a las sustancias húmicas.

Recientemente, mediante resonancia magnética nuclear y otras técnicas se ha puesto en duda el modelo de polímeros, encontrándose evidencias que las sustancias húmicas constituyen una *asociación supramolecular* de numerosas moléculas orgánicas de pequeño tamaño, agrupadas mediante puentes de hidrógeno e interacciones hidrofóbicas. Este modelo se complementa con el concepto de estructura micelar, según el cual las moléculas orgánicas en soluciones acuosas poseen una parte externa hidrofílica que protege a la parte interna del contacto con moléculas de agua vecinas (Piccolo, 2001; Simpson et al., 2002; Sutton y Sposito, 2005). La extracción alcalina muestra que los principales componentes de las sustancias húmicas son moléculas de bajo peso molecular (menores a 2000 Da) tales como polisacáridos, polipéptidos, cadenas alifáticas y fragmentos aromáticos de lignina asociados en presencia de cationes metálicos (Figura 2.6B). Estos nuevos modelos incluyen fragmentos de biomoléculas íntimamente asociados a la fracción húmica; de la que no se podrían separar, como proponen otros modelos, sin alterar las propiedades de las macromoléculas, ya que cumplen importantes funciones estructurales (Sutton y Sposito, 2005).

Indicadores de humificación

El grado de humificación es variable según las condiciones ambientales, tipo de restos vegetales y uso de la tierra. En general se admite que el grado de humificación aumenta en el sentido ácidos fúlvicos < ácidos húmicos pardos < ácidos húmicos grises < huminas. Se encontraron diferentes indicadores que tratan de reflejar el grado de humificación, que en parte está relacionado con el grado de estabilidad de la MOS. Los indicadores también permiten seguir la evolución de enmiendas orgánicas (estiércol, compost, etc.) ya que cuando están inmaduras pueden generar sustancias fitotóxicas o contaminantes del ambiente (González y Benítez, 1990).

Los indicadores son relaciones entre algunas sustancias húmicas o entre elementos de ellas; por ejemplo:

- Contenido de AH / contenido de AF
- Carbono de AH / carbono de AF
- Carbono orgánico de sustancias húmicas (AH+AF+Huminas). 100 / Carbono orgánico total

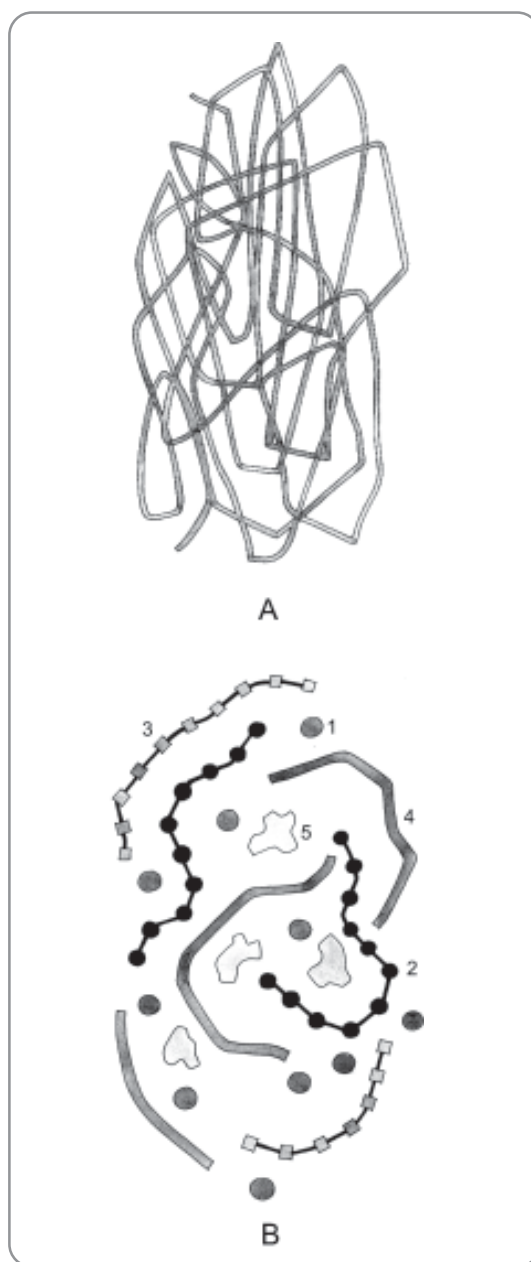


Figura 2.6. Esquemas estructurales de las sustancias húmicas. A) concepto de sustancias húmicas como macromoléculas enrolladas al azar, B) sustancias húmicas como asociación de pequeños componentes que forman agregados 1. cationes metálicos, 2. polisacáridos, 3. polipéptidos, 4. cadenas alifáticas, 5. fragmentos aromáticos de lignina. (Basado en Simpson et al., 2002).

- Carbono orgánico / hidrógeno
- Carbono orgánico / nitrógeno total

La escuela rusa trabajó en la elaboración de indicadores e índices para evaluar la calidad o condición del humus a los fines del manejo agronómico de los suelos. Algunos de estos indicadores

se consignan en la Tabla 2.4 (Orlov, 1995).

Las sustancias húmicas se caracterizan por métodos químicos y físicos, como los basados en la absorción de luz en distintas longitudes de onda del espectro. En este sentido, se encontró que en las dispersiones húmicas hay un aumento uniforme de la absorción de luz al disminuir la longitud de onda, siendo similares las curvas espectro-fotométricas (Kononova, 1982). El grado de humificación se puede deducir del grado de aromaticidad, determinado mediante la densidad óptica, que es proporcional al contenido de dobles enlaces conjugados, más abundantes en las sustancias húmicas bien evolucionadas. La absorbancia en las longitudes de onda 460-480 nm refleja materia orgánica con bajo grado de humificación, mientras que la absorbancia en el intervalo 600-670 nm se relaciona con materia bien humificada. Se estableció así una relación entre extinciones a longitudes de onda de 465 y 665 nm, denominada relación E4/E6, que tiene una relación inversa con el grado de condensación de los compuestos aromáticos. La relación E4/E6 da una medida del grado de condensación de núcleos aromáticos, y las relaciones más altas se corresponden con tiempos de residencia menores, sugiriendo que los componentes con nú-

cleos más condensados resisten más la descomposición que aquellos con estructuras con mayor participación de cadenas alifáticas.

La relación mencionada se puede aplicar a las sustancias húmicas en conjunto o a ácidos húmicos o fúlvicos por separado. Kononova (1982) consigna algunas relaciones E4/E6 de ácidos húmicos en distintos tipos de suelos ordenados de menor a mayor grado de humificación: Podzoles: 5,0; Sierozems: 4,0-4,5; Castaños: 3,8-4,0; Chernozems comunes: 3,0-3,5; para los ácidos fúlvicos, las relaciones oscilan entre 6,0 y 8,5. Rump y Grayson (1999), comparando sustancias húmicas, dan los siguientes valores: <3 dominan ácidos húmicos grises, 4 - 5 ácidos húmicos pardos y >5 ácidos fúlvicos.

En la Región Pampeana, Cantero Gutiérrez et al. (1976) describen las características del humus en tres perfiles de una toposecuencia en Molisoles de Rafaela (Santa Fe) mediante la relación E4/E6 (Tabla 2.5). Los valores encontrados no muestran diferencias marcadas, aunque se observa un aumento en los horizontes inferiores, atribuido a: 1) migración descendente de las sustancias más solubles y menos complejas; 2) menor actividad biológica y 3) fases de humedecimiento y secado

Tabla 2.4. Índices de condición del humus en suelos.

Indicador	Calificación de los niveles	Intervalo de valores
Contenido de humus del horizonte superficial (%)	Muy alto	>10
	Alto	6-10
	Moderado	4-6
	Bajo	2-4
	Muy bajo	<2
Reserva de humus entre 0-20 y (0-100 cm) (ton ha ⁻¹)	Muy alto	>200 (>600)
	Alto	150-200 (400-600)
	Moderado	100-150 (200-400)
	Bajo	50-100 (100-200)
	Muy bajo	<50 (<100)
Riqueza de N en el humus (Relación C/N)	Muy alto	<5
	Alto	5-8
	Moderado	8-11
	Bajo	11-14
	Muy bajo	>14
Grado de humificación de la MO (C _{AH} /C _{AF}) x 100	Muy alto	>40
	Alto	30-40
	Moderado	20-30
	Bajo	10-20
	Muy bajo	<10

Orlov, 1995

Tabla 2.5. Relación E4/E6 de tres perfiles de Molisoles en una toposecuencia de Rafaela (provincia de Santa Fe).

Perfil	Horizonte	Relación E4/E6
Alto	Ap	3,88
	A12	3,79
	AB	3,76
	B21	4,90
Medio	Ap	4,01
	A12	3,79
	A2	3,91
	B21	4,72
Bajo	Ap	3,96
	A2	3,50
	B21	4,13
	B22	5,77

Cantero Gutiérrez et al., 1976

menos contrastantes. Además, la relación más elevada en el horizonte Ap respecto a los horizontes A12 o A2 se atribuye al laboreo, que facilitaría la descomposición de sustancias húmicas en fracciones de menor complejidad. Diferencias a lo largo de la transecta, muestran que en el perfil del Bajo ocurren los contrastes mayores, sugiriendo que allí se produciría migración marcada de las fracciones orgánicas más móviles hacia los horizontes profundos (B22); por otro lado, el valor más bajo de la relación en el horizonte A2 se debería a mayor complejidad molecular o pérdida de los componentes más solubles. Hevia et al. (2003) estudiaron la influencia de la textura, el clima y el manejo en la calidad de la materia orgánica en Haplustoles énticos de la Región Pampeana Semiárida. Uno de los parámetros utilizados fue la relación E4/E6, que fue inferior a 5 en todos los casos, indicando el predominio de los ácidos húmicos en la fracción orgánica bien humificada. Encontraron también que los contenidos de materia orgánica flotante y los valores de E4/E6 no se correlacionaban con la textura, el clima o el manejo.

Recientemente se encontró que el grado de humificación está directamente relacionada con la concentración de los radicales libres de tipo semiquinona, que se pueden cuantificar mediante espectroscopia de resonancia de espín (electron spin resonance spectroscopy, ESR). Un método alternativo menos complejo y costoso es la espectroscopia de fluorescencia (Milore et al., 2002, Velasco et al., 2004).

Formación de las sustancias húmicas

El mecanismo de formación de las sustancias húmicas no se ha definido exactamente y se postulan varias teorías o modelos que tratan de explicarlo, algunas de las cuales se mencionan a continuación.

Teoría de la lignina (Waksman, 1938). Según esta teoría, también conocida como *modelo degradativo*, las sustancias húmicas serían productos de la descomposición incompleta de sustancias de alto peso molecular, como la lignina, la cual es utilizada en forma incompleta por los microorganismos y el residuo pasa a formar parte del humus. La modificación de la lignina incluye pérdida de grupos metoxilo (-OCH₃) con generación de o-hidroxifenoles y oxidación de las cadenas laterales alifáticas para formar grupos carboxilos (-COOH). El material modificado experimenta otros cambios desconocidos, hasta dar ácidos húmicos y luego ácidos fúlvicos.

Teoría de los polifenoles. Esta teoría también denominada *modelo de condensación*, ha sido propuesta principalmente por Flaig (1964) y Kononova (1982). Según Flaig, la lignina separada de la celulosa durante la descomposición de restos vegetales se oxida formando derivados del fenilpropano. De las cadenas laterales de las unidades constitutivas de la lignina se originan polifenoles, que son oxidados por enzimas (fenoloxidasas) a quinonas que se condensan, reaccionando con sustancias nitrogenadas (aminoácidos, péptidos) para formar macromoléculas húmicas.

El esquema de Kononova, (1982) tiene similitudes con el de Flaig, particularmente en las etapas finales. Difiere principalmente al considerar que los polifenoles pueden ser sintetizados por microorganismos a partir de compuestos diferentes de la lignina, como por ejemplo la celulosa. Durante la descomposición de restos orgánicos, aparte de los productos simples (H₂O, CO₂, etc.), se producen unidades estructurales de distintos tipo: a) productos de desintegración tales como compuestos fenólicos provenientes de lignina, taninos y otras fuentes; b) productos del metabolismo microbiano y c) productos de desintegración y resíntesis (aminoácidos y péptidos originados por descomposición de proteínas). Los compuestos fenólicos se oxidan a quinonas que se polimerizan e incorporan compuestos aminados. Este modelo admite que en la formación de sustancias húmicas pueden participar grandes fragmentos de lignina, aunque no de manera generalizada.

Reacción de Maillard (1913). Esta reacción se conoce también como *modelo de las melanoidinas* y es incluida por algunos autores dentro de los modelos de condensación o polimerización por condensación (Orlov, 1995; Baldock y Nelson, 2000). Consiste en la interacción entre grupos carbonilos de glúcidos simples (glucosa, fructuosa, lactosa) y grupos aminos de aminoácidos o péptidos, formándose polímeros y copolímeros nitrogenados de color oscuro denominados *melanoidinas*. Esta reacción, que sería más bien un conjunto muy complejo de transformaciones químicas, tiene diversas implicancias en otros campos de la ciencia y la técnica, por ejemplo el tostado durante la cocción del pan, la producción de malta, etc. (Nursten, 2005). Sin embargo, Burdon (2001) señala que en los suelos esta reacción no avanzaría en gran medida debido a que no habría suficiente concentración de carbohidratos o aminoácidos en la solución edáfica. Esta afirmación coincide con la de Kononova (1982) para quien no sería fácil la formación de melanoidinas por descomposición rápida de carbohidratos y aminoácidos a partir de restos vegetales; no obstante, menciona como fuentes alternativas a aminoazúcares de origen microbiano y una sustancia muy difundida en la naturaleza como la quitina. La principal objeción que se le hace a esta teoría es que las reacciones requieren temperaturas muy elevadas. Sin embargo, según Drosdova (1959) las melanoidinas pueden formarse también a temperaturas de 30-35 °C. Por otro lado, la condensación podría ser facilitada por cambios en las condiciones del suelo (congelamiento-descongelamiento, humectación-secado), sumadas a reacciones catalíticas que tienen lugar en el suelo. Un aspecto atractivo de la teoría es que los microorganismos producen gran cantidad de reactivos (glúcidos, aminoácidos).

De todas maneras, los mecanismos mencionados no serían excluyentes entre sí ya que existen evidencias que pueden actuar conjuntamente, aún en el mismo suelo, aunque las condiciones ambientales pueden favorecer más a uno que a otro (Oades, 1989). Según Clapp et al. (2005) se podrían reunir a las distintas teorías en dos grupos: un enfoque degradativo, que implica procesos puramente biológicos de transformación de restos vegetales relativamente estables, y otro enfoque que comprende procesos biológicos seguidos por procesos químicos o abióticos de síntesis.

Subsisten empero discrepancias sobre el origen de las sustancias húmicas, como por ejemplo, la que plantea Susic (2004), quien atribuye el ori-

gen de los ácidos húmicos a los polisacáridos y considera que las estructuras son esencialmente alifáticas, pudiendo cambiar fácilmente a estructuras aromáticas no relacionadas con la lignina. Se postula incluso que las estructuras tradicionales de las sustancias húmicas no existen en el suelo y que en cambio la materia orgánica es una mezcla de constituyentes vegetales y microbianos, tanto íntegros como en diversas etapas de degradación (Burdon, 2001).

Formación de complejos arcillo-húmicos

La proporción relativa de las distintas fracciones orgánicas del suelo (materia orgánica fresca, compuestos húmicos solubles en álcalis, huminas, etc.) depende esencialmente de la actividad biológica del medio: en medio muy activo (humus tipo mull), la humificación conduce a la formación de suelos donde la MO disminuye con la profundidad, cuyo 50 a 80% está en forma de compuestos húmicos bioestables debido a su estructura aromática y 10 a 30% en forma de polisacáridos constantemente renovados (Martin y Haider, 1971). Compuestos húmicos y polisacáridos se asocian a la materia mineral para formar complejos órgano-minerales que actúan como ligantes en microagregados y agregados uniendo partículas minerales, restos orgánicos y cuerpos bacterianos.

En medios poco activos (humus mor o moder) se forma un suelo muy diferenciado, con un horizonte de MO resistente residual y un horizonte de acumulación de MO redistribuida, originando complejos órgano-minerales con estructuras de precipitación. Los tipos de enlaces que pueden existir entre las moléculas orgánicas y el soporte mineral pueden ser electrostáticos, covalente, fuerzas de Van der Waals y puentes de hidrógeno (Bruckert, 1979).

Factores de formación

El proceso de melanización alcanza su mayor desarrollo cuando se produce una particular combinación de los factores de formación, que permiten la evolución avanzada de la materia orgánica. En este proceso, el factor antrópico tiene una gran influencia ya que el uso agrícola interviene, especialmente a través de las labranzas, en la mineralización y humificación de los restos orgánicos.

Clima

El clima es un factor fundamental que rige la

distribución de materia orgánica regionalmente mediante los dos parámetros principales: precipitación y temperatura, que a su vez controlan el tipo de vegetación. Los mayores contenidos de materia orgánica bien humificada (8-10 %) y mayores espesores de horizontes A (cerca de 1 metro) se encuentran en clima continental y vegetación de estepa (especialmente en centro y sur de Rusia europea, Ucrania, centro norte de EE.UU. y centro sur de Canadá). Esas regiones se caracterizan por grandes contrastes estacionales, inviernos muy fríos con congelamiento de la parte superior del perfil, descongelamiento en primavera, con anaerobiosis parcial, calentamiento y eliminación del exceso de agua a principios de verano y desecamiento acentuado a fines de verano, período durante el cual se acentúa la maduración del humus (Duchaufour, 1977a). En Rusia, elevados contenidos de materia orgánica y espesores de horizontes A se encuentran en la zona de transición entre estepa y bosque, donde predominan los *Chernozems humíferos*. En esa región la precipitación media es de 400 mm; la temperatura media anual de 3,5 °C, con media del mes más frío de -13 °C y media del mes más cálido de 20,5 °C (Duchaufour, 1977b).

De acuerdo con la clasificación ecológica de climas de Papadakis (1960), los climas donde se encuentran los suelos con altos contenidos de MO bien humificada (Chernozem, de Pradera Negros) son: la mayoría de los *Climas de Estepa* (G); algunos *Climas Continentales Húmedos* (C), como los climas «*Corn Belt*» (C3) y «*Cotton Belt*» (C4) y los *Climas Pampeanos* (G). La definición abreviada de los últimos es la siguiente: invierno suficientemente benigno para avena de invierno, pero no para citrus; verano suficientemente cálido para maíz, pero no para algodón; sin estación seca definida.

Papadakis (1960, 1980) creó el *Índice Climático de Crecimiento Vegetal* (A) que permite comparar los climas desde el punto de vista de la producción de biomasa. Se calcula a partir de promedios mensuales de temperaturas máximas y mínimas medias, índice del balance de agua (precipitación/evapotranspiración potencial) y la duración del día en horas. También estableció dos *índices pedogénicos* relacionados con la evolución de la materia orgánica: *Índice Humolítico* (HI) e *Índice Humogénico* (Hg), que reflejan la capacidad de descomposición (mineralización) o de humificación de la materia orgánica, respectivamente, de acuerdo con las condiciones climáticas. El HI se calcula a partir de las temperaturas máximas medias del mes más cálido, del

mes más frío y anual. El Hg se calcula utilizando el índice de crecimiento (A) y el HI, mediante la siguiente fórmula: $Hg = 100 A^{0,75} / HI$. Algunos valores de los tres índices mencionados se dan para la Región Pampeana y otras regiones del país (Tabla 2.6). Con fines comparativos se incluyen datos de localidades de otros países, con climas que favorecen la acumulación de materia orgánica humificada en los suelos.

Los índices climáticos mencionados se aplican a suelos zonales bien drenados. Sin embargo, otros factores pueden modificar la influencia climática; por ejemplo: profundidad de enraizamiento (un pastizal produce un horizonte húmico más profundo que un bosque); tipo de cobertura vegetal que modifica la temperatura del suelo y la tendencia a la mineralización; formación de complejos arcillo-húmicos que dificultan la mineralización. Por lo tanto, los índices no poseen una relación estricta con valores reales de materia orgánica, sino más bien un alcance comparativo entre distintas regiones. En este sentido, pueden servir para alertar sobre riesgos de degradación de suelos si se avanza con cultivos agrícolas hacia áreas con índices humolíticos altos e índices humogénicos bajos (Papadakis, 1980).

En la Región Pampeana no se producen los contrastes de temperatura mencionados para el Hemisferio Norte; el invierno y verano están bien definidos, las precipitaciones en la mayor parte de la región son mayores que en la región de Chernozems y la vegetación es de pradera. Aunque esta comunidad aporta más residuos para la humificación que la estepa, ello es compensado por la mayor mineralización derivada de las temperaturas medias más elevadas. De todas maneras, en la Pampa Interserrana, donde las temperaturas son más bajas, los suelos tienden a asemejarse a los Chernozems en cuanto a contenidos de MO, aunque no tanto en espesor del horizonte A. Jenny (1941) observó variaciones en el contenido de MO en climosecuencias de las Grandes Llanuras de EE.UU. Así, encontró valores crecientes de sur a norte (Texas a Minnesota) al disminuir la temperatura y de oeste a este (Colorado a Iowa) al aumentar las precipitaciones.

En la Región Pampeana, Alvarez y Lavado (1998) establecen que hacia el oeste los contenidos de MO son bajos y se incrementan hacia las zonas más húmedas del este por la mayor productividad primaria neta de la vegetación. Por otro lado, en una transecta de sur a norte que abarca las regiones pampeana y chaqueña encuentran una disminución de la MO debido a un aumento de

Tabla 2.6. Índices de crecimiento (A), humolítico (HI) y humogénico (Hg) en localidades seleccionadas.

Localidad	A	HI	Hg
Mar del Plata	45	37,3	47
Buenos Aires	58	51,3	41
Azul	43	51,2	33
Rosario	56	67,4	30
Casilda (Santa Fe)	48	68,1	27
Tres Arroyos	30	51,2	25
Río Cuarto (Córdoba)	38	67,4	23
Trenque Lauquen	33	63,8	22
Córdoba	28	68,5	18
Bahía Blanca	20	56,7	17
Carmen de Patagones	11	51,2	12
General Acha (La Pampa)	14	70,7	10
Charata (Chaco)	24	106,4	10
Santiago del Estero	14	99,1	7
Rivadavia (Salta)	10	155,4	4
Des Moines (Iowa, EE.UU.)	42	38,3	43
Norfolk (Nebraska, EE.UU.)	26	43,6	26
Saskatoon, (Canadá)	17	20,6	41
Berlín (Alemania)	30	22,4	57
Harbin (Manchuria, China)	34	27,1	52

Papadakis, 1980

la temperatura. Sin embargo, la mayor parte de la variabilidad de MO se explicaría mediante un índice que combina ambas variables (precipitación media anual / temperatura media anual). En estudios sobre balance de carbono en suelos de la Pampa Ondulada y Región Semiárida Pampeana resumidos en Alvarez y Steinbach (2006b), se encontró que la temperatura es el factor regulador principal de la emisión de C-CO₂, observándose una estacionalidad bien definida, con un máximo en enero y un mínimo en julio.

Una influencia indirecta del clima en los contenidos de MO, a la que deben sumarse las características del material originario y, frecuentemente, la acción antrópica, es la erosión eólica producida durante períodos de sequía en suelos de texturas gruesas. En esta situación, se produce la deflación de material fino que es donde se concentra principalmente la MO. El oeste de la Región Pampeana ha sido el área más afectada por esta degradación, la cual se atenuó parcialmente en las últimas tres décadas por incremento de las precipitaciones.

Material originario

El papel que desempeña el material originario en la melanización se puede enfocar desde dos puntos de vista: a) desde los restos orgánicos precursores de los distintos componentes de la MO b) desde el material mineral que recibe dichos restos orgánicos, cuyas características condicionan la evolución del proceso.

Los materiales precursores de la materia orgánica poseen composición muy variable, lo cual influye en la velocidad de transformación de acuerdo con la estabilidad de los distintos componentes, determinada por la estructura química. Se puede establecer así una serie de estabilidad de los distintos compuestos orgánicos que componen los restos vegetales, que son los que constituyen el mayor aporte. Entre los compuestos más rápidamente utilizados por los microorganismos (dentro de días o meses) están: ácidos orgánicos simples, monosacáridos (glucosa) y polisacáridos (almidón). Ofrecen mayor resistencia a la descomposición sustancias como proteínas, quitina, celulosa y hemicelulosa. Los compuestos más resistentes son lignina, grasas, ceras y resinas (Chadwick y Graham, 2000).

La participación de dichas sustancias varía según los órganos de las plantas y las especies, como se indica en la Tabla 2.7. Los datos explican, por ejemplo, la mayor persistencia en el mantillo de las acículas de coníferas respecto a las hojas de latifoliadas, o de tejidos leñosos, a igualdad de condiciones de sitio. La estabilidad de algunos compuestos de la escala antedicha fue cuestionada. Por ejemplo, la lignina se consideró una sustancia recalcitrante por su estructura polifenólica; sin embargo, Rasse et al. (2006) proponen un modelo de dos compartimentos según el cual el 92% de la lignina de los restos vegetales se transforman en CO₂ o en otros productos diferentes de la lignina en el plazo de un año, y sólo el 8% llega a la fracción del suelo donde queda protegida de ulterior descomposición.

La presencia de cationes alcalino-térreos, especialmente calcio, es importante en el desarrollo de la melanización por la función estabilizadora de las sustancias húmicas (humus cálcico). En este sentido, Sánchez (1976) encuentra elevados contenidos de huminas en los horizontes A y AC de Rendzinas de cordones conchiles del litoral de la provincia de Buenos Aires, atribuidos a la estabilidad que confiere el alto contenido de calcáreo activo al complejo arcillo-húmico.

La textura del material mineral condiciona pro-

propiedades como la estructura, tamaños de poros, aireación, retención de agua, etc. El efecto de la textura sobre la MO se relaciona con la cantidad, distribución de fracciones y calidad (Galantini, 2005). Al aumentar el material fino (arcilla + limo) la MO queda protegida por la formación de complejos organo-minerales y por la reducción en el tamaño de los poros que limita el acceso de los microorganismos. Asimismo, hay aumento de la aromaticidad y de la cantidad de N y S del suelo, pero una disminución dentro de la molécula de las sustancias húmicas (Galantini et al., 2000). La textura también influye por la superficie específica del material del suelo. Así, se observa generalmente que horizontes A de textura gruesa y bajo contenido de MO tienen colores no muy diferentes a horizontes A de texturas más finas con contenidos de MO mucho más elevados. La baja superficie específica de los materiales arenosos permite un recubrimiento efectivo de las partículas, aún con contenidos bajos de sustancias húmicas. Este hecho se puede observar en los horizontes A de dos suelos contrastantes de las llanuras costeras de la provincia de Buenos Aires (Giménez e Imbellone, 2008) y con otro suelo situado en la llanura continental loésica cercana (Tabla 2.8).

Relieve

El relieve interviene localmente, mediante el control que ejerce en el contenido de agua del suelo y en el tipo y densidad de la vegetación. Así, en geoformas de relieve cóncavo (cubetas, cañadas, bañados, planicies de inundación, etc.) donde el agua suele acumularse durante períodos prolongados, se encuentran comunidades higrófilas que difieren de las existentes en las áreas circundantes más elevadas. En estos sitios, la actividad de la biota y por lo tanto la

mineralización de restos orgánicos se ve dificultada por el bajo contenido de oxígeno durante ciertos períodos. La mineralización y humificación se producen principalmente durante los períodos de déficit hídrico, que en la Región Pampeana corresponden al verano. En sitios más deprimidos que permanecen anegados la mayor parte del año, es común la acumulación de restos orgánicos poco o nada transformados con formación de horizontes orgánicos (Oi). A veces, en las áreas deprimidas hay concentración de sodio intercambiable y/o sales solubles, que restringen el crecimiento de muchas especies vegetales, dominando comunidades halomórficas (*Distichlis*, etc.). En estos casos suele disminuir el contenido de materia orgánica cuando hay baja cobertura vegetal, tema tratado en el Capítulo 6.

El relieve influye también a través de la disminución de la temperatura que se produce al aumentar la altura sobre el nivel del mar. El gradiente altitudinal explica los elevados contenidos de MO en suelos de regiones tropicales situadas a grandes alturas. Tanto en el caso de la temperatura como de la precipitación, la influencia del relieve es indirecta, ya que las variaciones de MO se deben a variaciones climáticas inducidas por el relieve. El relieve también influye a través del aumento de las precipitaciones (lluvias orográficas), las que inciden en la vegetación y luego en la MO del suelo. En Sierra de la Ventana hay un gradiente altitudinal con una disminución de 6,9 °C /1000 m (Kristensen y Frangi, 1995). En esa región se registró una precipitación media anual de 828 mm en las cumbres y 745 mm en la llanura, para el período 1971-1980 (Pérez y Frangi, 2000).

En áreas con relieve pronunciado la orientación

Tabla 2.7. Composición química de órganos vegetales (% peso seco).

Organo	Ceras, grasas, resinas	Proteínas	Celulosa	Hemicelulosa, carbohidratos	Lignina
Herbáceas					
Raíces de leguminosas	10-12	10-15	20-25	20-30	10-15
Raíces de gramíneas	5-12	5-10	25-30	25-30	15-20
Hojas de leguminosas	-	12-20	15	10-12	5
Arboles					
Hojas de latifoliadas	3-5	4-10	15-25	10-20	10
Acículas de coníferas	20-25	5-7	20	15-20	15
Tejidos leñosos latifoliadas	-	0,5-1	40-50	20-30	20-25
Tejidos leñosos coníferas	-	0,1-1	45-50	15-25	25-30

Kononova, 1982

Tabla 2.8. Comparación de colores y materia orgánica en suelos con diferentes contenidos de arena.

Suelo	Arena (%)	Materia Orgánica (%)	Color (Munsell)	
			Seco	Humedo
Calciudol	32	11,7	10YR 5/2	10YR 2/2
Udipsament	89	1,9	10YR 4/2	10YR 2/2
Argiudol	16	5,6	10YR 4,5/2	10YR 2/1

de las pendientes influye en la variación en la insolación y consecuentemente en la temperatura del suelo y en la evapotranspiración. Así, en la provincia de Buenos Aires (sistemas de Tandilia y Ventania) las pendientes orientadas al sur reciben menos insolación y son más frías y húmedas que las orientadas al norte. La acción de los microorganismos es también menor y los suelos pueden acumular mayor contenido de MO por su mineralización más lenta.

Una situación donde el relieve tiene influencia directa es en suelos afectados por erosión hídrica de pendientes más o menos pronunciadas, por el arrastre de material fino con una pérdida de MO. Inversamente, los suelos situados al pie de las pendientes erosionadas se engrosan y enriquecen en MO; por ejemplo, las fases engrosadas o subgrupos cumúlicos de la Serie Villa Cañas, Hapludol cumúlico (INTA 1983) y la Serie San Estanislao, Argiudol cumúlico (En la versión 2006 de Taxonomía de Suelos, los Grandes Grupos Argiudol y Argiustol no incluyen el Subgrupo *cumúlico*, contemplando el Subgrupo *páquico* para epipedones mólicos de textura más fina que arena franca fina que tienen >50 cm de espesor).

La erosión hídrica no se restringe a pendientes apreciables, como las de la Pampa Ondulada o Pampa Interserrana; en ambientes más planos, transicionales entre la Pampa Ondulada y la Pampa Deprimida, hay pérdida de horizonte A en suelos sódicos situados en pendientes del 1% o menos debido a la infiltración y estabilidad estructural bajas del horizonte superficial, proceso que se refleja en las fotografías aéreas como un patrón «estriado» (Miaczynski et al., 1969; Hurtado et al., 2006).

Biota

La biota constituye un factor fundamental en el proceso de melanización en sus distintos com-

ponentes: vegetación y organismos (microorganismos y fauna), mediante la magnitud de los aportes, ubicación y degradabilidad de los residuos. En suelos con gran actividad biológica, se produce rápidamente descarbonatación del material debido a la fuerte producción de CO₂, que al reducir el pH del medio acelera el proceso de

solubilización del CaCO₃

Se puede diferenciar dos grandes tipos de vegetación: pastizal (pradera o estepa) y bosque. El aporte de los restos orgánicos en pastizales es principalmente subsuperficial, donde la biomasa

Tabla 2.9. Materia seca de distintas comunidades vegetales.

Ambiente	Materia seca (ton ha ⁻¹ año ⁻¹)
Selva	100 -200
Bosque caducifolio	20
Bosque xerófilo	8
Sabana tropical	30
Pradera de pastos altos	2-4
Pradera de pastos bajos	1,6
Estepa	1

Los valores se refieren a parte aérea. La masa de la parte subterránea se puede calcular mediante la relación Parte aérea/Parte subterránea:
Pastizal: 0,05 0,4
Bosque: 3 -9

Volovuev, 1964.

subterránea supera a la biomasa aérea, ocurriendo lo opuesto en la vegetación de bosque (Volovuev, 1964) (Tabla 2.9):

Las gramíneas producen abundante cantidad de MO, tanto en profundidad como primordialmente por del sistema radicular en el horizonte A, mediante el denominado «efecto rizosfera». Las raíces producen excreciones de compuestos hidrosolubles y sobre todo, hay descomposición anual *in situ* de sistemas de raíces muy abundantes. La transformación rápida de estos compuestos muy ricos en nitrógeno origina un ciclo

biogeoquímico de elementos nutrientes y humificación intensa que se desarrolla en gran parte en forma subterránea. Una parte del humus generado evoluciona por maduración lenta, por policondensación de los núcleos aromáticos, que confiere el color negro (o muy oscuro) característico de estos suelos u horizontes. La intensa actividad animal (lombrices, cavadores) contribuye a favorecer la mezcla de materiales y la incorporación profunda del humus (Figura 2.7). La participación fundamental de las gramíneas se manifiesta por la abundancia de sílicofitolitos en perfiles de suelos de la región (Pecorari et al. 1990; Tecchi, 1983a; 1983b).

La densidad de raíces de las distintas comunidades es un parámetro vinculado al aporte directo de materia orgánica del suelo. Se indican a continuación valores para los 10-15 cm superficiales expresados en cm/cm^3 (Gregory, 1992).

Pastizal de zonas templadas 20-25
Cereales de zonas templadas 8-10
Leguminosas (maní, garbanzo) 1

Tabla 2.10. Distribución en profundidad de la densidad de raíces (cm cm^{-3}) de trigo y soja en verano..

TRIGO		SOJA	
Profundidad	Densidad	Profundidad	Densidad
0 - 10	6,5		
10 - 20	5,0	0-15	0,9
20 - 30	3,5		
30 - 40	2,5	15-30	0,4
40 - 50	1,7		
50 - 60	1,5	30-45	0,2
60 - 70	1,6		
70 - 80	0,7	45-60	0,2
80 - 90	0,5	60-75	0,1

Modificado de Gregory, 1992

También interesa conocer la distribución en profundidad de la masa radicular. En este sentido es ilustrativa la comparación entre trigo y soja (Tabla 2.10).

La mineralización del C orgánico del suelo se debe principalmente a los requerimientos de energía y nutrientes de los organismos heterótrofos, ya que la oxidación abiótica rara vez representa más del 20% del total del C mineralizado, y para algunos autores a menudo no

llega al 5% (Lavelle et al.; 1993). Los principales responsables de la mineralización biótica del C son los microorganismos (80-95 %). Tienen poblaciones extremadamente grandes en los horizontes superiores, del orden de mil millones de bacterias y varios kilómetros de hifas de hongos por gramo de suelo. La fauna, si bien tiene un papel menor en la mineralización del C, influye reduciendo tamaño de los restos vegetales, distribuyendo a estos restos dentro de la masa del suelo, transportando microorganismos y produciendo sustratos metabolizables (Baldock y Nelson, 2000).

La rizosfera. Gran parte del aporte de MO al suelo, particularmente en pastizales, se realiza en forma subsuperficial, por consiguiente, es muy importante conocer los procesos que se llevan a cabo entre las raíces y la masa de suelo circundante. Dicha interfase fue denominada *rizosfera* por Hilner (1904), definida como el volumen de suelo en el que las raíces tienen influencia y es compartido por las bacterias. Hilner utilizó el término para referirse en particular a las interacciones entre raíces de leguminosas y bacterias, al estudiar abonos verdes de leguminosas (Gregory, 2006). Posteriormente, se reconoció que la rizosfera tenía implicancias más amplias, definida como la zona de suelo que rodea a la raíz y que es afectada por ésta (Darrah, 1993). Se reconoce ahora que difiere del resto de la masa de suelo debido a una serie de procesos biológicos, bioquímicos, químicos y físicos que se producen debido al crecimiento de la raíz, a la absorción de agua y nutrientes, a la respiración y a los rizodepositos.

El espesor de la rizosfera es impreciso y difiere según el factor considerado, variando desde fracciones de milímetro para poblaciones microbianas y nutrientes inmóviles, a decenas de milímetros para nutrientes móviles y agua, y a varias decenas de milímetros para compuestos volátiles y gases desprendidos de las raíces (Gregory, 2006). Los compuestos que liberan las raíces al suelo modifican sus propiedades químicas y físicas y estimulan el crecimiento de distintos organismos. Las poblaciones de microorganismos encuentran en esta zona sustratos constituidos por rizodepositos de exudados, células desprendidas y raíces en descomposición.

Tiempo

El proceso de melanización es relativamente rápido en comparación con otros procesos de la región como la argiluviación. Yaalon (1971), quien acepta el concepto de equilibrio dinámico, diferencia tres tipos de procesos y propiedades de acuerdo con su persistencia y velocidad de formación: rápidos, lentos e irreversibles (self-terminating). Targulian y Krasilnikov (2007) agrupan a los procesos según *tiempos característicos* (o velocidad de formación), diferenciando procesos rápidos (10^{1-2} años), medios (10^{3-4} años) y lentos (10^{5-6} años). En general, la acumulación de materia orgánica es un proceso rápido y reversible (< 1000 años según Yaalon, 1971) aunque la formación de un horizonte mólico puede requerir plazos mayores.

Alexandrovskiy (2007) estudió cronosecuencias en Chernozems de la llanura rusa durante el Holoceno, determinando la edad de los suelos a partir de datos arqueológicos y radiocarbono. Determinó en un caso que 15 años después del comienzo de la formación del suelo, el espesor de un perfil (horizontes A + AB) alcanzó 7 cm; en otras situaciones encontró 18 cm para 100 años, 45 cm para 800 años y 80-90 cm para 2000-4000 años. Se observa que la tasa de incremento de espesor disminuye a medida que avanza el desarrollo del suelo: 4-5 mm/año en 15 años, 1,5 mm/año en 100 años, 0,6 mm/año en 800 años y 0,3-0,4 mm/año en 3000 años. Estos valores son importantes para establecer tasas de erosión admisibles para suelos de estepa, que deberían ser inferiores a 0,25 mm/año (2,75 ton/ha/año), suponiendo la existencia de un material originario adecuado para su transformación en suelo. Para suelos de pradera de América del Norte se mencionan tasas de desarrollo semejantes a las anteriores: 33 cm en los primeros 400 años (0,8 mm/año), disminuyendo luego a menos de 0,05 mm/año (Buol et al., 1989; Stevens y Walker, 1970).

En la Región Pampeana se encuentra un marcador estratigráfico que permite inferir edades en tiempos muy recientes. Se trata de la capa de ceniza depositada luego de la erupción del Volcán Quizapú en abril de 1932. La misma cubrió toda la Región Pampeana, con mayores espesores en la Pampa Arenosa (Larsson, 1937), donde se observa en suelos no alterados (Camilión e Imbellone, 1984; Hurtado et al., 1985). En estos lugares, por encima de dicha capa se encuentra un depósito de 20-30 cm de espesor de textura franco arenosa, en el que se desarrolla un horizonte A de 15-20 cm, que generalmente cumple los requisitos de epipedón mólico (Imbellone y

Camilión, 1988). Así, la melanización habría avanzado a una tasa aproximada de 2,5-3,0 mm/año en los primeros 60 años de desarrollo del proceso. Estos valores tienen similitud con los mencionados por Alexandrovskiy (2007).

Expresiones morfológicas del proceso

Horizontes minerales y orgánicos

La evidencia más clara del proceso de melanización en horizontes minerales es la presencia del horizonte A, diferenciado por su oscurecimiento con respecto al material originario por la incorporación de materia orgánica humificada. Los horizontes A suelen diferenciarse, por un límite más o menos neto, de los horizontes o capas subyacentes (E, B, C, R). En otros casos, el pasaje es más gradual con la presencia de horizontes de transición (AB, BA, AC, AE, EA). Existen diferencias muy marcadas entre los horizontes A formados bajo vegetación de bosque y de pastizal. Los primeros son relativamente delgados, suelen subyacer a horizontes orgánicos (humus mor) y el contenido de MO decrece rápidamente con la profundidad. Los horizontes superficiales de los pastizales, en cambio, son más espesos y la MO disminuye en forma más atenuada. Esta característica indujo a la clasificación francesa antigua a denominar *isohúmicos* a los suelos de pastizales. Las diferencias se deben a que en el bosque el aporte de restos orgánicos es principalmente superficial formando mantillo (hojas, ramas) y en el pastizal es subsuperficial (raíces).

En los horizontes orgánicos el proceso se manifiesta cuando los restos orgánicos han experimentado un avanzado grado de transformación o no son visibles (horizontes Oa, Oe).

El contenido de materia orgánica de un suelo está en función de las ganancias que se producen en la superficie y en las capas superiores del perfil y las pérdidas que acompañan a la descomposición. En un caso ideal, una superficie formada recientemente no tiene MO y una vez establecida la vegetación se comienza a formar un horizonte A. Al comienzo de la formación de un suelo las ganancias superan a las pérdidas y gradualmente se acumula MO, engrosándose el horizonte A. Con el tiempo, se alcanza una estabilidad y las ganancias igualan a las pérdidas.

Este estado estable significa que se ha llegado a

un equilibrio entre la acumulación de MO y su mineralización. Este es un equilibrio dinámico que se mantendrá mientras los factores formadores del suelo, incluida la acción antrópica, permanezcan constantes. Por ejemplo, un cambio de clima o la roturación de tierras vírgenes pueden establecer un nuevo nivel de equilibrio.

La máxima acumulación de humus se produce cuando existe una relación óptima entre la incorporación de materia vegetal al suelo, la intensidad de la descomposición biológica y la acción preservante de las bajas temperaturas (ver Factores de formación. Clima). En la Región Pampeana, los mayores tenores de MO en suelos bien drenados se encuentra en el SE de la provincia de Buenos Aires (Servici de Rondini, 1960), donde se llega a valores de 7-8 % (INTA, 1989). Hacia el N de la región los valores son menores debido a que las temperaturas medias son más altas, encontrándose niveles de 4-5 % en suelos bien provistos. Asimismo, se debe considerar el uso de la tierra; en este sentido Michelena et al. (1988) establecen en la Pampa Ondulada valores medios de MO de 2,4 - 3,3 % en suelos con agricultura continua, los cuales muestran pérdidas del 21 al 56 % respecto a los suelos testigo.

En estadios avanzados del desarrollo del suelo, se produce una translocación de humus hacia los horizontes inferiores. Los canalículos de raíces y lombrices y las superficies de los agregados se recubren con compuestos oscuros formados por humus y arcilla (Stevenson, 1969). En este sentido, Buol y Hole (1959) observaron que los cutanes de arcilla tienen contenido de MO considerablemente mayor que en el interior de los agregados. En algunos suelos, un máximo secundario de humus coincide con la acumulación de arcilla y la asociación de estos dos componentes protege al humus de la descomposición. En algunos suelos y sedimentos arcillosos se encuentra humus interestratificado con minerales de arcilla, donde no estaría accesible a las enzimas y microorganismos.

La presencia de silicofitolitos es un indicador de procesos superficiales y posible presencia de horizontes A. Estos biolitos son de particular importancia tanto en la caracterización de sucesiones antiguas como en suelos actuales, ya que persisten largo tiempo después de la descomposición del material vegetal. Las gramíneas se cuentan entre las familias que producen mayor cantidad de fitolitos, por eso son de gran utilidad para los estudios de evolución de los suelos de la Región

Pampeana, como los realizados en la Pampa Ondulada (Tecchi, 1983a,b).

Color

El matiz de la mayoría de los horizontes A de suelos de la Región Pampeana es 10YR, cumpliendo las exigencias de epipedón mólico en cuanto a luminosidad ($d_{\leq 3}$ en húmedo y $d_{\leq 5}$ en seco) e intensidad (≤ 3), especialmente hacia el este y sudeste (Pampa Ondulada, Pampa Llana Santafesina, Pampa Interserrana, Entre Ríos). Hacia el oeste, el contenido de MO suele ser menor acompañado por colores más claros, correspondiendo a epipedones ócricos, particularmente en los suelos más arenosos (Entisoles). En suelos de la Pampa Deprimida también se encuentran horizontes A de colores claros en suelos sódicos con baja cobertura vegetal (Natracuales).

El oscurecimiento del material mineral no se limita a los horizontes A u horizontes de transición sino que también suele afectar a los horizontes B, como se observa en suelos del E de la Región Pampeana (Argiudoles típicos y vérticos, etc.) donde el horizonte B está muy desarrollado y puede subdividirse en tres y hasta cuatro subhorizontes. El subhorizonte superior (Bt1 o Btss1) suele ser muy oscuro (luminosidad 1 ó 2) por formación de complejos arcillo-húmicos, a veces con barnices arcillo-húmicos; en estos casos se combinan los procesos de ilimerización y melanización, y coincidentemente en ese sector el horizonte mólico puede superponerse con el argílico. (Tabla 2.11) (Figura 2.8). El oscurecimiento ocurre tanto en suelos bien drenados (Argiudoles, Paleudoles), como en suelos hidromórficos y sódicos (Argiacuoles, Argialboles, Natracuoles, etc.). En ambos casos, el horizonte A y el horizonte B más superficial suelen tener colores muy similares en húmedo, diferenciándose por la estructura y la presencia o ausencia de barnices. En cambio, en estado seco, la separación es más evidente pues los horizontes B mantienen el color oscuro y los horizontes A se aclaran sustancialmente (Figura 2.9)

La melanización también se puede observar en horizontes A enterrados, pero esto ocurre cuando el sepultamiento ha sido relativamente reciente o en ambientes anaeróbicos, ya que la materia orgánica no se preserva en los paleosuelos pues se oxida con relativa rapidez. Yaalon (1971) establece una escala de persistencia relativa de horizontes en paleosuelos que incluye tres clases: 1) fácilmente alterado, 2) relativamente persistente y 3) persistente, ubicando al horizonte mólico en la primera clase. Lo ante-

dicho explicaría el hecho que raramente se describen horizontes A en suelos enterrados pleistocenos de la Región Pampeana, donde claramente se preservan los horizontes B con arcilla iluvial, considerados «persistentes» en la mencionada escala. En algunos casos, el horizonte A manifestaría un cambio en sus propiedades, principalmente pérdida del color oscuro, que dificultan el reconocimiento. En otras situaciones el horizonte A fue eliminado por erosión hídrica, o eólica en períodos secos y fríos con menor cobertura vegetal, como ocurre en suelos con secuencias A-AC-C-2Btb (Subgrupos tapto-árgicos, tapto-nátricos), comunes en Pampa Arenosa y Pampa Deprimida (ver Capítulo 3).

Materiales oscuros también se encuentran en los horizontes subsuperficiales de los suelos pampeanos, en las denominadas «chorreaduras» de materia orgánica y originadas por caída de material del horizonte A en grietas abiertas del horizonte B, principalmente de suelos con características vérticas (Vertisoles y Subgrupos vérticos de Molisoles y Alfisoles). En el Capítulo 5 se trata en detalle este rasgo. La acción de la fauna, especialmente lombrices, produce con frecuencia el transporte de material oscuro hacia horizontes subyacentes. También se revela por la presencia de *crotovinas* (del Ruso *krot*: topo), consistentes en cuevas originadas principalmente por integrantes de la macrofauna o megafauna rellenas con material de horizontes superiores después de ser abandonadas (Figura 2.7).

El grado de desarrollo del proceso de melanización es estimativo, aunque se pueden considerar varios parámetros indirectos relacionados con el color, como son textura, contenido y tipo de materia orgánica y compuestos minerales, meso y microestructura y profundidad. En primer lugar, todas las definiciones concuerdan en que el color debe ser oscuro (Gaucher, 1968; Buol, 1989), pero no hay una forma estricta de aceptación general para encuadrar esta propiedad en relación con el grado de melanización. A partir de esta imprecisión, las otras variables vinculadas se hacen más inciertas.

Estructura

Los horizontes A suelen tener estructura granular y migajosa resultante principalmente de la acción de las raíces y organismos. Entre estos últimos se destacan las lombrices, que junto con las hormigas y termitas, se consideran los organismos que tienen mayor influencia en la estructura del suelo y cuyos efectos más importantes son:

1) Producción de deyecciones, que promueven la formación de agregados estabilizados debido al enlace de partículas mediante polímeros, secretados por las lombrices, y por acción ligante de fibras vegetales e hifas de hongos. Las deyecciones son generalmente ricas en nutrientes disponibles para las plantas.

2) Formación de canalículos que constituyen macroporos y aumentan la infiltración y aireación. Estos bioporos suelen ser muy estables ya que sus paredes se encuentran revestidas por compuestos orgánicos transportados o secretados por las lombrices (Hendrix, 2000).

La estructura granular también puede formarse por alternancia de humectación y desecamiento y de congelamiento y descongelamiento. Una vez formados los agregados, las raíces finas se desarrollan alrededor de los mismos, produciendo una ligera constricción que contribuye a aumentar su estabilidad (Schaeztl y Anderson, 2005). Otro componente que contribuye a aumentar la estabilidad de los agregados son las «gomas microbianas»; en este sentido, estudios realizados en la Región Pampeana muestran que la disminución de la estabilidad estructural se correlaciona con una disminución de las gomias (Mon et al., 1986).

La agregación comienza con la floculación de partículas de arcillas formando cuasicristales o dominios de <20 mm que se unen luego en microagregados (20-250 mm) por compuestos inorgánicos (arcilla, óxidos) y orgánicos (sustancias húmicas y productos microbianos). En un nivel superior de agregación se forman macroagregados (generalmente >250 mm) constituidos por microagregados y partículas de arena y limo aglutinadas por pelos radiculares, hifas y grandes biomoléculas (Tisdall y Oades, 1982). Estos autores diferencian tres grupos de compuestos ligantes: *transitorios*, *temporarios* y *persistentes*. Esta clasificación se basa en la edad y degradación de la MO y no en las proporciones de compuestos químicamente definidos. Los agentes transitorios incluyen materiales que pueden ser rápidamente descompuestos por microorganismos tales como polisacáridos; se los denomina transitorios porque están presentes cuando las plantas están creciendo y cuando se agrega materia orgánica fresca y son fácilmente disturbados por perturbaciones mecánicas. Los agentes temporarios comprenden raíces e hifas de hongos, particularmente hifas de micorrizas vesículo-arbusculares y los materiales persistentes

Tabla 2.11. Comparación de colores de horizontes A y Bt1 en Molisoles y Vertisoles del este de la Región Pampeana.

Suelo	A				Bt1			
	Color S	Color H	Prof. (cm)	M.O. (%)	Color S	Color H	Prof. (cm)	M.O. (%)
Paleudol ácuico (Serie Magdalena)	10YR 5/2	10YR3/2	0-28	3,39	10YR 4/1	10YR 2/1	28-70	1,86
Paleudol ácuico (Serie Etcheverry) Ap+A+AB	10YR 5/2	10YR 3/2	0-45	4,15 3,44 2,22	10YR 3/1	10YR 2/1	45-90	1,46
Cromudert (Serie Vieytes)	10YR 5/2	10YR3/2	0-11	2,94	10YR 4/1	N 2/0	11-52	1,63

tes incluyen sustancias húmicas asociadas con hierro, aluminio y aluminosilicatos.

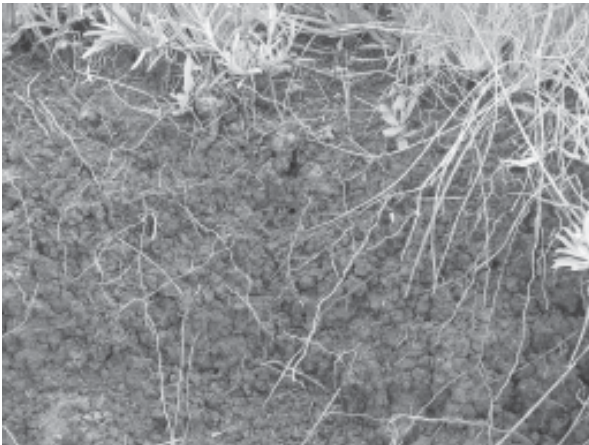
Rasgos micromorfológicos del proceso

Suelos con altos contenidos de materia orgánica en los horizontes superiores se encuentran en estepas y praderas de climas subhúmedos a semiáridos con temperaturas variables siempre adecuadas para el desarrollo de alta actividad biológica. Los horizontes melanizados son biológicamente muy activos. Las raíces de plantas contribuyen a la mayor parte de la biomasa y en algunos ecosistemas de gramíneas pueden generar 1,2 kg anualmente. Las raíces de gramíneas son muy finas, abundantes y se descomponen rápidamente. Los microorganismos pueden generar 15-20% de la biomasa. Son suelos muy estudiados por su capacidad productiva, con relativa atención por parte de micromorfológicos. Algunos estudios establecen la relación entre la microfábrica, las características morfológicas, atributos analíticos y capacidad productiva. Kubiëna (1970) fue uno de los primeros micromorfológicos en prestar atención a la fábrica del suelo como un rasgo pedogénico y factor de productividad estudiando suelos Chernozémicos con fábrica que denominó «spongy», esponjosa: fábrica del suelo biológicamente favorable consistente en agregados unidos entre sí de modo que se forma un sistema de cavidades conectadas, como en una esponja. La estructura interna de los agregados es porosa, no densa. Esa fábrica se describió correspondiendo al tipo de humus *mull* derivado de la completa desintegración y humificación de

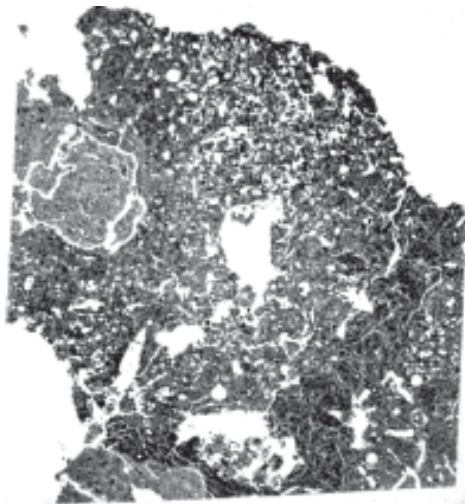
residuos de plantas por una variedad de organismos que van desde bacterias a grandes artrópodos y subsecuente formación de humus mull por lombrices (*Lumbricidae*). En Argentina se encuentra en horizontes A de Brunizems en una transecta entre el sudeste de Córdoba y parte central de Santa Fe (Stephan et al., 1977). Las variedades más comunes de fábricas son «spongy mullicol» y «fine-pelleted mullicol».

La organización en unidades de fábrica granular permite al suelo una adecuada retención de humedad. Estos agregados son estables en agua, no se dispersan fácilmente y favorecen la penetración de agua y raíces (Figura 2.10). El interior de los agregados granulares de epipedones mólicos posee abundantes complejos arcillo-húmicos; además de sustancias húmicas fuertemente polimerizadas que forman los complejos, hay compuestos lábiles que contribuyen a la granulación de la estructura (Duchaufour, 1977a).

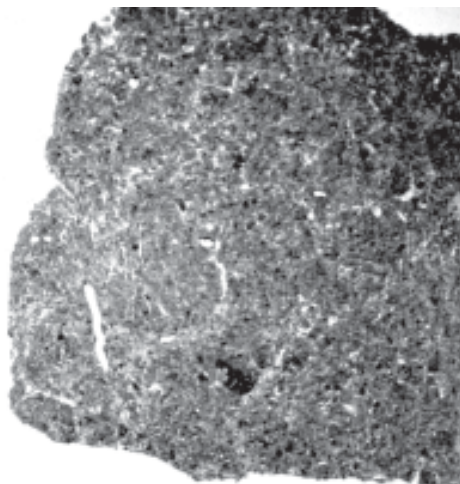
Stoops (2003) denomina microestructura esponjosa («spongy microstructure») a aquellas apedales con microporosidad textural dominada por vacíos mamelonares suficientemente interconectados que rompen la continuidad del sólido, pero no definen agregados. La microestructura migajosa («crumb microstructure») posee vacíos de empaquetamiento compuestos e interconectados que definen agregados discretos totalmente rodeados por ellos, sin caras acomodadas, y microagregados porosos; la microestructura es granular («granular microstructure») cuando los agregados no son porosos o compuestos de agregados



a



b1



b2

Figura 2.10. a) mesoestructura granular en horizonte A de un Argiudol vértico (partido de Punta Indio, provincia de Buenos Aires), b) microestructura del horizonte A de la Serie Rafaela, b1) virgen, b2) manejo con agricultura continua.

más pequeños. En el sudeste de la Provincia de Buenos Aires se describen capas finas oscuras a profundidades variables entre 60 y 130 cm sobre la capa de tosca, denominadas *horizontes Alfa*. Estos poseen microestructura migajosa (*crumb*) a granular (*granular*) con agregados redondeados tamaño arena gruesa; el material fino es pardo muy oscuro con fábrica bien diferenciada (Pazos, 1990).

La fábrica de epipedones mólicos se describió como (distribución relativa) *spongy* (Kubiëna, 1970), *mullicol* (Barratt, 1964), *agglomeroplasmic* (Brewer, 1964), *monic* (Stoops y Jongerius, 1975). En las terminologías propuestas se puso énfasis en la distribución relativa entre componentes finos y gruesos y la asociación y composición entre constituyentes orgánicos y minerales. Los tipos de fábrica observados en epipedones mólicos corresponden a la denominada «secuencia mullgránica» («mullgranic sequence»). Es común observar unidades discretas denominadas «mull-like» formadas por complejos orgánicos, plasma mineral y granos esqueléticos con variable grado de coalescencia. La fábrica mullgránica («mullgranic») suele ser común en la parte media y inferior del epipedón mólico. Allí todo el plasma se combina con granos del esqueleto y forma unidades mull-like discretas, con empaquetamiento flojo y con abundante cantidad de excrementos. Cuando estas unidades no están completamente separadas y hay coalescencia parcial entre ellas, la fábrica se denomina mullgranoidica. La forma de los agregados es discernible por el contorno de vacíos. Cuando la fábrica está más densamente empaquetada puede ser *mullgranoidica porfírica* o *porfírica*. La fábrica plásmica posee baja birrefringencia reflejando la fuerte asociación entre constituyentes húmicos bien descompuestos y minerales de arcilla en complejos coloidales. Puede ser *undúlica* débilmente *argilasépica* e *insépica*. También las fábricas *isóticas* localizadas reflejan residuos de plantas melanizados. Melanosis es la acumulación de plasma negro u opaco posiblemente formado por microorganismos. El rasgo pedológico más común de los epipedones mólicos es el material fecal y los pedotúbulos (Pawluk y Bal, 1985).

Los tipos de fábrica son generalmente similares en todos los epipedones mólicos (Pawluk y Bal, 1985), pero hay diferente composición del plasma, tamaño y forma de vacíos en distintas regiones biogeográficas. Así, suelos de regiones boreales poseen unidades mullgránicas de tamaño fino bien separadas en horizontes superficia-

les y se hacen más coalescentes, mullgránoidica en profundidad, posiblemente reflejando la influencia dominante de microfauna pequeña. En otros suelos las unidades dominantes son mucho más gruesas con marcada coalescencia y vacíos finos. Las unidades poseen empaquetamiento denso y están parcialmente acomodadas; estos tipos de fábrica reflejan la influencia de fauna de mayor tamaño en su génesis. La fábrica también se puede definir a través de la descripción de la naturaleza de los vacíos. Las unidades mullgránicas están desacomodadas y distribuidas al azar y los espacios interparticulares son vacíos de empaquetamiento compuesto grandes y fuertemente interconectados (Brewer, 1964). A medida que las unidades se fusionan, los espacios interparticulares se hacen discontinuos y los vacíos de empaquetamiento compuesto se transforman en vacíos mamelonares, a veces intercomunicados

Investigaciones micromorfológicas específicas acerca de procesos de melanización existen escasamente en Argentina. Solo en algunos trabajos en la Pampa Ondulada se tratan los horizontes melanizados como parte del suelo total (Scoppa, 1978/79; Imbellone, 1980). En el estudio bioquímico, mineralógico y micromorfológico de suelos Rendzina, de cordones conchiles próximos a la ruta 11 en el partido de Magdalena se analizan horizontes superficiales hasta profundidades variables de 25 cm (Sánchez, 1976). En estos suelos el grado de humificación es alto (88 %) y la relación entre ácidos húmicos y fúlvicos no llega a la unidad, alcanzando a veces, estos últimos a duplicar a los primeros. La alteración pedoquímica afecta principalmente a los bioclastos, no a los minerales primarios, por tanto este rasgo es un indicador de la fertilidad en estos suelos. En el trabajo se encuentra más útil la clasificación de materiales orgánicos de Barrat (1969) que la de Brewer (1964) y se clasifica al material como «*mullicol esponjoso-litisquel calcítico*»: coloides de mull: residuos orgánicos de tamaño coloidal, fuertemente descompuestos y arcillas coloidales, íntimamente mezclados o asociados; esqueleto lítico con granos minerales y fragmentos de roca. Por la naturaleza de los suelos tratados el grado de melanización es marcado y afecta a los horizontes superficiales.

Recientemente, Morrás et al. (2004) y Bonel et al. (2005) abordan la influencia de las prácticas culturales en la modificación de la microestructura de varios suelos, principalmente Argiudoles de la Región Pampeana central y norte, Santa Fe y Córdoba, con aproximadamente 10 años de la-

boreo (trigo, soja, maíz) haciendo particular referencia a la influencia de la siembra directa. En todos los casos y con variaciones propias de la heterogeneidad natural, se distinguen tres capas con características distintivas: I, capa superficial con restos orgánicos y microagregados irregulares; II, con microestructura laminar y III, más densa y con menor grado de agregación y presencia de bioporos. La heterogeneidad estructural es clara, ya que por efecto de la siembra directa se favorece la formación de microlaminación y compactación superficial por tránsito de maquinaria, y por otro lado aumenta la actividad biológica, formación de bioporos, mezcla de materiales y formación de microagregados.

Desde la óptica biológica se estudian las modificaciones microestructurales provocadas por las termitas en distintos suelos de Argentina (Cosarinski, 2003), donde se describen diferencias microestructurales marcadas entre las distintas partes de los nidos y zonas funcionales de los habitáculos.

Influencia en las propiedades físicas

Densidad

La densidad real de la MO es de alrededor de 1 Mg m^{-3} , valor sustancialmente inferior al de los componentes no orgánicos, que oscilan entre 2,5 y $2,8 \text{ Mg m}^{-3}$, con un valor típico de alrededor de $2,6 \text{ Mg m}^{-3}$. En los métodos de determinación de la densidad real que eliminan la materia orgánica se pueden introducir errores, particularmente en los horizontes A cuando se utiliza el dato de densidad real para calcular la porosidad (Skopp, 2000). La densidad se utiliza por distintos autores para definir fracciones de la MOS que se pueden aislar y determinar su tasa de descomposición. Hassink (1995) determinó tres fracciones: liviana ($<1,13 \text{ g cm}^{-1}$), intermedia ($1,13\text{-}1,37 \text{ g cm}^{-1}$) y pesada ($>1,37 \text{ g cm}^{-1}$).

Superficie específica

La materia orgánica tiene una superficie específica de $560 \text{ a } 800 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$, valores muy elevados en comparación con la mayoría de los componentes minerales del suelo, por ejemplo: caolinita ($15\text{-}20 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$), illita ($80\text{-}100 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$), mont-morillonita ($280\text{-}500$), óxidos de Fe cristalino ($116\text{-}184 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$) y óxidos de Fe amorfos ($305\text{-}412 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$). Este parámetro explica en gran parte el comportamiento de la MOS en funciones tales como adsorción de nutrientes y plaguicidas y absorción

de agua (Skopp, 2000). Asimismo, en la superficie específica de un determinado horizonte de suelo interviene también la granulometría, además de la participación de los distintos componentes minerales y orgánicos.

Retención de agua

La MO puede absorber y retener grandes cantidades de agua, según Stevenson (1994) hasta 20 veces su masa. De todas maneras, el efecto directo dependerá de la morfología de los materiales orgánicos y resultará beneficioso siempre que el suelo retenga agua dentro del intervalo de potenciales del agua útil. Influyen también los restos orgánicos superficiales al reducir la evaporación y aumentar la infiltración. La acción de la MO en la retención de agua deriva sobre todo de su efecto en la agregación y en la distribución del tamaño de poros. De tal manera, la MO es incluida frecuentemente en funciones de pedotransferencia para predecir parámetros relacionados con el movimiento y retención de agua (Baldock y Nelson, 2000). En la Región Pampeana se encontró mediante análisis de regresión múltiple que la curva de retención de agua estaba relacionada ($R^2 = 0,96$) con la granulometría y el carbono orgánico en Argiudoles y Hapludoles de Santa Fe (Imhoff et al., 2006). También se utilizó la MO, junto con otros parámetros, para predecir la infiltración y curva de retención de agua en Argiudoles del norte de la provincia de Buenos Aires (Landini et al., 2007).

Calor específico y temperatura

La materia orgánica tiene un calor específico alto en relación con los compuestos minerales, oscilando entre 0,4 y 0,6 cal g⁻¹. Ello significa que un horizonte superficial con alto contenido de MO debería adquirir una temperatura menor que otro horizonte con menor contenido de MO para la misma radiación solar, el mismo contenido de agua y la misma cobertura vegetal. Sin embargo, el color más oscuro del suelo más rico en MO absorbería más radiación (menor albedo) y compensaría en parte aquella diferencia de temperatura. A título ilustrativo, el albedo de un suelo oscuro es 0,16-0,17 y el de uno arenoso claro es de 0,25-0,45, en ambos en estado seco (Rosenberg et al., 1983); o sea que reflejan como máximo el 17 y 45% de la radiación recibida, respectivamente.

Hidrofobicidad

La hidrofobicidad o repelencia al agua es la resistencia que opone un material a su humedecimiento. Se considera hidrofóbico un material

cuando entre la superficie del agua (interfase agua-suelo) y la superficie del sólido (interfase sólido-agua) se forma un ángulo de contacto igual o mayor de 90°. En forma práctica, se considera que existe repelencia en un suelo si una gota de agua vertida sobre su superficie tarda cierto tiempo (alrededor de 5 segundos) en ser absorbida. En los suelos la hidrofobicidad es atribuida a recubrimientos de compuestos orgánicos (por ej. hidrocarburos alifáticos) sobre las partículas minerales. Este efecto se observa sobre todo en horizontes superficiales secos de suelos arenosos. Ocurre también en áreas que han experimentado incendios y en estos casos, el calor producido por la combustión de la hojarasca o broza puede producir la vaporización de sustancias orgánicas (por ejemplo ceras) que luego se condensan en paredes de poros. Algunos géneros de plantas mencionados como productores de repelencia son: *Eucalyptus*, *Pinus*, *Cupressus*, *Larix*, *Acacia*, *Lupinus*, *Medicago*, *Hordeum*, *Triticum*, *Agrostis*, *Phalaris*, *Calluna*, *Erica*, como también especies de hongos (especialmente Basidiomicetes). Asimismo, se ha observado hidrofobicidad en suelos contaminados con petróleo o sus derivados (Jaramillo, 2006). Una de las consecuencias de la repelencia es la reducción de la velocidad de infiltración, con el consiguiente aumento del escurrimiento superficial y del riesgo de erosión hídrica.

Influencia en las propiedades químicas

Capacidad de intercambio catiónico (CIC)

La MO contribuye con 25 al 90% de la CIC en los horizontes superficiales de suelos minerales y prácticamente la totalidad en turbas y otros horizontes orgánicos (Stevenson, 1994). Los grupos funcionales de las sustancias húmicas son responsables de la elevada CIC de las sustancias húmicas, que se origina principalmente en la disociación del H en los grupos carboxilo (-COOH) y oxhidrilo (-OH), siendo cargas altamente dependiente del pH. Si se considera a las sustancias húmicas como un polímero más o menos esférico, se calcula que existe por lo menos una carga eléctrica - es decir un grupo ionizado- por nanómetro cúbico (Oades, 1989). Según este autor, los grupos funcionales estarían más cercanos entre sí en los ácidos fúlvicos que son moléculas más pequeñas y más ricas en grupos carboxilos, y asigna a estas sustancias una CIC de hasta 1000 cmol kg⁻¹. Los valores atribuidos a los ácidos húmicos oscilan entre 300 y 500 cmol kg⁻¹, mientras que la humina

tendría posiblemente una CIC del orden de 100 cmol kg⁻¹. La CIC de la MOS oscila entre 60 y 300 cmol kg⁻¹ (Stevenson, 1994).

En suelos de la Pampa Deprimida, Mendía (1980a) calcula que la CIC de la MOS es de 145 cmol kg⁻¹, mientras que la CIC del «complejo húmico» (ácidos fúlvicos+ácidos húmicos) es 690 cmol kg⁻¹. Considerando 60 horizontes superficiales de 30 perfiles de la Pampa Ondulada, este autor establece los siguientes promedios e intervalos de CIC por Subórdenes: Udoles: 21,4 (18,1-23,1); Alboles 15,8 (9,6,-24,8); Acuoles: 22,0 (17,2-32,1 cmol kg⁻¹). La CIC calculada de la MOS en esta subregión es de 180 cmol kg⁻¹ (Mendía, 1980b).

Reacción y capacidad amortiguadora del suelo

La materia orgánica tiene un alto poder amortiguador (*buffer*) aunque la afinidad de las sustancias húmicas por Al y Fe con los que forman complejos de coordinación puede modificar dicha capacidad. La presencia de numerosos grupos funcionales (carboxilos, fenólicos, alcohólicos, aminos, etc.) son responsables de dicha capacidad en una amplia gama de pH. La incorporación de MO puede producir un aumento o disminución del pH, según como afecta el equilibrio de los procesos que consumen o liberan protones. Entre los factores involucrados se pueden mencionar las características químicas del suelo, el tipo de MO, la humedad del suelo y la permeabilidad. El agregado de materia orgánica a un suelo ácido generalmente produce un aumento de pH debido a la separación de los cationes metálicos de complejos, mineralización de N orgánico o desnitrificación. En cambio, la incorporación a un suelo alcalino tiende a acidificarlo, especialmente en condiciones de anegamiento o de lavado. Ello se debe a la mineralización de S y P orgánicos, mineralización seguida de nitrificación de N, lavado de N orgánico mineralizado y nitrificado, disociación de ligandos orgánicos o disociación de CO₂ durante la descomposición de la MO (Nelson y Oades, 1998; Baldock y Nelson, 2000).

Balance de carbono

Para conocer el balance de la materia orgánica o carbono orgánico en el suelo existen modelos con diversos grados de complejidad. Entre los modelos más sencillos y antiguos se puede citar el de Hénin y Dupuis (1945) surgido en Francia, que describe la evolución de la MO humificada,

cuya composición se supone homogénea. Utiliza dos coeficientes: *K1* o *coeficiente isohúmico* (adimensional) que define la proporción de restos orgánicos transformados en sustancias húmicas, que depende principalmente de las características de los residuos, y *K2* o *coeficiente de mineralización del humus* (%/año), que indica la pérdida de sustancias húmicas al cabo de un año. Se debe considerar además para el balance el parámetro *x*, aporte anual de restos orgánicos al suelo en toneladas de materia seca y el parámetro *y_t* reserva de materia orgánica humificada existen en el tiempo cero (*t* = 0). El modelo tiene algunas insuficiencias, tales como subestimar el carbono en los primeros años de un cultivo y sobreestimarlos más tarde.

Una evolución del modelo anterior es el de Andriulo et al. (1999), llamado también de dos compartimentos, ya que considera a la materia orgánica humificada dividida en dos fracciones: *activa* (*y_{A0}*) y *estable* (*y_S*) a los efectos del cálculo de su mineralización. La proporción de los dos compartimentos se calculó a partir de estudios realizados en Picardie, Francia (Wylleman, 1999) y Rothamsted, Gran Bretaña (Mary y Guérif, 1994), según los cuales la parte estable (*y_S*) del humus representa 2/3 de la materia humificada total y la parte activa (*y_{A0}*) el tercio restante.

Utilizando C marcado (¹⁴C) Alvarez et al. (1995) calcularon para la Región Pampeana un coeficiente de humificación de residuos de trigo (coeficiente isohúmico de Hénin y Dupuis, *K1*) de 0,50. Este valor significa que la mitad de carbono de restos vegetales se convierte en materia orgánica humificada y la otra mitad se mineraliza. Estos autores también determinaron un coeficiente de mineralización del humus (coeficiente *K2* de Hénin y Dupuis) de 0,057 (5,7% anual) para los 30 cm superficiales.

Alvarez y Steinbach (2006 b) determinaron el balance de carbono durante cinco años en cinco suelos de la Pampa Ondulada bajos distintas rotaciones (trigo-soja y trigo-soja-maíz) y sistemas contrastantes de cultivo (siembra directa y labranza convencional). Se calculó el C emitido como CO₂ (C-CO₂) y el aportado por residuos de cultivos (rastrojo y raíces) en toneladas/hectárea/año: **Aporte de C-CO₂**: rastrojo 4,3 + raíces 1,9 = 6,2 ton ha⁻¹ a⁻¹ **Emisión de C-CO₂**: mineralización de residuos 3,1 + mineralización del humus 4,8 = 7,9 ton ha⁻¹ a⁻¹ (Hay una emisión adicional de 1,8 ton ha⁻¹ a⁻¹ por respiración de las raíces que no se considera una pérdida desde los componentes orgánicos del suelo)

Balance: $-1,7 \text{ ton ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$. Este valor negativo es un promedio, siendo también negativos los balances individuales en los distintos suelos, años y sistemas de labranza.

Se realizó un balance similar en suelos de la Región Semiárida Pampeana para una rotación avena+vicia-maíz-trigo-avena con los mismos sistemas de labranzas, que en esta región dieron diferentes balances.

Siembra directa

Aporte de C-CO₂: rastrojo 2,58 + raíces 1,46 = $4,02 \text{ ton ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$

Emisión de C-CO₂: mineralización de residuos 2,02 + mineralización del humus 1,95 = $3,97 \text{ ton ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$

Balance = $+0,06 \text{ ton ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$

Labranza convencional

Aporte de C-CO₂: rastrojo 1,92+ raíces 1,10 = $3,02 \text{ ton ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$

Emisión de C-CO₂: mineralización de residuos 1,51 + mineralización del humus 2,66 = $4,17 \text{ ton ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$

Balance = $-1,15 \text{ ton ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$

Los mayores aportes de carbono bajo siembra directa en la Región Semiárida Pampeana se atribuyen a la mayor humedad edáfica. Por otro lado, la ausencia de variaciones importantes en la Pampa Ondulada entre sistemas de cultivo se debería a las condiciones climáticas más húmedas de esa región. También para suelos de la Pampa Ondulada se establece un modelo de balance de carbono orgánico aproximado, suponiendo que no hay producción de biomasa por malezas. El modelo estima que es necesario aportar al suelo 0,29 ton de residuos secos por cada tonelada de carbono en la MO en los primeros 30 cm para mantener los niveles de la misma. En la Pampa Arenosa los contenidos de MO son menores (1-3 %) debido a la disminución de las precipitaciones, menor aporte de biomasa vegetal, y a las texturas arenosas que favorecen la oxidación de la materia orgánica (Alvarez y Steinbach 2006b).

Balance = $R \cdot CAH - CO \cdot CM$

donde:

R: rendimiento de los cultivos ($\text{ton grano ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$, considerando 14% agua)

CAH: coeficiente de aporte de humus de los residuos ($\text{ton C humus/ton grano}$) Trigo: 0,40, soja: 0,37, maíz: 0,20

CO: carbono orgánico del suelo hasta 30 cm de profundidad (ton C ha^{-1})

CM: coeficiente de mineralización de la materia orgánica (0,057/año)

Funciones de la materia orgánica del suelo

Son múltiples las funciones de la materia orgánica y las formas en que influye en diversas propiedades del suelo, en la mayor parte de los casos de manera favorable:

- Favorece la agregación de las partículas del suelo, aumentando la estabilidad estructural mediante la acción de gomas microbianas, poliuronidos y polisacáridos sintetizados por diversos microorganismos (*Cytophaga*, *Azotobacter*, *Beijerinckia*, etc.).
- Incrementa la absorción y retención de agua en el suelo al mejorar la estructura y hacerla más estable, favoreciendo el intercambio de líquidos y gases con los organismos. Interviene positivamente en el ciclo del agua en la naturaleza favoreciendo la captación, almacenamiento y producción vegetal, al mismo tiempo que reduce o amortigua el escurrimiento superficial y pérdida de materiales.
- La cobertura superficial (mulch o mantillo) y la MO del suelo reducen los impactos degradatorios de la erosión hídrica y eólica.
- Aumenta la capacidad de intercambio catiónico por la acción de los grupos terminales carboxilo (COOH) y oxhidrilo (OH) de las cadenas alifáticas.
- Es una fuente potencial de elementos nutrientes a través de la mineralización de los compuestos orgánicos.
- Algunas fracciones, particularmente los ácidos fúlvicos más solubles, favorecen la hidrólisis y solubilización de minerales, liberando elementos nutrientes.
- Las sustancias húmicas tienen acción quelante sobre los iones metálicos, generalmente poco solubles, formando complejos estables. En este aspecto, las sustancias húmicas tienen comportamiento diferente en cuanto a la movilidad y absorción del metal por las plantas. Así, el hierro suministrado por ácidos húmicos de alto peso molecular está menos disponible que el acomplejado por ácidos de menor peso molecular (Miravé et al., 1987).
- Tiene poder amortiguador (buffer) del pH, atenuando las variaciones de la reacción del suelo por el agregado de ácidos o bases.
- Disminuye la adhesividad y plasticidad de los suelos arcillosos, facilitando las labranzas o laboreabilidad del suelo.
- Tiene acción protectora al combinarse me-

dianter diversos mecanismos con metales pesados u otros contaminantes. Piccolo (1994) describe varios mecanismos e interacciones entre sustancias húmicas y contaminantes orgánicos (intercambio iónico, enlace por puente de hidrógeno, transferencia de cargas, enlace covalente, adsorción hidrofóbica, etc.).

- Aumenta la resiliencia del suelo, principalmente del horizonte superficial, ante el tránsito animal y mecánico.
- En algunos horizontes A de suelos arenosos se ha comprobado el efecto de *hidrofobicidad* o *repelencia al agua* con algunas especies vegetales.
- Amortigua los cambios de temperaturas principalmente en los horizontes superiores, mediante la cobertura vegetal viva y la broza o «*mulch*».
- Tal vez el único efecto directo del color en el suelo sea la reducción del albedo o sea de la reflexión de la radiación solar, produciendo aumento de temperatura.

Clasificación

Desde principios del siglo XIX los científicos rusos y de otros países de Europa conocían que al sur del imperio ruso existían suelos muy fértiles, con horizontes superficiales oscuros profundos y alto contenido de MO humificada, a los que los campesinos denominaban Chernozem (del ruso чёрный, *chiornii*: negro y, ЗЕМЛЯ *zemliá*: tierra). Estos suelos, difundidos principalmente en Rusia, Ucrania, Estados Unidos y Canadá, constituyen la expresión más clara del proceso de melanización. En Rusia, Dokuchaiev en su tesis «*El Chernozem Ruso*» (1883) realizó un gran aporte sobre la génesis y distribución de este suelo, además de establecer el paradigma de los factores de formación del suelo, considerados fundacionales de la ciencia del suelo como disciplina independiente. El término *Chernozem* fue incorporado formalmente en la División A (Suelos totalmente desarrollados o Zonales) de la Clasificación Genética de Suelos de Sibirtsev de 1895. Desde la obra de Dokuchaiev, y posteriormente en otros trabajos, se subdividieron a los Chernozems en diversos subtipos sobre bases genéticas y geográficas. Así de las regiones más húmedas del norte a las más secas del sur de Rusia se diferenciaron Chernozems podzolizados o degradados, lixiviados, típicos, medianos, solodizados, meridionales, etc. El término se utilizó en la ex-URSS y se adoptó por otras clasificaciones, por ejemplo Marbut (1921) en la primer clasificación de tipo genético de los EE.UU., que incluyó a los Chernozems en el Gran Grupo de los *Pedocales* (suelos con acumulación de carbo-

natos de zonas subhúmedas a áridas) y en la Categoría IV, que agrupaba a suelos maduros que cubrían grandes extensiones. En esta misma categoría, pero en el Gran Grupo de los Pedalferes (suelos sin carbonatos, de zonas húmedas), Marbut incluyó a los «*Prairie Soils*» (Suelos de Pradera) para referirse a suelos con horizontes superficiales ricos en MO y ubicados en regiones más húmedas situadas al Este de los Chernozems; para algunos autores rusos estos suelos deberían considerarse Chernozems lixiviados o degradados. En clasificaciones posteriores de EE.UU., se mantuvo la diferenciación con los Chernozems, aunque el término *Suelo de Pradera* se reemplazó por el de *Brunizem* para evitar connotaciones fitogeográficas.

Respecto a las primeras referencias a los suelos de la Región Pampeana, Miaczynski y Tschapek (1965) mencionan a Sibirtsev, quien en 1901 dice: «las estepas de la Argentina hacen recordar en muchos aspectos a las estepas del hemisferio norte. Ellas se parecen por sus rocas formadoras de suelo (loess), por sus planicies, tipo de vegetación y sus suelos». Más tarde, Joffe (1949) dice que en América del Sur, entre 26° y 38° de latitud, existe una faja de chernozems y suelos similares cuya naturaleza no ha sido determinada y que parecen ser una variedad meridional de chernozems. En la Región Pampeana, Miaczynski y Tschapek (1965) realizan una caracterización de sus suelos que incluyen su clasificación y la superficie que ocupan. Utilizan la clasificación rusa y de los EE.UU, por considerar que ambos países tienen amplias zonas con condiciones semejantes a las de la Región Pampeana. Respecto a la clasificación rusa consideran los autores que los suelos zonales más difundidos no pueden considerarse estrictamente Chernozems, aunque tienen algunas características de ellos, por lo cual los denominan «*Chernozoides*». Luego diferencian a estos suelos según la presencia o ausencia de horizontes B texturales y tosca, distinguiendo además a los *Chernozoides de vega* (hidromórficos) y *de montaña* (roca a escasa profundidad). (Figura 1.3). Más tarde, Bonfils (1966) identifica como Brunizems a los suelos Chernozoides no hidromórficos (Figura 1.4).

En el nuevo esquema de clasificación de los EE.UU. se procuró reunir en la misma categoría a todos los suelos con horizontes A oscuros, profundos, estructurados y bien provistos en bases y materia orgánica humificada. Así, en la 6a. Aproximación de 1958 dichos suelos están en el Orden 5, el cual recibió el nombre de *Molisol* en la 7a. Aproximación de 1960, que se caracteriza

por la presencia del horizonte de diagnóstico *mólico*, además de elevada saturación en bases en gran parte del perfil. El *epipedón mólico* (del Latín *mollis*: blando) es el horizonte donde el proceso de melanización está mejor expresado y es el que posee mejores condiciones para el crecimiento de las plantas. El mismo es un horizonte mineral que debe cumplir la totalidad de las exigencias que se indican a continuación brevemente (Soil Survey Staff, 2007):

- Agregados ≤ 30 cm de diámetro, moderadamente duros o más blandos en seco.
- Estructura de roca en $< 50\%$ del volumen.
- Luminosidad (*value*) ≤ 3 en húmedo y ≤ 5 en seco e intensidad (*chroma*) ≤ 3 (Si el epipedón tiene $> 15\%$ de carbonatos se permite luminosidad más alta).
- Saturación de base $\geq 50\%$.
- Contenido de carbono orgánico $\geq 0,6\%$. Debe tener $\geq 2,5\%$ si el epipedón tiene luminosidad 4 ó 5 en húmedo (por presencia de carbonatos).
- Espesor $\geq 10, 18$ ó 25 cm, según textura y profundidad de roca, horizontes endurecidos o determinados horizontes de diagnóstico (cálcico, argílico, etc.)
- < 1500 mg kg⁻¹ de fosfatos (extraídos con ácido cítrico).
- Húmedo en alguna parte ≥ 90 días acumulativos cuando la temperatura a 50 cm es $\geq 5^{\circ}\text{C}$.
- Capacidad de soportar cargas en húmedo (valor $n < 0,7$).

El epipedón mólico es propio del Orden Molisol, el de mayor difusión areal de la Región Pampeana, pero puede estar en otros Órdenes, por ej. Vertisoles y, como horizonte sepultado, en Entisoles. Este horizonte, o sus equivalentes (por ejemplo: *horizonte melánico* en Uruguay), se encuentran en otras clasificaciones y corresponden principalmente a los siguientes suelos: *Chernozems*, *Phaeozems* y *Kastanozems* en la clasificación WRB (IUSS Working Group WRB, 2006), *Chernosols* (clasificación francesa, AFES-INRA, 1992) y al orden *Suelos Melánicos*, grandes grupos *Brunosols* y *Vertisoles* de la clasificación de Uruguay (Durán, 1991).

Otros epipedones donde el proceso de melanización es manifiesto, pero que se excluyen de *mólico* por no cumplir con algunas de las exigencias antedichas son el *úmbrico* y el *antrópico*. El epipedón úmbrico cumple con todos los requerimientos del horizonte mólico, salvo la saturación con bases, que es inferior al 50%. Este epipedón se encuentra en regiones con

precipitaciones abundantes. La acumulación y reciclado de MO son probablemente más lentos en este horizonte que en el mólico. Puede tener toxicidad por aluminio y generalmente poseen contenidos bajos de calcio, magnesio y potasio (Soil Survey Staff, 1999). En la Región Pampeana, se clasifica como úmbrico al epipedón de la Serie Puerto Yeruá, descrita en Entre Ríos (departamentos Federación, San Salvador, Concordia y Colón) en antiguas terrazas del río Uruguay. (INTA-Gobierno de Entre Ríos, 1980). Se encuentra en Haplumbreptes fluvénticos, familia franca gruesa sobre arcillosa fina, somera, térmica y su secuencia es A-I/II-II. El epipedón tiene textura areno franca a franco arenosa, 1,5-2 % de MO, colores oscuros (10YR 3/1 a 10YR 3/2) y baja de saturación con bases (30 a 47 %), con reacción ácida (pH hidrolítico 5,4-5,6 y pH potencial 4,6-4,9). Asimismo, se ha mencionado la presencia de Haplumbreptes líticos en posiciones intermedias (850 m snm) y altas (1025 m snm) de Sierra de la Ventana (provincia de Buenos Aires), con vegetación de pastizal y contenidos de materia orgánica de alrededor de 9 % (Pérez y Frangi, 2000).

El *epipedón antrópico* se diferencia del mólico por tener ≥ 1500 mg kg⁻¹ de fosfato extraído con ácido cítrico. Se identificó en Argiudoles situados en minifundios con cultivos hortícolas continuos vecinos a la ciudad de Santa Fe, sometidos a fertilizaciones intensas, reiterados aportes de «cama de gallineros» y restos vegetales (Panigatti y Hein, 1981).

El epipedón *melánico* se introdujo recientemente en el sistema Taxonomía de Suelos y se presenta particularmente en el Orden de los Andisoles o suelos transicionales, que en la Argentina se encuentra en la Patagonia Andina y Tierra del Fuego. Se caracteriza por tener colores oscuros, presencia de complejos humus-aluminio, a veces predominio de alofano como mineral secundario (en Argentina hay Andisoles no alofánicos), baja densidad aparente y alta capacidad de intercambio aniónico.

Recientemente, el sistema WRB (IUSS Working Group WRB, 2006) introdujo el horizonte de diagnóstico *vorónico* (del ruso *вороной* –voronoi-negro), que se utiliza como calificador grupo I sólo en los Chernozems. Se trata de un tipo especial de horizonte mólico en el que el proceso de melanización es especialmente intenso. Debe cumplir con la totalidad de los siguientes criterios de diagnóstico: 1) Estructura granular o en bloques subangulares finos; 2) Intensidad y lu-

miniosidad < 2,0 en húmedo y luminosidad <3 en seco en los 15 cm superficiales 3) >50% de su volumen compuesto de canalículos o deyecciones de lombrices o cuevas rellenas; 4) >1,5% de carbono orgánico; 5) Saturación con bases > 80% y 6) Espesor >35 cm.

Existen además horizontes subsuperficiales oscuros que contienen humus iluvial. Ellos son el *espódico* (humus asociado a hierro y aluminio iluviales), el *sómbrico* (existente en algunos suelos de regiones tropicales y subtropicales elevadas y húmedas) y *ágrico* (en suelos intensamente cultivados). Otros horizontes de diagnóstico subsuperficiales (por ejemplo, el argílico) pueden formar parte al mismo tiempo de un epipedón mólico si reúnen las exigencias correspondientes.

Clasificación del horizonte superficial (topsoil)

Según la FAO, los actuales sistemas de clasificación enfatizan las características del subsuelo por ser relativamente estables, mientras que las variaciones espaciales y temporales que experimentan los horizontes superficiales dificultan su clasificación. Sin embargo son estos horizontes los más importantes para la producción de alimentos y para el manejo y control de la degradación. Para llenar la brecha entre los sistemas taxonómicos y las características que se refieren a la fertilidad, la FAO (1998) desarrolló el Sistema de Clasificación para Fertilidad (*Fertility Capability Classification System, FCC*) basado en un trabajo de Sanchez et al. (1982). El sistema agrupa en forma cuantitativa a los suelos de acuerdo con sus limitaciones para la fertilidad.

Los términos utilizados para caracterizar a los horizontes superficiales pueden utilizarse de manera pragmática y tolerante, es decir que el usuario tiene libertad para utilizar aquellas propiedades que mejor definan a dicho horizontes para determinados usos. Por ello, no hay claves que indiquen preferencia de algunas propiedades sobre otras.

El horizonte superficial tiene el límite inferior a los 30 cm de profundidad, a menos que haya por encima alguna capa restrictiva para el crecimiento de las raíces. Los horizontes superficiales se pueden agrupar según los siguientes rasgos o propiedades:

- Textura: arenosa, franca, arcillosa, orgánica.

- Materiales orgánicos: propiedades fibrícas, hémicas, sápricas, folísticas.
- Tipo de materia orgánica: propiedades chérrnicas, réndzicas, melánicas, húmicas, etc.
- Propiedades físicas: tixotrópicas, dúricas, autoestructurantes (self-mulching), etc.
- Propiedades químicas: nátricas, cálcicas, gípsicas, hállicas, baja retención de nutrientes, etc.
- Propiedades biológicas: vérmicas, termíticas.
- Drenaje: propiedades reductivas, redóxicas.
- Uso de la tierra: propiedades cumúlicas, plágenas, úrbicas, etc.
- Erosión o degradación: truncamiento, erosión hídrica o eólica (leve, moderada, grave), etc.
- Propiedades físicas externas: propiedades áridas
- Clase por pendiente.

Estas propiedades se pueden indicar en forma abreviada mediante un símbolo constituido por una letra o una combinación de letras y números, ejemplo: propiedades húmicas: *m6* propiedades nátricas: *n*, propiedades cumúlicas: *a2*, erosión hídrica moderada: *d3*

Distribución del proceso en la región pampeana

El proceso de melanización afecta en mayor o menor medida a todos los suelos de la Región Pampeana, de todos modos, se encuentra mejor expresado en aquellos suelos con epipedón mólico representados por los Molisoles. Este es el Orden de mayor difusión areal en la Argentina, que cubre alrededor de 820.00 km², cerca del 30% de la superficie, estando representado en todas las provincias, salvo en San Juan (INTA, 1990). En el mundo, en cambio, los Molisoles tienen menor representación ya que ocupan el 8° puesto en extensión, con algo más de 9 millones de km². Tienen mayor difusión en regiones con clima semiárido (Ustoles) con 5,24 millones de km², seguido por las regiones con clima húmedo (Udoles, Rendoles): 1,53 millón de km², frío (Crioles), 1,16 millón km², mediterráneo (Xeroles): 0,92 millón km² y áreas con drenaje deficiente (Acuoles y Alboles) 0,14 millón km² (Soil Survey Staff, 1999).

En la Región Pampeana el Orden Molisol ocupa algo más de la mitad de su superficie, siendo el primero en extensión en las provincias de la re-

gión, salvo en Entre Ríos donde dominan los Vertisoles (Tabla 2.12).

y Benites, 2005).

La selección y manejo de los cultivos y sus rastro-

Tabla 2.12. Superficie aproximada (km²) ocupada por Subórdenes de Molisoles en provincias de la Región Pampeana.

	Buenos Aires	Santa Fe	Córdoba	Entre Ríos	La Pampa	Región Pampeana
Udoles	162.000	45.300	60.000	25.200	1000	293.500
Ustoles	28.200	-	15.000	-	46.500	89.700
Acuoles+Alboles	45.500	8.600	8.000	10.800	20	72.920
Rendoles	100	-	-	-	-	100
TOTAL	235.800	53.900	83.000	36.000	47.520	456.220

INTA, 1989, 1990

Los Vertisoles también poseen horizontes superficiales con altos contenidos de MO bien humificada, aunque a veces no cumplen con el requisito de mólico por ser muy duros en seco. En los Alfisoles el proceso está menos expresado, de todas maneras en este Orden el contenido de MO del epipedón, si bien es muy variable, generalmente supera el 1%. La exclusión del epipedón mólico se debe principalmente a espesor insuficiente, luminosidad demasiado clara y/o consistencia muy dura. El proceso está poco manifestado en Aridisoles y Entisoles.

Entre los primeros estudios sobre distribución geográfica de la MOS se puede mencionar el de Servi de Rondini (1960), quien analiza 8000 muestras de 1000 perfiles distribuidos en todo el país, aunque con mayor densidad en la Región Pampeana. En esta región encuentra los mayores valores en el sudeste de la provincia de Buenos Aires, donde la mayoría de las muestras de horizonte A se encuentra en los dos intervalos más altos: 2,30-2,79% y >2,80% de C orgánico (4,0-4,8% y >4,8% de MO). En esta zona, particularmente en los partidos de Tandil, Azul y Balcarce, encuentra también los mayores espesores de horizonte A (40-50 cm).

Melanización y aspectos aplicados

La materia orgánica del suelo está relacionada e influye en la calidad del mismo, su fertilidad, actividad biológica, temperatura, dinámica de nutrientes, estabilidad de agregados, economía del agua y resistencia a la erosión hídrica y eólica, y por ello en la evolución, desarrollo y rendimiento de los vegetales nativos y cultivados (Bot

jos pueden tener diversos impactos en varias propiedades del suelo y en el rendimiento de las secuencias de cultivos y las rotaciones. Los rastrojos sobre el suelo, los sistemas radiculares, así como la incorporación biológica de la materia orgánica en los horizontes superficiales, modifican y generalmente mejoran las condiciones, como lo manifiestan diversos autores que evaluaron sistemas de manejo y producción en áreas pampeanas (Alvarez y Steinbach, 2006 a).

Uso y manejo del suelo y contenidos de la materia orgánica

Desde hace varias décadas se evalúan parámetros del suelo para cuantificar los cambios que producen los laboreos o remociones superficiales y los manejos de los cultivos. Así, por ejemplo, Schweizer et al. (1972) mencionan contenidos de MO total para los 15 cm superiores del horizonte A1 de 4,5 % para el suelo virgen, 3,4 % para una pastura bajo rotación y 3,0 % en agricultura continua de más de 30 años, en el área correspondiente a la Serie Rafaela (Argiudol típico). Contenidos similares se consignan para 54 series del Norte de la Región Pampeana donde predominan los Argiudoles y registran disminuciones de MO de 37,3% en suelos bajo rotación comparados con los vírgenes y de 46,7% en aquellos con agricultura continua (Michelena et al., 1989), (Tabla 2.13). También se cuantificó la MO total y particulada en el Ap de Molisoles bajo siembra directa (SD) con historias distintas, y su asociación con la textura, determinando que hay una respuesta diferencial de los suelos al uso de SD, según la composición granulométrica. Además, el reiterado uso de SD (de 4 a 9 años) produjo un incremento de CO asociado a arcillas y limos en

Tabla 2.13. Contenido de la materia orgánica según el uso del Subgrupo de Suelos (Michelena et al., 1989).

Suelo		Virgen	Rotación	Agricultura
Argiudol	vértico	4,8 -4,8	3,3 -3,1	3,0 -2,6
	típico	5,1 -5,4 - 4,3	3,0 -3,2 - 3,0	2,8 -3,0 - 2,7
	ácuico	4,7	3,4	2,7
Hapludol	típico	5,3 -3,7	3,0 -2,7	2,5 -2,3
	éntico	3,9	2,7	2,2
Argiustol	údico	5,1	2,7	2,4
Haplustol	údico	4,4	2,8	2,2
	típico	3,9	3,1	2,6
	udorténtico	4,0	2,9	2,1
	éntico	4,0	2,7	2,1
Promedio de materia orgánica		4,5	3,0	2,5
Relación		100	67	56

los suelos de textura más fina (Casas et al., 2005).

Teniendo en cuenta la importancia de la MO en la calidad del suelo y su influencia en el cambio climático global, es interesante realizar un cálculo sobre las posibilidades de fijar carbono en el suelo, con manejos a mediano y largo plazo e implementando prácticas conocidas y probadas. Los 10 cm superficiales del epipedón mólico, con una densidad de 1,2 g cm⁻³ y un contenido de MO de 2,5 %, equivalen a un peso de 30 ton ha⁻¹ (17 ton ha⁻¹ de CO), valor estimado muy aproximado al real en Molisoles de la Región Pampeana, con varias décadas de manejo agrícola. Con la intención de mejorar los suelos, obtener rendimientos más altos, seguros y estables, reducir la degradación y elevar el secuestro de C en el suelo y sobre el mismo, se pueden implementar planes de manejo de tierras e incrementar el contenido de MO en 0,5 % en aquella profundidad, equivalente a 6 ton ha⁻¹. No hay un manejo común para todos los suelos con aptitud agrícola, pero en líneas generales se disponen varias prácticas que se puede potenciar con estímulos a la producción por la aplicación de tecnología probada y como una decisión política adicional en la estrategia para combatir el cambio climático. Ellas son: planificación de rotaciones, incorporación de gramíneas en rotaciones en más de 50% del tiempo, siembra directa, construcción de mantillo, control de erosión, fertilización, corrección de impedimentos físicos, reducción o eliminación de impactos por tránsito con humedad no adecuada

(evitar amasado y compactación), incorporación de cultivares de alta producción, etc.

En la Región Pampeana Semiárida (RPS), más precisamente en Molisoles del Este de la Provincia de La Pampa, se determinó que la MO total disminuyó un 32 % (18 % MO lábil) en los suelos bajo agricultura y un 48 % (32 % MO lábil) en aquellos bajo rotación respecto a los suelos vírgenes. La gran diferencia de la MO lábil entre los suelos bajo agricultura y rotación con el virgen, se atribuye tanto al manejo agrícola como también al pastoreo que restringe los aportes de rastrojos al suelo. Estas pérdidas de MO se pueden minimizar con la selección de cultivares y densidad de siembra adecuados según la zona, rotaciones, eliminación del pastoreo de rastrojos, fertilización, selección de cultivos con máximos aportes de rastrojos con relación C/N alta, reducción total de erosión y otras prácticas como las mencionadas anteriormente para el incremento de CO.

También en Haplustoles de la RPS se realizan experiencias comparando siembra directa con labranza convencional y vertical. Con SD se alcanzaron valores de cobertura mayores al 60 %, sin disminuir en ningún momento por debajo de los valores críticos compatibles con el control de la erosión eólica (30 %), se afectó positivamente el balance de agua, manteniendo el contenido de MO en los 18 cm superficiales. Al considerar solamente los 6 cm superficiales del sue-

lo, se observa un aumento del contenido de MO de 1,79 a 2,54 %.

En cambio, con siembra convencional y la misma rotación, la disminución fue del 15 % luego de 10 cultivos en 7 años. Bajo SD se mantuvo la MO total, pero con una redistribución donde se favoreció la acumulación en superficie y con un incremento significativo en la fracción joven (100-2000 μm). Las ventajas de la SD también se evaluaron con los contenidos de agua en los primeros 20 cm y con coberturas superiores a 60 % durante los barbechos, siendo lineal el incremen-

comparativos entre parámetros del suelo entre los que se considera la MO. Un estudio efectuado por Irurtia y Mon (2000) sobre un amplio sector afectado por erosión hídrica en el norte de la provincia de Buenos Aires permitió obtener ecuaciones de regresión simple y múltiple entre diferentes parámetros edáficos y el rendimiento de cultivos de soja, trigo y maíz. Los resultados obtenidos muestran que los parámetros que mejor se correlacionan con los rendimientos son la profundidad del horizonte argílico, la tasa de erosión actual y los contenidos de materia orgánica y fósforo asimilable. Se observa que el maíz

Tabla 2.14. Contenido de agua en el suelo hasta 80 cm (expresado en mm) según fechas de muestreo y cobertura del suelo (tomado de Ormeño y Quiroga, 2001).

Tratamiento	Fecha muestreo			
	16/12/1999	19/01/2000	18/02/2000	09/03/2000
SD (cobertura 3)	145	195	171	165
SD (cobertura 1)	142	169	141	136
LC	141	175	110	104

SD (cob.3) = 9408 kg.ha⁻¹ ; SD (cob.1) = 1373 kg.ha⁻¹
 LC (Labranza convencional) = 0kg.ha⁻¹

to de agua a partir de los 2000 kg ha⁻¹ de MS. Además, se enfatiza que los residuos parados reducen la velocidad del viento sobre la superficie y así decrece la turbulencia; ello disminuye la evaporación, logrando mayor eficiencia de conservación en comparación con residuos recostados. Es muy ilustrativa la evolución del contenido de agua en el perfil (0-80 cm) en los meses de verano cuando se compara la siembra convencional sin cobertura con dos niveles de cobertura en SD (1373 y 9408 kg ha⁻¹ de MS) (Ormeño y Quiroga, 2001) (Figura 2.14).

En la Pampa Ondulada hay numerosos estudios

es el cultivo más afectado por erosión, ya que la pérdida de 7,5 cm de suelo superficial (erosión moderada) le ocasiona mermas en los rendimientos del 22 %, mientras que estas pérdidas se incrementan al 44 y 55 %, respectivamente, en los grados severo y grave. Las mermas de rendimiento por erosión en trigo y soja son menores, condición que los hace más plásticos a los niveles de estrés (Tabla 2.15).

En Argiudoles típicos de la Pampa Ondulada, con grados variables de erosión hídrica y degradación, se observó un descenso gradual de la MO a medida que aumenta el grado de erosión, en

Tabla 2.15. Rendimientos promedio de soja, trigo y maíz para diferentes grados de erosión hídrica en Argiudoles de la Pampa Ondulada.

Cultivo	Rendimiento (kg ha ⁻¹)									
	Grado de erosión									
	Nulo	Ligero	%	Moderado	%	Severo	%	Grave	%	
Soja	3584	3459	4	3022	16	2297	36	1720	52	
Trigo	2973	2907	2	2583	7	2124	20	1521	49	
Maíz	9622	9080	6	7503	22	5403	44	4310	55	

aproximadamente 0,1 % por cada centímetro de suelo perdido (Tabla 2.16). En el caso del fósforo asimilable, la disminución del contenido es escasa con erosión ligera y moderada, pero se acentúa con los grados severo y grave (Michelena et al., 1989).

En una experiencia en los 15 cm superiores de un Argiudol típico de Balcarce, provincia de Buenos Aires, se evaluó el efecto de prácticas de manejo en la materia orgánica total y en fracciones de la misma. Se encontró que un indicador sensible de los cambios producidos por las rotaciones en la fase orgánica del suelo, es el nitrógeno en la masa microbiana y la materia orgánica en la fracción liviana; por tanto estos parámetros constituyen una herramienta en la toma de decisiones de manejo (Casanovas et al., 1995a). Asimismo, las fracciones orgánicas mencionadas mostraron mayor tasa de desintegración o descomposición y menor período de semidescomposición media que la materia orgánica total, mostrando que serían indicadores tempranos de las variaciones de materia orgánica en el suelo acaecidas por la rotación de cultivos realizado bajo un sistema de agricultura convencional y pastura manejada por corte durante 7 años, 4 de agricultura y 3 de pastura (Casanovas et al., 1995b).

Materia orgánica e indicadores de salud y calidad del suelo

El contenido de MO puede ser utilizado como indicador de la salud y/o calidad de los suelos y son varios los parámetros para estimar su estado y evolución tales como, contenido total y diversas fracciones de MO. Las fracciones jóvenes son dinámicas y evolucionan rápidamente con los manejos y cultivos de los últimos años; en cambio la MO vieja, que está ligada a las fracciones minerales más finas y proveniente principalmente de la vegetación original, es de lenta descomposición o biológicamente resistente, con procesos

lentos y estables de melanización.

En los suelos con historia agrícola de la Región Pampeana Semiárida, el contenido de MO total está principalmente relacionado con el contenido de arcilla + limo, y las diferencias entre ellos tienen su origen en la MO vieja, con mínimas diferencias en la MO joven. Los resultados expresan que por las historias agrícolas de esos suelos, la MO joven habría alcanzado un nuevo nivel de equilibrio. Además, considerando los valores medios de tres fracciones granulométricas (<50; 50-100 y >100 μm), las reducciones de MO en esos suelos bajo manejos agrícolas fueron de 20, 63 y 88 % de la MO vieja, MO intermedia y MO joven, respectivamente, cuando se las compara con la de los suelos vírgenes (Quiroga et al. 2001, Ormeño y Quiroga (2001). Además, se sugiere la conveniencia de utilizar el contenido de MO joven, o el índice MO joven/fracción <100 μm , como indicador apropiado para evaluar la calidad de los Molisoles de esa región.

Analizando indicadores de calidad de suelos de la Región Pampeana, Moscatelli (2005) informa que la materia orgánica total es menos sensible que otros parámetros evaluados en la Serie Ramallo (Argiudol vértico), tales como: máxima resistencia a la penetración, índice de estructura, respiración microbiana e infiltración. Por ello, la MO total debería descartarse en muchos casos por su falta de sensibilidad a los cambios producidos por manejo, dado que el lento proceso de melanización torna ineficiente a la MO total como indicador sensible a los cambios producidos por manejos de plazos cortos. Esta recomendación muestra similares resultados en suelos desarrollados en condiciones climáticas, texturas y materiales originales diversos como los Haplustoles énticos y los Argiudoles vérticos. En la misma línea de pensamiento, evaluando el efecto de las rotaciones y el laboreo sobre la ca-

Tabla 2.16. Valores de parámetros edáficos en Argiudoles típicos de la Pampa Ondulada con diferente intensidad de degradación.

Grado de erosión y degradación del suelo	Prof. (cm)	Materia orgánica		Fósforo asimilable		Erosión ($\text{ton ha}^{-1} \text{año}^{-1}$)	
		%	ton ha^{-1}	ppm	kg ha^{-1}	Pot.	Real
Nulo	34,0	3,4	136,4	29	116	50	13
Ligero	31,5	3,4	126,4	29	108	50	13
Moderado	26,5	2,8	86,2	26	80	56	20
Severo	19,0	2,5	55,1	12	28	78	28
Grave	14,0	1,9	31,9	10	16	157	57

lidad del suelo, Morón (2005) afirma que los indicadores tradicionales como C orgánico y N total no son sensibles y propone los siguientes: potencial de mineralización de N por incubación anaeróbica, carbono en la materia orgánica particulada entre 212 y 2000 μm y nitrógeno en la MO particulada entre 212 y 2000 μm , especialmente para la profundidad de 0-7,5 cm.

En la búsqueda de indicadores de salud de los suelos vertisólicos, González et al., (2000) encuentran que las fracciones orgánicas reflejan con sensibilidad el deterioro de los suelos, siendo de mayor interés el uso del índice CL/CO (carbono liviano/carbono oxidable), que experimenta una disminución significativa aún en situaciones muy poco degradadas. Por otra parte, Cosentino y Costantini (2000), comparando manejos, estados de degradación y pérdida de suelo, manifiestan: «El horizonte A remanente en cada situación no presentó características muy contrastantes entre las situaciones, pareciendo indicar que en suelos con características vérticas con alto contenido de arcilla montmorillonítica, la degradación física o mecánica es mucho más evidente que la de los parámetros biológicos medidos, los cuales no aparecen como un buen indicador de calidad de sitio». También se utilizan fracciones de la MO para evaluar suelos agrícolas; así se estableció que la fracción C del ácido fúlvico está más influenciada por el sistema de manejo que el C total, particularmente en la fracción 0,1-2 mm. La relación entre ácido fúlvico y carbono total puede ser esencial en la determinación de niveles críticos de MO en suelos con uso agrícola (Zalba y Quiroga, 1999).

Para estimar las pérdidas de C en la Región Pampeana, Alvarez (2001) aplicó el Modelo Century, basándose principalmente en los valores de las cartas de suelos. Las diferencias entre los valores calculados y los observados son atribuidos a los efectos del manejo sobre el C del suelo. También desarrolla un índice de degradación considerando el efecto combinado del uso del suelo y el clima en la pérdida de C y utilizando una aproximación multiplicativa:

Índice de degradación = área cultivada (%) x temperatura media anual ($^{\circ}\text{C}$) x precipitación media anual (cm).

Este índice fue 2-5 veces mayor en la Pampa Ondulada (PO) comparada con otras subregiones pampeanas. El Modelo Century estimó que el nivel de equilibrio de C en los suelos de la PO bajo pastos naturales es de 70 t C ha^{-1} . Este valor es

similar al registrado (68 t C ha^{-1}) en un suelo virgen (Andriulo et al., 1999). La pérdida de 50 % del C de los suelos de la PO, en los primeros 20 cm, representa un flujo de 226 Mt C como CO_2 hacia la atmósfera durante un siglo con cultivos.

La pérdida de C se cuantificó en suelos vertisólicos de Entre Ríos, con manejos contrastantes e historias que van de condición virgen a 15, 26 y 40 años después del desmonte. Teniendo en cuenta la densidad y la distinta profundidad del horizonte A, remanente de erosión, las cantidades de C son: 112,3; 90,2; 32,5 y 27,5 Mg ha^{-1} , respectivamente. Ello muestra una pérdida del 75,5 % del C secuestrado en los 40 años de cultivo. «Como resultado de la deforestación y los cultivos, el suelo original ha perdido una enorme cantidad de horizonte A. Menos notoria, pero significativa, es la disminución de las propiedades químicas y físicas de los suelos vérticos del Departamento Paraná. La aplicación de fertilizantes y otros insumos ha contribuido a un menor impacto en el rendimiento de los cultivos, que enmascara los 60 Mg ha^{-1} año^{-1} , que en promedio se erosionan después de 40 años de cultivos» (Cosentino et al., 2007).

Con respecto al contenido de MO y rendimiento de los cultivos, es sabido que la selección y secuencia de cultivos, los sistemas de labranzas y manejos influyen en los contenidos y evolución de la materia orgánica del suelo, pero no son esperables relaciones directas entre contenidos de MO y rendimientos de los cultivos en todos los suelos, tanto por la complejidad e interacciones de sus propiedades, como la evolución de las condiciones climáticas y relaciones suelo-planta (Alvarez y Steinbach, 2006). De todos modos, las prácticas agrícolas influyen, como se puso de manifiesto, en la cantidad y calidad de la MO y a la vez, ésta lo hace sobre otros parámetros del suelo; por ello se debe extremar el uso de los conocimientos y su aplicación para mantener o recuperar los niveles de MO, la sustentabilidad de los sistemas productivos y optimizar la eficiencia de la conversión de energía con alternativas productivas.

Materia orgánica, cobertura y erosión

La cobertura vegetal e indirectamente el contenido de MO son parámetros de control de la erosión. En la Región Pampeana Semiarida del caldenal, la cobertura del pastizal es fundamental para disminuir los efectos de la erosión hídrica al retardar el escurrimiento, favorecer la infiltración, conservar el suelo y optimizar el uso del agua, factor limitante en zonas áridas (Adema et

Tabla 2.17. Cobertura vegetal y evolución de un Haplustol éntico

Variables	Cobertura (kg ha ⁻¹)		
	Desnudo (0)	Corte (4.860)	Natural (15.120)
Cobertura (Arbórea y pastizal) (%)	0	66	135
Escurrimiento (mm)	15,8	8,8	5,4
Pérdida de sedimentos (kg ha ⁻¹)	1119	154	51
Pérdida de Carbono orgánico (g kg ⁻¹)	88,5	64,5	47,0
Pérdida de N (g kg ⁻¹)	7,8	3,7	3,1
Pérdida de P (mg kg ⁻¹)	48,7	32,5	21,3
Tasa de enriquecimiento * CO	2,8	2,5	2,0
Tasa de enriquecimiento N	2,9	1,5	1,2
Tasa de enriquecimiento P	1,4	1,0	0,7

* Nutriente en sedimento / nutriente en suelo original. Adema et al., 2003

al., 2003) (Tabla 2.17).

La cobertura vegetal está fuertemente influenciada por las prácticas de manejo, como evidencian los valores de los parámetros físicos y químicos, que modifican, desde la máxima cobertura, de la vegetación natural arbórea y de pastizal (135%), con el corte o pastoreo, hasta disminuirla a menos de la mitad (66%) o su total eliminación. Otra forma de expresar esta degradación es por medio de la *Tasa de enriquecimiento*, parámetro que expresa que a menor cobertura, mayor pérdida de elementos; en este caso se refiere a propiedades que hacen a la integridad y productividad actual y potencial del suelo. En síntesis, y de acuerdo al objetivo de este capítulo, se enfatiza que con la eliminación de cobertura no sólo se reduce el aporte de MO al suelo, también se favorece la pérdida de CO por degradación, como en este ejemplo por erosión hídrica en un Haplustol de la zona semiárida. Así, el potencial secuestro de carbono, por manejo conservacionista de la vegetación natural, se puede desaprovechar y convertir no solo en pérdida de C sino en erosión hídrica, por eliminación total o parcial de la cobertura.

Si bien el estudio mencionado no está directamente relacionado en el corto plazo con el proceso de melanización, tiene una vinculación directa con la cobertura de material vegetal, tanto vivo como formando broza y es útil considerar las consecuencias de la falta de protección del

suelo y la disminución del aporte de materiales para una producción sostenible.

En «parcelas de escurrimiento» de la Estación Experimental Paraná de INTA, (Figura 2.11), desde hace varias décadas se evalúan las pérdidas de suelo, agua, nutrientes y materia orgánica, según cultivos, manejos y coberturas, en la Serie Tezanos Pinto (Argiudol ácuico). Las evaluaciones comenzaron en años anteriores a la introducción de la siembra directa, comparando suelos desnudos, praderas y distintas coberturas. En uno de los primeros informes (INTA, 1975) se recomendaba para la conservación de los suelos: espaciamientos entre terrazas, cultivos en contorno, reducción de las labranzas e incremento



Figura 2.11. Vista general de las «parcelas de escurrimiento».



Figura 2.12. Erosión en surcos por escurrimiento bajo rastrojo de soja.

de la cobertura vegetal. Estas recomendaciones se basaban principalmente en la pérdida de suelo que, en praderas perennes, maíz con cobertura media y suelos desnudos, eran de 100; 1.500 y 45.237 kg ha⁻¹ año⁻¹, respectivamente. Las pérdidas de agua se cuantificaron simultáneamente, con reducción de las mismas, mayor eficiencia de uso y aumentos de rendimientos mediante la aplicación de prácticas conservacionistas (INTA, 1979). Los rendimientos aumentaron con la implementación de siembra directa con rotaciones y el incremento de cobertura de rastrojos de gramíneas.

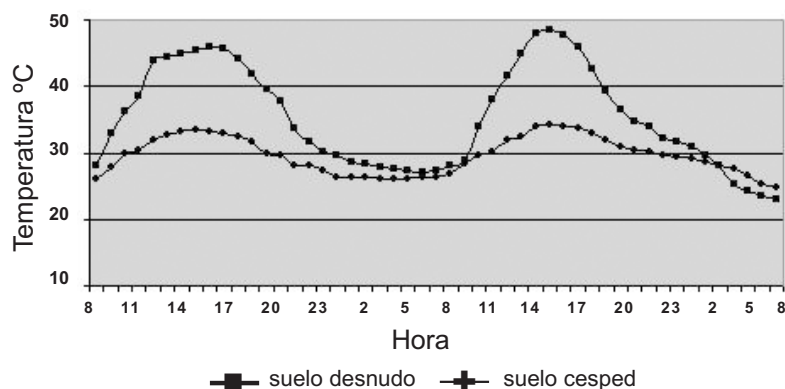
Considerando la situación actual de la degradación en la Pampa Ondulada, la superficie con erosión hídrica grave abarca 1.600.000 ha, (36 % del área). Si bien se incrementaron las labranzas conservacionistas, en particular la siembra directa, el 28 % del área presenta una tasa de erosión potencial que oscila en 40 ton ha⁻¹ año⁻¹. La erosión también se produce en lotes con siembra directa, cuando la lámina del escurrimiento surge al rastrojo, la velocidad aumenta y su fuerza de desagregación y arrastre se incrementa, produciendo erosión laminar y en surcos (Figura 2.12). Este problema se ve agravado debido al uso cada vez más frecuente de la secuencia soja-soja en siembra directa la que deja una cobertura de rastrojo muy pobre, que en muchos casos no pasa del 40%. Este hecho se magnifica en suelos vertisólicos por su baja conductividad hidráulica ubicados en áreas con altos valores de precipitaciones (factor R) (Marelli et al., 2006).

Con información cuantificada sobre incorporación de materia orgánica y coberturas que controlan el escurrimiento, infiltración y pérdida de suelo, Marelli et al. (2006) concluyen: «La combinación de siembra directa, con una buena cobertura de rastrojos (más del 60%), agregado a una

práctica conservacionista sencilla, como la siembra cortando la pendiente o en curvas de nivel, reducen los valores de pérdidas de suelo a la «tolerancia». Una buena condición física y química del horizonte A, obtenida a través de rotaciones de cultivos y pasturas, con siembra directa con buen manejo del rastrojo, de más de 8 años, permitirán mejorar la resistencia a la degradación y erosión superficial, favoreciendo la infiltración, la percolación y disminuyendo el escurrimiento». Como se indicó, el manejo de la MO de los rastrojos en particular, de las labranzas y las rotaciones, son medidas a tener en cuenta y practicar para incrementar la MO total y en particular la MO joven, atributo que favorecería la calidad del suelo a corto plazo y la melanización a largo plazo. Si se comparan los aportes de materiales, principalmente rastrojos, sistemas radiculares y actividad biológica, habría que considerar la alternancia e intensificación de cultivos. Así, Caviglia (2007) concluye que en Entre Ríos la intensificación de las secuencias de cultivos permitiría hacer un uso más eficiente de los recursos del ambiente y mejorar los rendimientos con el mayor aporte de rastrojos, mejorando el balance de carbono en el suelo. Luego manifiesta: «Los posibles riesgos asociados al proceso de intensificación de secuencias deberán evaluarse a través de metodologías apropiadas orientadas a evaluar integralmente los efectos sobre la conservación de los recursos naturales circundantes y la calidad de vida de la población urbana y rural». En la provincia de Entre Ríos, la superficie erosionada alcanza el 36 % de las «tierras firmes» y el 68 % tiene susceptibilidad a la erosión hídrica (Paparotti, 2007). El cambio de uso e intensificación de los suelos con los desmontes, agricultura y expansión del monocultivo de soja, con escaso aporte de MO y sin las correspondientes prácticas conservacionistas hace que importantes superficies estén en acelerados procesos de degradación irreversible, como es la erosión hídrica (Benavidez, R; Boschetti, NG; Brizuela, AB; De Battista, JJ; Sabattini, RA; Saluso, JH; comunicaciones personales).

Cobertura del suelo y fluctuación de la temperatura

La cobertura con material vegetal (vegetación natural, cultivos o "broza") protege el suelo contra el impacto de las lluvias, arrastre y erosión, pérdidas por evaporación y también funciona como amortiguador de los bruscos cambios de temperaturas, tanto en verano como en otras estaciones. En la Serie Rafaela (Argiudol típico) se realizaron mediciones de temperaturas a 5 y 10 cm de profundidad en todas las estaciones



Adaptado de Panigatti et al., (1983)

Figura 2.13. Variaciones de la temperatura del suelo a 5 cm en suelo desnudo y con cobertura (Serie Rafaela Argiudol típico).

(Panigatti et al., 1983). Algunos resultados se presentan en la Figura 2.13, donde se expresan los valores registrados a 5 cm en verano en condiciones de suelo desnudo y bajo cobertura vegetal (césped). La amplitud térmica diaria máxima registrada bajo cobertura en invierno fue de solo 5° C, mientras en suelo desnudo alcanzó los 17° C. Las amplitudes diarias máximas medidas en verano fueron de 8 y 22° C en las condiciones mencionadas, donde se destaca la temperatura máxima que superó los 48° C, mientras las mínimas se igualaron.

La protección del suelo con cobertura vegetal, al actuar como moderador de las temperaturas extremas, favorece la germinación, actividad biológica, crecimiento óptimo de raíces y otras propiedades o actividades del suelo, considerando que por sobre los 35° C disminuyen o se interrumpen ciertos procesos, especialmente los biológicos beneficiosos para la productividad como la absorción de agua por raíces. Estos cambios en las temperaturas del suelo producidos por modificaciones en la cobertura, de acuerdo a lo mencionado, tendrían influencia en la materia orgánica joven pero prácticamente no modificarían la materia orgánica vieja ni la melanización en el corto plazo.

La decapitación de suelos

Además de la erosión hídrica y eólica natural existen prácticas que originan la pérdida del horizonte A y capas más profundas. Una de las actividades más degradativas, producidas principalmente en áreas cercanas a grandes centros urbanos de la Región Pampeana y otras zonas del país es la extracción del horizonte A para la fabricación de ladrillos y, en menor medida, jardinería que va en detrimento sobre todo de actividades

agrícolas intensivas, como la horticultura (Civeira y Lavado, 2006; Hurtado et al., 2006).

La extracción del horizonte A, acción conocida como «decapitación», implica la pérdida de la parte más valiosa del suelo, pues allí se concentra la mayor cantidad de MO, nutrientes para las plantas y donde éstas encuentran un sustrato adecuado para desarrollar sus raíces. Se elimina la mayor parte de la microflora y meso/microfauna, responsable en gran parte de la descomposición de restos orgánicos y reciclado de nutrientes. Particularmente, hacia el Este de la Región Pampeana quedan en superficie horizontes B con elevada cantidad de arcilla, lo que significa una menor infiltración de agua, estructura desfavorable para el contacto suelo-raíz, consistencia muy dura o extremadamente dura en seco, y plasticidad y adhesividad muy altas en mojado, lo cual dificulta las labranzas y por último una menor cantidad de agua útil, con mayor posibilidad de estrés hídrico para las plantas. Por lo tanto, la decapitación implica una merma muy importante de la productividad de los suelos. Este hecho se comprobó en un ensayo de forestación con tres especies de eucaliptos en el partido de La Plata, en un Argiudol vértico no alterado y otro suelo similar decapitado. En este último suelo se observó a los 5 años de la plantación una disminución en el volumen de madera que varió entre 86,5 y 98,5 % según las especies (Giménez et al., 2002). También se ve afectado el relieve, ya que se generan ambientes plano cóncavos, que experimentan frecuentes anegamientos, por las nuevas condiciones topográficas y al aflorar horizontes Bt. Asimismo disminuye el valor del suelo como componente esencial del ecosistema, ya que sus funciones de sistema filtrante, amortiguador y transformador, son gravemente afectadas al ser

eliminados muchos de los microorganismos responsables de tales funciones. Debería limitarse la actividad extractiva en suelos de alta calidad agrícola, para lo cual existen instrumentos legales tales como el Código Rural de la provincia de Buenos Aires. Asimismo, se deben promover las investigaciones orientadas a recuperar los suelos decapitados, y buscar materiales alternativos para la fabricación de ladrillos.

Impacto del cambio ambiental global

Cambios climáticos acaecieron durante toda la historia de la tierra. La civilización moderna contribuye a la modificación de la composición de la atmósfera terrestre generando cambios ambientales globales. La combustión de combustibles fósiles y la deforestación elevaron la concentración de CO₂ un 25% desde la revolución industrial y continúa a razón de 0,5 % a⁻¹; esta aparente pequeña concentración inhibe el escape de las longitudes de ondas térmicas emitidas por la tierra, generando el denominado calentamiento global. Otros gases potencian este efecto como metano, óxido nitroso, y gases sintéticos, los clorofluorocarbonados, registrados en la atmósfera los últimos 50 años. Otros factores atmosféricos que afectan al clima son ozono, irradiación solar, aerosoles troposféricos y estratosféricos. Sin embargo, en torno a este tema hay grandes incertidumbres: ¿cuánto alcanzará el calentamiento de origen antropogénico?, ¿a qué velocidad?, ¿con qué patrón geográfico y estacional?, y ¿cuál será el efecto sobre la agricultura y productividad en las distintas regiones del planeta?

Las reservas de carbono orgánico en los suelos se estiman en alrededor de 1500 Pg, (1 Pg petagramo = 1.10¹⁵ g), y las emisiones anuales de C por transformaciones microbianas de la MOS alcanzan aproximadamente a 60 Pg valor casi 10 veces mayor que las emisiones anuales originadas por combustibles fósiles (5,5 Pg). Lal et al. (1999) estiman la concentración de CO₂ en la atmósfera para distintos períodos históricos de la era cristiana: 900-1200: 250 ppm (en volumen); 1350-1850: 280 ppm y 1994: 358 ppm. Los aumentos desde 1850 se atribuyen al uso creciente de combustibles fósiles y a cambios en el uso de la tierra. La superficie agrícola fue creciente en el mundo (en millones de hectáreas) para distintos años: 1750: 265; 1850: 537; 1920: 913; 1950: 1170 y 1980: 1500. Por tanto, es fundamental implementar prácticas culturales que conduzcan a la captación de CO₂, o sea reducir las tasas de mineralización y aumentar las de humificación: cultivos de cubierta, labranza conservacionista, mejoramiento de

la fertilidad química, eliminación de barbechos y rehabilitación de tierras degradadas (Lal, 2001).

En la actualidad se realizan predicciones de cambio de clima con modelos climáticos de series de tiempo y análisis de emisiones a la atmósfera, las que indican que habrá cambios en las condiciones del planeta con modificaciones de precipitación y temperatura, pero la evidencia de la relación entre la temperatura observada y el efecto de los gases invernadero es ambigua y no absolutamente probada y los modelos son tentativos (Rosenzweig, 1994). En el Centro de Investigaciones del Mar y de la Atmósfera se realizaron proyecciones climáticas con complejos modelos físico-matemáticos que señalan que «en Argentina las tendencias de precipitación y temperatura de los últimos 50-100 años se mantendrán en general a lo largo del país, aumentando los cambios hacia fines del siglo XXI, de acuerdo a escenarios climáticos esperados. Estos escenarios futuros se basan en las posibles respuestas del clima, por la modificación en la concentración de los gases que constituyen la atmósfera, frente a cambios esperados en la población mundial, en la agricultura y uso del suelo, en nuevas tecnologías, cambios en la economía y en tipos y uso de energía» (Nuñez, 2007).

La evolución de la vegetación, los cultivos y sus rendimientos, así como los suelos y en particular los contenidos de materia orgánica (y la melanización), son motivos de múltiples estudios y advertencias en todo el mundo, por el cambio climático. En el caso particular de nuestro país, Solbrig (2007) afirma: «El cambio climático en general va ser benigno para la Argentina ya que se proyecta un aumento medio en la temperatura y un aumento moderado en la precipitación sobre todo en las regiones agrícolas». Luego recomienda: «...para obtener las ventajas comparativas que esto representa, sobre todo en relación a zonas en el hemisferio norte, es imperativo que hagamos un esfuerzo grande para reducir o eliminar los efectos negativos que acompañan al cambio climático. En ese sentido preservar nuestros bosques y sistemas naturales es prioritario». El citado autor también afirma, refiriéndose a Argentina, que la ausencia de buena información debido a la pobreza de estudios es un impedimento para desarrollar estrategias para minimizar los efectos negativos del cambio climático sobre los ecosistemas naturales. Como se dijo, aún no están esclarecidos los mecanismos que vinculan el calentamiento desigual del planeta con las precipitaciones, pero

se comprobó que tuvieron alteraciones de distinta magnitud en distintos lugares del planeta. «La región que muestra tendencias más acentuadas de aumento en este proceso de cambio parece ser el cono sur de Sudamérica, involucrando a gran parte del territorio argentino, sobre todo en las tierras de alta productividad agropecuaria o alto valor ecológico (pradera pampeana y litoral argentino, respectivamente). Esto tendrá implicancias importantes sobre el potencial productivo y el riesgo de inundaciones» (Viglizzo, 2007).

Los conceptos mencionados pronostican distintas perspectivas para la producción, la evolución de la vegetación y los suelos. La estación meteorológica del INTA Paraná registró en las últimas décadas (1934/2004) un aumento de 1,6°C en las temperaturas mínimas medias, la amplitud térmica media decádica cambió de 11,4 a 10,2°C; la temperatura media decádica de 17,8 a 18,8°C y las lluvias aumentaron un 20 %, comparando la primera con la última década (Saluso, 2007). En otras zonas, si bien no hay aumento marcado de la media anual de lluvias, se producen fenómenos pluviométricos excepcional de recurrencia estimada, como ocurre en la zona llana cordobesa, en la cárcava Corralito donde la estimación es de aproximadamente 10 a 20 años (Argüello et al., 2006).

A los efectos de considerar cambios en el contenido de la MO y la integridad de los suelos es relevante tener en cuenta la energía erosiva de las precipitaciones, expresadas a partir del factor «R» de la Ecuación Universal de Pérdida de Suelos (Figura 2.14).

Los cambios observados son propios de la variabilidad natural de los parámetros atmosféricos, particularmente el aumento del factor «R», y tie-

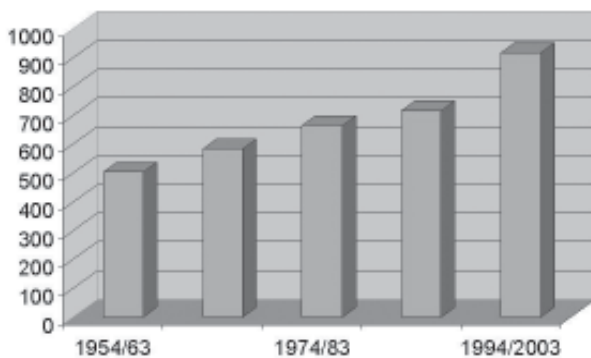


Figura 2.14. Factor R según décadas para el período 1954-2004. Registros de INTA Paraná, Entre Ríos.

nen consecuencias directas sobre la integridad de los ambientes, principalmente en una provincia como Entre Ríos, con alto porcentaje de erosión (más de 36 % de la «tierra firme»), suelos con baja permeabilidad, expansión del cultivo de soja y predominancia de planificación en el corto plazo (Saluso, 2007). La pérdida y degradación de la MO de los rastrojos, aún los de gramíneas tales como maíz y trigo con rendimientos medios, dejan el suelo con baja cobertura. Con el cultivo de soja, aún con siembra directa, pero ocupando el 50 % del tiempo, deja al suelo con escasa cobertura que permite una fácil degradación por erosión hídrica (De Carli, R., comunicación personal). En los últimos años, el fenómeno El Niño provocó mayores precipitaciones especialmente en primavera-verano acelerando la susceptibilidad a la erosión hídrica, aunque las Series de suelos con mayores valores de materia orgánica, buena estructura y permeabilidad tuvieron menores pérdidas de suelo (Zabala et al., 2003).

El debate acerca del cambio climático o calentamiento global tiene visiones no coincidentes. Por un lado, la visión de organizaciones internacionales: « Al expresar su profunda preocupación, las tres agencias de la ONU con base en Roma -la Organización de Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación (FAO), el Programa Mundial de Alimentos (PAM) y el Fondo Internacional para el Desarrollo Agrícola (FIDA)- advirtieron que el cambio climático es una grave amenaza para la seguridad alimentaria e incrementará el hambre y la desnutrición a menos que se tomen medidas inmediatas (FAO, 2007)». Por otro lado existen, opiniones escépticas: «el calentamiento global, el efecto invernadero y el cambio climático no son la amenaza que se pretende. Es verdad que, de alguna manera, el traer la cuestión a la palestra pública ha contribuido a avivar la conciencia de los problemas ambientales en general» (Randle, 2005).

Entre las dos posiciones extremas hay que reconocer que hay contrastes climáticos entre regiones e inestabilidad atmosférica, registrándose más inundaciones en algunas y sequías en otras generando un cierto desorden climático.

Síntesis

A modo de síntesis se mencionan atributos relacionados con la MO del suelo, así como las formas de incrementar y reducir los contenidos o calidad de la misma con acciones antrópicas. La enumeración no es exhaustiva ni tiene orden prio-

ritario. El mayor efecto se refiere a los horizontes superficiales o primeros centímetros.

La materia orgánica del suelo influye o está relacionada positivamente con propiedades como: fertilidad química, productividad, actividad biológica / biodiversidad, aireación, estructura, dinámica de nutrientes, estabilidad de agregados, retención de humedad, economía de agua (conservación), resistencia a erosión (hídrica y eólica), laboreabilidad, moderación de temperatura, capacidad de intercambio de cationes, pH, salinidad/alcalinidad, friabilidad, poder buffer, drenaje. El efecto contrapuesto, que puede reducir el contenido de MO, está relacionado con actividades como: deforestación, eliminación de pasturas naturales, reemplazo de comunidades polifíticas por monocultivos, cosecha de granos/semillas/forrajes y rastrojos, barbecho limpio o suelo desnudo, uso rutinario del fuego, uso del suelo no acorde con su aptitud, sobrepastoreo, laboreos excesivos, drenaje.

Finalmente, cabe mencionar algunas actividades que incrementan los contenidos de MO: mantenimiento de coberturas (vivas y muertas), uso de abonos verdes, rotación de cultivos, forestación, cultivos mixtos/intercalados, pasturas permanen-

tes, siembra directa, fertilización balanceada, manejo de rastrojos, abonos orgánicos/ «compost», intersembras en pasturas, pastoreo rotativo, encalado, manejo integrado de plagas, eliminación de impedimentos físicos del suelo, manejo de excedentes hídricos, control de erosión (hídrica y eólica), uso de riego, integración del manejo del sistema productivo, manejo integrado de cuencas, integración de la producción y la ecología del paisaje.

Si las prácticas adecuadas permiten incrementar medio punto porcentual de MO en los primeros centímetros de los suelos en los millones de ha con aptitud agrícola de la Región Pampeana, se podrían conseguir: mayores rendimientos, más estables, aumentar el secuestro de C en y sobre el suelo, mejorar y estabilizar la producción con una simultánea protección y/o conservación de los suelos y reducir impactos negativos del cambio climático. El ordenamiento territorial, la aplicación de tecnología probada, el pleno funcionamiento de estímulos a la producción y la conservación de los recursos naturales no renovables, pueden contribuir a los objetivos mencionados, donde el incremento de la MO jugará un rol importante, principalmente a mediano y largo plazo.

Bibliografía

- Adema, E.O., Babinec, F.J., Buschiazzo, D.E., Martín, M.J., Peinemann, N., 2003. Erosión hídrica en suelos del Caldenal. Publicación Técnica 53. INTA. EEA G. Covas.
- AFES-INRA, 1992. Référentiel pédologique, principaux sols d'Europe. Association Française de la Science du Sol-Institut National de la Recherche Agronomique. INRA, Paris. 222 pp.
- Aimar, S.B., Buschiazzo, D.E., Peinemann, N., 2006. Condiciones de dos suelos de la Región Semiárida Argentina en la etapa previa y posterior al proceso de erosión eólica. Resúmenes XX Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo, p. 367.
- Alexandrovskiy, A.L., 2007. Rates of soil-forming processes in three main models of pedogenesis. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 24, 283-292.
- Alvarez, R., 2001. Estimation of carbon losses by cultivation from soils of the Argentine Pampa using the Century Model. *Soil Use and Management* 17, 62-66.
- Alvarez, R., Lavado, R.S., 1998. Climatic control of the organic matter of the Pampas and the Chaco soils. *Geoderma* 83, 127-141.
- Alvarez, R., Steinbach, H.S., 2006a. Valor agronómico de la materia orgánica. En: *Materia orgánica. Valor agronómico y dinámica en suelos pampeanos*. Alvarez, R. (Coordinador). Facultad de Agronomía, UBA.. Buenos Aires. 13-29.
- Alvarez, R., Steinbach, H.S., 2006b. Balance de carbono en suelos cultivados. En: *Materia orgánica. Valor agronómico y dinámica en suelos pampeanos*. Alvarez, R. (Coordinador), Facultad de Agronomía, UBA.. Buenos Aires. 55-68.
- Alvarez, R., Santanatoglia, O., García, R., 1995. In situ decomposition of ¹⁴C labelled wheat as affected by soil disturbance. *Agrochimica* 39, 343-348.
- Andreux, F., 1979. Genèse et propriétés des molécules humiques. En: *Pédologie, 2 Constituants et propriétés du sol*. Bonneau M., Souchier, B. (Eds.). Masson, Paris. 97-122.
- Andriulo, A., Cordone, G., 1998. Impacto de labranzas y rotaciones sobre la materia orgánica de los suelos de la región pampeana húmeda. En: *Siembra directa*. Panigatti, J.L. (Ed.). Secretaría de Agricultura Ganadería Pesca y Alimentación. INTA. 65-96.
- Andriulo, A., Mary, B., Guérif, J., 1999. Modelling soil carbon dynamics with various cropping sequences on the rolling pampas. *Agronomie* 19, 365-377.
- Argüello, L.A., Dasso, C.L., Sanabria, J.A., 2006. Effects of intense rainfalls and their recurrence: Case study in Corralito ravine, Córdoba Province, Argentina. *Quaternary International* 158, 140-146.
- Baize, D., 2004. *Petit lexique de pédologie*. Editions INRA. Paris. 271 pp.
- Baldock, J.A., Nelson, P.N., 2000. Soil organic matter. En: *Handbook of Soil Science*. Sumner, M.E. (Ed.). CRC Press, Boca Raton. B-25-B84.
- Baldwin, M., Kellogg, C.E., Thorp, J., 1938. Soil classification. En: *Soils and Men. Yearbook of Agriculture 1938*. USDA.. 979-1001.
- Barratt, B.C., 1964. A classification of humus forms and microfabrics of temperate grasslands. *Journal of Soil Science* 15, 342-356.
- Barratt, B.C., 1969. A revised classification and nomenclature of microscopic soil materials with particular reference to organic components. *Geoderma* 2, 257-272.
- Berthelin, J., Toutain, F., 1979. Biologie des sols. En: *Pédologie, 2 Constituants et propriétés du sol*. Bonneau, M., Souchier, B. (Eds.). Masson. Paris. 123-160.
- Bonel, B.A., Morrás, H.J.M., Bisaro, V., 2005. Modificaciones de la microestructura y la materia orgánica en un Argiudol bajo distintas condiciones de cultivo y conservación. *Ciencia del Suelo* 23, 1-12.
- Bonfils, C.G., 1966. Rasgos principales de los suelos pampeanos. Instituto de Suelos y Agrotecnia, INTA. Buenos Aires. Publicación 97. 66 pp.
- Bot, A., Benites, J., 2005. The importance of soil organic matter. *FAO Soil Bulletin* 80. Rome.
- Bruckert, S., 1979. Analyse des complexes organo-minéraux des sols. En: *Pédologie, 2 Constituants et propriétés du sol*. Bonneau, M., Souchier, B. (Eds.). Masson. Paris. 187-209.
- Brewer, R., 1964. *Fabric and Mineral Analysis of Soils*. Wiley, New York. 470 pp.
- Buol, S.W., Hole, F.D., 1959. Some characteristics of clay skins on peds in the B horizon of a gray-Brown Podzolic soil. *Soil Science Society of America Proceedings* 23, 239-241.
- Buol, S.W., Hole, F.D., McCracken, R.J., 1989. *Soil genesis and classification*. 3a. ed. Iowa State University Press, Ames. 446 pp.
- Burdon, J., 2001. Are the traditional concepts of the structures of humic substances realistic? *Soil Science* 166, 752-769.

- Byers, H.G., Kellogg, C.E., Anderson, M.S., Thorp, J., 1938. Formation of soil. En: Soils and Men. Yearbook of Agriculture 1938, USDA. 948-978.
- Camilión, M.C., Imbellone, P.A., 1984. Caracterización de los materiales constituyentes de algunos suelos del Partido de Carlos Tejedor. Provincia de Buenos Aires. Ciencia del Suelo 2, 137-148.
- Cantero Gutiérrez, A., Quevedo, L., Rosell, R.A., 1976. Humus de una toposecuencia en Molisoles de Rafaela, Santa Fe. 7a. Reunión Argentina de la Ciencia del Suelo. Bahía Blanca. IDIA, Suplemento 33, INTA. 101-105.
- Casanovas, E.M., Etcheverría, H.E., Studdert, G.A., 1995a. Materia orgánica del suelo bajo rotaciones de cultivos. I Contenido total y de distintas fracciones. Ciencia del Suelo 13, 16-20.
- Casanovas, E.M., Studdert, G.A., Etcheverría, H.E., 1995b. Materia orgánica del suelo bajo rotaciones de cultivos. II Efecto de los ciclos de agricultura y pastura. Ciencia del Suelo 13, 21-27.
- Casas, R.R., Ostinelli, M.M., Cruzate, G.A., Izaurralde, C., 2005. Impacto de la siembra directa sobre la distribución en profundidad de la materia orgánica total y particulada en suelos de la Región Pampeana Húmeda Argentina. Jornadas Nacionales Materia Orgánica y Sustancias Húmicas. Bahía Blanca. En CDR.
- Caviglia, O.P., 2007. Intensificación de la secuencia de cultivos en Entre Ríos: Balance de carbono y aprovechamiento de recursos. En: Agricultura sustentable en Entre Ríos. Caviglia, O.P., Papparotti, O.F., Sasal, M.C. (Eds.). INTA. Buenos Aires.
- Chadwick, O.A., Graham, R.C., 2000. Pedogenic processes. En: Handbook of soil science. Sumner, M.E. (Ed.). CRC Press. Boca Raton. E41-E75.
- Cheshire, M.V., 1977. Origins and stability of soil polysaccharides. Journal of Soil Science 28, 1-10.
- Civeira, G., Lavado, R.S., 2006. Efecto del aporte de enmiendas orgánicas sobre propiedades físicas e hidrológicas de un suelo urbano degradado. Ciencia del Suelo 24, 123-130.
- Clapp, C.E., Hayes, M.H.B., Simpson, A.J., Kingery, W.L., 2005. Chemistry of soil organic matter. En: Chemical processes in soils. Soil Science Society of America Book Series 8. Madison, USA. Capítulo 1, 1-150.
- Cosarinsky, M.I., 2003. Micromorfología de termiteros epigeos de la República Argentina. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 193 pp.
- Cosentino, D.J., Costantini, A.O. (*ex aequo*), 2000. Evaluación de algunas formas de carbono como indicadores de degradación en Argiudoles vérticos de Entre Ríos, Argentina. Primer Simposio Nacional sobre Suelos Vertisólicos. Revista de la Facultad de Agronomía (UBA) 20, 31-34.
- Cosentino, D.J., Conti, M.E., Giuffré, L., 2007. Forty years of soil degradation in Vertic Argiudolls in Entre Ríos Province, Argentina. Ciencia del Suelo 25, 133-138.
- Darrah, P.R., 1993. The rhizosphere and plant nutrition: a quantitative approach. Plant and Soil 155/156, 1-20.
- Derenne, S., Largeau, C., 2001. A review of some important families of refractory macromolecules: composition, origin, and fate in soils and sediments. Soil Science 166, 833-847
- Domínguez, G.F.; Studdert; G.A., Eiza, M.J., Diovislavi, N.V., Fioriti, N., 2006. Relación entre la materia orgánica y el rendimiento de maíz. Actas XX Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo. Salta y Jujuy. En CDR.
- Drosdova, T.V., 1959. Quitina y sus transformaciones en los procesos naturales. Usp. sovr. biol. 47, 3 (En ruso. Citado por Kononova, M. M., 1982. Materia orgánica del suelo. Oikos-Tau, Barcelona).
- Duchaufour, P., 1977a. Pédologie. 1 Pédogenèse et classification. Masson, Paris. 477 pp.
- Duchaufour, P., 1977b. Atlas ecológico de los suelos del mundo. Toray-Masson S.A. Barcelona. 178 pp.
- Durán, A., 1991. Los suelos del Uruguay. Editorial Agropecuaria Hemisferio Sur SRL. Montevideo. 398 pp.
- Fadda, G.S., 2005. Procesos pedogenéticos fundamentales. Cátedra de Edafología. Facultad de Agronomía y Zootecnia. Universidad Nacional de Tucumán. Página Internet: www.edafo.com.ar/descargas/genesis.
- Fanning, D.S., Fanning, M.C.B., 1989. Soil: morphology, genesis and classification. John Wiley and Sons. New York. 394 pp.
- FAO, 1998. Topsoil characterization for sustainable land management. Land and Water Development Division, Soil Resources, Management and Conservation Service. Food and Agriculture Organization of the United Nations. Rome. 74 pp. (Draft).
- FAO, 2007. El cambio climático afectará a la disponibilidad futura de alimentos. http://actualidad.terra.es/internacional/articulo/OMU_agencias_medidas_inmediatas_clima_2118579.htm
- Flaig, W., 1964. Effects of microorganisms on the transformation of lignin to humic substances.
- Galantini, J.A., 2005. Calidad y dinámica de las fracciones orgánicas en sistemas naturales y cultiva-

- dos. Actas Jornadas Nacionales «Materia orgánica y sustancias húmicas». Bahía Blanca. 1-14.
- Galantini, J., Iglesias, J., Rosell, R.A., Brunetti, G., Senesi, N., 2000. Influencia de la textura sobre los contenidos y calidad de las sustancias húmicas de suelos no cultivados. Actas XVII Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo. Mar del Plata. Comisión I, Trabajo 38. En CDR.
- Gaucher, G., 1971. El suelo y sus características agronómicas. Ed. Omega. Barcelona. 647 pp.
- Giménez, J.E., Imbellone, P.A., 2008. Propiedades de suelos que afectan la distribución de talares en llanuras costeras de la provincia de Buenos Aires. XXI Congreso Argentino de Ciencia del Suelo. San Luis. En CDR.
- Giménez, J.E., Salerno, M.I., Hurtado, M.A., 2002. Rehabilitation of desurfaced soils by afforestation in La Plata county Argentina. *Land Degradation and Development* 13, 69-77.
- González, J.L., Benítez, I.C., 1990. Evolución de fracciones nitrogenadas y materia orgánica en compostajes de mezclas de estiércoles animales. *Ciencia del Suelo* 8, 17-23.
- González, M.G., Conti, M.E., Moreno, G., Svartz, H., 2000. Efecto del uso agrícola sobre algunas propiedades físico-químicas, en suelos vérticos de Entre Ríos. Primer Simposio Nacional sobre suelos vertisólicos. *Revista de la Facultad de Agronomía (UBA)* 20, 117-121.
- Gregory, P.J., 1992. Crecimiento y funcionamiento de las raíces. En: *Condiciones del suelo y desarrollo de las plantas según Russell*. Wild, A. (Ed.). Ediciones Mundi-Prensa. Madrid. 121-175.
- Gregory, P.J., 2006. Roots, rhizosphere and soil: the route to a better understanding of soil science? *European Journal of Soil Science* 57, 2-12.
- Haider, K., 1994. Advances in the basic research of the biochemistry of humic substances. En: *Humic substances in the global environment*. Senesi, N., Miano, T.M. (Eds.). Elsevier Science B.V. Amsterdam. 91-107.
- Hassink, J., 1995. Decomposition rate constants of size and density fractions of soil organic matter. *Soil Science Society of America Journal* 59, 1631-1635.
- Hayes, M.G.H., Clapp, C.E., 2001. Humic substances: considerations of compositions, aspects of structure and environmental influences. *Soil Science* 166, 723-737.
- Hendrix, P.F., 2000. Earthworms. En: *Handbook of Soil Science*. Sumner, M.E. (Ed.). CRC Press. Boca Raton. C77-C89.
- Hénin, S., Dupuis, M., 1945. Essai de bilan de la matière organique des sols. *Annales Agronomiques* 15, 161-172.
- Hevia, G.G., Buschiazzi, D.E., Hepper, E.N., Urioste, A.M., Antón, E.L., 2003. Organic matter in size fractions of soils of the semiarid Argentina. Effects of climate, soil texture and management. *Geoderma* 116, 265-277.
- Hilner, L., 1904. Über neuere Erfahrungen und Probleme auf dem Gebiete der Bodenbakteriologie unter besondere Berücksichtigung der Gründüngung und Bruche. *Arbeiten des Deutschen Landwirtschaftlichen Gesellschaft* 98, 59-78.
- Hole, F.D., Nielsen, G.A., 1970. Some processes of soil genesis under prairie. *Proceedings Symposium on Prairie and Prairie Restoration*. Knox College. Galesburg, Illinois. 2, 28-34.
- Hurtado, M.A., Dillon, A.A., Giménez, J.E., Castillo, R.J., 1985. Incidencia de factores pedogenéticos en suelos del partido de Carlos Tejedor (provincia de Buenos Aires). Actas Primeras Jornadas Geológicas de la Región Pampeana. Tandil. 751-763.
- Hurtado, M.A., Giménez, J.E., Cabral, M.G., 2006. Estudio ambiental del partido de La Plata. Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Consejo Federal de Inversiones. 123 pp.
- Imbellone, P.A., 1980. Micropedología de una toposecuencia de suelos en el partido de Magdalena, provincia de Buenos Aires. *Revista de Investigaciones Agropecuarias* XV, 635-658.
- Imbellone, P.A., Camilión, M.C., 1988. Characterization of the buried tephra layer in soils of Argentina. *Pédologie* 38, 155-171.
- Imhoff, S., Pires da Silva, A., Ghiberto, P., Pilatti, M., 2006. Pedotransfer functions for estimating the Water Release curve and resistance to penetration curve of soils of Santa Fe, Argentina. 18th World Congress of Soil Science. Philadelphia, Pennsylvania, USA. Presentación 770a. Sesión 137. 2.1B Soil Hydrology, Structure, and Micromorphic Properties (Soil Porous System).
- INTA, 1975. Determinación de las pérdidas de suelo y agua en parcelas de escorrentía. *Información para Extensionistas* 54-55. EERA Paraná.
- INTA, 1979. Pérdida de suelo y agua bajo cultivo de soja. *Información para Extensionistas* 88. EERA Paraná.
- INTA, 1983. Carta de Suelos de la República Argentina. Hoja 3363-36 Venado Tuerto. EEA Rafaela INTA. 157 pp.

- INTA, 1989. Mapa de Suelos de la provincia de Buenos Aires. Escala 1:500.000. CIRN. Instituto de Evaluación de Tierras. Buenos Aires. 533 pp.
- INTA, 1990. Atlas de Suelos de la República Argentina. CIRN, Instituto de Suelos. Castelar. 2 Vol.
- INTA-Gobierno de Entre Ríos, 1980. Suelos y Erosión de la Provincia de Entre Ríos. Plan Mapa de Suelos de la Provincia de Entre Ríos. 2 Vol.
- Irurtia, C., Mon, R., 2000. Impacto de la erosión hídrica en la producción de granos en Argiudoles típicos de la Pampa Ondulada. Resúmenes 11a. Conferencia de la Organización Internacional de la Conservación del Suelo (ISCO). Buenos Aires. p. 65.
- IUSS Working Group WRB, 2006. World reference base for soil resources. World Soil Resources Reports 103. FAO, Roma. 128 pp. (Versión en castellano: Base Referencial Mundial para el Recurso Suelo. Primera Actualización 2007. Traducción M.S. Pazos. On-line)
- Jacobi, J., Buján, A., Ghelfi, R., Panigatti, J.L., 1980. Determinación de la profundidad de raíces mediante una técnica radioisotópica. IX Reunión Argentina de la Ciencia del Suelo. Paraná. 39-43
- Jaramillo, D.F., 2006. Repelencia al agua en suelos. Una síntesis. Revista de la Academia Colombiana de Ciencias 30, 215-232.
- Jenny, H., 1941. Factors of soil formation. A system of quantitative pedology. McGraw-Hill. New York (Reedición: 1994. Dover Publications, Inc. New York. 281 pp).
- Joffe, J.S., 1949. Pedology. 2nd edition. . Rutgers University Press. New Brunswick, New Jersey. 662 pp.
- Kohl, S.D., Rice, J.A., 1998. The binding of contaminants to humin. A mass balance. Chemosphere 36, 251-261.
- Kononova, M.M., 1982. Materia orgánica del suelo. Oikus-Tau, Barcelona. 365 pp.
- Kristensen, M.J., Frangi, J.L., 1995. Mesoclimas de pastizales de la Sierra de la Ventana. Ecología Austral 5, 55-64.
- Kubiëna, W.L., 1953. The soils of Europe. Consejo Superior de Investigaciones Científicas de España. Thomas Murby and Company. London. 318 pp.
- Kubiëna, W.L., 1970. Micromorphological features of soil geography. Rutgers University Press, New Brunswick, N.J. 254 pp.
- Lal, R., 2001. Soil conservation for C sequestration. En: Sustaining the Global Farm. Stott, D.E., Mohtar, R.H., Steinhardt, G.C. (Eds.). 10th International Conservation Organization Meeting. Purdue University., 1999. 459-465.
- Lal, R., Follett, R.F., Kimble, J., Cole, C.V., 1999. Managing U.S. cropland to sequester carbon in soil. Journal of Soil and Water Conservation 54, 374-381.
- Landini, A.M., Martínez, D., Díaz, H., Soza, E., Agnes, D., Sainato, C., 2007. Modelos de infiltración y funciones de pedotransferencia aplicados a suelos de distinta textura. Ciencia del Suelo 25, 123-131.
- Larsson, W., 1937. Vulkanische Asche vom Ausbruch des chilenischen Vulkans Quizapú (1932) in Argentina gesammelt. Eine Studie über äolische Differentiation. Bulletin of Geology, University of Uppsala 26, 27-52.
- Lavelle, P., Blanchart, E., Martin A., Martin, S., Spain A., Toutain, F., Barois, I., Schaefer, R., 1993. A hierarchical model for decomposition in ecotropical ecosystems. Applications to soils of the humid tropics. Biotropica 25, 130-150.
- MacCarthy, P., Malcolm, R.L., Clapp, C.E., Bloom, P.R., 1990. An introduction to soil humic substances. En: Humic substances in crop and soil sciences. Selected readings. MacCarthy, P., Malcolm, R.L., Clapp, C.E., Bloom, P.R. (Eds.). Soil Science Society of America. Madison. 1-12.
- Maillard, L.G., 1913. Formation de matières humiques par action de polypeptides sur sucres. Comptes Rendus de la Académie des Sciences, Paris, 156, 148-149.
- Marbut, C.F., 1921. The contribution of soil surveys to soil science. Society for the Promotion of Agricultural Science Proceedings 41, 116-142.
- Marelli, H.J., Arce, J.M., Zabala, M.E., 2006. Conservación sustentable del suelo y el agua. Información para extensión 99. INTA. EEA Marcos Juárez.
- Marelli, H., Arce, J., Masiero, B., Lorenzón, C., Marelli, P., 2007. Relación entre variables químicas del suelo y del sedimento erosionado. Informe de Investigación 1, INTA, EEA Marcos Juárez. 17 pp.
- Martin, J.P., 1945. Microorganisms and soil aggregation. I. Origin and nature of some of the aggregating substances. Soil Science 59, 163-174.
- Martin, J.P., 1946. Microorganisms and soil aggregation. II. Influence of bacterial polysaccharides on soil structure. Soil Science 61, 157-166.
- Martin, J.P., Haider, K., 1971. Microbial activity in relation to soil humus formation. Soil Science 111, 54-63.

- Mary, B., Guérif, J., 1994. Intérêts et limites des modèles de prévision de l'évolution des matières organiques et de l'azote dans les sols. Cahiers Agricultures 3, 247-257.
- Mendía, J.M., 1980a. Contribución relativa de la fracción mineral y orgánica a la capacidad de intercambio catiónico en suelos de la Pampa Deprimida. Actas 9a. Reunión Argentina de la Ciencia del Suelo, Paraná. 1, 199-204.
- Mendía, J.M., 1980b. Contribución relativa de la fracción mineral y orgánica a la capacidad de intercambio catiónico para diferentes categorías de suelos de la Pampa Ondulada. Actas 9a. Reunión Argentina de la Ciencia del Suelo, Paraná. 1, 205-211.
- Miaczynski, C.R.O., Tschapek, M., 1965. Los suelos de estepa de la región pampeana. Revista de Investigaciones Agropecuarias. Serie 3, Clima y Suelo 2, 35-79 y láminas.
- Miaczynski, C.R.O., Ferrer, J.A., Imbellone, P.A., 1969. Pedogénesis y actividad geomórfica en un sector de la cuenca del río Samborombón. Actas 5ª Reunión Argentina de la Ciencia del Suelo. Santa Fe. 413-416.
- Michelena, R.O., Irurtia, C.B., Pittaluga, A., Vavruska, F., Sardi, M.E.B., 1988. Degradación de los suelos en el sector norte de la Pampa Ondulada. Ciencia del Suelo 6, 60-66.
- Michelena, R.O., Irurtia, C.B., Vavruska, F.A., Mon, R., Pittaluga, A., 1989. Degradación de suelos en el norte de la Región Pampeana. Proyecto de Agricultura Conservacionista. INTA. Publicación Técnica 6.
- Milore, D.M., Martin-Neto, L., Bayer, C., Mielniczuk, J., Bagnato, V.S., 2002. Humification degree of soil humic acids determined by fluorescence spectroscopy. Soil Science 167, 739-749.
- Miravé, J.P., Lobartini, J.C., Orioli, G.A., 1987. Absorción y transporte de hierro a partir de fuentes orgánicas de distinto peso molecular. Ciencia del Suelo 5, 31-35.
- Misterskii, V., Loginov, V., 1959. Issledovanie nekotorykh fiziko-khimicheskikh svoystv guminovykh kislot (Studies on some physico-chemical properties of humic acids). Pochvovedenie 2-39.
- Morón, A., 2005. Efecto de las rotaciones y el laboreo en la calidad del suelo. En: Indicadores de calidad de suelo. PROCISUR – INTA. EEA Marcos Juárez. En CDR.
- Morrás, H.J.M., Tonel, B., Michelena, R., 2004. Características microestructurales del horizonte superficial de algunos suelos pampeanos bajo siembra directa. Actas XIX Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo, Paraná. En CDR.
- Moscatelli, G., 2005. Avances en la selección de indicadores de calidad en las Series representativas de la Región Pampeana y aplicación de un sistema de información geográfica. En: Indicadores de calidad de suelo. PROCISUR – INTA. EEA Marcos Juárez. En CDR.
- Müller, P.H., 1887. Studien über die natürlichen Humusformen. Berlin. (Traducción de la versión en danés, 1879).
- Nelson, P.N., Oades, J.M., 1998. Organic matter, sodicity and soil structure. En: Sodic soils, distribution, processes, management and environmental consequences. Sumner, M.E., Naidu R. (Eds.). Oxford University Press. New York. 67-91.
- Núñez, M.N., 2007. Cambio climático. Agromercado 27, 4-7.
- Nursten, H., 2005. The Maillard reaction: chemistry, biochemistry and implications. The Royal Society of Chemistry. Cambridge. 214 pp.
- Oades J.M., 1989. An introduction to organic matter in mineral soils. En: Minerals in soil environments . Soil Science Society of America Book Series 1. Madison, USA. Capítulo 3, 90-159.
- Orlov, D.S., 1995. Humic substances of soils and general theory of humification. A.A. Russian Translation Series. Balkema, Rotterdam-Brookfield. 323 pp.
- Ormeño, O., Quiroga, A., 2001. Cobertura. Aspectos del manejo en relación con la conservación de los suelos y el agua. Boletín de Divulgación Técnica 72. INTA, EEA G. Covas.
- Panigatti, J.L., Hein, N., 1981. Epipedones antrópicos en la provincia de Santa Fe. Boletín Informativo AACs 42, 9-13.
- Panigatti, J.L., Pérez, M.C., Mussetti, M., 1983. Evolución de la temperatura del suelo. I - Influencia de la cobertura. Publicación Miscelánea 15. INTA, EERA Rafaela. 35 pp.
- Papadakis, J., 1960. Geografía agrícola mundial. Ed. Salvat. Barcelona. 649 pp.
- Papadakis, J., 1980. El suelo. Editorial Albatros. Buenos Aires. 346 pp.
- Paparotti, O.F., 2007. Desarrollo y transferencia de tecnología de conservación de suelos en Entre Ríos. En: Agricultura sustentable en Entre Ríos. Caviglia, O.P., Paparotti, O.F., Sasal, M.C. (Eds.) INTA Buenos Aires. 230 pp.
- Pawluk, S., Bal, L., 1985. Micromorphology of selected mollic epipedons. En: Soil Micromorphology and Soil Classification. Lowell, A., Thompson, L. (Eds). Soil Science Society of America Special

- Publication 15, 63-83.
- Pazos, B.S., 1990. El horizonte Alfa: una capa desarrollada en la interfase suelo-tosca. *Ciencia del Suelo* 8, 75-78.
- Pecorari, C., Guérif, J., Stengel, P., 1990. Fitólitos en los suelos pampeanos: influencias sobre las propiedades físicas determinantes de la evolución de la estructura. *Ciencia del Suelo* 8, 135-141.
- Pérez, C.A., Frangi, J.L., 2000. Grassland biomass dynamics along an altitudinal gradient in the Argentine Pampas. *Journal of Range Management* 53, 518-528.
- Piccolo, A., 1994. Interactions between organic pollutants and humic substances in the environment. En: *Humic substances in the global environment and implications in human health*. Senesi N., Miano, T.M. (Eds.). Elsevier, Ámsterdam. 961-979.
- Piccolo, A., 2001. The supramolecular structure of humic substances. *Soil Science* 166, 834-840.
- Quiroga, A., Ormeño, O., Peinemann, N., 2001. Materia orgánica. Un indicador de calidad de suelos relacionado con la productividad de los cultivos. *Boletín de Divulgación Técnica* 70. INTA. EEA G. Covas.
- Quiroga, A., Fernández, D., Ormeño, O., Ventura, J., 1999. Efectos del manejo (rotación-agricultura) sobre los contenidos de materia orgánica, Nitrógeno y Fósforo en suelos de la región pampeana semiárida. *Boletín de Divulgación Técnica* 61. INTA. EEA G. Covas.
- Randle, P.H., 2005. Cambio climático, calentamiento global, efecto invernadero: ¿exageración–error–impostura? Presentación del Académico en la Academia Nacional de Geografía. Buenos Aires, 32 pp.
- Rasse, D., Dignac, M.C., Haithem, B., Rumpel, C., Andre, M., Chenu, C., 2006. Lignin turnover in an agricultural field: From plant residues to soil-protected fractions. *European Journal of Soil Science* 57, 530-538.
- Rice, J., 2001. Humín. *Soil Science* 166, 848-857.
- Rice, J., McCarthy, P., 1989. Total Environment. 81/82. 61-69. *Adv. Chem. Serv. No. 219*. American Chemical Society, 41-54.
- Righi, D., 1977. Génèse et évolution des podzols et des sols hidromorphes des Landes de Médoc. Thèse Doct. État. Université Poitiers. 144 pp.
- Rook, J.J., 1974. Chlorination reactions of fulvic acids in natural waters. *Environmental Science Technology* 11, 478-482.
- Rosenberg, N.J., Blad, B.L., Verma, S.B., 1983. *Microclimate, the biological environment*. John Wiley and Sons. New York. 495 pp.
- Rosenzweig, C., 1994. Agriculture in Changing Global Environment. En: *Soil and Water Science: Key to Understanding Our Global Environment*. Baker, R.S., Gee, G.W., Rosenzweig, C. (Eds.). Soil Science Society of America. Special Publication 41, 59-71.
- Rump, H.H., Grayson, E.J., 1999. *Laboratory manual for the examination of water, waste water and soil*. Wiley VCH. 225 pp.
- Saluso, J.H., 2007. Comportamiento térmico, pluviométrico y energía erosiva de las lluvias en la EEA Paraná INTA (1934-2004). En: *Agricultura sustentable en Entre Ríos*. Caviglia, O.P., Papparotti, O.F., Sasal, M.C. (Eds.). INTA Buenos Aires. 230 pp.
- Sánchez, R. O., 1976. Estudio bioquímico, mineralógico y micromorfológico de suelos «Rendzina». Séptima Reunión Argentina de la Ciencia del Suelo. Bahía Blanca. IDIA. Suplemento 33, 414-424.
- Sanchez, P.A., Couto, W., Buol, S.W.B., 1982. The Fertility Capability Classification System: interpretation, applicability and modification. *Geoderma* 27, 283-309.
- Schaetzl, R.J., Anderson, S., 2005. *Soils. Genesis and geomorphology*. Cambridge University Press. 817 pp.
- Schroeder, D., 1984. *Soils. Facts and concepts*. International Potash Institute, Berna. 140 pp.
- Schweizer, M.S., Panigatti, J.L., Mosconi, F., 1972. Influencia del manejo sobre las propiedades físicas del suelo Brunizem del Departamento Castellanos (Santa Fe). *Boletín Interno de Divulgación* 24. INTA. EERA Rafaela. 10 pp.
- Scoppa, C.O., 1978/79. Micropedología de series de suelos características del noreste bonaerense. *Revista de Investigaciones Agropecuarias. Serie 3, Clima y Suelo* 14, 37-69.
- Senesi, N., Loffredo, E., 1999. The chemistry of soil organic matter. En: *Soil physical chemistry*. Sparks, D.L. (Ed.). 2a. ed. CRC Press. Boca Raton. 239-370.
- Servici de Rondini, M.A., 1960. Esquema de la difusión geográfica de la materia orgánica del suelo en la República Argentina. IDIA, Suplemento 1, 80-83.
- Simpson, A., Kingery, W., Hayes, M., Spraul, M., Humpfer, E., Dvortsak, P., Kerssebaum, R., Godejohann, M., Hofmann, M., 2002. Molecular structures and associations of humic substances

- in the terrestrial environment. *Naturwissenschaften* 89, 84-88.
- Skopp, J.M., 2000. Physical properties of primary particles. En: *Handbook of soil science*. Sumner, M.E. (Ed.) CRC Press. Boca Raton. A3-A15.
- Soil Survey Staff, 1999. *Soil Taxonomy*. Agriculture Handbook 435. U.S. Department. of Agriculture. 2a. edición. 869 pp.
- Soil Survey Staff, 2007. *Claves para la Taxonomía de Suelos*. Traducción de la 10 edición (2006) de: *Keys to Soil Taxonomy*. U.S. Department of Agriculture. 331 pp.
- Solbrig, O.T., 2007. El impacto del cambio climático sobre la vegetación y la fauna. XV Congreso de AAPRESID, 191-195.
- Stephan, S., De Petre, A.A., De Orellana, J.A., Priano, L.J.J., 1977. Brunizem soils of the central part of the province of Santa Fe (Argentina). *Pédologie* XXVII, 255-283.
- Stevens, P.R., Walker, T.W., 1970. The chronosequence concept and soil formation. *Quarterly Review of Biology* 45, 333-350.
- Stevenson, F.J., 1969. Pedohumus: accumulation and diagenesis during the Quaternary. *Soil Science* 107, 470-479.
- Stevenson, F.J., 1994. *Humus chemistry, genesis, composition, reactions*. John Wiley & Sons. New York. 2ª. edición. 496 pp.
- Stoops, G., 2003. Guidelines for analysis and description of soil and regolith thin sections. Soil Science Society of America Inc. Madison, U.S.A., 184 pp.
- Stoops, G., Jongerius, A., 1975. Proposals for a morphological classification of soil materials. 1. A classification of the related distributions of fine and coarse particles. *Geoderma* 13, 186-200.
- Susic, M., 2004. More than two centuries of humic acid research. Why so long? Seminar VII Sponsored by Northeastern University. Boston. USA.
- Sutton, R., Sposito, G., 2005. Molecular structure in soil humic substances: the new view. *Environmental Science and Technology* 39, 9009-9015.
- Swift, R.S., 1996. Organic matter characterization. En: *Methods of soil analysis*. Part 3. Sparks, D.L. (Ed.) Soil Science Society of America. Book Series 5. Madison, USA. 1011-1069.
- Targulian, V.O., Krasilnikov, P.B., 2007. Rates and time scales of pedogenic processes in natural and man-affected soil systems. *Catena* 71, 373-381.
- Tecchi, R.A., 1983a. Contenido de silicofitolitos en suelos del sector sudoriental de la Pampa Ondulada. *Ciencia del Suelo* 1, 75-82.
- Tecchi, R.A., 1983b. Distribución de silicofitolitos en dos perfiles de suelos de la Pampa Ondulada. *Ciencia del Suelo* 1, 93-95.
- Tipping, E., 2002. *Cation binding by humic substances*. Cambridge University Press. 434 pp.
- Tisdall, J.M., Oades, J.M., 1982. Organic matter and water-stable aggregates in soils. *Journal of Soil Science* 33, 141-163.
- Vázquez, M.E., 2007. Biocombustibles: análisis del posible impacto sobre los suelos de la provincia Buenos Aires. XV Simposio Electrónico Internacional «La producción de biocombustibles con eficiencia, estabilidad y equidad». Centro de Energía de la Provincia de Chubut-Centro de Estudios Internacionales para el Desarrollo.
- Velasco, M.I., Campitelli, P.A., Ceppi, S.B., Havel, J., 2004. Analysis of humic acid from compost of urban wastes and soil by fluorescence spectroscopy. *Agriscientia* 21, 31-38.
- Viglizzo, E.F., 2007. El agro argentino frente al cambio climático global. Amenazas y oportunidades. XV Congreso de AAPRESID. 197-203.
- Volovuev, V.R., 1964. *Ecology of soils*. Israel Program for Scientific Translations. Jerusalem. 260 pp.
- Waksman, S.A., 1938. *Humus*. 2ª. ed. Bailliere, Tindall & Cox, London, UK. 526 pp.
- Wander, M., 2004. Soil organic matter fractions and their relevance to soil function. En: *Soil organic matter in sustainable agriculture*. Magdoff, F., Weil, R.R. (Eds.). CRC Press. Boca Raton. 67-102.
- Wylleman, R., 1999. Caractérisation et modélisation de l'évolution des stocks de la matière organique des sols de grande culture en Picardie. Étude INRA pour l'Union des experts agricoles fonciers et immobiliers du Nord de la France et la Chambre Regionale d'Agriculture de Picardie. Paris. 34 pp.
- Yaalon, D.H., 1971. Soil forming intervals in time and space. En: *Paleopedology*. Yaalon, D.H. (Ed.). Jerusalem, Israel University Press. 29-39.
- Zabala, M.E., Marelli, H., Sanabria, J., 2003. Caracterización del potencial erosivo de suelos del centro sudeste de la provincia de Córdoba. *Información para Extensión* 82. INTA EEA Marcos Juárez.
- Zalba, P., Quiroga, A.R., 1999. Fulvic acid carbon as a diagnosis feature for agricultural soil evaluation. *Soil Science* 164, 57-61.

Capítulo 3

Proceso de ilimerización

Introducción

Definiciones y antecedentes

Entre los procesos que generan movilización de materiales en el suelo, la *argiluviación* o *ilimerización*, términos que en la literatura se utilizan como sinónimos, se define como el conjunto de procesos de eluviación e iluviación de los filosilicatos de la fracción arcilla del suelo (Dorronsoro y Aguilar, 1988).

El proceso, es complejo y puede sintetizarse así: el agua de las precipitaciones moviliza la arcilla de los horizontes superiores, la cual se desplaza en estado disperso a través de los macroporos por acción de la gravedad. Si los horizontes infrayacentes están secos, el agua es succionada por los microporos y absorbida dentro de la masa del suelo. La arcilla suspendida es filtrada y retenida sobre las paredes de los poros mayores y grietas, formando finas películas de arcilla orientadas, dispuestas paralelamente entre sí y a las paredes de los vacíos.

La ilimerización se reconoce como proceso diferenciado en tiempos relativamente recientes. En el pasado estaba incluido en el concepto de podzolización, el cual tenía connotaciones más amplias que en la actualidad, ya que hacía referencia a la eluviación e iluviación tanto de coloides minerales como orgánicos. Así, Byers et al. (1938) describen a la podzolización como un proceso que comprende la acumulación superficial de materia orgánica poco transformada y la migración de *arcilla* y compuestos de hierro y aluminio, desde los horizontes superiores a los inferiores. Los materiales translocados son parcialmente fraccionados al ser depositados en diferentes horizontes: en primer lugar la materia orgánica, luego los compuestos de hierro y aluminio y la arcilla en profundidad. Los suelos con estas características se denominan *Podzoles* (A_{00r} , A_{0r} , A_{1r} , A_{2r} , B_{2hr} , B_{3r} , C , D). De todas maneras, los autores reconocen que se generan suelos con distinta secuencia de horizontes, como por ejemplo en los suelos *gris-pardo podzólicos* (A_{00} , A_{0r} , A_{11} , A_{2r} , A_{3r} , B_{1r} , B_{21r} , B_{22r} , B_{3r} , C , D_r).

El proceso de argiluviación se reconoce implícitamente en suelos con alto contenido de sodio intercambiable, en los cuales la acción dispersante de este catión favorece la movilización de arcilla y la acumulación en el horizonte denominado «pan de arcilla» (*claypan*). Por ello, el suelo resultante se denominaba «alcalino con pan de arcilla» (*alkali-claypan soil*), también lla-

mado «suelo de álcali negro» o *Solonetz*. Este suelo tiene muchas características en común con los «suelos con pan de arcilla» no sódicos o *Planosoles*.

A comienzos de la década de 1950, todavía se consideraba que la migración de arcilla caracterizaba a los *suelos podzólicos* y sólo se observa en suelos ácidos de clima húmedo (Demolon, 1951). Sin embargo, en la misma época aparece un trabajo en Francia en el cual se diferencia al proceso de migración de arcilla - denominado «*lessivage*»- de la «*podzolización*» (Duchaufour, 1951). Más tarde, en la URSS, Fridland (1958) crea el término «*ilimeratziia*» («*ilimerización*»), derivado del ruso «*il*» («partículas menores a 1 micrómetro», Morras, 1993) para referirse a la translocación de arcilla, y distinguirla del proceso de «*podzolización*». Posteriormente, Duchaufour (1968) describe con más detalles estos procesos al analizar la evolución climática de suelos de climas templados y fríos. Reserva el término «*podzolización*» para el proceso desarrollado en suelos muy ácidos, con escasa actividad biológica y horizontes superficiales que contienen humus tipo moder o mor, donde los compuestos orgánicos agresivos producen la complejación y migración de constituyentes minerales silicatados. Por otra parte, utiliza el término «*lessivage*» para referirse al arrastre mecánico de arcilla y hierro, que migrarían en forma conjunta en medios poco ácidos, bien aireados, ricos en calcio, y separadamente en medios ácidos y mal aireados. Más tarde, se diferencian tres mecanismos de migración de componentes del suelo:

- 1) *lixiviación* («*lixiviation*»): translocación de sales solubles;
- 2) *queluviación* («*chéluviation*»): migración de complejos organo-metálicos y
- 3) *ilimerización* («*lessivage*»): arrastre de partículas de arcilla en suspensión (Duchaufour, 1977).

El reconocimiento del horizonte de diagnóstico *argílico* a partir de la 6ª Aproximación del sistema de clasificación de los EE.UU en 1958, contribuyó a identificar y diferenciar bien este proceso, al que se denominó «*translocación de arcilla*» (*clay translocation*) (Soil Survey Staff, 1967), y por ese motivo se prestó considerable atención a la identificación de barnices y revestimientos arcillosos en la identificación de horizontes de diagnóstico, especialmente en la definición del horizonte *argílico*.

El término francés «*lessivage*», con la acepción restringida de los autores franceses, se adoptó sin traducción por diversos autores de habla inglesa (Buol et al., 1989; Fanning y Fanning, 1989; Schaetzl y Anderson, 2005), y rusa (Gerasimova et al., 1996), alternando con otros términos como «*clay translocation*», «*clay illuviation*» o «*argilluviation*», de manera que en la actualidad se utilizan en la literatura inglesa varios términos para el mismo proceso.

En la Argentina, Bonfils (1966) reseña los procesos pedogenéticos de la Región Pampeana, e indica al proceso de «*lixiviación*» como el de mayor expresión y representatividad. Lo define como «el arrastre mecánico de coloides minerales», aunque en el mismo trabajo amplía la variedad de materiales movilizados al señalar que «hay migración de *sales solubles* y *sustancias coloidales* que se depositan más abajo al disminuir la acidez o existir una capa de agua duradera, etc.». El término «*lixiviación*» es evidentemente una traducción del francés «*lessivage*» (de *lessiver*, lavar) tomado de Duchaufour (1960), autor que Bonfils reconoce haber consultado por el buen enfoque que da al tema de procesos pedogenéticos. En el mismo trabajo, se señala que se describe el proceso de podzolización, no porque exista en la Región Pampeana, sino para advertir las diferencias con la lixiviación, teniendo en cuenta que a veces se confunden ambos procesos.

Fuera de la Región Pampeana, en un trabajo sobre los procesos pedogenéticos en la provincia de Tucumán, Zuccardi (1969) hace referencia a la *lixiviación* como proceso típico de la región húmeda de la provincia. Señala que los alcances del término no están claramente definidos y que la acepción más común se refiere a la remoción de sales solubles, de los carbonatos alcalinos-térreos y el reemplazo de las bases por el ión hidrógeno, aunque hace referencia al sentido de arrastre mecánico de las fracciones coloidales que le dan los autores franceses y al término ilimerización de Fridland. Más recientemente, Morrás (1993), en una discusión sobre términos que hacen referencia a translocación de componentes en el suelo, reconoce que el término *lixiviación* es bastante ambiguo en castellano.

También en distintos lugares del país se menciona el proceso de ilimerización indirectamente mediante el reconocimiento de barnices, estructura y rasgos asociados, tanto relacionado a procesos pedológicos actuales como antiguos, por ejemplo, en la región húmeda-subhúmeda de la

provincia de Tucumán, con procesos principalmente actuales de iluviación de arcilla (Fadda, 1969; Zinck, 2006); en las cercanías de la ciudad de Salta, al sur del río Arenales donde hay suelos muy desarrollados con abundantes barnices arcillosos (Sastre y Salfity, 2006); en los Argides de las provincias de Jujuy, Salta, Catamarca, Tucumán Santiago del Estero, La Rioja, Córdoba, San Juan, San Luis, La Pampa, Neuquén, Río Negro, Buenos Aires, Chubut y Santa Cruz, cuya génesis se vincula a condiciones climáticas húmedas acaecidas durante el Plio-Pleistoceno (Scoppa y Digiacomio, 1991); en horizontes argílicos de Alfisoles en la Llanura Chaqueña, Llanura Pampeana, Sierras Subandinas, Meseta Misionera, sector pedemontano de Andes Patagónicos, Sierras Pampeanas, Planicie Patagónica Extrandina (Ferrer et al., 2001).

En Argentina se usan distintos términos para referirse al proceso de ilimerización y los rasgos resultantes del mismo. Así, para el primero se utiliza tanto *iluviación de arcilla* (*clay illuviation*) (Pazos, y Stoops, 1987; Zinck y Sayago, 2001), como *translocación de arcilla* (*clay translocation*), (Kemp et al., 2006). Con respecto a los rasgos morfológicos hay gran disparidad de formas de denominación; en las Cartas de Suelos del INTA se puede encontrar: «*cutanes*», «*clay skins*», y «*barnices*»; más aún, en el Libro de campaña para descripción y muestreo de suelos (INTA, 2000) se menciona «*películas de arcilla*» o «*argilanes*». Los autores sugieren que se use *barnices* y *revestimientos de arcilla* para la expresión macromorfológica y micromorfológica, respectivamente, respetando la terminología castellana (Jongierius y Rutherford, 1979).

Más clara es la denominación micromorfológica, como se verá más adelante, ya que se usan términos genuinos de la especialidad tales como *cutanes* (*cutans*, Teruggi et al., 1973), *cutanes de iluviación* (*illuviation cutans*, Imbellone y Giménez, 1998; *revestimientos o recubrimientos de arcilla iluvial* (*clay illuvial coatings*, *clay coatings*, Bouza y Del Valle, 1998, Imbellone y Cumba, 2003; Kemp et al., 2006).

El término «B textural» se utiliza ampliamente para señalar la presencia de rasgos de iluviación de materiales tamaño arcilla en horizontes B, a los cuales se afecta con la letra «t» que en la taxonomía en uso en el país indica precisamente la presencia de arcilla iluvial (del alemán *Ton*: arcilla). En la Argentina se utiliza desde la década del 60 (Bonfils et al., 1960); Miacyznski y Tschapek (1965) dicen «Los chernozoides con fuerte hori-

zonte B textural se encuentran.....». Frecuentemente se menciona en las cartas de suelos (Hoja 3563-5, Sancti Spiritu. INTA, 1985). El adjetivo «textural» es tomado de la literatura pero no se pudo establecer el origen de la aplicación de ese término con el significado que comúnmente se le asigna. En el libro *Soil and Men* (USDA, 1938) no se utiliza el término en forma explícita sino que se emplean los términos «heavier textured» para referirse a algunos horizontes de acumulación de arcilla.

Distribución del proceso

Este proceso es uno de los más difundidos en regiones húmedas y subhúmedas y queda reflejado en los sistemas de clasificación de distintos países. Así en Rusia cuyo sistema se basa en las regularidades zonales y topográficas (en los niveles taxonómicos más altos y bajos, respectivamente), el proceso se manifiesta en ambientes de tundra, taiga, bosques y estepa. En países que utilizan el sistema Taxonomía de Suelos (Soil Survey Staff, 1999) el proceso se desarrolla en Alfisoles y Ultisoles y en algunos Molisoles, Aridisoles y Vertisoles.

Considerando el último sistema mencionado, y para cuantificar la distribución mundial del proceso se consideró en primer lugar los suelos que deben poseer horizontes de acumulación de arcilla iluvial (argílico, nátrico, kándico): Alfisoles y Ultisoles, los que ocupan una superficie de 23,6 millones de km² (18,1%). Los Alfisoles con 12,6 millones de km² ocupan el 4º lugar y los Ultisoles con 11 millones de km² el 6º lugar en extensión. Además, el Suborden Argid de los Aridisoles cubre unos 5,4 millones de km². Habría que sumar otros suelos que también pueden tener los horizontes mencionados, principalmente en Molisoles y Vertisoles, los cuales no se cuantificaron mundialmente (Soil Survey Staff, 1999).

En la Argentina los suelos con horizonte argílico ocupan una superficie de alrededor de 800.000 km², de los cuales alrededor de 330.000 km² se encuentran en la Región Pampeana (basado en INTA, 1990c).

Utilizando un criterio genético más amplio, los suelos afectados por el proceso de ilimerización ocupan una superficie mayor no cuantificada, que excede los límites de la Región Pampeana y los Grandes Grupos cartografiados, ya sea que tengan o no horizonte argílico. Habría que incluir aquellos suelos en los que hay evidencias de translocación de arcilla pero no reúnen los requerimientos taxonómicos. Estos temas se tra-

tarán en la sección Clasificación.

El área general, como las características de los suelos con horizonte argílico, adoptada en este libro, son coincidentes con los mapas iniciales de la Región Pampeana con solo algunas modificaciones menores en los límites, sobre todo los noroccidentales (Figuras 1.3 y 1.4). Está claro que las denominaciones de los suelos corresponden a las vigentes de la época e interpretaciones de los autores (Miaczynski y Tschapek, 1965, Bonfils et al., 1966).

El proceso de ilimerización se reconoce tempranamente en la Región Pampeana cuando comienza el interés por la Geografía de suelos y la Pedología, con pioneros como Miaczynski, Tschapek, Bonfils, Papadakis, Etcheverehere y otros, quienes complementaban las observaciones de campo con ideas pedológicas de la época. Uno de los primeros trabajos regionales con dicho enfoque es de Bonfils et al. (1960) en el que se describen los suelos del O de Buenos Aires y E de La Pampa y el problema de erosión eólica, mencionando a algunas Series de suelos con horizontes B texturales y planosólicos y su relación con la topografía.

Posteriormente, Miaczynski y Tschapek (1965) hablan de suelos «Chernozoides de la Región Pampeana» por analogía con los Chernozem rusos, debido a: a) en primer lugar por el elevado contenido de materia orgánica de los horizontes superiores, generada por la acción de la vegetación de pastizal y su fauna asociada, b) por la presencia de un horizonte de carbonato iluvial y c) por la presencia de horizonte B textural, que también poseen algunos Chernozems (Figura 1.3).

Se sabía que el Chernozem típico con un perfil rico en humus no existía en la Región Pampeana; en todo caso, los suelos pampeanos se asemejarían a los Chernozems lixiviados, como los que se describen en una catena zonal regional de suelos de estepa rusa, en el denominado cinturón subboreal (Gerasimova et al., 1996), donde se encuentran desde la zona más alta a la más baja (Clasificados por clasificación rusa, WRB y Taxonomía de Suelos): como se muestra en el esquema siguiente.

Más tarde se abandonó esta idea porque, aunque de morfología con cierta semejanza, los suelos de la Región Pampeana nunca poseen materia orgánica tan profunda como en los Chernozems, en los cuales puede alcanzar hasta aproximadamente 1 m de profundidad. De todas maneras e independientemente de la clasificación, el proceso de ilimerización se reconoció

Chernozems podzolizados y lixiviados Chernozems lúvicos Argiboroles	Chernozems típicos Chernozems háplicos Vermiboroles	Chernozems de pradera húmeda Chernozems gleicos Calciacuoles.
--	---	--

en los suelos rusos y pampeanos por la presencia de barnices a los que se les asignó un carácter iluvial (Figura 3.1).

La Tabla 3.1 muestra suelos de algunas zonas de la Región Pampeana. Inicialmente se trató de ejemplificar con suelos cuyos rasgos morfológicos fueran indicativos de la evolución del proceso de ilimerización, y a su vez que los distintos grados de éste, mostrarán la influencia de los factores formadores, fuera del concepto estricto de zonalidad climática. Este objetivo resultó muy dificultoso porque los escasos trabajos que abordan el tema se refieren generalmente a climosecuencias que precisamente son regionales (Scoppa, 1978) y no permiten establecer relaciones catenarias locales, donde los procesos geomórficos y pedológicos impriman su influencia en los procesos intrapedónicos. Estos estudios pioneros, tratando de establecer relaciones genéticas con los factores de formación (climosecuencias), posiblemente se abordaron para mostrar una de las relaciones regionales más evidentes en la Región Pampeana, ya que por razones geomorfológico-climáticas, la zona occidental-austral de la Región Pampeana posee menor oferta hídrica, y en ella predominan los Haplustoles sobre los Argiudoles. En los años que siguieron estos temas no se desarrollaron a escalas de mayor detalle que las utilizadas para estudios regionales.

Con los datos disponibles (descripciones morfológicas y análisis texturales de rutina) tomados de las Cartas de Suelos del INTA y trabajos locales, algunos de los cuales se incluyen en la Tabla 3.1, se intentó estimar grados de ilimerización para suelos de la Región Pampeana. Se consideró como un parámetro aceptable el valor de la relación entre el contenido de arcilla del/los horizontes B y arcilla del/los horizontes A (%aBt y/o Bw/%aA). En este caso se tomó en cuenta también los horizontes Bw que poseen barnices y se calculó para suelos que según la información existente son monogenéticos, hecho éste que no es posible afirmar con certeza. Se estimó la cantidad de arcilla del espesor de los horizontes A y B2 mediante promedios ponderados de numerosos perfiles. Mediante esta simplificación

y presencia y abundancia de barnices, se estimaron tres grados de ilimerización:

- 1 - Escaso: relación menor a 1,2; barnices escasos.
- 2 - Moderado: relación entre 1,2 y 1,8; barnices comunes
- 3 -Fuerte: relación mayor a 1,8; barnices abundantes.

No se encontró relación biunívoca entre ambos indicadores, uno de campo y otro de laboratorio, para todos los grados sugeridos. Se encontró vinculación entre la relación %aBt y/o Bw/%aA y la abundancia de barnices en el grado extremo (fuerte), como era de esperar ya que en este caso hay mínimo grado de complejidad en la estimación y no se necesita experiencia pedológica para detectar la presencia de barnices bien definidos, a menos que se los confunda con barnices de fricción. Es más, son rasgos reconocidos fácilmente por profesionales de distintas ramas de las ciencias naturales. Por otro lado, para los grados intermedios, con relaciones entre 1,2 y 1,8 se describen barnices escasos, comunes, abundantes y muy abundantes y para relaciones menores a 1,2 se describen barnices escasos y comunes. Es de destacar que muchos suelos poseen barnices como evidencia del proceso de ilimerización y no cumplen las exigencias de la clasificación, como lo señalan Villegas et al. (1998), por lo cual el proceso está más extendido en la Región Pampeana que su manifestación cartográfica.

Suelos con barnices abundantes se describen en las pampas Ondulada, Deprimida, Serrana, Interserrana y Arenosa, tanto en posiciones de loma (Tabla 3.1., perfiles 1, 3) como en posiciones más bajas de la pendiente (perfil 2). Los suelos con ilimerización escasa se describen en la Pampa Llana Cordobesa (perfil 8 y 9) y en los miembros menos desarrollados de transectas clásicas de la Pampa Ondulada, (Serie Seguí, Hapludol típico; Serie Rojas, Argiudol típico; Serie Navarro, Argialbol argiácuico, Scoppa, 1978/79). También se encuentran en los miembros más secos de algunas climosecuencias regionales en la Región Pampeana (Hapludol, Argiudol, Albacualf), y en suelos formados en sedimentos del Holoceno.

Tabla 3.1. Propiedades seleccionadas de suelos de la Región Pampeana con proceso de ilimerización.

Horizonte	Prof. (cm)	Color (matriz)		Estructura (tipo)	Consistencia	Límite	Clase textural (USDA)	Arcilla (% <2µm)	MO (%)	C/C (cmok kg)	Barnices	Arc. B21(B2)/arc. A
		(seco)	(húmedo)									
Chernozem de Vega con horizonte A₀ Sur de Mercedes, Buenos Aires, de Minczynski y Tschapek, 1965.												
Ap	0 - 10	10YR 8/1	10YR 3/1	granular	fríasble	brusco	fr. arc. lim.	29	4,9	nd	-	1,37
A ₁	10 - 20	10YR 4/1	10YR 3/1	bl.subang.	firme	claro	fr. arc. lim.	31	4,6	nd	-	-
B ₀	20 - 42	10YR 3/2	10YR 2/2	prismas	firme	claro	arc. lim. - arc.	48	2,7	nd	escasos	-
B ₁	42 - 70	7,5YR 4/2	7,5YR 3/2	prismas	mu.firme	gradual	arc. lim. - arc.	48	1,6	nd	abundantes	-
B ₂	70 - 99	7,5YR 6/4	7,5YR 5/4	prismas	firme	gradual	arc. - fr. arc. lim. - arc.	45	0,5	nd	-	-
B ₃	99 - 120	7,5YR 6/4	7,5YR 5/4	prismas	firme	gradual	fr. arc. lim. - fr. arc.	32	0,2	nd	-	-
C	120 - 140	7,5YR 6/4	7,5YR 5/4	bl.subang. masero	nd	gradual	fr. lim. - fr. arc. lim.	26	0,1	nd	-	-
Chernozem de Vega con horizonte A₀ Sur de Mercedes, Buenos Aires, De Minczynski y Tschapek, 1965.												
A ₀	4 - 0	10YR 4/2	10YR 3/2	masa esp.	suelto	brusco	-	-	-	-	-	-
A ₁	0 - 8	10YR 5/1	10YR 3/1	granular	lig. duro	claro	fr. lim.	17	4,2	nd	-	2,67
A ₂	8 - 17	10YR 5/1	10YR 3/1	bl.subang.	duro	claro	fr. lim.	18	3,3	nd	-	-
A ₃	17 - 38	10YR 7/2	10YR 5/2	bl.subang. - masero	lig. duro	brusco	fr. lim.	13	0,5	nd	-	-
B ₀	38 - 55	7,5YR 5/2	7,5YR 4/2	prismas	ext. duro	claro	fr. arc. - fr. arc. lim. - arc.	35	0,5	nd	moderados, arcillosos, 7,5YR 3/2	-
B ₁	55 - 82	7,5YR 5/4	7,5YR 4/4	prismas	muy duro	gradual	arc. - arc. lim. - fr. arc.	44	0,6	nd	abundantes, arcillosos, 10YR 2/2	-
B ₂	82 - 109	7,5YR 6/4	7,5YR 5/4	prismas	duro	gradual	fr. arc.	31	0,5	nd	abundantes, arcillosos, 7,5YR 3/3	-
C	100 - 140	7,5YR 6/4	7,5YR 5/4	bl.subang.	duro	gradual	fr. - fr. lim.	25	0,3	nd	-	-
Argilúcol típico. Serie Pergamino, Buenos Aires. Hoja 3360 - 32, Pergamino, INTA 1972.												
Ap	0 - 13	10YR 5/2	10YR 3/2	bl.subang.	fríasble	claro	fr. lim.	22,7	2,98	21,1	-	1,53
A ₀	13 - 25	10YR 3/1	10YR 3/1	bl.subang.	firme	abrupto	fr. lim.	22,8	2,58	20,3	-	-
B ₁	25 - 34	10YR 3/2	10YR 3/2	bl.subang.	fríasble	abrupto	fr. arc. lim.	30,3	1,46	19,6	escasos	-
B _{1t}	34 - 75	7,5YR 3/2	7,5YR 3/2	prismas	firme	claro	arc. lim.	43,5	1,12	32,0	abundantes	-
B _{2t}	75 - 95	7,5YR 4/2	7,5YR 4/2	bl.subang.	fríasble	gradual	fr. arc. lim.	30,2	0,40	27,2	abundantes	-
B ₃	95 - 140	7,5YR 5/4	7,5YR 5/4	masero	fríasble	claro	fr. lim.	17,0	0,43	24,1	escasos	-
C	140 - 200+	7,5YR 5/4	7,5YR 5/4	masero	suelto	claro	fr. lim.	7,0	0,25	23,1	-	-
Natracool típico. Serie General Guido, Buenos Aires. Hoja 3760 - 6, Casalini, INTA, inédito.												
A ₁	0 - 14	10YR 5/2	10YR 3/1	bl.subang.	duro	claro	fr.-fr. lim.	25,7	4,19	15,1	-	1,80
B _{1t}	14 - 34	10YR 3/2	10YR 3/2	columnar	m.duro pl. adh.	claro	arc.	57,5	1,16	35,0	humico - arcillosos muy abundantes	-
B _{2t}	34 - 52	7,5YR 4/4	7,5YR 4/4	bl.subang.	m.duro pl. adh.	claro	fr. arc.	38,9	0,79	24,1	humico - arcillosos abundantes	-
B _{3t}	52 - 90	7,5YR 5/4	7,5YR 5/4	bl.subang.	duro aggl. adh.	gradual	fr.	25,5	0,24	20,5	arcillosos abundantes	-
B _{4t}	90 - 130	7,5YR 5/4	7,5YR 5/4	masero	fríasble	gradual	fr.	19,6	0,03	14,0	arcillosos escasos	-
C _{ca}	130 +	7,5YR 5/4	7,5YR 5/4	masero	fríasble	difuso	fr.	20,6	0,03	13,3	-	-

* Valores extraídos de la figura original.

Tabla 3.1. continuación página anterior

Horizonte	Prof. (cm)	Color (matriz)		Estructura (tipo)	Consistencia	Límite	Clase textural (USDA)	Arcilla (% <2µm)	MO (%)	C/C (mésic kg ⁻¹)	Barridos	Arc. B2/(B2)/arc. A
		(seco)	(húmedo)									
Hapludol típico - Argílico. Serie La Albina, Veinticinco de Mayo, Buenos Aires. Hoja 3569 - 29 Roque Pérez, INTA, Inédito.												
A	0 - 35	10YR 5/2	10YR 3/1	bl.subang.	friable	duro	fr. arc.	14	2,68	11,3	-	-
AC	35 - 55	10YR 6/2	10YR 3/3	gr. simple	friable	abrupto	fr. arc.	14	0,53	9,5	-	-
B2t	55 - 80	10YR 4/2	7,5YR 4/2	gr. simple	firme	duro	fr. arc.	23	0,24	13,1	hum. arc. ab.	-
B3t	80 - 100	7,5YR 5/4	7,5YR 4/2	prismas	pl. adh.	duro	fr. arc.	26	0,13	15,7	hum. arc. ab.	-
Bc	100 +	-	7,5YR 5/4	bl.subang.	firme	-	fr. arc.	11	-	8,1	-	-
				gr. simple	pl. adh.	-	fr. arc.	-	-	-	-	-
Argiudol típico, Sierras Australes, Buenos Aires. De Vargas Gil y Scoppa, 1973.												
A1	0 - 18	nd	10YR 2/2	granular	m. friable	claro	fr.	21	2,5	18	-	-
B1	18 - 23	nd	7,5YR 3/2	granular	friable	claro	fr.	25	2,3	21	-	-
B2t	23 - 39	nd	7,5YR 4/2	prismas	firme	claro	fr. arc.	34	1,0	29	abundantes	-
B2t	39 - 58	nd	7,5YR 4/4	prismas	m. pl. adh.	claro	fr.	28	0,5	24	abundantes	-
B3t	58 - 78	nd	7,5YR 5/4	prismas	pl. adh.	claro	fr.	21	0,4	20	-	-
C	78 - 110	nd	7,5YR 5/4	masivo	m. friable	abrupto	fr.	17	0,3	20	-	-
II Cam.	107 - 116	nd	nd	plancha de toca	friable	nd	nd	nd	nd	nd	-	-
III R	nd	nd	nd	Soluzo Serie Grande	nd	nd	nd	nd	nd	nd	-	-
Argiudol típico, Sierras Septentrionales, Buenos Aires. De Vargas Gil y Scoppa, 1973.												
A1	0 - 32	nd	10YR 2/2	granular	friable	claro	fr.	22	10,0	32	-	-
B1	32 - 43	nd	7,5YR 3/2	bl.subang.	friable	claro	fr.	23	3,7	24	vestigios	-
B2t	43 - 89	nd	7,5YR 4/2	prismas	firme	claro	fr. arc.	33	1,3	31	abundantes	-
B3	89 - 115	nd	7,5YR 4/4	prismas	friable	claro	fr.	20	0,7	16	-	-
C	115 - 130	nd	7,5YR 5/4	grano suelto	m. friable	claro	fr.	19	0,3	14	-	-
Argiudol típico. Serie Arroyo Cabral, Córdoba. Hoja 3363 - 2, Oliva. INTA - SMAG y RR, 1987.												
Ap	0 - 13		10YR 3/2	bl.subang.	friable	abrupto	fr. fr. lim.	12,9	2,04	11,0	-	-
A12	13 - 24		10YR 3/2	bl.subang.	lig. ad. lig. adh.	duro	fr. fr. lim.	16,9	1,70	12,1	-	-
B2t1	24 - 49		7,5YR 3/2	prismas	friable	claro	fr. fr. arc.	25,2	1,00	17,8	arcillosos	hum. arc. ab., medios
B2t2	49 - 72		7,5YR 4/2	prismas	lig. ad. lig. adh.	abrupto	fr. lim.	24,6	0,85	17,4	arcillosos	arcillosos
B3ca	72 - 104		7,5YR 4/3	bl.subang.	lig. ad. lig. adh.	gradual	fr. lim.	13,5	0,51	17,9	comunes, medios	-
Coa	104 +		7,5YR 4/4	masivo	friable	fr. lim.	fr. lim.	10,4	-	17,3	-	-
Haplustol típico. Serie Manfredi, Córdoba. Hoja 3363 - 2, Oliva. INTA - SMAG y RR, 1987.												
Ap	0 - 22		10YR 3/2	bl.subang.	friable	abrupto	fr. lim.	25,4	2,90	19,3	-	-
B2	22 - 47		10YR 3/4	prismas	lig. ad. lig. adh.	gradual	fr. lim./ fr. arc. lim.	26,4	1,60	17,6	hum. arc. ab.	arcillosos comunes, media
B3	47 - 80		7,5YR 4/2	bl.subang.	lig. ad. lig. adh.	abrupto	fr. lim.	18,4	0,53	16,3	vestigios	arcillosos, finos
Coa	80 +		7,5YR 4/4	masivo	no pl. no adh.	fr. lim.	fr. lim.	13,4	0,32	16,7	-	-
					m. friable							
					no pl. no adh.							

Tratando de estimar el grado de ilimerización a través de la expresión morfológica de campo (presencia de barnices), no es posible establecer grados del proceso para todo el ámbito pampeano, aunque quizás se podría determinar con más certeza dentro de cada zona; más aún, sería deseable establecer grados de ilimerización dentro del concepto de catena, hecho dificultoso pues la aplicación de este concepto está poco arraigado en la pedología argentina y si bien hay mucha información sobre la presencia del proceso, no está elaborada en ese sentido.

La evolución de los horizontes B y el grado de ilimerización se pueden estimar con cierta certeza por observación y comparación de rasgos en el campo, tales como expresión y profundidad de barnices, tamaño y profundidad de prismas o columnas, colores, etc. La metodología aplicada en los relevamientos de suelos solo permite la comparación entre los suelos cuando los métodos están normalizados, tema que se tratará más adelante. De todos modos, se suele vincular el grado de evolución de los suelos con el grado de ilimerización, como en una climosecuencia ubicada en el límite N de la Región Pampeana, entre Santa Fe, Córdoba y Santiago del Estero (INTA, 1990a).

Considerando el concepto genético de zonalidad climática se pensaría que la mayor expresión del proceso de ilimerización se encuentra en los suelos zonales de las zonas más húmedas. Esta idea es parcialmente cierta, pues como se observa en la Tabla 3.1., los rasgos de ilimerización (barnices y lamelas) se describen en suelos de distintas zonas de la Región Pampeana, tanto en la zona húmeda (suelos 1, 2, 3, 4, 5, 6, como subhúmeda (suelos 7, 8, 9); en los suelos zonales (1, 3, 4, 5), intrazonales (2, 8?) y azonales; en las denominadas, Pampa Ondulada (suelos 1, 2, 3), Pampa Deprimida (suelo 4), Pampa Arenosa (suelo 5), Pampa Serrana (suelos 6, 7), Pampa Llana Cordobesa (suelos 8, 9) y en distintas posiciones del paisaje que exceden el concepto de zonalidad climática.

En la Pampa Húmeda se podría inferir que el proceso de ilimerización es generalizado. Al analizar pedones de asociaciones o complejos que están en unidades cartográficas contiguas, se encuentran diversas situaciones, ya sea que:

1. Posean rasgos de ilimerización (barnices), y grado de ilimerización semejante (Suelos de las Sierras Australes y Septentrionales Vargas Gil y Scoppa, 1973), o distinto (Scoppa, 1978).

2. Algunos posean rasgos de ilimerización (barnices) y otros no. Por ejemplo: una catena ubicada en la zona de 25 de Mayo (Pampa Arenosa), de aproximadamente 200 m entre la parte alta de una acumulación medanosa, la pendiente y la parte baja de una depresión interdunaria. En la zona medanosa los suelos carecen de barnices (Entisoles), en cambio en posiciones más bajas del relieve se encuentran horizontes iluviales con barnices abundantes (Hapludoles taptó árgicos), claro está que en este caso no tiene sentido genético establecer la relación B_2t o B_2/A . En la provincia de Córdoba, hay suelos con y sin rasgos de ilimerización, y aquellos que los poseen, aún con igual grado de expresión, poseen distinta relación entre el contenido de arcilla de los horizontes B y A.

Por otro lado, el hecho que la mayoría de los suelos de la Región Pampeana se desarrollen en sedimentos loésicos, condujo en los primeros años de la pedología argentina a la idea de una cierta zonalidad sedimentaria, tal que los materiales originarios se consideraron casi homogéneos, con solo alguna variación textural en sentido este-oeste. Esta idea se tomó de la vertiente geológica, ya que la mayor parte de los sedimentos poseen origen eólico y/o fluvial con variaciones intrínsecas dentro de un mismo tipo de material como son los sedimentos loésicos. Con el avance del conocimiento se establecieron diferencias texturales y mineralógicas de los materiales originarios de los suelos, propias de cada zona de la Región Pampeana, como también intra-pedónicas heredadas (Bertoldi de Pomar, 1969; Morrás, 1999; Zárate, 2003 y trabajos allí citados). Por eso, la totalidad de la arcilla de los horizontes ricos en arcilla no puede asignarse solo a procesos de ilimerización o transformación mineral o neogénesis, sino también a alguna estratificación original, que muchas veces es más o menos sutil y no fácilmente visible si no se tiene en cuenta el concepto sedimentario.

La conclusión es que se encuentran distintos grados de ilimerización en suelos de la Región Pampeana que responden a un conjunto de factores de formación particular en cada caso. Son parcialmente dependientes del clima general y estarían muy relacionados con la posición de los suelos en el paisaje y con las características sedimentarias y edad de los materiales originarios. O sea, que en el concepto genético clásico, el proceso de ilimerización se registra en suelos zonales, intrazonales y hasta en los azonales (lamelas texturales).

Factores de formación

El concepto de zonalismo de suelos nació en la escuela rusa con Dokouchaiev y fue una de las tres ideas conceptuales: a) el suelo como cuerpo natural, independiente y variante, b) la interdependencia de los fenómenos naturales y c) la zonalidad de los suelos (Boulaine, 1989) y se adoptó en los Estados Unidos (USDA, 1938).

En los años 60 y por mucho tiempo se consideró a la Región Pampeana una región caracterizada por la homogeneidad de los factores formadores (clima templado cálido, húmedo a semiárido, sedimentos loésicos y vegetación de estepa), aunque con sectores de características propias denominadas provincias fisiográficas (Miaczynski y Tschapek, 1964). Más allá de esa generalización, los estudios de variabilidad espacial muestran la influencia particularizada de los factores de formación, ya que para comprender el concepto de catena es necesario reconocer que todos los suelos son anisótropos. En este punto la anisotropía es el factor más importante en la determinación de los procesos que actúan en los suelos, su grado de intensidad y la morfología resultante (Hall y Olson, 1991). Así la anisotropía de los suelos resulta de la horizontación pedogénica, sedimentación, estructura geológica, hidrología de la zona no saturada, y procesos antrópicos diversos.

Clima

Es el factor de formación preponderante en la ilimerización. Para que se produzca este proceso es necesario que el suelo posea un régimen hídrico con contrastes estacionales de humedad, que provea suficiente cantidad de agua para producir arrastre de arcilla y períodos suficientemente secos como para producir la desecación en los microporos de los horizontes subsuperficiales. El exceso de agua es inadecuado para el desarrollo del proceso; tanto es así que bajo el régimen de humedad perúdic no son comunes los horizontes argílicos y en este caso el proceso es de eluviación y no de iluviación y la arcilla es eliminada del sistema. Las observaciones indican que un régimen hídrico estacional alternante es el más adecuado. En Argentina los primeros estudios genéticos del proceso de ilimerización se realizaron en climosecuencias (Fadda, 1969; Stephan et al., 1977; Panigatti, 1980; Pazos, 1984). Alvarez y Lavado (1998) establecen una relación regional general entre el clima y contenido de arcilla de los suelos.

Material originario

Juega un papel importante en el desarrollo del proceso de ilimerización a través de la granulometría y mineralogía. Está mejor expresado en los materiales francos que en los arcillosos. Con un concepto más amplio, las características geológicas y/o geomórficas y las propiedades del material originario son decisivas en el proceso, como se tratará más adelante (por ejemplo: acción floculante y o dispersante de distintos cationes).

Posición geomorfológica

Como factor más específico, permite teorizar que en función de la posición de los suelos en el paisaje, la capacidad de arrastre mecánico de partículas del agua que llega al suelo, ya sea superficial o intrapedónica, difiere en cada caso; por ello el grado de ilimerización también sería distinto, en función del escurrimiento superficial, el grado de pendiente, permeabilidad y otros factores que afectan la zona no saturada del perfil hídrico.

Este tema está extensamente tratado en trabajos geomorfológicos (Conacher y Dalrymple, 1977; Huggett, 1975) que analizan los parámetros hídricos y propiedades de los suelos en los procesos de pendiente, aunque en el país son escasas las investigaciones de ese tipo desde la óptica pedológica. Llama la atención esta situación en momentos en que los aspectos de impacto ambiental deben tratarse tanto a escala de cuenca hidrológica como también a escalas de mayor detalle, ya que, por citar un caso, el transporte de contaminantes está muy relacionado con la fracción coloidal (Tack et al., 1997) y la capacidad conductora del suelo (Lexow, 2002), tema que excede el análisis del proceso en sí mismo en este libro.

En Argentina el tema está planteado pero no desarrollado. Tal es el caso de los suelos afectados por varios procesos pedogenéticos, entre ellos de ilimerización, presentados en una catena regional de 50 km (De Petre et al., 1977); aquí se consideran conceptualmente los procesos intrapedónicos y los superficiales y los suelos relacionados con la posición topográfica. También en las cartas de suelos se menciona la posición geomorfológica de los suelos, aunque el análisis de la dinámica de procesos excede los alcances de la cartografía de suelos. En estos casos el lector debe poseer conocimientos para deducir los procesos que han acaecido en cada caso.

Subprocesos que intervienen en la ilimerización

El proceso de ilimerización comprende un conjunto de subprocesos complejos y dinámicos, entre los que se destacan la *movilización* y la *acumulación de arcilla* (McKeague, 1983).

Movilización de arcilla

Para ser susceptible de moverse, el coloide mineral debe estar en estado disperso. Dispersión y floculación son propiedades electroquímicas de los coloides y están influenciadas por: pH, concentración de electrolitos, naturaleza del coloide, tipo de cationes presentes y presencia de materia orgánica.

El pH influye decisivamente en la estabilidad de la suspensión de arcilla ya que ésta se comporta como un ácido débil poco disociado. La movilización de la arcilla alcanza la máxima intensidad en el intervalo de pH entre 5 y 7, y es débil o nula fuera de estos límites a causa de la acción floculante del Ca^{2+} y el Mg^{2+} para pH mayores de 7 y del Al^{3+} para aquellos menores a 5. También se puede producir dispersión con valores altos de pH si el Na^+ domina el complejo de intercambio. La naturaleza de los cationes presentes en la solución micelar e intermicelar actúan según su carga y radio, y el efecto floculante de los cationes guarda una relación de 1:20:350 para cationes monovalentes, divalentes y trivalentes, respectivamente. Conceptualmente, la presencia de carbonato de calcio evita la dispersión de arcilla, aunque se encuentran rasgos de ilimerización en suelos carbonáticos (Aguilar, et al., 1983; Pazos, 1990; Imbellone, datos inéditos), donde ambos procesos no son coetáneos. También se menciona un posible mecanismo en el que la migración de arcilla se produciría a una concentración baja de iones Ca^{2+} , durante las primeras etapas de humedecimiento, cuando aún no se ha alcanzado el equilibrio con la calcita (Wieder y Yaalon, 1978).

La concentración de electrolitos produce una disminución del potencial electro-cinético de las partículas de arcilla, provocando la floculación de la suspensión coloidal. El tipo de mineral de arcilla en suspensión tiene influencia ya que de acuerdo a su naturaleza mineralógica varía el número de cargas eléctricas por unidad de superficie, así como el grado de potencial de actividad de dichas cargas y, por lo tanto, su potencial eléctrico. La estabilidad de las suspensiones de arci-

lla aumentará en razón directa a su capacidad de intercambio.

Un factor importante es el tamaño de las partículas de la suspensión ya que al disminuir el tamaño aumenta la superficie específica, la densidad de carga y la estabilidad en suspensión. La arcilla fina es más fácilmente transportada que la gruesa; por eso la relación arcilla fina/arcilla total es utilizada como parámetro para verificar el proceso de ilimerización si el material originario es homogéneo (Kozlovskii, et al., 2001). Además, la materia orgánica facilita la migración de arcillas ya que forma con ella complejos órgano-minerales móviles.

Acumulación de arcilla

Una vez que la arcilla es movilizada en el suelo, en relación con la cantidad de agua y porosidad, se acumula en el perfil por dos mecanismos independientes o conjuntos: **depositación física y/o floculación**. El último proceso se tiene en cuenta escasamente, quizás porque la expresión del primero es más fácilmente identificable.

La acumulación por depositación física se explica en la Taxonomía de Suelos (Soil Survey Staff, 1975). Se produce por una paralización del frente de agua gravitacional a una determinada profundidad debido a la reducción de la macroporosidad o, simplemente, por la total retención de agua gravitacional por parte de los poros y en particular los microporos que generan tensión mátrica.

La orientación y fácil identificación de arcilla iluvial es sólo posible si no hay floculación, ya que la arcilla floclula desordenadamente en una estructura abierta llamada «castillo de naipes» (Goldberg et al., 2000); la arcilla translocada que se acumula por floculación es difícil diferenciarla de la matriz del suelo, aún por métodos micromorfológicos pues carece de las propiedades ópticas que poseen las unidades orientadas (extinción y continuidad óptica). La floculación se puede producir por aumento de concentración de electrolitos o aumento del pH en horizontes subsuperficiales; posiblemente parte de la arcilla de la matriz posee este origen.

Fases evolutivas

Se establecen dos fases que pueden actuar sucesivamente en el proceso de ilimerización: *iluvación primaria* y *secundaria* (Jamagne y Jeanson, 1978). La primera puede considerarse como la «*iluvación normal*» y se desarrolla en suelos bien drenados, moderadamente

humíferos, débilmente ácidos y biológicamente activos. Las partículas de arcilla se unen al hierro formando complejos estables, migrando conjuntamente. Es característica la presencia de ferriargilanes rojizos y/o amarillentos, con microlaminaciones de distinto contenido de hierro que indican diferentes fases de acumulación.

La iluviación secundaria o hidromórfica se produce cuando en un suelo maduro comienza a degradarse la estructura del horizonte B, con obliteración de la porosidad y desarrollo de propiedades hidromórficas. El suelo se va acidificando progresivamente y se crea un medio reductor que produce la desferrización de la arcilla. En este estado la arcilla forma complejos muy estables con la materia orgánica que pueden migrar a zonas más profundas del perfil. Esta fase se caracteriza por la presencia de argillanes de color blanco o gris verdoso, con presencia de limo y materia orgánica. Este proceso conduce a la formación de suelos ilimerizados hidromórficos.

Morfología de los suelos

Cambio textural abrupto

La movilización de las partículas de arcilla se traduce en rasgos macroscópicos y microscópicos. Una manifestación macromorfológica es un fuerte cambio textural en el perfil, con la formación de un horizonte superior empobrecido en partículas finas (horizontes A y/o E) y horizontes subsuperficiales de acumulación de arcilla iluvial (horizontes Bt), como en Argialboles, Natralboles, Albacualfes, Natracualfes, etc. de la Región Pampeana (Figura 3.2). Cuando el proceso de ilimerización es intenso se forman los denominados «panes de arcilla». La depositación de arcilla iluvial concentrada en horizontes subsuperficiales da lugar a revestimientos de arcilla que recubren las paredes de los macroporos y/o las superficies de los agregados.

El término *planosolización* se utiliza en algunos casos para referirse a suelos (Planosoles) que poseen cambio textural abrupto entre la porción eluvial e iluvial del suelo, con una diferenciación textural muy pronunciada, generalmente producida por ilimerización. El resultado de este proceso es el desarrollo de suelos con horizontes A-E-Bt-C, vinculados generalmente a relieves planos o deprimidos, vegetación de gramíneas y clima templado húmedo con alternancia bien marcada en la humedad del suelo. Duchaufour (1977) señala tres fases sucesivas en este proceso: 1) una fase inicial que consiste en un empobrecimiento

superficial de arcilla que migra verticalmente, y se deposita en muchos casos en forma de barnices pardos o negros sobre superficie de prismas del horizonte Bt, 2) una fase relacionada con reacciones de oxidación-reducción por presencia de «capas colgadas» sobre el horizonte Bt. Estas reacciones, inicialmente limitadas por ser el medio poco ácido y rico en calcio, favorecen la degradación de las arcillas del horizonte E y parte superior del Bt, debido al proceso de *ferrólisis* (ver capítulo 4), 3) una fase de acidificación acentuada con pérdida de bases de intercambio, que a veces está ausente.

El cambio textural abrupto, además de los rasgos detectables por distintos métodos, tiene distintos orígenes. Este hecho es reconocido en el sistema WRB (IUSS Working Group WRB, 2006) al desarrollar la génesis de los Planosoles, donde se afirma que el horizonte subsuperficial poco permeable de textura más fina puede mostrar evidencias de iluviación de arcilla, y señala que aparte de la ilimerización, existen otros mecanismos causantes del cambio textural abrupto: 1) disolución de arcilla en el epipedón, 2) erosión, 3) formación de arcilla in situ, 4) destrucción de arcilla en los horizontes eluviales.

El cambio textural abrupto es necesario analizarlo cuidadosamente, tanto en el perfil de suelo como analíticamente cuando interesa conocer su origen, ya que puede ser generado por: a) la evolución avanzada de un proceso normal de ilimerización en materiales originarios homogéneos, o en materiales heterogéneos, o b) por procesos de poligénesis. El distinto origen de este rasgo puede ser a veces, de importancia menor para la clasificación de los suelos, pero es importante para la correcta denominación de los horizontes del perfil y la interpretación genética. La experiencia de los autores muestra que en la Región Pampeana se puede confundir los horizontes E de un suelo maduro monogenético, con horizontes AC y C de suelos poligenéticos y viceversa; por ejemplo: A, E, B2t, BC, C (suelo monogenético); A, AC, B2tb, BCb, C (suelo poligenético). Adicionalmente, se suma la posible presencia de discontinuidades litológicas, sospechadas (Pazos y Stoops, 1987, Ferrer et al., 2001) y mencionadas por distintos autores, tema éste someramente tratado en Argentina y abordado más profundamente en pocas investigaciones (Camilión e Imbellone, 1984; Nabel et al., 1999). Es de mencionar la relación que establece Pazos (1989) entre la génesis y la clasificación de Argiudoles con horizontes A2 incipientes y cambio textural abrupto de la Región Pampeana.

Sobre la base de rasgos morfológicos, micromorfológicos y algunas propiedades de los suelos propone la definición de extragrados para suelos que responden a las características de Argiudoles y poseen cambio textural abrupto, denominándolos *Argiudoles abrupticos*. Aquellos Argiudoles que además poseen rasgos hidromórficos serían intergrados a los Alboles, o sea *Argiudoles álbicos*. Los Argiudoles abrupticos fueron incorporados a la Taxonomía de Suelos en 1996 (Pazos y Roca, 2006).

Un caso particular sin antecedentes en Argentina, es el de suelos bisecuales. Los suelos bisecuales (*bisequal*) suelen formarse donde en un mismo pedón hay dos conjuntos de procesos de eluviación e iluviación (secuos), por ejemplo translocación de hierro/aluminio en la parte superior del suelo (secuo E-Bs) y translocación de arcilla más profunda (secuo E-Bt), Oi, E, Bhs, Bs, E', Btx1, Btx2, CBg, 2Cg; A, E, Bs1, Bs2, E'x, Btx, Bx, BC (Schaetzl, 1996; Schaetzl y Anderson, 2005). Definiciones: *Bisecual* es un suelo constituido por dos secuos, uno arriba del otro en el mismo depósito (Soil Science Society of America, 2001). Un secuo (inglés, sing.: *sequum*; pl.: *sequa*) es el par formado por un horizonte eluvial arriba y un iluvial abajo, generalmente un E y un B infrayacente.

Lamelas texturales

Textural subsoil lamellae (Dijkerman et al., 1967), *clay bands* (Gile, 1979), *lamellae*, plural, *lamella*, singular (Soil Survey Staff, 1999). Son rasgos macromorfológicos de ilimerización y consisten en acumulaciones de arcilla en forma de láminas que alternan con niveles arenosos. Poseen menos de 5 mm de espesor, generalmente la orientación de las láminas entre sí es convoluta, son onduladas y discontinuas. Suelen ser más ricas en arcilla y hierro que la matriz circundante y por eso más rojizas (Schaetzl, 1992, Rawling, 2000). Se encuentran en la parte inferior del solum e infraciendo a horizontes A, E, Bs o A, E, Bw en suelos con fuerte horizontación. Poseen un límite superior abrupto y el inferior es difuso. Contrariamente, las observadas en Udipsamentos del Albardón Costero de Santa Fe, poseen límite superior e inferior abrupto.

Las lamelas se designan como horizontes Bt y las zonas entre ellas como horizontes E. Dada la imposibilidad de describir cada lamela independientemente se agrupan y denominan colectivamente como horizontes E&Bt o Bt&E, ya sea que domine la arena limpia o las bandas. La zona con lamelas se califica como horizonte argílico

cuando el espesor de cada una tiene 0,5 cm o más de espesor y sumando sus espesores se totaliza 15 cm o más. Además, debe haber un incremento de arcilla respecto a los horizontes suprayacentes (Soil Survey Staff, 1999). Se describen principalmente en Entisoles (Berg, 1984), Alfisoles (Kemp y McIntosh, 1989) y Espodosoles (Schaetzl, 1992) con texturas gruesas, con predominancia de arena fina, muy fina, limo y en clima húmedo a semiárido.

Numerosas investigaciones tratan acerca del origen de las lamelas (Dijkerman et al., 1967; Berg, 1984; Schaetzl, 1992; Rawling, 2000) aunque los procesos que las generan no se conocen con exactitud. La mayoría de ellas les asignan origen pedológico aunque también pueden ser estratificaciones propias del material originario y en ese caso se denominarían *láminas*. La diferenciación de unas y otras depende de la habilidad al describirlas en el campo. Muchas acumulaciones de arcilla parecen lamelas pero son capas sedimentarias con planos de estratificación visibles y en ocasiones se encuentran tan profundas que no serían pedogenéticas, a menos que pertenezcan a paleosuelos (Paisani, 2004). Cualquiera sea su origen inicial, se acepta que la iluviación de arcilla modifica y altera la textura, posición, espesor, espaciamiento y características químicas de las bandas de arcilla.

La pedogénesis es esencial para la formación de bandas de arcilla (Berg, 1984 y trabajos allí citados). Se formarían por uno o más de los siguientes procesos: 1) ciclos de humedecimiento y secado del suelo que producen sedimentación de arcilla en frentes de humectación inestables, 2) zonas calcáreas que producen floculación de arcillas, 3) floculación conjunta de hierro y arcilla, 4) diferencias en la distribución del tamaño de partículas del material originario (discontinuidades litológicas) que generan discontinuidades capilares.

La iluviación de arcilla en lamelas se comprobó experimentalmente en columnas de arena (Bond, 1986). Los procesos de tamizado pueden actuar engrosando las bandas arcillosas, especialmente en los suelos de textura más fina. Las discontinuidades litológicas pueden detener el frente de humectación donde está el cambio textural o cerca del mismo, favoreciendo la formación de bandas arcillosas. La posición topográfica contribuiría a la formación de las bandas, ya que los suelos ubicados en pequeñas depresiones o cercanos a ellas, poseen lamelas más espesas y superficiales que las ubicadas en zonas altas (Schaetzl, 1992).

Las lamelas pedogenéticas son muy finas y pueden cortar los planos de estratificación. Se forman por el agua percolante que arrastra pequeñas cantidades de arcilla en suspensión y la deposita en bandas finas. El límite del frente de humectación en suelos arenosos tiene forma generalmente ondulada y allí se depositan inicialmente las pequeñas cantidades de arcilla inicial que constituye la lamela incipiente. Una vez iniciado el proceso, la «protolamela» actúa como filtro de posteriores humectaciones y se comienza a espesar. La pregunta es porqué el frente de humectación se detiene donde lo hace. Cuando la arena posee algún grado de estratificación se supone que la lamela comienza a formarse donde existe una sutil discontinuidad del tamaño de los poros del material (Soil Survey Staff, 1999).

También se postula que el frente de humectación no se mantiene estático y la iluviación de arcilla se produce mientras aquél se está moviendo. Durante el movimiento del frente de humectación, los coloides son continuamente arrastrados. En ese punto puede producirse una alta concentración de coloides, forzando a la arcilla a depositarse, aun cuando el frente de humectación continúe su desplazamiento (Bond, 1986). También puede haber floculación que forma la banda arcillosa, donde hay aumento local de pH o de contenido de óxidos de hierro libres. Así, las lamelas se formarían rápidamente ya que pequeñas cantidades de arcilla son fácil y rápidamente movilizadas en materiales arenosos (Berg, 1984).

Numerosos autores consideran que las lamelas se forman inicialmente en la parte superior del solum y con la acidificación temporal del suelo, aumentan de espesor y contenido de arcilla, aunque también pueden degradarse. Se produciría un movimiento episódico de degradación de las lamelas con migración y depositación hacia zonas inferiores del solum (Soil Survey Staff, 1999). Esta migración podría acontecer también a partir de bandas de arcilla en planos de estratificación (Schaetzel, 2001). Cualquiera sea el origen de las lamelas, podríamos pensar como Rawling (2000) que las mismas constituyen un buen ejemplo en Pedología donde una misma forma se puede generar por diferentes caminos.

En el país no existen investigaciones sobre el tema. Se mencionan en la provincia de Santa Fe, en Udipsamientos álficos (actualmente Udipsamientos lamélicos) y Udipsamientos taptó árgicos, desarrollados en antiguos albardones del río Paraná (INTA-MAG Santa Fe, 1981, 1983), y

«formadas a partir de acumulaciones de arcilla sobre granos de arena» (INTA, 1990c).

En la llanura costera del río de la Plata se encuentran dunas asociadas al borde exterior de cordones conchiles, en contacto con la planicie aluvial del estuario. Estas geoformas, constituidas por arenas terrígenas de origen continental y marino, se depositaron durante el episodio regresivo de la transgresión holocena. En dunas del partido de Punta Indio se observaron varias lamelas en el horizonte C de un Udipsament entre 1,10 y 1,40 m de profundidad; el espesor es de 2 a 5 mm, forma irregular y se disponen de manera subparalela (IGS, 1988).

Las lamelas de la Figura 3.3 se observaron en el campo (sin saber con exactitud la distribución areal del fenómeno) en un suelo semejante al descrito inicialmente en una duna (35° 10'00" S, 57° 21'00" O) como A, AC, C, 2Btkb (Imbellone, 1996) y muy representativo para la zona. En el suelo actual la fracción arena tiene predominantemente distribución unimodal entre 2 y 3 ϕ (arena fina, 250-125 μ m), muy marcada en el material originario, y semejante a la encontrada por Spalletti y Mazzoni, (1979), en médanos del litoral bonaerense. Si bien en estos suelos no se realizaron investigaciones específicas sobre las lamelas, se podría suponer que la meteorización en dunas de arena, con alto porcentaje de cuarzo, no produciría fácilmente concentraciones de arcilla en intervalos de tiempos holocenos. El origen del escaso contenido de arcilla en las dunas estaría relacionado con la depositación de material originario, aunque las lamelas tendrían origen pedogenético por la granulometría del material y el clima húmedo.

En el sur de la provincia de Corrientes (Departamentos de Sauce y Curuzú Cuatiá, Ligier et al., 2001) describen Udipsamientos lamélicos, ubicados en albardones con pendientes de 1-3%, con presencia de lamelas texturales finas sin orientación definida dentro de los primeros 200 cm. Por ejemplo, la Serie Estancia Madre posee horizontes: A1, A2, AB, Eb, 2Btvb y lamelas en el AB evidenciadas por puentes de arcilla incipientes, entre 50 y 70 cm de profundidad.

Horizonte Beta

Un horizonte *Beta B*, es un horizonte Bt que está debajo y separado del horizonte Bt principal de la parte superior del solum (Schaetzel y Anderson, 2005). Es un tipo de acumulación constituida por un nivel de pequeño espesor (menos de 5 cm) con fuerte enriquecimiento en arcilla y formada

debajo del horizonte B. Esta lámina se denominó horizonte Beta y se demostró su origen iluvial (Bartelli y Odell, 1960 a y b; Mathieu y Stoops, 1974). El primero es un trabajo clásico y describe acumulaciones de arcilla iluvial que se producen en el contacto entre depósitos de till glacial y el material suprayacente, en discontinuidad litológica.

El horizonte Beta se encuentra en áreas con influencia glacial, se caracteriza por poseer color oscuro, límite inferior abrupto e irregular y cambio textural abrupto, sobre todo en los suelos podzólicos bien drenados. También se lo identificó en Argiudoles típicos con un solum de aproximadamente 90 cm desarrollado sobre loess y calizas infrayacentes (Ballagh y Runge, 1970).

A diferencia de la acumulación iluvial de arcilla, típica de suelos monogenéticos de regiones húmedas, donde el contenido de arcilla aumenta con la profundidad en los horizontes B2 y luego decrece progresivamente en los horizontes C, hay suelos donde este decrecimiento de arcilla no se encuentra. En cambio, hay una segunda zona de acumulación de arcilla, en contacto con el sustrato, correspondiente al horizonte Beta.

El horizonte Beta es un horizonte genético y la evolución está influenciada por el movimiento del agua percolante, hecho verificado en observaciones catenarias, donde la mejor expresión del horizonte se encuentra en las posiciones mejor drenadas del paisaje y están ausentes en las mal drenadas.

No existen investigaciones en el país acerca de horizontes Beta, pero las condiciones genéticas estarían dadas en suelos con suficiente aporte hídrico, textura adecuada y capa de tosca cercana a la superficie que limite el descenso del frente de humedad, como en el SE de la provincia de Buenos Aires. De hecho, Pazos (1990) menciona la posible presencia del mismo en Molisoles que se encuentran en el piedemonte de las Sierras de Balcarce.

Horizonte agrícola

Es un horizonte iluvial que subyace a un horizonte Ap o está dentro de grietas profundas en suelos arcillosos y se forma después de largos períodos de cultivo. Estos horizontes poseen plasma fino, arena muy fina y partículas orgánicas finamente granuladas provenientes de un horizonte sobreyacente cultivado y fertilizado; la arcilla iluvial y humus rellenan los vacíos dejados por actividad biológica y cubren paredes de

agregados o se acumulan como lamelas o fibras subhorizontales y se denominan colectivamente *agricutanes* (*agricutans*). Se forman por ruptura estructural y disminución de densidad aparente de los horizontes superficiales del suelo cuando se prepara para el cultivo. La formación depende de la capacidad del suelo para producir partículas que se movilizan fácilmente en suelos arados y de la capacidad conductora y estado geoquímico del suelo (Jongerius, 1970). Los horizontes agrícolas en suelos enterrados holocenos son importantes para identificar procesos de agriculturización en investigaciones arqueológicas (Courty et al., 1989). En una toposecuencia del SE de la provincia de Buenos Aires (estudiada en la Estación Experimental del INTA Balcarce) se describen detalladamente horizontes agrícolas en Solonetz solodizados. Un suelo representativo posee cambio textural abrupto entre los horizontes A2 (20-38cm) y B2t (38-60 cm). La mezcla del suelo por actividad biológica es notable y se observa abundantes canales rellenos de la misma que sugieren homogeneización del suelo, con simultáneo proceso de ilimerización evidenciada por revestimientos de arcilla iluvial (Pazos y Stoops, 1987).

Relacionando las características del proceso descrito con las ideas de evolución pedológica, éste sería un ejemplo del modelo de evolución pedológica regresiva de Johnson y Watson Stegner (1987), donde la mezcla intrapedónica da identidad a nuevos horizontes, como en el caso el horizonte agrícola. Así, la evolución del suelo muestra un avance bidireccional simultáneo de horizontación y haploidización: profundización del horizonte E a expensas del Bt, translocación de arcilla, mezcla de horizontes eluviales e iluviales con incorporación de materia orgánica y formación del horizonte agrícola.

Costras iluviales

En la superficie de los suelos se forman costras de distintos orígenes. Las costras iluviales superficiales se forman debido a la iluviación de partículas finas (limo y arcilla), por la acción de las lluvias, sobre todo por el impacto de las gotas de lluvia sobre la superficie del suelo desnudo (Bresson y Calot, 1992). McIntyre (1958 a, b) describe el proceso y lo denomina «*washing in*», que no es estrictamente un proceso de ilimerización aunque también interviene la iluviación de la fracción arcilla. Utiliza la expresión *partículas finas* y no *partículas de arcilla* aunque da importancia a la dispersión del material. En cambio, otros autores claramente consideran la iluviación de partículas de arcilla (Smith et al., 1990). Así,

los puentes y rellenos de limo y revestimientos texturales entre vacíos de compactación y agregados son claros rasgos de iluviación. Costras estructurales con intervención del proceso de iluviación se estudian en Argentina en el ambiente patagónico, en Aridisoles que poseen horizontes subyacentes con rasgos de ilimerización pertenecientes a ciclos pedológicos antiguos (Bouza et al., 1993; Bouza, 1995; Bouza y Del Valle, 1998). Este tema es muy importante desde el punto de vista aplicado, sobre todo en regiones húmedas por la dificultad que generan en la emergencia de plántulas y disminución de la infiltración (Montico y Zerpa, 1993) (Figura 3.4). En Argentina se menciona frecuentemente la presencia de costras en los trabajos de campo (Michelena et al., 1989) pero el tema tiene escaso desarrollo básico.

Horizonte argílico

El horizonte argílico es un horizonte de diagnóstico en Taxonomía de Suelos (Soil Survey Staff, 1975) formado por ilimerización y definido por parámetros macromorfológicos, granulométricos y micromorfológicos (Buol y Eswaran, 1977; Mc Keague, 1983). A los efectos de no limitar la extensión del proceso pedológico a un concepto taxonómico y evitar confusiones, en las discusiones generales se denominará: a) *horizonte argílico* a todo aquel horizonte que presenta rasgos de iluviación de la fracción arcilla y b) *minerales arcillosos o de arcilla* cuando se hace referencia a especies mineralógicas.

Hay acuerdo general en que la arcilla se dispersa en los horizontes superiores de suelos con horizonte argílico, se mueve en suspensión hacia los horizontes subyacentes y queda inmovilizada como argilanes de iluviación. Inicialmente se pensó que todos los suelos con evidencia de arcilla translocada los poseían. Esta fue una idea demasiado simplista pues hubo dificultad en reconocer argilanes de iluviación en Argides de textura fina; también se confundió arcilla orientada por esfuerzos en la superficie de los agregados (Nettleton et al., 1969), como se presentan en las superficies de deslizamiento de los horizontes con características vérticas; sin embargo, actualmente se sabe por estudios micromorfológicos que la arcilla iluvial, en suelos con elevados contenidos de arcilla, se halla en vacíos de conducción de la matriz en los horizontes inferiores del solum, donde la actividad física no rompe los agregados (Scoppa, 1978; Imbellone, 1980; Imbellone y Giménez, 1990).

Considerando el grado de desarrollo de los horizontes argílicos, suele referirse a los mismos como jóvenes o muy evolucionados. Los primeros corresponderían a los Alfisoles y los segundos a los Ultisoles, aunque hay excepciones ya que muchos suelos viejos no son suficientemente lixiviados como para reunir los requisitos de los Ultisoles (Bullock y Thompson, 1985). La principal diferencia entre horizontes argílicos jóvenes (*comunes*) y horizontes argílicos más viejos (*paleoargílicos*) es la cantidad y posición de la arcilla iluvial, y se caracterizan sobre la base de rasgos macro y micromorfológicos (Avery, 1973):

Horizontes argílicos comunes («ordinary»). La arcilla se encuentra como recubrimientos sobre agregados y vacíos y poseen muy escasos recubrimientos inmersos en la matriz que no pueden atribuirse a relleno de vacíos. Se han formado después de la última glaciación y suelen contener menos del 8% de arcilla iluvial.

Horizontes paleoargílicos («paleoargillic»). El concepto central de horizonte argílico es la presencia en el perfil de una zona de enriquecimiento de arcilla que subyace a una eluvial, de la cual provienen las partículas. Sin embargo, en los suelos poligenéticos formados por procesos de erosión y sedimentación, los argillanes de horizontes Bt sepultados pueden no estar relacionados temporalmente con procesos de iluviación recientes.

Los horizontes paleoargílicos poseen una microfábrica muy compleja, con numerosos cuerpos de arcilla birrefringente inmersos y enrojecimientos de la arcilla. Mucha arcilla iluvial aparece como revestimientos quebrados y si hay algunos en vacíos, generalmente se atribuyen a períodos de reciente depositación. Se habrían formado por lo menos en el transcurso de un interglaciar y contienen más del 30% de arcilla iluvial. En el campo se pueden identificar por el color del material ya que los recubrimientos pueden ser escasos. Micromorfológicamente, se distinguen por la cantidad y posición de la arcilla iluvial, y además por:

- a) color de los recubrimientos: pardo amarillentos (común), «amarillo huevo» (paleoargílico) y
- b) color de nódulos y segregaciones: 5YR (común), 5YR o más rojo (paleoargílico)

Horizontes argílicos en microdepresiones. Existe un interés creciente en el estudio de las variaciones pedológicas que acontecen a escalas grandes, como las que ocurren en microrrelieves. Es interesante mencionar la influencia catenaria en la presencia de suelos con horizontes argílicos

constitutivos de complejos de suelos, hecho observado en distintas zonas de la Región Pampeana tanto a escalas de mesorrelieve como de microrrelieve.

En el sector nororiental de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires la posición catenaria tanto como el microrrelieve poseen influencia en las propiedades morfológicas del horizonte argílico, tales como profundidad, espesor y grado de desarrollo (Villegas et al., 1998). En zonas planas de la Región Pampeana como el centro oeste de Santa Fe (Pampa Llana Santafesina) el techo del horizonte argílico se puede encontrar a profundidades variables en función del microrrelieve, en distancias muy cortas y diferencias topográficas menores a 15 cm. Así se generan polipedones de muy reducida superficie, distribución intrincada y sin un orden definido. En estos casos, la variación de los pedones (y polipedones) se produce con diferencias de centímetros y la individualización superficial como también los procesos generados por la diferencia topográfica, es sólo posible cartografiar y cuantificar mediante estudios de detalle (Panigatti et al., 1971; Imbellone, 2006). Esta heterogeneidad edáfica generada por el microrrelieve también se muestra en el centro de la provincia de Santa Fe en una transecta de 15 a 20 m en la que se encuentran 5 Subgrupos: Serie Esperanza, Argiudol típico; Serie Pilar, Argiudol ácuico; Serie Santa María Norte, Argialbol típico; Serie Las Prusianas, Natralbol típico; Serie América, Natracuol típico (Hein, et al., 1989).

Un concepto clásico en Pedología es que en las zonas bajas de un relieve actual suavemente ondulado, se produce mayor diferenciación y evolución de los suelos. En zonas húmedas como la Región Pampeana la evolución normal de los suelos estaría acentuada en zonas relativamente más bajas del terreno y consecuentemente la ilimerización primaria y secundaria. Este concepto teórico se verifica en algunos estudios, aunque es necesario prestar atención a la influencia de procesos geomórficos no actuales que modelan la superficie y generan paleosuperficies.

A continuación se presentan dos casos de estudio que muestran la influencia de la heterogeneidad superficial del relieve a escala regional y local en la distribución de los suelos. En ambos casos los suelos presentan una gran variabilidad y están cartográficamente reunidos en Complejos de suelos con distintos elementos constitutivos en proporciones variables.

CASO 1. NORTE DE LA REGION PAMPEANA. PROVINCIA DE SANTA FE. En la Pampa Llana Santafesina las pendientes son extensas y de bajo gradiente, (inferior a 0,3%), y los suelos suelen diferir en distancias de pocos metros en Subgrupos, Series o fases. A grandes rasgos se puede afirmar que coexisten dos conjuntos de suelos, uno que acompaña las variaciones de la pendiente regional E-O de la provincia (macroescala- macrorrelieve), y otro local, superpuesto con el anterior, en cada una de las posiciones anteriores (microescala microrrelieve).

En una transecta de 20 km desde la Pampa Llana Santafesina hasta los Bajos Submeridionales, cada uno de los Subgrupos regionales está presente en el microrrelieve. Las tres macrounidades del sector oeste de relieve más alto poseen aptitud agrícola, mientras que en los complejos de las zonas más bajas ésta es menor, disminuyendo a medida que los suelos se hacen más alcalinos y salinos en el sector oriental con predominio de Natracualfes. El conjunto de suelos de las microdepresiones modifica las unidades cartográficas regionales, así los Argiudoles típicos mejor drenados, de las zonas más altas están acompañados por Argiudoles ácuicos y Argialboles en las microdepresiones (Figuras 3.5 y 3.19).

En cada unidad del macrorrelieve, el microrrelieve genera un conjunto genético de suelos de mejor clase de drenaje en la microloma y otro de peor clase en la microdepresión. Por ejemplo, si en el macrorrelieve se encuentran Argiudoles ácuicos, en el microrrelieve las lomas están formadas por Argiudoles típicos y las depresiones por Argialboles. Este concepto se aplica a todas las unidades de la macrotoposecuencia. En algunas cartas de suelos la complejidad es tan grande que algunas unidades cartográficas están integradas por cuatro o más suelos, los que no se identifican por su baja representatividad y razones prácticas (grupos indiferenciados).

La distribución y complejidad de las unidades cartográficas varía con la pendiente regional E-O, y en ese sentido a medida que la altura sobre el nivel del mar es menor, pueden variar de 70% de Argiudoles típicos con 15% de Argiudoles ácuicos y 15% de Argialboles, con proporciones variables hasta llegar a 80% de Natracualfes con solo 10% de Natracuoles y Natralboles.

En una microcatena de 25 metros de extensión y diferencia topográfica de menos de 10 cm (Figura 6.2), se establecen complejos de suelos consti-

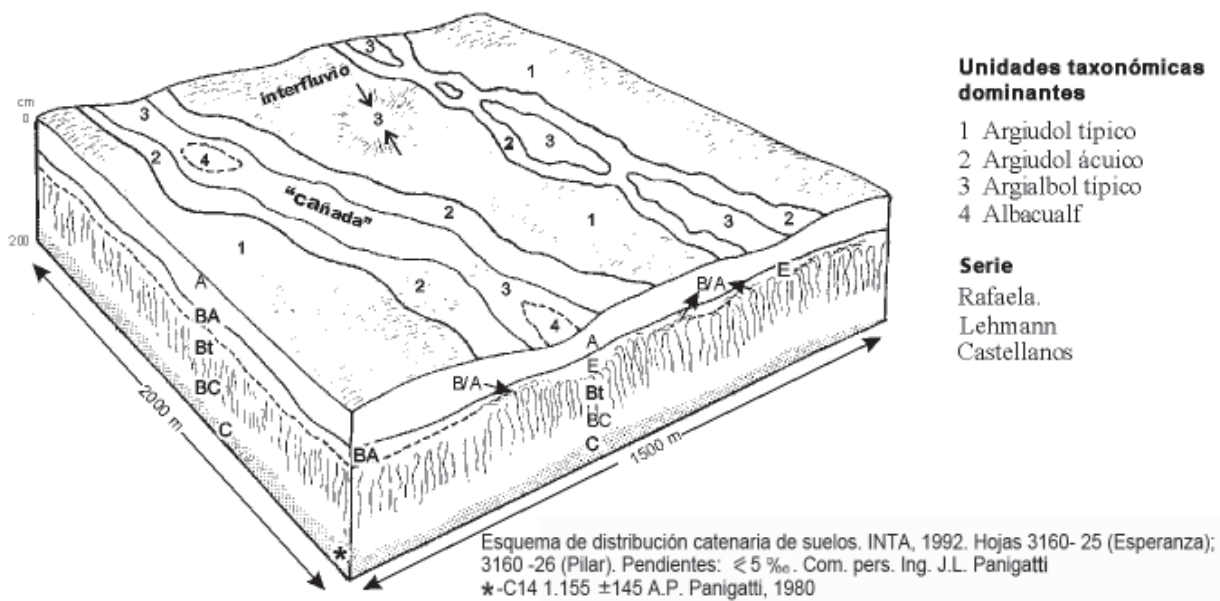


Figura 3.5. Block diagrama del macrorrelieve. Subgrupos de suelos en el relieve regional.

tuidos por pedones correspondientes a: Argiudol típico, Argiudol ácuico, Argialbol típico, desde la parte más alta (convexa) hasta la más baja (cóncava) de la microcatena. En estos suelos habría diferenciación pedológica «normal» y hasta con degradación del horizonte argílico y generación de eluviales en las microdepresiones, donde el techo de horizonte iluvial se encuentra menos profundo (Panigatti, 1980),

La ilimerización es un proceso muy desarrollado en todos los suelos mencionados, aunque su grado no es cuantificable con la información disponible en las cartas de suelos, principalmente por la metodología utilizada en los análisis granulométricos.

CASO 2. CUENCA MEDIA DEL RIO LUJAN. PROVINCIA DE BUENOS AIRES (Costa, 2003). En la cuenca media del río Luján los interfluvios de relieve plano convexo y escaso gradiente (0,25-1%) presentan microdepresiones con escaso desnivel y superficie variable. En este ambiente se detectaron numerosos casos de respuesta heterogénea de los cultivos, posiblemente relacionados con la heterogeneidad edáfica. Por mencionar algunos: 1) la preparación de la cama de siembra presenta dificultades pues la labranza se produce en distintas condiciones de humedad produciendo un disturbio diferencial ya que en las microdepresiones el contenido de agua del suelo puede superar el índice plástico; 2) Hay variación en praderas implantadas de alfalfa (*Medicago sativa*) ya que ésta no prospera en las

microdepresiones; igualmente se vieron afectados el pasto ovillo (*Dactylis glomerata*) y la cebadilla criolla (*Bromus catharticus*).

Como en el ejemplo anterior, se toma como base la cartografía regional a escala de semidetalle 1.50.000 y las fotografías aéreas, que muestran texturas heterogéneas con alternancia de tonos claros (microdepresiones) y grises oscuros (microlomas) en un patrón irregular. La morfología local, superficial y subsuperficial del terreno a escala detallada 1:500, indica que la variabilidad espacial de los suelos está vinculada tanto a la morfología del microrrelieve superficial como subsuperficial, y principalmente a éste último (Figura 3.6). En las microlomas los horizontes eluviales y transicionales de Argiudoles típicos poseen mayor espesor que en los Argiudoles ácuicos de las microdepresiones, de tal manera que el techo del horizonte B está a mayor profundidad en los primeros que en los segundos.

En este caso, si se pasa por alto la topografía subsuperficial, generada por un proceso geomórfico (el techo del horizonte B es una paleosuperficie) se pensaría que existe una evolución puramente pedológica en función de algunas propiedades morfológicas de los suelos, ya que éstos poseen fuerte cambio textural entre horizontes eluviales e iluviales, grado de ilimerización y desarrollo estructural fuerte de los horizontes iluviales e índice I/E: 1,77 en microlomas y mayor, (1,85) en las microdepresiones. Superficies

reducidas (de 4,5 y 1 ha) presentan dos suelos que desde el punto de vista cartográfico constituyen un complejo con proporciones variables de uno y otro. La variabilidad espacial depende de la profundidad a que se encuentra el techo del horizonte B. Este hecho influye marcadamente en la vegetación tal que simple vista se observa que en la microdepresión predominan leguminosas principalmente trébol blanco y en el resto de la unidad abundan las gramíneas.

La comprobación que no existe correspondencia entre la morfología superficial del terreno y la subsuperficial del techo del horizonte B fuertemente ilimerizado, generada un estudio de geomorfología de suelos en escala detallada, abre nuevos caminos de pensamiento acerca de la importancia de la Pedología en estudios del Cuaternario si se piensa que el techo de los horizontes iluviales constituye una paleosuperficie, que estaría labrada sobre el suelo S2 (horizonte Bt) de Iriondo y Kröling (1995).

Analizando ambos casos de estudio cabría preguntarse si el origen del microrrelieve sería semejante, con la diferencia que en el primero el enfoque del estudio es puramente pedológico, a diferencia del segundo donde se suman conceptos geomorfológicos.

Horizontes argílicos degradados. El proceso por el cual los horizontes argílicos se alteran en horizonte o materiales álbicos se denomina *degradación*. Este proceso es muy estudiado desde mediados del siglo XX en una amplia variedad de suelos: Espodosoles, Alfisoles y Ultisoles. La presencia de acumulaciones de material silíceo de tamaño arena y limo sobre la superficie de los agregados de la parte superior del horizonte argílico es la evidencia de degradación activa y se la calificó como: *revestimientos gris pálido (pale gray coatings)*, *polvo silíceo (silica powder)*, silanes (silans) y masas Be (*Be masses*).

Típicamente tiene lugar en el techo del horizonte argílico donde los procesos eluviales remueven y destruyen los materiales originales y los ya edafizados (Homes y Stace, 1968). Algunas de las hipótesis que tratan de explicar la presencia de revestimientos álbicos sobre las caras de los agregados en las zonas degradadas incluyen: 1) meteorización y desintegración de las estructuras cristalinas de los minerales arcillosos, 2) translocación de arcilla desde la parte superior a la inferior de los horizontes B, 3) combinación de destrucción y translocación de arcilla. Se observó en horizontes B arcillosos degradados, distintos grados de destrucción de arcillas desde casi completa a ausente (Bullock et al., 1974). Los procesos mencionados se registran tanto en suelos

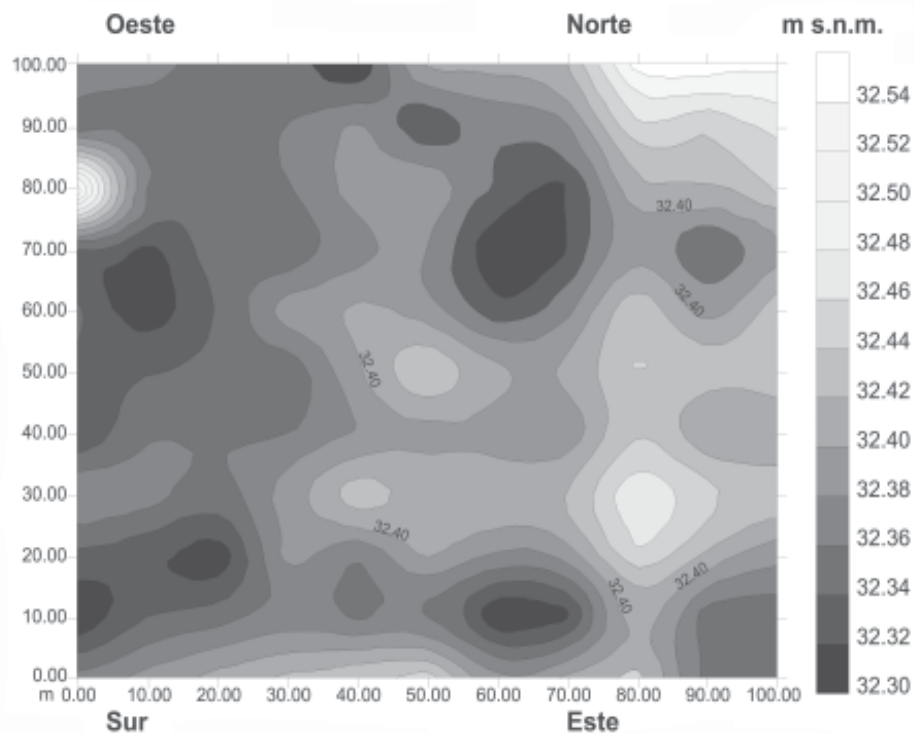


Figura 3.6. Mapa topográfico superficial. Equidistancia 0,20m. Escala original E: 1:500. Partido de Luján. Provincia de Buenos Aires. Costa, 2003.

bien drenados como pobremente drenados, incrementándose las evidencias en este sentido.

El rasgo micromorfológico más común asociado a procesos de degradación del horizonte argílico son los revestimientos de limo y/o arena media y fina a lo largo de caras verticales de agregados. Estos son generalmente más claros y contienen menor tenor de arcilla y hierro que el interior de los agregados adyacentes y suelen ser más notables cuando el suelo está seco. En suelos sobre loess, los recubrimientos consisten en partículas de limo grueso, mientras que en Alfisoles desarrollados sobre till se han hallado lenguas o interdigitaciones de material albico desde el horizonte E hasta el Bt, tan bien desarrollados que los suelos pueden clasificarse dentro de los Grandes Grupos Glos (ej. Glosacualf) o subgrupos glósicos en Taxonomía de Suelos (Soil Survey Staff, 1999). En el sistema WRB los *Albeluvisoles* agrupan a los suelos que poseen «lenguas albelúvicas».

En cortes delgados de horizontes argílicos degradados son evidentes los recubrimientos de material más grueso en la superficie de los agregados que el del interior de los mismos. Arcilla y hierro son eliminados, dejando granos esqueléticos, que algunos autores denominan *silanes*. El interior de los agregados de un horizonte degradado es similar al Bt no modificado con revestimientos iluviales prístinos.

El fenómeno de degradación de horizontes argílicos se estudió detalladamente en secuencias del oeste de Europa: suelo pardo – suelo pardo poco lixiviado – suelo lixiviado – suelo lixiviado degradado – suelo lixiviado glósico hidromórfico. Los rasgos micromorfológicos hallados en este último son (Bullock y Thompson, 1985):

Fracción esquelética (skeleton fraction): posee marcada heterogeneidad en la distribución de los granos del esqueleto. En las lenguas hay capas donde el plasma se eliminó totalmente dejando granos de tamaño arena y limo.

Plasma (plasma): la distribución del plasma es variable. El plasma posee baja birrefringencia debido a la presencia de segregaciones ferruginosas, las cuales son particularmente evidentes en la base del horizonte E y parte degradada del horizonte Bt. Segregaciones locales impregnan la fábrica plásmica original. Algunas zonas pierden hierro pero poseen igual distribución de partículas que la matriz; así, hay zonas

grises debido a la eliminación de arcilla y otras del mismo color debido a la eliminación de hierro asociado a condiciones reductoras. La fábrica plásmica es principalmente silasépica, débilmente esquelésépica en el horizonte A, y se hace masépica en el B.

Revestimientos (coatings): son particularmente complejos e incluyen: ferriargilanes simples, moderadamente orientados con baja birrefringencia (menos que el suelo pardo); concentraciones alternantes de capas arcillosas y limosas; bandas oscuras ricas en Fe y/o Mn, interestratificadas con las bandas arcillosas. En los horizontes Btg y BCgx se encuentran recubrimientos de arcilla de color amarillo claro como rasgos de iluviación secundaria asociada con desferrización de arcilla en ambientes hidromórficos.

Nódulos (nodules): están compuestos por óxidos de hierro, tienden a presentar límites netos en los horizontes A, E, y Bg, mientras que en los horizontes Bt los límites se hacen difusos.

Los procesos de degradación descritos provendrían de la eluviación de arcilla desde la parte superior del horizonte Bt con incremento de espesor del horizonte E. Se produce un aumento en el relleno de poros y en la densidad de la porción inferior de ese horizonte, produciendo la obstrucción del movimiento del agua, estableciendo estados de hidromorfia temporaria durante períodos cortos y alternantes de condiciones anaeróbicas (Vepraskas y Wilding, 1983). Otros autores sugieren que la degradación del horizonte argílico se relaciona con la descomposición química de la arcilla debido a la fluctuación de la capa freática. Brickman, (1970,1979) desarrolla el modelo denominado *ferrólisis* para describir la descomposición de arcilla en medio ácido de suelos estacionalmente húmedos, incluyendo Alfisoles y Ultisoles.

Procesos físicos también intervienen en la degradación de horizontes argílicos. La degradación de la zona eluvial situada encima de un fragipán se puede producir por movimiento lateral de agua sobre el fragipán, removiendo arcilla y productos de meteorización (Miller et al., 1971). La presencia de pápulas en horizontes Bt se atribuye a procesos de expansión y contracción. Sin embargo, la ruptura física no permite explicar la diferencia entre la zona exterior e interior de los agregados en un horizonte degradado.

En el norte de la Región Pampeana (Centro de Santa Fe y Pampa Llana Santafesina) hay una gran

superficie con suelos cuyos horizontes B están afectados por procesos de degradación producida por excedentes hídricos, que si bien son aperiódicos y de corta duración, saturan parte del perfil y dejan su impronta en varias características. Suelen estar asociados a microdepressiones, como se mencionó anteriormente y corresponden principalmente a los Argiudoles ácuicos con horizontes A&B (E/B), B&A (B/E), B con la parte superior de los prismas lixiviados, donde se puede apreciar a simple vista su morfología en las superficies de los agregados lixiviados (A2, actualmente E) y el interior de los mismos con netas características de B. También se pueden presentar en lugares planos o ligeramente cóncavos, formando manchones de Argiudoles ácuicos o Argialboles en complejos con otros Subgrupos. Es común encontrar degradación del techo del horizonte B en Natralboles y Natracuoles en áreas con capas salinas cercanas a la superficie y en Albucaufes de depresiones o áreas cóncavas, asociadas a zonas bien drenadas. A las características mencionadas se agrega la presencia de horizontes E incipientes, interdigitaciones y presencia de columnas en diversos estados de desarrollo, en suelos evolucionados sobre loess, principalmente formando complejos de suelos en las zonas planas de Santa Fe (INTA, 1988 a y b; 1990 a y b; 1991; INTA-MAG, 1981) (Figura 3.7).

Tanto la presencia de granos de arena desnudos en las caras de los agregados, caras de prismas lixiviados, como la presencia de horizontes de transición como los mencionados son rasgos de ilimerización combinada con otros procesos. Es necesario observar detalladamente las características de esos horizontes y sus límites, ya que a veces son difíciles de identificar en suelos húmedos o saturados.

En la Región Pampeana norte (centro de la provincia de Santa Fe), se estudió el proceso de degradación de horizontes argílicos (Panigatti, 1975, 1980). Como evidencia del mismo se encuentran esqueletanes en vez de argillanes en la superficie de los agregados de los horizontes B&A y A2 de las Series Lehmann (Argiudol ácuico) y Castellanos (Argialbol típico). Asimismo, se observan argillanes dentro de algunos poros de los agregados de los horizontes B&A y A2 y se afirma: «hecho que indica que este horizonte creció, en parte, a expensas de la parte superior del horizonte B2t». También Morrás (1983) estudia, en los «Bajos Submeridionales», N de la provincia de Santa Fe, argillanes degradados en horizontes A2 de Planosoles solódicos. Considera que la degradación queda expresada por la abundancia de

microfisuras, poros que en casos extremos dan apariencia esponjosa al plasma cutánico. Estos rasgos serían generados por procesos de removilización de partículas de arcilla más que por alteración química. Es interesante mencionar que en este caso la degradación se habría producido sin la intervención del proceso de ferrólisis.

Horizontes argílicos en suelos poligenéticos. En los sistemas naturales la poligénesis suele ser más común que la monogénesis; ésta última permite visualizar claramente la explicación de los procesos que acontecen en el suelo, en una secuencia temporal propia del proceso y así estimar el grado de desarrollo de un ciclo pedológico. Este es un campo de estudio propio de la Pedología. Más complicado es cuando en el suelo están presentes más de un ciclo pedológico, con atributos similares o distintos entre sí pero temporalmente distintos. En este caso comienzan a intervenir criterios geológicos interdisciplinarios del campo de la Paleopedología.

El horizonte argílico es un referente pedológico muy estudiado en Paleopedología porque sus rasgos persisten durante escalas de tiempo geológico y el reconocimiento del proceso que lo genera posee implicancias paleogeográficas y paleoambientales (Yaalon, 1971). Además, es uno de los horizontes más fácilmente identificable en sucesiones antiguas y el techo del mismo se utiliza como nivel guía en el establecimiento de paleosuperficies y de unidades pedoestratigráficas. En Argentina, tanto en la Región Pampeana como fuera de ella hay numerosos trabajos donde se reconoce el proceso de ilimerización en sucesiones con suelos enterrados superpuestos en depósitos loessoides del Pleistoceno Superior - Holoceno y donde sus rasgos permiten identificar discontinuidades pedológicas (Teruggi e Imbellone, 1987; Imbellone y Teruggi, 1993; Iriondo y Kröhling, 1995; Cantú, 1998; Tonni et al., 1999; Zinck y Sayago, 2001; Imbellone y Cumba, 2003; Zárate, 2006, Kemp et al., 2006 y trabajos en ellos citados); se remite al lector a la literatura específica, que excede los objetivos de este libro. Estas contribuciones provienen del ámbito de la Geología del Cuaternario, desde mediados del siglo XX, cuando comenzó a sospecharse la presencia de paleosuelos en la Formación Pampeana en estudios estratigráficos y sedimentológicos de las barrancas de Mar del Plata-Miramar (Kraglievich, 1952, Teruggi et al., 1958). En la mayoría de estos trabajos no se analiza el proceso de ilimerización en sí mismo sino que se utilizan los horizontes con rasgos de ilimerización como registros indirectos de con-

diciones paleoclimáticas y paleoambientales. Como ejemplo se incluyen dos sucesiones estratigráficas del noreste de la Región Pampeana (Pleistoceno Superior - Holoceno), con numerosos paleosuelos superpuestos, donde los suelos actuales del área son Argiudoles, Argialboles, Argiacuoles y Natralboles. Tanto los suelos actuales como los antiguos poseen claros rasgos de iliminización, esquematizado en la Figura 3.8.

Las letras mayúsculas indican mantos de loess, cuya correlación se realiza por la presencia de una superficie erosiva y los paleosuelos asociados. Arriba y abajo de este nivel hay variaciones en la intensidad de los procesos depositacionales y pedológicos. Los paleosuelos están formados por horizontes B y/o C, y se indican simplemente con el horizonte mejor expresado. En la mayoría de los casos corresponden a horizontes de acumulación de arcilla, con rasgos de ilimerización acaecida antes del presente e indicadores de condiciones climáticas húmedas recurrentes, separadas por pulsos climáticos más secos evidenciados por los horizontes C de los paleosuelos. En estas sucesiones el análisis micromorfológico es instrumental para la verificación de los procesos pedológicos acaecidos en paleosuelos como también en la comparación con los procesos actuales. (Figura 3.9).

Con respecto a los procesos de ilimerización en paleosuelos que se encuentran cerca de la superficie, cuyo estudio pertenece al campo de interés de la Pedología, la presencia de paleohorizontes con rasgos de ilimerización, se mencionan y a veces estudian en distintos lugares del país; en Tucumán (Zinck, 2006; Zinck et al., 2006) se estudian numerosos suelos con paleosuelos enterrados y presencia de cutanes de arcilla, por ejemplo: Haplustoles páquicos con 2Btb (80-125+ cm); Haplustoles énticos con 2Btb (99-134/140cm). En el NE de Chubut, Patagonia, los horizontes enterrados se encuentran en Natrargides y Calciargides, poseen revestimientos texturales de arcilla, están ubicados en diferentes superficies geomórficas donde las sucesivas unidades depositacionales están afectadas en forma alternada por procesos de lavado, dispersión e iluviación de arcilla y precipitación de carbonato. Acompañando el mayor grado de desarrollo de horizontes cálcicos (y por tanto de edad de los suelos), se observa una secuencia de transformación y neoformación de argilominerales: illita - I/E - esmectita - paligorskita - sepiolita. Esta secuencia constituye un indicador paleoclimático y una herramienta útil para correlacionar suelos y paleosuelos de regiones áridas (Bouza, et al., 2007).

En la Región Pampeana los suelos con más de un ciclo pedológico comienzan a mencionarse en las Cartas de Suelos publicadas a partir del Plan Mapa de Suelos de la Región Pampeana. Basten algunos ejemplos de los numerosos que se encuentran en las mismas. Así, en las cartas Sancti Spiritu (INTA, 1985) y Arias (INTA, 1986) la Serie Lazzarino se describe como un Hapludol taptónátrico y se dice «Abruptamente, a partir de los 45 cm se produce un cambio textural y se encuentra el horizonte IIB2.... que representa el comienzo de un suelo desarrollado más antiguamente». En la carta Villa Cañas (INTA, 1984) se describe la Serie San Gregorio (Hapludol taptóárgico y se dice «La principal característica consiste en la presencia de un suelo superficial de escaso desarrollo, hasta 60 cm de profundidad aproximadamente, y luego un cambio textural abrupto donde comienza un suelo subsuperficial desarrollado y profundo».

En un estudio más detallado realizado en el piedemonte de las Sierras de Balcarce (Pazos, 1990), la presencia de un horizonte B enterado permite inferir variaciones climáticas del régimen de humedad. Allí los Argiudoles se desarrollan en depósitos loésicos de entre 80 a más de 200 cm, suprayaciendo directamente y en contacto abrupto sobre la tosca (nombre vernáculo dado a los horizontes petrocálcicos y calcretas). Entre los rasgos asociados a la tosca se observan porciones de suelo no calcáreo con apariencia de horizontes Bt fósiles, incluidos en la matriz calcárea (por ejemplo, a un Ckm2, 80-120 cm, infrayace un Btb, 120-150 cm). Considerando las características de los rasgos de ilimerización se distinguen dos conjuntos temporalmente distintos: a) cutanes de arcilla correspondientes al ciclo más antiguo que presentan capas enriquecidas con sesquióxidos o de grano más grueso, y aspecto «sucio», y b) cutanes de arcilla del ciclo actual, más espesos, límpidos y mejor orientados.

En este punto es interesante mencionar tres aspectos en la evolución del conocimiento del proceso de ilimerización en suelos poligenéticos pampeanos, ya que algunos conceptos se usan actualmente.

- En los años 70, además de la identificación del proceso en suelos monogenéticos, se reconoce mediante la evidencia de rasgos morfológicos, el concepto de poligénesis. Las ideas de Tricart (1973) fueron decisivas en la cartografía de la Pampa Húmeda, este autor aplica conceptos de geomorfología evolutiva y explica la poligénesis de suelos de la Pampa Deprimida. Posiblemente es la primera vez que se menciona, desde la ver-

**SUCESIÓN B
AEROPUERTO**

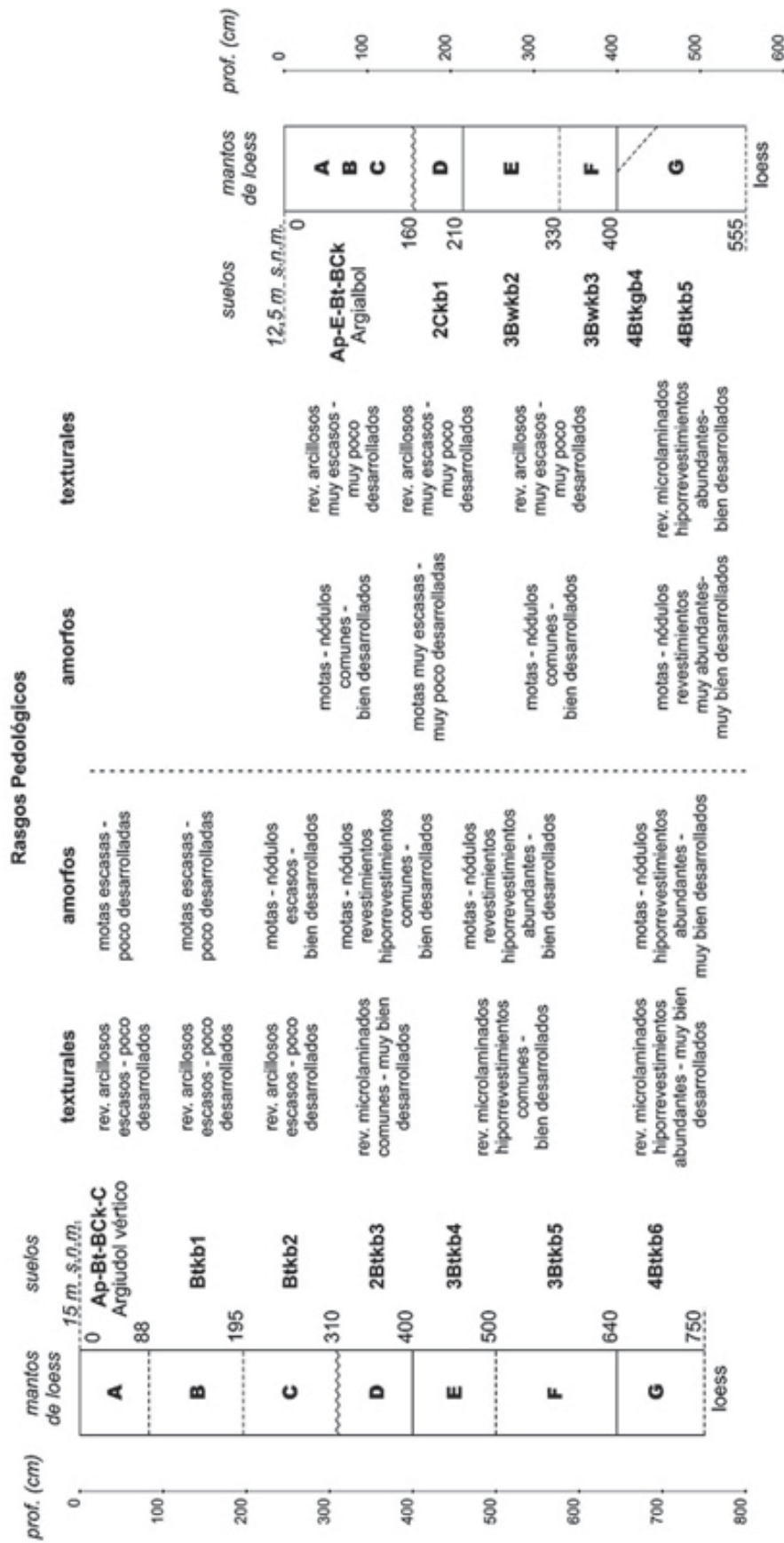


Figura 3.8. Esquema que muestra las relaciones entre las sucesiones con horizontes ilimerizados. Sucesión A (34° 55' 00" S, 57° 57' 30" O). Sucesión B (34° 55' 10" S, 57° 57' 12" O). Partido de La Plata, provincia de Buenos Aires. Presencia, abundancia y grado de desarrollo de rasgos pedogenéticos.

tiente pedológica, la presencia de paleosuelos «perfiles cortados y suelos superpuestos» relacionados a ciclos sedimentarios y oscilaciones climáticas.

- Con respecto a los símbolos usados para identificar la poligénesis, en las Cartas de Suelos se utilizaron números romanos para indicar la presencia de más de un ciclo pedológico, haciendo coincidir los ciclos E1, E3 y P de Tricart, con el suelo más moderno, un suelo decapitado con horizonte argílico y el material más antiguo, respectivamente. Así, en las llanuras onduladas al norte del río Salado de la provincia de Buenos Aires los suelos se desarrollan en dos materiales originarios, «el sedimento que constituye la base de toda la superficie... corresponde al loess Bonaerense de Frenguelli o Post-Lujanense de Tricart». (Ej.: Serie Etcheverry, Paleudol típico, Ap, A12, AB, IIB21t, IIB22t, IIIB31, IIIB32, planicies muy extendidas, planas y suavemente onduladas; más al norte la Serie Vieytes, Cromudert acuéntico, A1, IIB21t, IIB22t, IIB3, IIIC, microdepresiones y áreas planas; (INTA, 1989). Parece que un criterio semejante se utiliza en la provincia de Santa Fe, Serie Lazzarino, Hapludol taptó-nátrico, A11, A12, AC, IIB2, IIB3, IIC, sectores planos extendidos o en bajos elongados que se alternan con cordones medanosos (Carta Villa Cañas; INTA, 1984). Claro está que por esos años aún no se establecía claramente la diferencia entre discontinuidades litológicas y pedológicas.

- Finalmente, con respecto a la clasificación de suelos poligenéticos, como se denominan en Argentina los suelos enterrados cerca de la superficie, la Taxonomía de Suelos en uso (Soil Survey Staff, 1999), es un sistema desarrollado para suelos actuales, pero menciona el prefijo «*Thapto*» (Gr.: thapto: enterrado) cuya connotación es «un suelo enterrado». El prefijo se aplica solamente a Subgrupos de Molisoles y Entisoles que poseen epipedón hístico. En las cartas de suelos de Argentina se aplica además a suelos con horizontes de diagnóstico argílico y nátrico por inspiración del Dr. Pedro Etchevehere para suelos de la Región Pampeana y es adoptado por el uso (*Hapludol taptó nátrico*, *Hapludol taptó árgico*, INTA, 1989; *Endoacuol taptó nátrico*, Schiavo et al., 1995; *Hapludol taptó cámbico*, Imbellone et al., 2004).

El término «*tapto*» se aplica en suelos con horizontes enterrados cerca de la superficie, haciendo una extensión del concepto de suelo enterrado que brinda la Taxonomía de Suelos (Soil Survey Staff, 1975). En esta clasificación se consi-

dera que un suelo es enterrado si posee una cubierta superficial mayor a 30 ó 50 cm, siempre que el material suprayacente sea un material de suelo de escaso desarrollo. Como esta especificación es insuficiente, el concepto se aplica a suelos con discontinuidad pedológica dentro del pedón, respetando los espesores mencionados y con un ciclo pedológico suprayacente con distinto grado de pedogénesis. Este es el criterio usado al clasificar los suelos enterrados de la Pampa Arenosa (Tabla 3.2), donde el nombre del Gran Grupo corresponde al suelo actual y el nombre del Subgrupo corresponde al paleosuelo. Aquí también el concepto de «*tapto*» es restrictivo con respecto a la caracterización de los ciclos pedológicos enterrados, pues solo hace referencia a las propiedades del suelo enterrado más superficialmente (Imbellone, 2009).

Más allá de las consideraciones teóricas, el concepto de «*tapto*» es un criterio vernáculo que permite el entendimiento entre pedólogos y paleopedólogos argentinos, surgido de la necesidad práctica de indicar la presencia de una discontinuidad pedológica al definir unidades taxonómicas en los mapas de suelos. Naturalmente, es aplicable solo a suelos enterrados superficiales, pues hace referencia a dos entidades pedológicas: la de arriba (suelo actual) y la de abajo (paleosuelo).

El enfoque geológico-pedológico con respecto a paleosuelo es más amplio en espacio y tiempo, pues considera paleosuelo a todo suelo que está o estuvo en la superficie o en el subsuelo a cualquier profundidad, siempre que se haya formado en condiciones de un ecosistema anterior al presente, ya sean iguales o distintas a las actuales. Teruggi e Imbellone (1988) hacen una actualización para la época, del conocimiento sobre suelos enterrados, y analizan el concepto de horizonte taptó, utilizado por el sistema Taxonomía de Suelos (Soil Survey Staff, 1975) vigente en el país, para denominar suelos enterrados.

En la provincia de Buenos Aires son más comunes los Subgrupos taptó árgicos que los taptó nátricos (Imbellone y Giménez, 1998; Imbellone et al., 2005). También se encuentran en la provincia de Córdoba, en la cuenca del río Cuarto y cuenca baja del río Quinto (Schiavo et al., 1995; Cantú et al., 1997; Cantú et al., 2006) y con menor representatividad en Santa Fe (INTA-MAG Santa Fe, 1981) y Entre Ríos.

Los suelos de la Tabla 3.2., se encuentran en la zona centro norte y noroeste de la provincia de

Buenos Aires, dominadas por acciones eólicas desde el Pleistoceno temprano (aproximadamente 77.000 a 60.000 años AP, estadio isotópico 4 (Iriondo, 1994; Iriondo y Kröhling, 1995; Zárate, 2006 y trabajos allí citados). En la Pampa Arenosa, la acción combinada de agentes eólicos y fluviales produjo el aporte del material arenoso y la redistribución del mismo en función de las variaciones topográficas del paleorrelieve. Los cambios climáticos acontecidos durante el Cuaternario quedan señalados por sucesivos depósitos de arena con suelos intercalados que indican el mejoramiento del clima. Así, se encuentran varios ciclos pedológicos enterrados y superpuestos cerca de la superficie, generados durante los períodos húmedos cuando se produce ilimerización en los depósitos sedimentarios.

En las áreas interdunarias se forman suelos con secuencias de horizontes y morfologías complejas, a veces con marcada diferenciación textural. La porción del perfil conservada de estos paleosuelos es variable, dependiendo del proceso eólico y/o fluvial que actuó posteriormente a la formación de cada ciclo pedogenético. Analizando las propiedades morfológicas de los suelos se observa con mayor o menor grado de claridad la presencia de dos o tres ciclos pedológicos superpuestos. El ciclo más antiguo (I) incluye horizontes Bt, BC y C y se halla coronado por un fragipán de estructura laminar y/o lenticular con distinto grado de expresión. Los ciclos que sobreyacen se pueden diferenciar en tres grupos: a) suelos con diferenciación clara de los horizontes superiores; b) suelos sin diferenciación clara de los ciclos superiores; c) suelos con un ciclo pedogenético superior.

A escala regional, los ciclos pedológicos a veces pueden diferenciarse y correlacionarse por la secuencia de horizontes, tipo de límite y consistencia en seco. El rasgo de mayor expresión regional parece ser el horizonte laminar y/o lenticular con el que culmina el ciclo pedológico más antiguo. Los ciclos superiores poseerían mayor influencia del relieve local, y en las zonas más estables poseerían mayor evolución pedogenética formando suelos con apariencia de monogenéticos (Imbellone et al., 2004).

Fragipanes

En la Pampa Arenosa se encuentran suelos con fragipán (del latín «*fragilis*», quebradizo, Soil Survey Staff, 1999) en sentido amplio o con propiedades frágicas. Desde los inicios de la ciencia del suelo se prestó especial atención a los horizontes endurecidos o *panes*, tanto por razones

genéticas como por las dificultades que presentan para el crecimiento de las raíces, las labranzas, el movimiento vertical del agua y las excavaciones. Un *pan* es una capa natural subsuperficial del suelo que posee muy baja conductividad hidráulica y difiere en propiedades físicas y químicas de los horizontes que se encuentran inmediatamente por encima o por debajo. Entre los *panes* genéticos se encuentran fragipanes, duripanes, panes de arcilla, caliche, hardpan (Soil Science Society of America, 2001).

En la Región Pampeana existe mayor conocimiento acerca de los panes de arcilla y capas cementadas por carbonato de calcio (tosca). Los fragipanes se han identificado en la Pampa Arenosa en suelos ubicados en posiciones deprimidas del paisaje. Cubren una superficie importante en la región y son difíciles de cuantificar a partir de las cartas de suelos por varias razones: 1) sólo en algunos casos la clasificación taxonómica refleja la presencia de estos horizontes; 2) la descripción morfológica no se ajusta a la requerida para la identificación y 3) se encuentran formando complejos o asociaciones de suelos a escalas de semidetalle o menores.

Uno de los primeros trabajos que mencionan a los fragipanes en la región corresponde a Bonfils et al. (1960). Existen referencias en Cartas de Suelos de la República Argentina del INTA en escala 1:50.000 (por ej, Carlos Casares; Saladillo; Roque Pérez) y en el Mapa de Suelos de la Provincia de Buenos Aires (INTA, 1989). En años recientes se estableció el carácter poligenético de los suelos con fragipán de la Pampa Arenosa. Utilizando micromorfología se observó el empaquetamiento denso de la matriz y la presencia de puentes de arcilla y arcilla y limo entre los granos (Schiavo et al., 1995; Cantú et al.; 1997; Giménez et al., 1996; Imbellone y Giménez, 1998; Imbellone et al., 2004). Hay muchas dudas sobre el origen de los fragipanes, tanto en la región como mundialmente donde, a pesar de los numerosos trabajos realizados sobre el tema, los investigadores reconocen que su génesis sigue siendo oscura.

La Pampa Arenosa o «Mar de Arena Pampeano», que está incluido en el «Sistema Eólico Pampeano», se formó en el período más frío del último glacial-interglacial (77.000 y 60.000 años AP), y cubre aproximadamente 200.000 km² en las provincias de Buenos Aires (O y centro), La Pampa (NE), Córdoba (S), San Luis (centro y S) y Santa Fe (SO), entre los paralelos 33° y 38° S y los meridianos 59° y 67° O (Iriondo, 1994). Un rasgo destacado de la región es el sistema de dunas

longitudinales que se extienden principalmente en la provincia de Buenos Aires; poseen una longitud de alrededor de 200 km, con 3-5 km entre crestas y se encuentran actualmente muy suavizadas y fijadas por la vegetación. Durante el Último Máximo Glacial la removilización de los sedimentos formó nuevos campos de dunas, principalmente parabólicas y bien representadas en el S y E de la Pampa Arenosa. Los suelos con fragipán (Figura 3.10) se encuentran en interdunas de dunas longitudinales y parabólicas. En estos sectores, de relieve plano o plano cóncavo, el enriquecimiento en materiales finos y el mayor aporte de agua generó suelos maduros, que contrastan con los de las dunas (Imbellone et al., 2004).

El límite superior del fragipán se encuentra a una profundidad promedio de 58 cm (variando entre 24 y 119 cm) y el límite inferior a los 110 cm (50-156 cm), con espesor promedio de 37 cm (8-75 cm). Corresponden a horizontes Bt y BC de paleosuelos (Cantú et al., 1997; Giménez et al., 1996; Imbellone y Giménez, 1998; Imbellone et al., 2004) y en ningún caso se hallaron fragipanes en horizontes E. Los «fragipanes» de la Pampa Arenosa poseen una morfología que difiere de la mencionada como clásica en otros lugares del mundo. Si bien corresponden a suelos maduros con fuerte diferenciación de horizontes y alto grado de iluviación de arcilla, no poseen lenguas blanquecinas ni diseño poligonal en planta. El tipo de estructura merece una consideración especial; en primer lugar, el grado de especificidad en las descripciones que se encuentra en la literatura nacional es variable, ya que suele indicarse sólo la estructura primaria y raramente la secundaria. En segundo lugar, la estructura con un eje mayor horizontal o subhorizontal se describe generalmente como laminar; el avance en los conocimientos permitió a los autores reconocer la estructura lenticular, como una variante de la laminar. En los «fragipanes» analizados predominan las clases franco arenosa y franco arcillosa y en menor medida las clases franca y franco arcillo arenosa.

En la Tabla 3.2 y Figura 3.10, se presentan sucesiones de suelos y paleosuelos con varios ciclos pedogenéticos superpuestos y soldados (Imbellone et al., 2005); los inferiores son incompletos, están fuertemente desarrollados y hay influencia de los ciclos más modernos sobre los más antiguos, donde se encuentran los fragipanes cuyo carácter pedogénico es evidenciado por rasgos de iluviación e hidromorfismo. Es notable la reorganización secundaria de componentes en

los planos horizontales y subhorizontales de aquellos con estructura laminar y/o lenticular, que permite separar a los agregados platiformes como unidades discretas. Además, el valor del índice de desarrollo pedogenético del fragipán indica esta condición. A veces es el más alto del perfil, pero también pueden ser igual o menor que el del ciclo suprayante; siempre es mayor que el índice del ciclo más moderno y aún que el de horizonte C de su mismo ciclo pedológico. Poseen consistencia dura o más dura en seco y friable o más firme en húmedo, con carácter quebradizo. La estructura primaria puede ser lenticular, laminar, prismática o en bloques angulares, hasta masivo. Estudios más detallados se necesitan sobre la estructura primaria y secundaria como también sobre otras propiedades físicas (densidad aparente, resistencia a la ruptura), químicas (determinación de cementantes) y micromorfológicas (análisis del empaquetamiento y ligantes). La evidencia micromorfológica muestra rasgos de ilimerización de más de un ciclo pedológico, con la alternancia de procesos de carbonatación (Figura 3.11).

Génesis de los fragipanes: Hay una combinación de propiedades de los fragipanes que determinan la dureza en seco, el carácter quebradizo en húmedo y el desleimiento en agua. El carácter quebradizo es una característica que resulta de varias propiedades físicas y químicas que actúan en distintas combinaciones y grados. Sin embargo, la combinación de factores formadores de suelos y procesos resultantes y la distribución en el paisaje no es totalmente conocida y su origen es muy discutido. Tal vez, una de las razones de esta incertidumbre es que no existiría un sólo tipo de fragipán, con características únicas, como sugeriría el correspondiente horizonte de diagnóstico del sistema Taxonomía de Suelos, sino una diversidad de fragipanes. Si bien todos poseerían algunos rasgos comunes (ej. endurecimiento reversible), diferirían en otras propiedades morfológicas, físicas y químicas por haber evolucionado bajo factores de formación disímiles. Por otro lado, el grado de expresión de los fragipanes puede variar por estar en diferentes estadios de su evolución: protofragipanes y fragipanes propiamente dichos y aún en evolución recesiva hacia otro tipo de panes.

Bajo el término *fragipán* se designan capas y horizontes densificados y quebradizos que pueden diferir en el material originario (till, loess, materiales coluviales, aluviales, etc), en el proceso de densificación, (crecimiento de hielo y/o autocompactación), en tipo y proporciones de

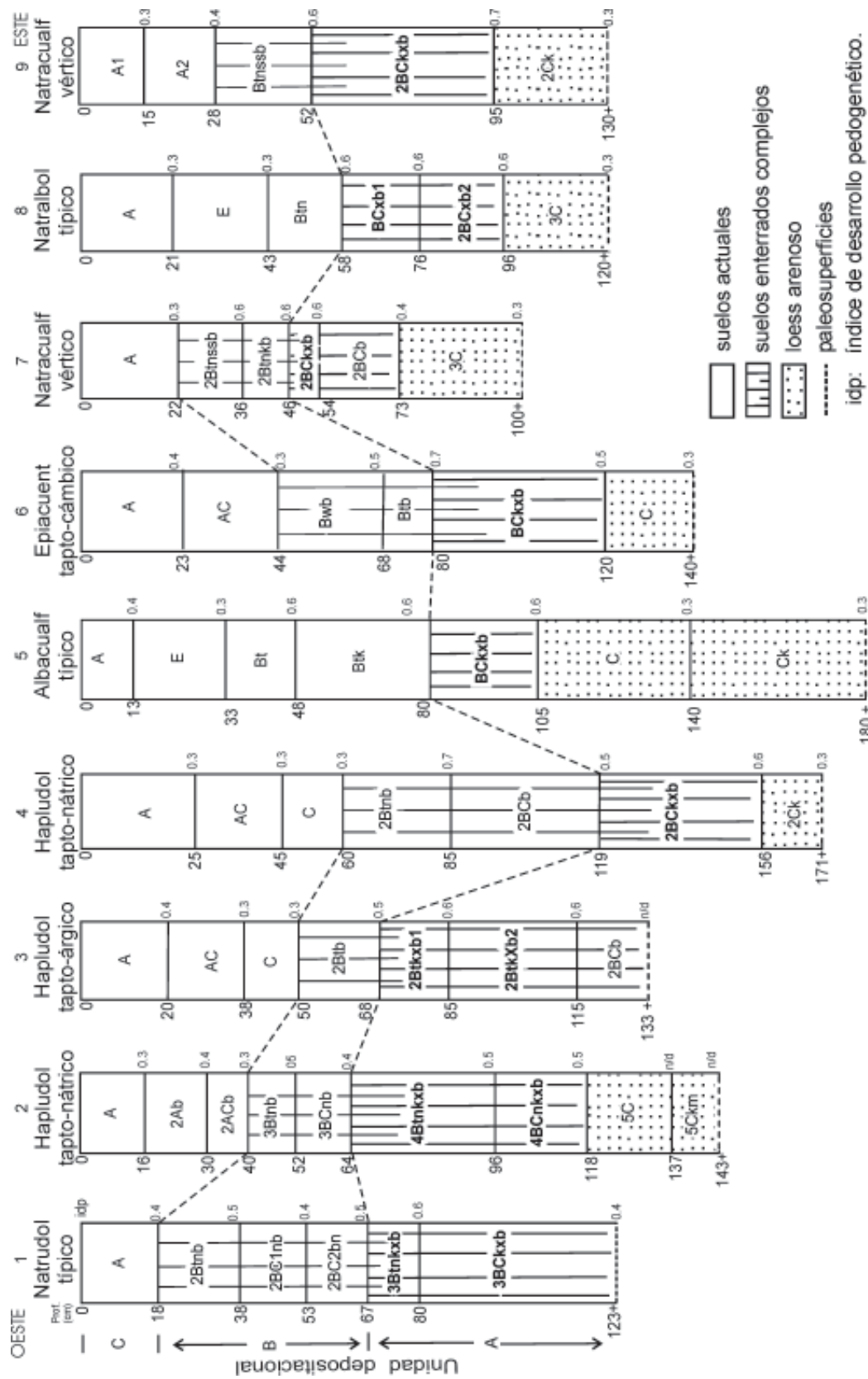


Figura 3.10. Distribución regional de paleosuelos. Área de interdunas, Pampa Arenosa, provincia de Buenos Aires. 1-2 Carlos Tejedor; 4-5-6 Saladillo; 7-8-9 Roque Pérez. Modificado de Imbellone et al.; 2005.

Tabla 3.2. Propiedades seleccionadas de suelos enterrados. Provincia de Buenos Aires.

Ciclo pedogenético	Horiz.	Prof. (cm)	Estructura (tipo)	Consistencia			Límite	Composición granulométrica			
				seco	húmedo			Are. %	Limo %	Arc. %	Clase text.*
<i>a) Suelos con ciclos superiores bien definidos</i>											
Suelo 1. Hapludol tapto-árgico											
III	A	0-20	bsub/mas.	lig. duro	friable	claro	36,2	47,3	16,5	F	
	AC	20-38	masivo	blando	muy friab.	grad.	36,7	48,4	14,9	F/FL	
	C	38-50	masivo	blando	muy friab.	neto	38,2	52,3	9,4	F/FL	
II	2Btb	50-68	prismas	lig. duro	friable	neto	20,2	57,1	22,7	F/FL	
I	2Btkxb1	68-85	laminar	duro	quebrado	claro	22,2	69,0	8,7	FL	
	2Btkxb2	85-115	laminar	duro/muy d	quebrado	claro	25,2	64,5	10,2	FL	
	2BCb	115-133+	masivo	friable			24,5	67,1	8,4	FL	
Suelo 2 Hapludol tapto-nátrico											
III	A	0-25	mas./gran	lig. duro	muy friab.	neto	61,6	25,5	12,9	FA	
	AC	25-45	masivo	blando	muy friab.	claro	66,7	23,9	9,5	FA	
	C	45-60	masivo	blando	muy friab.	neto	74,3	21,2	4,4	FA/AF	
II	2Btbn	60-85	prismas	muy duro	friable	claro	40,3	23,2	36,5	Fa	
	2BCb	85-119	bloq. sub.	muy duro	friable	neto	53,6	31,8	14,6	FA/F	
I	2BCkxb	119-156	laminar	muy duro	friable	grad	59,9	34,9	5,2	FA	
	2C	156-171+	mas./lam.	blando	friable		57,4	36,2	6,5	FA	
Suelo 3. Epiacualf vértico											
III	A	0-23	masivo	duro	friable	neto	46,7	36,2	17,1	F	
	AC	23-44	masivo	blando	muy friab.	neto	57,4	34,4	8,2	FA	
II	Bwb	44-68	bloq. ang.	muy duro	friable	neto	50,2	29,0	20,7	F	
I	Btssxb	68-80	laminar	muy duro	firme	grad.	44,4	19,8	35,8	Fa	
	BCkxb	80-120	mas./lam.	duro	friable	grad.	45,5	25,1	29,4	FaA-Fa	
	C	120-140+	masivo	lig. duro	muy friab.		48,2	26,2	25,7	FaA	
<i>b) Suelos con ciclos superiores poco definidos</i>											
Suelo 4. Natracualf vértico											
III	A	0-22	masivo	duro	muy friab.	neto	53,3	38,6	8,2	F	
II	2Btntsb	22-36	prismas	muy duro	muy friab.	claro	46,7	18,4	35,0	aA FaA	
	2Btntkb	36-46	bloq. ang.	muy duro	firme	claro	44,1	18,9	37,0	Fa	
I	2BCkxb	46-54	laminar	muy duro	friable	claro	57,2	26,0	21,8	FaA	
	2BCb	54-73	bsub/mas.	lig. duro	muy friab.	grad.	57,5	23,3	19,2	FA	
	3C	73-100+	masivo	blando	muy friab.		81,3	13,4	5,3	AF	
Suelo 5. Natracualf vértico											
III	A1	0-13	masivo	duro	muy friab.	claro	44,2	43,5	12,3	F	
	A2	15-28	masivo	muy duro	muy friab.	neto	45,6	44,2	10,1	F	
II	Btntsb	28-52	prismas	muy duro	friable	claro	26,7	27,6	45,7	a	
I	2BCkxb	52-65	laminar	muy duro	friable	nd	24,3	41,6	34,1	Fa	
	2Ck	65-100+	masivo	duro	muy friab.		33,1	41,8	25,2	F	
<i>c) Suelos con un ciclo pedogenético superior</i>											
Suelo 6. Natralbol típico											
II/III?	A	0-21	masivo	lig. duro	friable	neto	41,0	39,2	19,8	F	
	E	21-43	masivo	lig. duro	muy friab.	neto	51,1	37,6	11,3	F	
	Btn	43-58	prismas	muy duro	firme	neto	35,7	24,0	40,3	a	
I	BCx1b	58-76	laminar	muy duro	friable	claro	39,4	29,5	31,1	Fa	
	2BCx2b	76-96	lam./mas.	muy duro	friable	claro	49,0	26,9	24,2	FaA	
	3C	96-120+	masivo	blando	muy friab.		66,9	21,9	11,1	FA	
Suelo 7. Albacualf vértico											
II/III?	A	0-13	masivo	duro	muy friab.	claro	42,1	38,5	19,4	F	
	E	13-33	masivo	lig. duro	muy friab.	claro	49,0	38,7	12,3	F	
	Bt	33-48	semicol.	muy duro	firme	claro	33,2	26,4	40,4	a	
I	Btssk	48-80	bloq. ang.	muy duro	friable	claro	36,0	39,3	24,7	F	
	BCkxb	80-105	laminar	lig. duro	friable	grad.	36,0	51,8	12,2	F/FL	
	C	105-140	mas./lam.	lig. duro	muy friab.	grad.	35,3	54,1	10,6	FA	
	Ck	140-180+	masivo	blando	muy friab.		35,9	53,4	10,7	FA	

Imbellone et al., 2005. * Clases texturales: a: arcillosa; L: limosa; A: arenosa; F: franca

los agentes ligantes de la matriz (puentes de arcilla, componentes amorfos de sílice y aluminio, materia orgánica, y hasta carbonato de calcio), y en el proceso pedológico que los genera (podzolización, ilimerización).

Esta diversidad se resume en parte en dos tipos de fragipanes (Duchaufour, 1977): uno antiguo, un paleosuelo, en suelos de evolución policíclica y compleja, heredado de procesos periglaciares y otro más reciente de origen pedológico, resultante de la degradación de la estructura en materiales limosos. Cabría agregar los nuestros, que están regionalmente en suelos policíclicos, con alguna posible participación de autocompactación y/o criogénesis en su génesis (Imbellone et al., 2005), e hidrólisis ácida mencionada en Córdoba (Schiavo et al; 1995).

Para la formación de fragipanes serían necesarias algunas características del material originario como texturas francas y bajo contenido de materia orgánica. Sobre el mismo pueden actuar procesos físicos de densificación que producen empaquetamiento denso y que pueden preceder a los que producen ligazón entre granos de la matriz por arcilla y/o componentes amorfos. Se mencionan dos mecanismos como responsables de la densificación: criogénesis y modernamente hidroconsolidación. El primero opera por alternancia de congelamiento-descongelamiento en suelos que tienen o han tenido permafrost o congelamiento estacional con o sin permafrost (Fitz Patrick, 1984; Gerrard, 1992). Esta condición fue mencionada en la Provincia de Buenos Aires. Además, la estructura lenticular semejante a la observada en perfiles de la Pampa Arenosa se podría atribuir a la segregación de lentes de hielo en el suelo, por lo que no se descarta la acción del congelamiento estacional superficial del suelo durante la época de máximo frío.

acepta la hipótesis del colapso de sedimentos por su propio peso, también denominada *hidroconsolidación*. El término *sedimentos colapsables*, usado en la literatura ingenieril, se refiere a aquellos en los que se produce reordenamiento de fábrica, densificación y reducción de volumen bajo cierto peso y en estado de saturación con agua. Los sedimentos más colapsables son los depósitos eólicos y hay algunas características comunes entre los sedimentos colapsables y el material de los fragipanes; por tanto podría asignárseles ese origen. La hidroconsolidación requiere tres condiciones: 1) cantidades adecuadas de arcilla (5-30 %), 2) profundidad para que la sobrecarga produzca suficiente esfuerzo por comprensión (40-80 cm) y 3) suficiente cantidad de agua que llegue a la profundidad antedicha. Otra característica que favorece la formación de fragipanes es la presencia de discontinuidades de meteorización litológicas o cronológicas, donde hay suelos soldados.

En el caso de la Pampa Arenosa (Imbellone et al., 2005) la condición inicial del sedimento referida a la posibilidad del autocolapso sería adecuada al igual que el humedecimiento, ya sea por cambio climático, evolución topográfica, o combinación de factores. El colapso sería un proceso post depositacional al que continuarían procesos pedogenéticos que forman los puentes arcillosos. La evolución geomórfica y pedológica posterior habría conducido a los materiales a adquirir las propiedades frágicas actuales, y aún estados de evolución recesiva con formación de calcretas. Un modelo inicial de génesis de «fragipanes» en interdunas longitudinales, incluiría la participación de la ilimerización como se ve en el recuadro.

Rasgos micromorfológicos del proceso de ilimerización

En fragipanes formados en depósitos de loess se

Las películas de arcilla que recubren la superficie

Formación del mar de arena
 Procesos geomórficos, redistribución de materiales
 Material originario en interdunas: estructura con contactos granulares abierta, suelta.
 Texturas francas (30-70% de arena), material fino que se debilita al humedecerse →
Zona potencialmente colapsable
 Humectación, hidroconsolidación, y/o congelamiento/descongelamiento →
Empaquetamiento denso
 Pedogénesis (ilimerización, hidromorfismo) → «**Protofragipán**», «**Fragipán**»
 Procesos geomórficos, sedimentación, pedogénesis → **Suelos soldados**
 El fragipán se hace acuitardo. Flujo subsuperficial. Degradación: carbonatación parcial
 → **Calcreta**

de agregados o vacíos, ya sea como rasgos macro o micromorfológicos se consideran una evidencia de depositación de partículas de arcilla. El rasgo conspicuo del proceso de ilimerización consiste en concentraciones de plasma asociadas a superficies naturales en el material del suelo tales como caras de agregados, granos del esqueleto y paredes de vacíos (Figura 3.12). Cuando se forman recubrimientos de minerales de arcillas se denominan «*recubrimientos de arcilla*», «*clay skins*» o «*Tonhautchen*». Estos términos poseen significado genético sugiriendo que las superficies mencionadas están cubiertas por «arcilla» depositada a partir de una suspensión. Brewer (1964) considera estos términos inapropiados ya que la palabra arcilla suele ser usada de manera indefinida ya sea para cualquier clase de partículas de tamaño menor a 2 μm , o para especies minerales. Por ese motivo crea el término «*cutan*» (latín *cutis*): una modificación de la textura, estructura o fábrica en las superficies naturales del material del suelo debida a una concentración o modificación *in situ* de un constituyente del suelo, y puede estar constituida por cualquier tipo de sustancia. Para el caso específico del proceso de ilimerización la composición más frecuente de los cutanes (*clay coating*: Gerasimova et al., 1996; FitzPatrick, 1984), es de minerales de arcilla, cutanes de arcilla, y se denominan argilanes (*argillan*), o *ferriargilanes* cuando los minerales de arcilla están mezclados con óxidos e hidróxidos de hierro, que es el caso más frecuente, u *organo-argilanes* (*organo-argillans*) cuando los minerales de arcilla están teñidos por compuestos orgánicos.

Los términos: cutanes de arcilla (*clay cutans*) y películas de arcilla (*clay films*) se suelen usar como sinónimos (Birkeland, 1984). Los términos *revestimientos*, *recubrimientos de arcilla* (*clay coatings*), películas de arcilla (*clay films* y *clay skins* como sinónimos) se usaron en las primeras descripciones micromorfológicas (Stoops, 2003).

Revestimiento (coating): término que denota una capa de cualquier sustancia que cubre una superficie; *película de arcilla* (*clay skin*): término que denota la asociación de material tamaño arcilla con superficies naturales; *argilán (película de arcilla, sinónimo clay film)*: cután compuesto predominantemente de minerales de arcilla; (Jongerius y Rutherford, 1979).

Bullock et al. (1985) utilizan el término *pedorrasgos texturales* (*textural pedofeatures*) para indicar la acumulación de partículas de composición y tamaño variables. Si bien enfatizan

en los rasgos texturales formados por movilización y posterior depositación, también incluyen procesos de pérdida de constituyentes, por ejemplo debidos a movilización de arcilla que dejan como remanente pedorrasgos texturales de arena y/o limo. Como denominación general para los pedorrasgos asociados a vacíos, granos y agregados se utiliza el término «*recubrimientos*», «*coatings*» (c.f. cutan, Brewer, 1964). En los horizontes argílicos los pedorrasgos arcillosos más comunes son los de arcilla microlaminada, consistentes en microlaminaciones alternantes de arcilla límpida (*limpid clay*: arcilla fina) y arcilla moteada (*speckled clay*: arcilla mezclada con otros tamaños granulométricos). Estas acumulaciones se podrían homologar a los argilanes (c.f. Brewer, 1964).

En una actualización acerca del análisis y descripción de suelos y regolito en secciones delgadas, Stoops (2003) utiliza el término *revestimiento* (*coating*) y más específicamente *revestimiento textural* (*textural coating*) para aquellos caracterizados por diferencias en el tamaño de grano con respecto a la matriz. Ellos son generalmente, aunque no siempre, resultado de la iluviación.

Propiedades ópticas de la arcilla translocada. El límite inferior para el estudio de propiedades morfológicas y ópticas con microscopio de polarización es del orden de 50 μm y por lo tanto las partículas individuales de arcilla están por debajo del poder de resolución. Sin embargo, suelen agruparse en «dominios» con distintos grado de orientación; cuando las partículas están orientadas paralelamente entre sí poseen propiedades ópticas como extinción y continuidad óptica que permiten identificarlas. La anisotropía óptica resulta de la orientación de las unidades y el grado de extinción expresa la perfección de la orientación. La presencia de líneas de extinción es una característica de orientación continua. La extinción marcada indica que todas las partículas de arcilla están bien orientadas; cuando es difusa, están parcialmente orientadas y si no hay extinción la mayor parte de las partículas carecen de orientación. La relación existente entre la arcilla redepositada y la superficie sobre la que se halla (por ejemplo, vacíos, agregados) permite interpretar que son depósitos formados por la succión mátrica del sólido sobre el agua percolante, en las caras secas de los agregados, conjuntamente con la acción de «tamizado» de los poros más finos.

Las propiedades ópticas que identifican arcilla iluvial en secciones delgadas son (Brewer, 1964;

Bullock y Murphy, 1979):

- continuidad óptica;
- fuerte orientación preferencial; laminación;
- contraste textural con la matriz adyacente;
- límite abrupto con el material adyacente (con luz natural y polarizada);
- proximidad a una superficie natural.

Composición de los recubrimientos. Hay evidencias que las partículas que se mueven en el suelo poseen una amplia gama de tamaños. Las propiedades ópticas señaladas se aplican particularmente a la depositación diferencial de arcilla fina; así, la arcilla más fina ($< 0,2 \mu\text{m}$) muestra mejor orientación y mayor birrefringencia. En algunos suelos, dependiendo de la posibilidad conductora de los poros, la arcilla gruesa y el limo fino también se mueven, y en estos casos no hay signos de orientación marcada y las propiedades ópticas son variables en relación con el tamaño de partícula en la película; la arcilla gruesa posee menor grado de birrefringencia y si hay partículas de limo, estas inhiben la orientación de los componentes arcillosos.

Expresión micromorfológica de horizontes argílicos. Está determinada por la textura del horizonte, y ésta a su vez está condicionada por el tamaño de las partículas que influyen en las características de los poros de conducción.

En los *suelos arenosos* el espacio poroso está compuesto por vacíos de empaquetamientos simples y continuos, a través de los cuales puede pasar un amplio intervalo de tamaño de partículas. Los granos pueden estar cubiertos por películas que forman puentes de alta birrefringencia o por una mezcla de arcilla y limo de baja birrefringencia. En este último caso su origen iluvial es incierto. La presencia de arcilla iluvial en materiales arenosos parecería no ser fácil de explicar ya que los poros ejercerían escasa succión sobre el agua de la suspensión y ésta percolaría rápidamente. La explicación más lógica es que la depositación ocurre en coincidencia con la profundidad del frente de humectación, explicación que también se acepta para la formación de lamelas.

En *suelos de textura media* el horizonte argílico está bien expresado e incluye a aquellos suelos desarrollados sobre loess y till. La arcilla iluvial se ve fácilmente en el campo como barnices sobre agregados. A diferencia de los suelos arenosos, aquí están asociados a caras de agregados y, en ausencia de ellos, a canales planos. El contraste entre la película y la matriz adyacente es fuer-

te y los cutanes poseen birrefringencia y orientación fuertes y apariencia laminada. La ruptura de cutanes por actividad biológica es común y difícil de identificar en el campo, aunque fácilmente reconocible en secciones delgadas (cutanes inmersos y pápulas).

En *suelos arcillosos* los recubrimientos son difíciles de identificar tanto en el campo como bajo microscopio. No hay duda que se produce movilización de arcilla, pero es difícil de ver por alguna de las siguientes razones:

- La matriz es arcillosa y los recubrimientos casi imposible de detectar por la falta de contraste entre la arcilla iluvial y la matriz adyacente.
- Los procesos de contracción y expansión integran rápidamente los recubrimientos a la matriz.
- Una vez en la matriz, los argilanes son difíciles de ver porque muchos suelos poseen abundantes dominios de arcilla birrefringente estriada (separaciones plasmáticas o plásmicas, Brewer, 1964), fábricas de birrefringencia estriada, Bullock et al., 1985), que se asemejan cutanes inmersos.
- Las superficies de deslizamiento (cutanes de tensión, Brewer, 1964) a lo largo de planos pueden asemejarse a vacíos cubiertos de arcilla iluvial.

En muchos casos la identificación es dificultosa y a veces imposible. Con el fin de comprobar si existe translocación activa, deberían examinarse los horizontes más profundos donde los efectos de la pedoturbación disminuyen. Aquí los revestimientos son más estables y permanecen sobre las caras de los agregados porque el dinamismo estructural es bajo.

Consideraciones sobre la iluviación de arcilla. Hay aspectos conceptuales y metodológicos acerca de la iluviación de arcilla en los suelos de regiones húmedas, que permiten reflexionar acerca de los suelos de la Región Pampeana.

Aspectos conceptuales: Desde la década de 1960, autores australianos analizan la iluviación de arcilla como un factor de diferenciación de tamaño de partículas en perfiles de suelo (Brewer, 1964; Oertel, 1968; Paton et al., 1995). Discuten aspectos incompatibles con la idea que la iluviación de arcilla es un factor muy importante en la diferenciación textural y sostienen que la meteorización *in situ* es el proceso dominante en la formación de suelos. Estos autores encuentran que no hay evidencia de translocación de arcilla en algunos perfiles con marcada diferenciación de tamaño de partículas en suelos de Australia (suelos rojos pardos y rojos podzólicos);

basándose en el conteo micromorfológico. Concluyen que: a) la arcilla iluviada contribuye poco en la arcilla total de los Bt; b) la iluviación de arcilla es un proceso que aporta mínimamente en la diferenciación textural; c) la iluviación no explica la diferencia textural entre A y B. Los posibles procesos aceptados serían: meteorización diferencial entre los horizontes A y B (formación *in situ*) y estratificación sedimentaria. Otros temas genéticos planteados se refieren a: a) la iluviación es escasamente detectable en suelos arcillosos; entonces surge un problema de incertidumbre acerca de la génesis y de denominación de los horizontes y clasificación, y b) muchos revestimientos consisten en capas con partículas de distinto tamaño dependiendo de la capacidad conductora del suelo; entonces arcilla, limo y hasta arena muy fina se incluiría en el concepto de translocación de arcilla.

La idea más generalizada y fácil de explicar es que la diferenciación de tamaño de partículas expresada por el máximo contenido de arcilla en la parte media del solum se atribuye a translocación de partículas tamaño arcilla desde los horizontes superiores dentro del B. Como se anteriormente, se sugiere por determinaciones micromorfológicas que la proporción de arcilla iluviada en muchos suelos es muy pequeña (Soil Survey Staff, 1960; Paton et al., 1995).

En los primeros estudios pedogénicos un tema de interés fue la distribución de la fracción arcilla con la profundidad. Razonablemente se puede pensar que a medida que el suelo evoluciona la producción de arcilla debería ser mayor en los horizontes superficiales y debería decrecer hacia la base. Contrariamente, hay observaciones que muestran que el contenido de arcilla es mayor en horizontes subsuperficiales y decrece hasta un mínimo en el horizonte C.

El aumento del contenido de arcilla con la profundidad podría explicarse considerando que hay pérdida de arcilla por procesos de meteorización en superficie y que esta pérdida decrece más rápidamente hacia abajo con relación a la producción de arcilla. Sin embargo la idea más aceptada por el incremento aparentemente anómalo en la variación del contenido de arcilla, es que parte de la arcilla formada en las capas superficiales del suelo, el horizonte de máxima producción de arcilla, se movió al horizonte de máxima acumulación de arcilla por agua percolante.

Se han realizado numerosas observaciones indirectas o directas como evidencia de translocación

de arcilla, algunas a favor y otras en contra (Oertel, 1968) que indican movimiento importante de arcilla desde horizontes A a los B. Se puede mencionar las mediciones de la variación del contenido de un mineral índice a través del perfil, con las reservas apuntadas: este método tiene la debilidad que ningún mineral es suficientemente resistente a condiciones físicas y químicas en el ambiente de suelos como para ser mineral índice. El mineral más favorable es el circonio de la fracción arena, aunque el elemento circonio se encuentra en todas las fracciones del suelo, y más de la mitad del total en la fracción arcilla (Tiller, 1958).

Aparentemente una buena evidencia de translocación son las observaciones que el horizonte B tiene más partículas muy finas que el A (Floate, 1966). Esta idea parece convincente aunque su debilidad estriba en el hecho que se considera implícitamente que las partículas de arcilla existen como tales en el suelo en vez de estar como agregados estables. Ellas se han observado en estado disperso en estudios experimentales donde el suelo estuvo sujeto a procesos de dispersión mucho más drásticos que los que podrían operar en la naturaleza. De todas maneras la observación en sí misma es compatible con la idea que la mayor meteorización ocurrió en superficie con la pérdida de las partículas más finas.

El método más directo de evidencia de iluviación de arcilla se basa en la identificación de cutanes de minerales de arcilla fuertemente orientados, considerados como depósitos de arcilla eluviada desde la parte superior del suelo. Las características de esos cutanes implican que se formaron lentamente durante largos períodos, en condiciones fisicoquímicas ideales de dispersión, sin perturbación o perturbación mínima, que son las condiciones menos frecuente en los suelos.

Las consideraciones precedentes constituyen un punto de reflexión acerca de los procesos de formación de los horizontes ricos en arcilla. En la Región Pampeana la génesis de estos horizontes posiblemente responda a más de un proceso de formación, uno de los cuales, la translocación por iluviación, se estableció tempranamente y se menciona repetidamente en este libro. La translocación de arcilla puede ser un proceso pedogenético importante y muy bien documentado en suelos de regiones con distintas condiciones climáticas, pero como se expresó, hay estudios en suelos residuales, australianos, con materiales originarios distintos a los de la Región Pampeana, con fuerte influencia de la roca sub-

yacente, que sugieren que la translocación de arcilla no es un proceso dominante, al menos en algunos suelos con contraste textural marcado entre horizontes A y B (por ejemplo en la distribución de arcilla en el A de algunos solonetz solodizados).

Aspectos metodológicos. Como se mencionó al tratar el cambio textural abrupto, las discontinuidades litológicas en los materiales loésicos suelen ser sutiles y no fácilmente detectables, por lo cual es necesario aplicar métodos que permitan separar subfracciones de arena y limo que a veces escapan a determinaciones de rutina y/o objetivos del trabajo. En las cartas de suelos de la Región Pampeana se suele utilizar el método de Bouyoucos; en cambio, en el Manual de Métodos de Laboratorio del USDA (NSSC, 1996) se recomienda el método de la pipeta. A veces se plantean interrogantes acerca de la homogeneidad de los materiales originarios, pero la identificación de discontinuidades litológicas constituyen un tema de interés genético más que taxonómico ya que por ejemplo, un suelo monogenético clasificado como Albacualf mantendrá la denominación y propiedades inherentes, con alguna modificación en la nomenclatura de los horizontes, aunque el material originario sea estratificado.

En algunos suelos de la Región Pampeana, cuando se observa la morfología de los perfiles y se compara la granulometría realizada por métodos de rutina con los espesores de algunos horizontes A, E, B y C, y no es posible hacer estimaciones más precisas, por ejemplo de ganancias y pérdidas de material fino entre ellos, u observaciones mineralógicas o micromorfológicas, se sospecha la presencia de discontinuidades litológicas; esta incertidumbre acontece principalmente en suelos bien desarrollados con horizontes E y límites abruptos como Argialboles, Natracualfes y Albacualfes, y quedan como tales por la carencia de investigaciones específicas. Estos temas constituyen una inquietud de larga data aunque pendientes. Se trataron durante las Primeras Jornadas de Suelos de la Región Pampeana en la presentación de temas específicos (Morrás, 1985) y en el intercambio con la concurrencia.

En los trabajos cartográficos el hecho mencionado a veces plantea un conflicto entre la rapidez del trabajo y el valor de la información obtenida; de todas maneras, el análisis de los temas planteados exceden los objetivos de la cartografía y deberían ser tratados como temas de investigación básica. Con el objeto de obtener algún criterio acerca de la rigurosidad de la informa-

ción granulométrica, se realizó una comparación de horizontes A y Bt de varias Series de la Región Pampeana, obtenida de tres laboratorios que utilizan métodos de rutina normalizados. Los resultados fueron notablemente diferentes y el coeficiente de variación de los tenores de arcilla superó el 23% en algunos horizontes. Este valor es muy alto y alerta sobre la confiabilidad de la información (INTA, 1991).

Técnicas para detectar y estimar la intensidad del proceso de iluviación de arcilla

Distintos modelos y métodos se elaboran con el objeto de tratar de explicar los complejos procesos que acontecen en los suelos. Entre ellos, varios métodos se aplican para estimar el grado de iluviación de los suelos, algunos de los cuales se mencionan a continuación y corresponden a tres ideas: a) evaluación de la iluviación mediante el recuento directo de argilanes en secciones delgadas, b) artificios que tratan de estimar las ganancias y pérdidas de la fracción arcilla durante la formación y evolución del suelo utilizando un mineral o elemento estable geoquímicamente ante las condiciones de epigénesis, y c) artificios que calculan las ganancias y pérdidas de arcilla en los horizontes considerando que el suelo no cambia de volumen durante la pedogénesis.

Técnicas micromorfométricas

Constituye un método directo de observación de rasgos de iluviación. El método permite identificar la arcilla iluvial y cantidad de la misma razonablemente; no obstante, posee algunas reservas, principalmente por la divergencia de estimación de cantidad entre los distintos autores (McKeague et al., 1980), por la representatividad de las secciones delgadas y número de puntos a contar en cada una de ellas, tal que se recomienda contar al menos 6000 puntos por sección en más de una sección (Murphy, 1986). De todas maneras, aunque es un método estimativo es muy utilizado para propósitos genéticos y taxonómicos (Miedema y Slager, 1972) y a veces complementado con otros métodos.

Se basa en el recuento de puntos realizado con microscopio petrográfico en secciones delgadas. Consiste en calcular el volumen de recubrimientos de arcilla en cada uno de los horizontes del suelo, a partir del conteo de esos rasgos en las secciones delgadas de cada horizonte. Así es posible determinar si el horizonte de máximo contenido de arcilla total coincide con el horizonte

que posee mayor cantidad de revestimientos. A veces hay coincidencia, otras no, pues los revestimientos pueden estar mejor expresados debajo de la zona de máximo contenido de arcilla; otras veces, la cantidad de arcilla iluviada determinada a partir del porcentaje de recubrimientos en secciones delgadas es menor en la zona de mayor tenor de arcilla total del horizonte B, en cuyo caso el incremento de arcilla total del horizonte B podría derivar parcialmente de procesos de ilimerización. La eficacia de este método se ve afectada en los casos en que los revestimientos se destruyen a medida que se forman, sobre todo cuando el material posee más de 40% de arcilla total (Birkeland, 1984).

Miedema y Slager (1972) proponen 5 intervalos de valores de arcilla iluvial (% en volumen) y sus correspondientes grados de iluviación de arcilla: < 0,3, despreciable; 0,3-1, débil; 1-4, moderado; 4-7, fuerte y > 7, muy fuerte. Además de los revestimientos no disturbados que se encuentran en las secciones como revestimientos o rellenos de poros, es necesario considerar aquellos translocados por actividad biológica y/o vertisolización, los cuales pueden ser un tercio de la arcilla translocada total.

En el país se aplicó el método micromorfológico en Molisoles del área de Balcarce, SE de la provincia de Buenos Aires (Pazos, 1984), y en la Pampa Ondulada (Scoppa, 1978-79). En la Tabla 3.3 se presentan Molisoles de la Provincia de Buenos Aires con distinto grado de iluviación de arcilla, desde moderado en el suelo sin horizonte argílico, hasta fuerte y muy fuerte en los suelos con horizontes argílicos. En todos los suelos el mayor grado de iluviación corresponde a horizontes B2, y B3 cuando hay una capa de tosca. El suelo con menor grado de iluviación es el que no posee un horizonte de acumulación de arcilla definido, si bien se observan en el campo barnices arcillo húmicos; en cambio, en aquellos con horizontes de marcada acumulación de arcilla, el grado de evolución es fuerte a muy fuerte y los barnices arcillosos son abundantes, aún en los horizontes con elevado tenor de arcilla total. El grado de iluviación encontrado en los horizontes de suelos del Sudeste de la provincia de Buenos Aires es elevado con respecto a la escala mencionada y con respecto a los suelos del norte de la provincia, y en algunos perfiles alcanza al 22% cuando existe una capa limitante de tosca a aproximadamente 50 cm de profundidad.

Un método complementario para identificar la presencia de arcilla translocada es la observación

con microscopio electrónico de barrido. Los minerales de arcilla precipitados químicamente forman una textura cristalina sobre el grano hospedante y la morfología de la arcilla cristalina varía según la especie mineral. En cambio, la arcilla translocada se reconoce por unidades planares que forman puentes entre los granos, a modo de meniscos, con orientación más o menos paralela a la superficie del menisco.

Ganancias y pérdidas de materiales tamaño arcilla

Este método permite estimar la cantidad de materiales de tamaño arcilla que se movilizó en un suelo. Considera que el contenido original del sedimento antes de la pedogénesis es el contenido de arcilla actual en el horizonte C, determinado mediante el análisis por tamaño de partículas. Con ese criterio se comparan los tenores (en volumen y en peso) de material de tamaño arcilla de cada horizonte y se comparan con los de aquél. Para que la aplicación de los métodos granulométricos sea adecuada es necesario obtener buena separación física de las partículas individuales del material del suelo. En suelos de la Región Pampeana muchas veces no se logra totalmente pues el material originario posee pseudopartículas resistentes a los procesos de dispersión, tema éste largamente tratado en los sedimentos pampeanos (González Bonorino, 1965; Riggi et al., 1986; Imbellone y Cumba, 2003; Nabel y Sapoznik, 2004; Cantú et al., 2006). Por ese motivo el método no es de aplicación general y debe ser analizado en cada caso. Tal es el caso de un Argialbol típico con límite abrupto y morfología solonéztica, donde la adecuada eliminación de cementantes permitió realizar estimaciones de ganancias y pérdidas de materiales (Panigatti, 1975).

En una transecta de la Pampa Ondulada al noreste de la provincia de Buenos Aires Scoppa (1978) estima el grado de iluviación de Hapludoles y Argiudoles mediante la separación de subfracciones granulométricas de arcilla y la relación arcilla fina/arcilla total de cada uno de los horizontes de los suelos. Se calculan las ganancias y pérdidas de arcilla de cada horizonte, sobre la base de los porcentajes en volumen, restando el porcentaje de arcilla del horizonte C al porcentaje de arcilla de cada horizonte y multiplicando este valor por la densidad aparente y espesor (Goddard et al., 1973). Dos miembros se ejemplifican en la Tabla 3.3: las Series Seguí (Hapludol típico) y Rojas (Argiudol típico); ambas poseen rasgos de ilimerización en distinto grado con relación arcilla B/A 1,05 y 1,4 respectivamente y la magnitud del proceso reflejaría la

Tabla 3.3. Estimación del grado de iluviación en Molisoles. Provincia de Buenos Aires.

Horiz.	Prof. (cm)	Arcilla fina (<0,2µm) / Arcilla (<2 µm) (%) ***	Arcilla iluvial (% vol.)/ Arcilla (<2 µm) (%)****	Arcilla (<2 µm) (%)	Arcilla fina (<0,2 µm) (%)	Arcilla iluvial (% vol.)	Grado de iluviación de arcilla	Barnices
Hapludol típico, Serie Seguí (Partido de Alberti)*								
A1	0-34	0,26	3,5	21	26	0,73	escaso	-
B21	34-46	0,42	10,0	23	43	2,31	moderado	arc-hum muy esc.
B22	46-88	0,50	5,4	22	51	1,19	moderado	-
B3	88-130	0,59	1,8	21	60	0,37	escaso	-
C	130+	0,44	-	18	44	-	-	-
Argiudol típico, Serie Rojas (Partido de Rojas)*								
A1	0-30	0,31	1,3	24	32	0,32	escaso	-
B1	30-39	0,43	6,7	27	43	1,81	moderado	-
B21t	39-60	0,62	10,5	35	62	3,66	fuerte	arc. abundantes
B22t	60-82	0,52	18,0	32	52	5,75	fuerte	arc. abundantes
B3	82-104	0,40	1,8	22	41	0,40	escaso	arc. escasos
C	104+	0,26	-	13	27	-	-	-
Argiudol típico (Partido de Balcarce) **								
A1	0-22	-	-	23	-	-	-	-
B1	22-37	-	1,6	25	-	0,4	débil	-
B21t	37-47	-	22,0	42	-	9,3	muy fuerte	arc. muy abund.
B22t	47-60	-	30,6	49	-	15,1	muy fuerte	arc. abundantes
B3t	60-75	-	nd	29	-	nd	-	-
C	75-104+	-	28,8	13	-	3,6	moderado	-
Natracuol típico (Partido de Balcarce) **								
A1	0-18	-	-	18	-	-	-	-
B2t	18-37	-	29,2	49	-	14,2	muy fuerte	muy abundantes
B3tca	37-64	-	41,7	25	-	10,3	muy fuerte	comunes
Cca	64-85+	-	5,8	10	-	0,6	débil	-

*Scoppa, 1978-1979. **Pazos, 1984. ***Método granulométrico. ****Método micromorfológico

disponibilidad del coloide en el material originario y posibilidad de *neoformación*. La relación arcilla fina/arcilla total es más alta en los horizontes iluviales, en la primera serie en el B3 (0,59) y en la segunda en el B21t (0,62). En el caso de la Serie Seguí «...la textura franca y la falta de un horizonte de acumulación, permite la migración hacia horizontes más profundos».

Cálculo del índice de arrastre

Se utilizan relaciones entre fracciones granulométricas de arcilla partiendo del supuesto que cuanto más pequeño es el tamaño de la arcilla, tanto más fácilmente se moviliza. Uno de los métodos es el índice I/E (Cremeens y Mokma, 1986), definido como la relación arcilla fina (FI)/ arcilla total (TI) de la zona iluvial (horizontes Bt) dividida por la relación arcilla fina (FE)/ arcilla total (TE) de la zona eluvial, cuyo valor para horizontes argílicos es de 1,1 y 1,2.

$$\text{Índice I/E} = \frac{\text{FI/TI}}{\text{FE/TE}}$$

En el sector nororiental de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires se calcula el índice de arrastre a partir de la relación arcilla fina sobre arcilla total en Molisoles de distintas unidades geomórficas. Se encuentra que el grado de iluviación de arcilla es medio en Hapludoles énticos y alto en Hapludoles típicos y Argiudoles típicos en correspondencia con el aumento del índice y la relación arcilla total del B/A (Villegas et al., 1998). Comparando los valores obtenidos para la zona de las Sierras Australes con aquellos de suelos de Pampa Ondulada se observa que la relación entre arcilla fina y arcilla total indica alguna movilización intrapedónica en Argiudoles y hasta en Hapludoles, ya que en los horizontes B2 se encuentra entre 0,6 y 0,8, (aún con distinto límite de la subfracción fina). Tabla 3.4.

Tabla 3.4. Relaciones de ilimerización. Sector nororiental de las Sierras Australes. Provincia de Buenos Aires.

Clasificación taxonómica	Horiz	Prof. (cm)	Arcilla total (<2 µm) (%)	Arcilla fina (<0,5 µm) (%)	Relación arcilla total B/A	Relación arcillafina/total	Índice I/E
Argiudol típico poco profundo	A1	0-30	24,64	17,57	1,53	0,713	0,97
	Bt1	30-40	39,08	27,85		0,713	
	Bt2	40-53	36,82	24,71		0,671	
	BC	53-75	25,70	14,70		0,572	
Argiudol típico	A1	0-24	32,75	20,65	1,30	0,630	1,14
	A2	24-35	33,10	22,05		0,667	
	B1	35-55	38,50	26,06		0,677	
	Bt1	55-70	42,33	30,39		0,718	
	Bt2	70-85	43,01	32,00		0,744	
	BC	85-110	36,27	24,59		0,678	
Hapludol típico	A1	0-10	29,02	19,22	1,15	0,662	1,13
	A2	10-22	31,75	22,03		0,694	
	B1	22-42	36,10	18,52		0,790	
	B2	42-55	33,47	24,37		0,728	
	BC	55-80	28,07	19,35		0,689	
	C	80+	23,46	15,62		0,667	
Hapludol éntico	A1	0-32	25,07	17,10	0,98	0,682	1,03
	AC	32-53	24,62	17,32		0,703	
	C	53-113	20,77	12,47		0,600	

Villegas et al., 1998

Cálculos utilizando un mineral índice

Se calcula un índice en cada horizonte denominado *índice de alteración* que indicaría cuánto se modificó el horizonte durante la pedogénesis. Para establecer ese índice se utiliza un denominado *mineral índice* y se relaciona el contenido del mismo en cada horizonte con el contenido en el material originario. Posiblemente el término índice de alteración induce a alguna confusión. Está claro que se refiere a cuánto se modificó un horizonte determinado por la pedogénesis debido a los cambios en ganancias y pérdidas que ocurren en el horizonte, no a la alteración específica de algún mineral en particular ni al mineral elegido como comparación. Justamente se supone que el mineral índice no se altera, sino que cambian los tenores relativos del mismo en el volumen total de cada horizonte al haber ganancia o pérdidas de constituyentes debido a reorganización de partículas (por ejemplo, la cantidad de circón en un horizonte B es la original pero si el horizonte se enriqueció en materiales sólidos, la cantidad relativa en volumen será menor). Si bien ningún mineral es totalmente estable en la naturaleza, se eligen como minerales índices aquellos más estables como circón, turmalina, cuarzo, o también se puede utilizar el

contenido de un elemento (por ej. Zr del circón o B de la turmalina) que forma parte de un mineral considerado estable en condiciones de epigénesis. Teniendo en cuenta el factor de alteración (del horizonte) y la densidad aparente, se calcula el peso de la arcilla que debía contener el horizonte por unidad de volumen. Por comparación con el peso de la arcilla en el momento de la determinación se obtienen las ganancias y pérdidas del horizonte.

Este modelo simplificado de desarrollo del suelo (Buol et al., 1997) considera que el suelo deriva de una columna de material homogéneo, tomando el horizonte C como representante de las condiciones iniciales. La materia orgánica no se considera en los cálculos. El modelo se presenta como un sistema abierto con respecto al agua y productos solubles de alteración de algunos minerales, pero cerrado con respecto a productos sólidos, pues solo se muestra una reorganización de partículas dentro del suelo. Para ello se calculan ganancias y pérdidas de los horizontes del suelo comparando la densidad aparente (g.cm^{-3}) de cada horizonte con la del horizonte C. Los pasos a seguir son:

- Calcular el peso total actual del material de cada horizonte (volumen por densidad aparente).
- Calcular para cada horizonte el contenido (en peso) del mineral índice, por conteo óptico de la fracción modal de arena o registros diífractométrico, y del material arcilloso y no arcilloso por análisis textural.
- Obtener el factor del mineral índice (FMI) de cada horizonte, dividiendo el contenido del MI del horizonte C.
- Multiplicar el FMI de cada horizonte por los valores de peso total y de material arcilloso y no arcilloso del horizonte C por el FMI para obtener el contenido original de los distintos horizontes.

Este método se aplicó en suelos de Santa Fe (Panigatti, 1980) donde se observa que las ganancias en arcilla del horizonte argílico se compensan con las pérdidas de la misma en los horizontes superficiales y esta diferencia (posible error operacional) es de solo 5% (Figura 3.13).

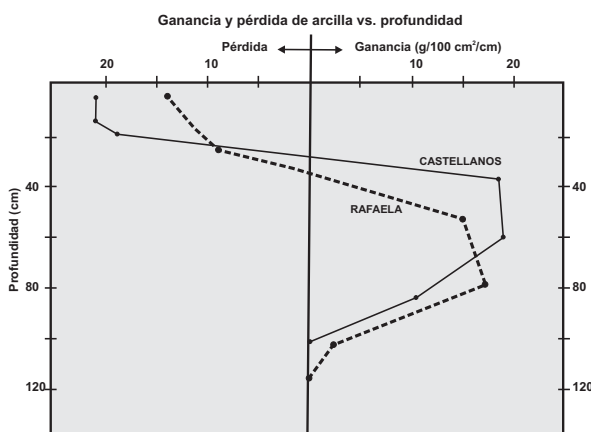


Figura 3.13. Ganancias y pérdidas de arcilla. Argiudol típico (Serie Rafaela), Argialbol típico (Serie Castellanos). Panigatti, 1980.

Es interesante destacar que la evolución de un suelo y del proceso de iluviación se puede estimar con alguna precisión, como se ejemplificó utilizando cuarzo como mineral índice. Se podría teorizar que en suelos bien drenados de la Región Pampeana, los procesos principales son de redistribución de constituyentes sólidos del material original con escasas pérdidas fuera del sistema, si se tiene en cuenta que en un Argialbol del N de la Región Pampeana se necesitaron 1,05 m de material original para formar un metro de solum (Panigatti 1975). Este tipo de suelo, muy evolucionado para la Región Pampeana, posee buena fertilidad inicial y actual, que conserva, aún con prácticas de agricultura extensiva.

Cálculo sobre la base de constancia de volumen.

Se calculan las ganancias y pérdidas de materiales en el perfil considerando la hipótesis que el volumen del suelo se mantiene constante durante su desarrollo: una unidad de volumen de material originario, origina otra unidad de volumen igual de suelo aunque cambie su densidad. Van Wambeke (1972) hace un tratamiento teórico del proceso de iluviación y elabora un conjunto de ábacos para cuyo uso sólo es necesario conocer: a) contenido actual de arcilla en los horizontes A, B, C, y b) espesor de los horizontes A y B.

Propiedades mineralógicas

Composición mineralógica

En el desarrollo del proceso de ilimerización y comportamiento de los suelos ilimerizados influye tanto la granulometría como la composición mineralógica del material original ya que: a) inicialmente el proceso es más rápido cuando hay mayor cantidad de material fino en el sistema, y b) hay migración diferencial según el tamaño medio de cada especie mineralógica (esmectita < illita < caolinita). Por ese motivo es interesante comentar la mineralogía de los suelos ilimerizados, sobre todo por la escasa difusión de los estudios mineralógicos de la fracción fina de los suelos, en contraposición con la gran difusión del proceso en los suelos pampeanos.

¿Qué se sabe de la mineralogía de arcillas de suelos ilimerizados de la Región Pampeana? De la información analizada en dos actualizaciones realizadas acerca del tema (Scoppa, 1976; Morrás, 1985 y trabajos allí mencionados) se observa un avance principalmente interpretativo más que cuantitativo de las áreas y temas de investigación. Recientemente, se realizó un estudio acerca de la relación entre composición mineralógica y propiedades físicas (Castiglione et al., 2005).

Una de las primeras preguntas a responder es si los minerales de arcilla que se encuentran en los horizontes B de suelos pampeanos provienen de otros horizontes o se formaron in situ. Esta es una pregunta difícil de responder en forma general porque es un tema con escaso tratamiento genético y aplicado.

Hay un conjunto de investigaciones pioneras que permitieron sentar las bases iniciales del conocimiento y ser el punto de partida de discusiones posteriores. Sabido es que los científicos del suelo, en lo referente a los temas relacionados a génesis de suelos, han tomado como base estu-

dios sedimentológicos generalmente realizados desde esa óptica. En trabajos iniciales realizados por sedimentólogos se sostiene que la arcilla de los materiales originarios de los suelos es heredada (González Bonorino, 1966). Dicho de manera abarcativa, en las cuencas sedimentarias (como la Región Pampeana) se produce la acumulación detrítica de minerales de arcilla previamente formados y con modificaciones mínimas; así, la arcilla es generalmente *alóctona* y por lo tanto heredada. Los otros mecanismos de génesis de arcillas son *transformación* y *neoformación o autigénesis*; la primera es la alteración de minerales de arcilla previamente formados por cambios del ambiente geoquímico y son transformaciones muy tenues; la segunda es la cristalización de minerales de arcilla *in situ* a partir de iones presentes en el medio y es un mecanismo que no ocurre frecuentemente. Algunas definiciones tomadas de la bibliografía son: *Neoformación*: en micromorfología de suelos es un rasgo o una nueva sustancia formada *in situ*; por ejemplo: revestimientos de arcilla, concreciones y minerales de arcilla sintetizados (Schaetzl y Anderson, 2005); *autigénesis*: aplicado a procesos de formación de minerales «*in situ*» en suelos y sedimentos por precipitación química o bioquímica directa a partir de soluciones, o cristalización de materiales escasamente organizados desde coloides del suelo, (Dixon y Weed, 1989). Según Besoain (1985), neogénesis, neosíntesis y autigénesis, son sinónimos.

En la Región Pampeana se especula acerca de la posibilidad de *neoformación* de arcillas. En la provincia de Buenos Aires, utilizando métodos indirectos como el de Barshad, (1967), del mineral índice y el de VanWambeke, (1972), se dice que la *neoformación* de arcillas es un fenómeno común en algunos suelos de la Región Pampeana (Scoppa, 1976, 1978). También suele compararse la disminución en las proporciones relativas de minerales primarios con el aumento relativo de illita en los horizontes ilimerizados para suponer la formación de *illita pedogenética* (Iñiguez y Scoppa, 1970; Stephan et al., 1977).

No son muy numerosos los estudios de arcillas y menos los de la fracción limo, el mayor constituyente de la mayoría de los suelos pampeanos. Se comentan a continuación algunos de los resultados de investigaciones nacionales. Pécora y Guedes, (1966) utilizan análisis térmico diferencial, ponderal y químicos total en suelos de Buenos Aires, Santa Fe y Entre Ríos, algunos de ellos Brunizem con procesos de ilimerización. Determinan predominancia de illita en superficie, de-

crecimiento en profundidad y mezcla con montmorillonita.

Una transecta clásica de la «región maicera» del noreste de la Pampa Ondulada (Series Ramallo, Urquiza, Arroyo Dulce, Rojas, Junín y Saforcada) aporta información acerca de la mineralogía de la fracción menor a 2 μm ; la mayoría de estos suelos poseen rasgos de ilimerización y horizontes argílicos. El grado de ilimerización disminuye en expresión regionalmente desde Ramallo hasta la margen izquierda del Río Salado a medida que el desarrollo pedogenético de los suelos es menor, con horizontes de acumulación iluvial de aproximadamente 60 cm de potencia en el noreste y carentes de los mismo en el sudoeste. En todos los suelos el mineral de arcilla dominante es illita, con tenores de entre 50 y 80%, seguida de montmorillonita entre 5 y 40%, caolinita entre 5 y 10 y feldespato entre 5 y 10% en la fracción menor a 2 μm (Iñiguez y Scoppa, 1970), (Tabla 3.5).

Aquí se considera que la disminución de montmorillonita hacia los horizontes superiores se debe a un proceso de *transformación* de illita por interestratificaciones y contribuiría con el proceso de lixiviación para su concentración en los horizontes inferiores. En algunas de las Series hay variaciones porcentuales de especies mineralógicas; así, en las Series Arroyo Dulce y Rojas la concentración de montmorillonita en el horizonte B21t (que coincide a veces con el mayor tenor de arcilla), se asigna a la *lixiviación* de montmorillonita desde los horizontes A. También existiría *transformación* de montmorillonita a illita hacia el horizonte A. En esta transecta se plantea que la variación mineralógica de las arcillas de E a O se relaciona con la granulometría más gruesa y edad en esa dirección, que tiene influencia en la *alteración* del material originario. Se postula que las diferencias en distribución intrapedónica se deben principalmente a procesos de *transformación* de montmorillonita a illita con presencia de interestratificados illita-montmorillonita y montmorillonita-illita, que regionalmente están vinculados con cambios granulométricos del material originario.

Más allá de la característica composicional general, se resumen las variaciones de distribución relativa entre las especies mencionadas, tanto en el paisaje como en los pedones (Tabla 3.5).

- Los suelos más evolucionados del noreste (Serie Ramallo) poseen predominio de illita con mayor grado de cristalinidad en los horizontes

superiores con progresiva desaparición hacia lo inferiores, patrón que repite la caolinita y con tendencia inversa la montmorillonita.

- Los suelos con desarrollo moderado (Serie Arroyo Dulce y Serie Rojas) muestran tendencia semejante en la distribución de illita y caolinita y concentración de montmorillonita subsuperficial, que a veces coincide con los horizontes con mayor tenor de arcilla, y decreciendo en A y C.
- Los suelos con desarrollo pedogenético escaso (Serie Saforcada) poseen distribución homogénea de las especies mineralógicas mencionadas en todo el perfil.

Contrariamente a la variación intrapedónica señalada en el caso anterior, en un Argialbol típico y muestras de loess de entre 3,0 y 9,0 m de la provincia de Santa Fe, se encontró muy poca diferenciación de tipo y cantidad de especies minerales arcillosas entre los horizontes, a pesar de la marcada evolución pedológica, como también escasa cristalinidad de los materiales arcillosos (Panigatti, 1975, Panigatti y Mosconi, 1978/79). Se identificaron illitas, interestratificados illita-vermiculita, caolinita, cuarzo y feldespatos, mediante análisis difractométrico de rayos X, mientras que con análisis químicos específicos se determinaron valores de entre 7,0% a 24,2% para alofanos y 3,7% a 13,7% para vermiculita. La presencia de distintas especies mineralógicas en éste y otros suelos y ambientes del norte pampeano, es dubitativa, posiblemente por el grado de resolución del método difractométrico utilizado en esos años (detección por encima del 12%).

También hay información mineralógica de suelos ilimerizados proveniente de una transecta climática regional de 215 km, con Brunizems de la parte central de la provincia de Santa Fe (4 suelos) y este de Córdoba (1 suelo) (Figura 3.14) (Stephan, et al., 1977). Todos los suelos poseen rasgos de ilimerización con distinto grado de expresión y relación entre el máximo contenido de arcilla en el B / mínimo contenido de arcilla en el A, de 1,3 al oeste y 3,0 al este. Es interesante mencionar que los materiales originarios de los suelos de esta transecta poseen distintas áreas de aporte sedimentario: los suelos al oeste de Rafaela se formaron en sedimentos principalmente derivados de las sierras de Córdoba, mientras que los suelos de Esperanza y Angel Gallardo provienen de loess más fino con material proveniente de la cuenca del río Paraná. En cambio los suelos de El Tío muestran influencia de sedimentos aluviales con abundante mica del Río Segundo, traídos de las Sierras de Córdoba.

En todos los suelos hay predominancia cuantitativa de illita, con variaciones intrapedónicas. Se postula que en todos los suelos se produce meteorización más marcada en los horizontes B y también ilimerización y vertisolización. Hay correspondencia entre la variación climática y el desarrollo del horizonte B pero no con la presencia de rasgos de ilimerización, la cual es más errática. En las descripciones de campo se identifican con frecuencia los barnices, aunque la identificación de rasgos de ilimerización en las descripciones micromorfológicas es más errática. En esta transecta, los cutanes de iluviación se señalan como bien desarrollados solo en Rafaela y en otros suelos son muy escasos o están ausentes. Los cutanes se formarían tanto por ilimerización como por esfuerzos a los que hay que sumar los inmersos en la matriz generados por argiliturbación y bioturbación. En el suelo más occidental habría ilimerización escasa y débil meteorización propia de clima semiárido y presencia los cutanes arcillosos escasos, a diferencia de los suelos ubicados en las porciones más húmedas de la transecta. En el suelo Rafaela habría formación de illita pedogenética «in situ» por el decrecimiento comparativo en el contenido de minerales primarios en los horizontes B. En Esperanza los horizontes B más superficiales poseen cutanes relictos y escasos actuales y en los más profundos estos últimos son abundantes. En Angel Gallardo también hay cutanes relictos y escasos actuales y se postula cierta alteración de illita con aumento de esmectitas y caolinita. La idea de los autores es que en estos suelos actúan conjuntamente varios procesos cuya identidad se opaca por la interdependencia; hay argilipedoturbación por la cantidad de arcilla total aunque sea mayoritariamente illita. Los suelos de Santa Fe poseen entre 35 y 49 % de arcilla total en horizontes B. Se suma la variabilidad hídrica estacional, la intensa actividad biológica de bioturbación y en algunos la agricultura desde hace al menos 60 años. Posiblemente se produzca ilimerización más o menos intensa aunque no quede manifestada por los rasgos típicos.

Con respecto a la presencia y génesis de alofano en suelos de la Región Pampeana es un tema conflictivo, planteado y no resuelto. Pécora y Guedes (1966) consideran que probablemente haya alofanos, mientras que otros autores mencionan su presencia, como Iñiguez y Scoppa (1970) en la Serie Junín (Pampa Ondulada) y Panigatti, (1975) en la Serie Castellanos (Pampa Llana Santafesina).

Tabla 3.5. Mineralogía de arcillas de algunos suelos zonales. Pampa Ondulada. Provincia de Buenos Aires.

Horizonte	Prof. (cm)	Mineralogía estimada de arcillas								Arcilla (%)
		Fracción < 2mm (*)				Fracción < 2 µm				
		I	M	C	F	I (%)	M	C	F	
Serie Arroyo Dulce. Argiudol típico.										
Ap	0-14	18,7	1,1	2,2	-	85	5	10	-	22,0
A12	14-34	23,4	2,7	1,4	-	85	10	5	-	27,5
B1	45-58	21,1	4,2	2,8	-	75	15	10	-	28,1
B21t	58-77	24,4	10,2	4,1	2	60	25	10	5	40,7
B22t	77-97	20,7	5,9	-	2,9	70	20	-	10	29,5
B3	97-140	17,0	3,9	2,6	2,6	65	15	10	10	26,2
C	140-220	19,2	2,4	-	2,4	80	10	-	10	24,0
Serie Rojas. Argiudol típico.										
A12	14-30	18,9	1,2	2,3	1,2	80	5	10	5	23,7
B1	30-39	20,4	2,5	1,3	1,3	80	10	5	5	25,5
B21t	39-60	23,1	8,9	1,8	1,8	65	25	5	5	35,5
B22t	60-82	20,9	4,2	2,8	2,8	75	15	10	10	27,8
B3	82-104	11,8	2,5	0,8	1,7	70	15	5	10	16,9
C	104-210	10,1	1,4	1,4	1,4	70	10	10	10	14,4
Serie Saforcada. Hapludol éntico.										
Ap	0-16	7,2	0,9	-	0,4	85	10	-	5	8,5
A1	16-38	7,1	0,9	0,9	0,5	75	10	10	5	9,5
AC	38-73	6,6	0,9	0,9	0,4	75	10	10	5	8,8
C	73-140	6,4	0,8	0,4	0,4	80	10	5	5	8,0

*Íñiguez y Scoppa, 1970. I: illita, M: montmorillonita, C: caolinita, F: feldspato. *Calculado por los autores de este libro.*

Mineralogía y fertilidad

La reconocida alta fertilidad de los suelos pampeanos de Argentina responde a dos aspectos, por un lado las propiedades mineralógicas que constituyen su reserva potencial y activa y por otro, la naturaleza de su génesis. La evidencia inicial fue el rendimiento y la calidad de cereales, oleaginosas y pasturas, y luego los estudios realizados en los mismos y en los suelos, tales como en contenidos de nutrientes, materia orgánica, texturas, espesor de horizontes, desarrollo de perfiles, etc.

Los estudios mineralógicos demostraron la presencia de mezcla de arcillas illíticas, esmectíticas y caoliniticas. Los suelos con esta «mezcla» de arcillas se ven favorecidos en su fertilidad, condiciones físicas y productividad, porque esa mezcla natural de coloides minerales, sumado al elevado contenido de limo fino, participa

con sus propiedades individuales y reduce o elimina las propiedades desfavorables de aquellos suelos donde predomina ampliamente un tipo de arcilla. Los suelos tienen un elevado contenido de K atribuible a illita e interestratificados illita-vermiculita, buena capacidad de retención de agua útil y alta CIC por la presencia de las arcillas mencionadas y alofanos si es que están presentes.

Por otro lado, la génesis específica de los suelos pampeanos, típica de regiones templado-húmedas, se puede comparar con suelos de climas diferentes como Ultisoles y Oxisoles. Cabe mencionar otra vez que cálculos realizados en un Argialbol típico de la Pampa Llana Santafesina (Serie Castellanos, franco limosa), establecieron que se necesitó 1,05 m de material original para formar un m de suelo. Este hecho permite inferir que es un suelo muy fértil porque casi todo el

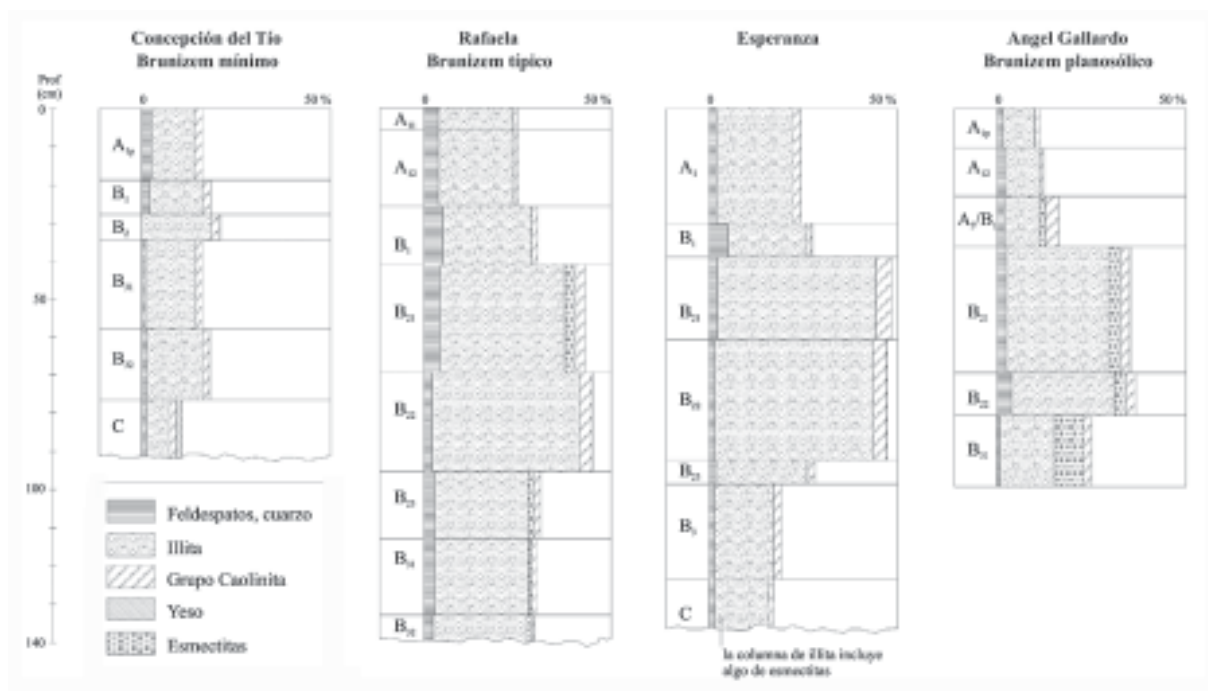


Figura 3.14. Composición y distribución mineralógica de arcilla en los suelos de una climosecuencia en las provincias de Santa Fe y Córdoba (fracción menor de 2 mm). Stephan et al., 1977.

material original (loess) rico en nutrientes, permanece en la zona radicular. Comparando con un Paleudult típico, la Serie Dunmore, franco limosa (Tennessee, USA), donde se necesitaron más de siete metros del material original para generar un metro de suelo, indicaría que en este caso solo permanecen en la zona radicular los materiales muy resistentes a los procesos pedogenéticos. Esas diferencias permiten hipotetizar que la riqueza del suelo pampeano se basa en que gran parte de las propiedades del material original se conserva en la zona de mayor actividad de raíces, en contraposición con suelos del noreste de la Argentina cuya evolución genética conduce a menor grado de fertilidad natural para la vegetación prístina y menos aún para los cultivos (Panigatti, 1975).

Familia mineralógica

La Familia mineralógica es un concepto taxonómico no relacionado directamente al proceso de ilimerización, que se puede vincular mediante la idea generalizada que el horizonte argílico está mejor expresado morfológicamente en las Familias con clase por tamaño de partícula francas que en las finas, debido a la menor cantidad de arcilla de las primeras y a la baja conductividad hidráulica de las segundas. De ser así, estaría mejor expresado en las clases franca fina que en las finas. Por ejemplo, como ocurre en dos Series representativas de la Pampa Húme-

da, Argiudoles típicos bien drenados: la Serie Rojas es franca fina porque tiene 32% de arcilla en la sección de control de Familia, con barnices muy abundantes en el Bt1 y la Serie Pergamino es fina porque posee 41% de arcilla en la sección de control con barnices abundantes en los Bt1 y Bt2 (Tabla 3.6). Si se considera la relación entre % de arcilla del B/% de arcilla del A como un grado de expresión del horizonte argílico, la hipótesis no es correcta ya que es en Serie Rojas: 1,32 y en Pergamino 1, 72.

Por otra parte, en los suelos con rasgos de ilimerización (Molisoles y Alfisoles) que se encuentran clasificados en Familias mineralógicas de la Pampa Ondulada de la provincia de Buenos Aires (Moscatelli et al., 1985), se observa que hay una correspondencia biunívoca entre la clase por tamaño de partículas y la clase mineralógica tal que las clases finas son illíticas y las francas finas son mixtas; posiblemente sea así en algunos casos, pues gran parte del territorio provincial posee herencia sedimentaria illítica. De todas maneras, es interesante mencionar que hay una tendencia nacional a denominar con clases illíticas, a suelos que poseen clase por tamaño de partícula fina, posiblemente con insuficiente información mineralógica. Quizás este hecho surja de la escasa información mineralógica general, y se apele por extensión al hecho que algunos trabajos mineralógicos de suelos pampeanos muestran la predominancia de illita

sobre otros argilominerales. En consecuencia, los autores de este libro consideran apropiado mencionar tentativamente a la Familia como «mixta», e incorporar un signo de interrogación, o no clasificar mientras no exista la información necesaria. Claro está que la clase mixta puede calificar a materiales finos y más gruesos, y en ese caso la calificación es indefinida.

En la Pampa Ondulada de la provincia de Buenos Aires todos los Argiudoles que poseen Familias con clase por tamaño de partículas fina (12 Series los típicos; 1 Serie los ácuicos, 1 Serie los vérticos), son illíticas; en cambio aquellos con clases limosa fina (4 Series los típicos, 1 Serie los ácuicos), y franco fina (8 Series los típicos, 4 Series los ácuicos), son todas mixtas. Igualmente ocurre con los Hapludoles que poseen clases por tamaño de partículas limosa fina, franca fina, franca gruesa, (Moscatelli, et al., 1985). Según estos autores, los suelos de la Pampa Ondulada poseen Familias mineralógicas cada vez más gruesas en sentido este-oeste, relacionadas a la granulometría creciente de los sedimentos loéssicos en esa dirección, desde fina a franca fina y gruesa; las Familias limosas se vinculan a cuencas cerradas, y dicen que «La diferenciación a nivel de Familia surge exclusivamente por la aplicación de los criterios de clases texturales y su correlativa clase mineralógica». Es posible pre-

guntarse cuál es la correlativa clase mineralógica de las clases texturales. Claramente se deduce que la clase mineralógica illítica se determina, al menos para la Pampa Ondulada solo a partir de la clase por tamaño de partícula fina. Los suelos del norte de la Región Pampeana son clasificados como «mixtos» a nivel mineralógico, por algunas evidencias e inferencias (Panigatti 1975; 1980; Panigatti y Mosconi 1978/9).

La Tabla 3.6 contiene Familias con clases por tamaño de partículas y mineralógica de suelos bien drenados y representativos de las provincias de Buenos Aires y Córdoba. En las Familias de la Pampa Ondulada se observa disminución de arcilla en la sección de control de Familia a medida que disminuye la relación de tenor de arcilla entre el B y el A y cambio de clase por tamaño de partículas de fina a franca fina aunque la granulometría general es similar (clase textural del horizonte C: franco limosa).

Propiedades físicas

Granulometría

En suelos de pradera, cuando están desarrollados en materiales originarios homogéneos, el proceso de ilimerización genera la redistribución

Tabla 3.6. Familias en Argiudoles típicos. Provincias de Buenos Aires y Córdoba

Serie	Arcilla (%)		Familia (clases)		Clase textural horizonte C
	Sección de control	Relación B/A	Tamaño de partículas	Mineralógica	
Pampa Ondulada					
Pergamino*	41,1	1,81	Fina	Illítica	Fr.lim.
Arroyo Dulce*	39,6	1,66	Fina	Illítica	Fr.lim.
Rojas*	31,6	1,32	Limosa fina	Mixta	Fr.lim.gr.
Marcos Juárez**	33,4	1,33	Limosa fina		Fr.lim.
Hansen**	29,8	1,30	Limosa fina		Fr.lim.
Monte Buey**	30,0	1,24	Limosa fina		Fr.lim.
Area Serrana					
Tandil***	41,7	1,42	Fina	Illítica	Fr.
Pampa Interserrana					
Laprida***	34,3	1,27	Limosa fina	Mixta	Fr.

* Hoja Pergamino(3360-32), INTA, 1972.

**Hoja Marcos Juárez (3363-17), INTA, 1978.

***Hoja Pedro Lasalle (3760-32), INTA, 1995. Clase fina: 35-60% arcilla en fracción <2 mm; clase limosa fina: <15% arena fina o más gruesa y 18-35% de arcilla (Taxonomía de Suelos, 1999). Relación B/A calculada por promedios ponderados de Horizontes B2 y A.

de partículas de tamaño arcilla que se manifiesta en el perfil del suelo por tenores relativamente bajos en los horizontes A y C y una acumulación en los horizontes B. Hay varios procesos que pueden conducir a esta reorganización del material fino: a) los productos solubles de meteorización de los minerales de horizontes superiores se movilizan en solución y precipitan en horizontes subsuperficiales como minerales de arcillas, b) los minerales de arcillas se forman por meteorización mineral «in situ» en los horizontes B, y c) las partículas de arcilla se muevan en suspensión por agua percolante hacia abajo. Claro está que el último origen es el más fácil de verificar, y uno de los métodos es la utilización de relaciones granulométricas.

Considerando la hipótesis que las fracciones granulométricas más finas de arcilla se desplazan más fácilmente, se utiliza la relación entre fracciones de arcilla tales como arcilla fina a arcilla total, como se explicó anteriormente. Hay numerosas investigaciones que utilizan esta relación y muestran que en suelos degradados el tenor de arcilla total en el interior de los agregados de horizontes Bt1 y Bt2 es semejante, aunque en la superficie de los agregados es diferente, ya que en el Bt1 hay menor cantidad de arcilla total y mayor relación arcilla gruesa a arcilla fina (Birkeland, 1984).

En Argentina es un tema que tuvo algún atractivo en los años 70 y 80 cuando surgió el auge del conocimiento de los suelos de la Región Pampeana mediante métodos con mayor poder de resolución que los de campo. A partir de un trabajo de Scoppa (1978), se instaló la idea que los horizontes iluviales pampeanos poseían enriquecimiento de arcillas finas, pero los trabajos donde se separan subfracciones de arcilla son escasos (Pazos, 1984; Villegas et al., 1998).

En transectas regionales en sentido Este-Oeste de la Región Pampeana se relaciona la textura más gruesa de los sedimentos junto a la disminución del aporte hídrico en ese sentido con la disminución del grado de ilimerización (Stephan, et al., 1977; Scoppa, 1978-79). También se han observado variaciones granulométrico composicionales regionales (Scoppa, 1976; Morrás, 2003), tanto en la fracción fina como gruesa, vinculadas a la presencia de sedimentos aportados por el escudo brasileño en el área nororiental, y por las sierras pampeanas en el área noroccidental.

La composición granulométrica de los materiales superficiales presenta variaciones generales

entre franca limosa, franco a franco arcillo limosa y el tamaño de grano tiende a disminuir en dirección O-SO a E-NE. También se registran variaciones según se consideren sedimentos pedogenizados o no. En el área oeste y sud-este de la Región Pampeana los sedimentos suelen ser comparativamente más gruesos con fracciones predominantes entre 3 y 4 ϕ (arena muy fina) y fracción modal entre 4 y 5 ϕ (limo grueso). Los horizontes pedogenizados son más finos, tienden a ser bimodales y las modas entre 11 y 12 ϕ suelen ser fuertes. El área E y NE de la Región Pampeana posee sedimentos más finos con texturas franco limosas, franco arcillo limosas y moda entre 5-6 ϕ .

Propiedades químicas

El incremento de arcilla de los horizontes argílicos influye de diversas maneras en otras propiedades del suelo. La presencia de rasgos de iluviación de arcilla tiene implicancias en la nutrición vegetal. Las raíces que se desarrollan en horizontes argílicos se extienden preferentemente sobre las caras de los agregados más que dentro de éstos. De esta manera, los barnices que recubren los agregados poseen contenidos mayores de N, P y K que en el interior, y así proveen una dotación adicional de nutrientes.

En la Tabla 3.7 se presentan algunas propiedades seleccionadas de los horizontes Bt o B más superficiales de distintas subregiones de la Región Pampeana tomados de las Cartas de Suelos del INTA. Dentro de las propiedades físico-químicas o químicas hay que destacar la capacidad de intercambio catiónico (CIC), por su relación con la fertilidad potencial y la capacidad de «amortiguación» con respecto a los contaminantes. En la Región Pampeana esta propiedad aumenta de manera apreciable en los horizontes B, donde casi siempre alcanza el valor máximo del perfil, compensando marcadamente el aumento de arcilla a la disminución de materia orgánica. Los valores mayores se encuentran en Vertisoles y Subgrupos vérticos de Entre Ríos con promedios muy altos (algo superiores a 40 cmolc/kg), sin mayores diferencias entre ambas agrupaciones de suelos. En esta provincia, se observa una relación CIC/arcilla cercana a 1,0 en los horizontes B de Vertisoles y Subgrupos vérticos, que señala la participación de esmectitas, comparada con Bt de suelos no vérticos donde es de 0,7.

Valores elevados, aunque menores a los de Entre Ríos, se encuentran en la Pampa Deprimida (33

Tabla 3.7. Parámetros estadísticos de propiedades físicas y químicas seleccionadas en horizontes B. Provincias de Buenos Aires, Santa Fe, Córdoba y Entre Ríos.

Parámetros estadísticos	arcilla (%)	CIC (cmol kg ⁻¹)	Relación CIC/arcilla	Materia orgánica (%)		pH (pasta)	K interc. (cmol kg ⁻¹)
				Primer B	Todo los B		
Pampa Ondulada Norte (Santa Fe) 13 series, 35 horizontes. Argiudoles típicos, ácuicos y vérticos INTA MAG Santa Fe, 1988b							
Promedio	39,2	27,8	0,72	1,14	0,78	6,2	2,4
Intervalo	26,0-51,6	21,4-36,4	0,51-1,03	0,88-1,60	0,24-1,60	5,5-6,9	0,7-4,3
C.V. (%)	17,0	12,2	7,2	17,5	44,9	5,0	40,0
Pampa Ondulada Centro (Buenos Aires) 11 series, 21 horizontes. Argiudoles típicos, ácuicos y vérticos INTA, 1972, 1974b							
Promedio	38,5	28,0	0,74	1,19	0,92	5,9	2,0
Intervalo	24,5-60,2	18,4-37,4	0,50-0,90	0,88-1,67	0,34-1,67	5,1-6,5	1,2-3,2
C.V. (%)	24,1	18,9	16,2	16,8	36,9	5,9	21,0
Pampa Llana Cordobesa. 9 series, 13 horizontes (argílico, nátrico y cámbico con evidencias de ilimerización) INTA, SMAGyRR, 1987							
Promedio	25,4	18,9	0,80	1,25	0,43	6,9	2,3
Intervalo	19,1-41,8	15,7-22,9	0,50-1,22	0,91-1,70	0,17-0,85	5,6-8,1	0,9-3,4
C.V. (%)	32,9	12,2	27,5	28,0	67,4	12,2	30,0
Pampa Arenosa. Horizontes argílicos (15 series, 33 horizontes) INTA, 1992b. Cartas de Suelos Hojas 3560-28 (Saladillo) y 3560-29 (Roque Pérez) (INTA, inéditas)							
Promedio	32,5	22,4	0,69	0,56	0,49	6,8	2,5
Intervalo	21,1-60,2	12,8-35,0	0,44-0,96	0,05-1,09	0,05-1,09	5,8-8,5	1,2-3,8
C.V. (%)	2,2	27,7	18,8	44,6	51,0	11,9	26,4
Pampa Arenosa. Horizontes nátricos (21 series, 33 horizontes) INTA, 1992b. Cartas de Suelos Hojas 3560-28 (Saladillo) y 3560-29 (Roque Pérez) (INTA, inéditas)							
Promedio	28,1	23,0	0,85	0,51	0,45	8,1	3,2
Intervalo	14,6-44,1	11,5-33,8	0,53-1,38	0,09-1,25	0,07-1,25	7,1-9,0	1,3-7,7
C.V. (%)	29,4	26,4	24,7	60,8	68,9	6,3	43,8
Pampa Deprimida. Horizontes nátricos (17 series, 24 horizontes) Cartas de Suelos Hojas 3760-5 (Las Flores), 3760-6 (Casalins), 3760-11 (Martín Colman) (INTA, inéditas)							
Promedio	46,0	32,1	0,71	1,13	0,56	8,4	2,8
Intervalo	29,5-68,1	22,4-54,7	0,46-1,02	0,21-1,68	0,20-0,82	7,2-9,8	0,9-4,8
C.V. (%)	23,3	25,6	19,7	37,2	41,1	7,4	35,0
Pampa Interserrana y Sierras de Tandil y Ventania. (23 perfiles de Argiudoles típicos y líticos, 32 horizontes) INTA, 1989,							
Promedio	37,3	27,7	0,75	1,79	1,56	6,5	1,8
Intervalo	26,3-47,8	16,1-36,6	0,47-0,99	0,70-3,72	0,50-3,72	5,8-8,5	0,60-3,3
C.V. (%)	15,9	15,8	18,7	46,4	53,8	8,5	43,3
Entre Ríos. Horizontes argílicos de Vertisoles y subgrupos vérticos (18 series, 36 horizontes) INTA -Gov. Entre Ríos (1980), Carta Departamento Paraná (INTA, inédita)							
Promedio	45,8	42,9	0,94	2,40	2,01	7,3	0,9
Intervalo	33,5-60,4	31,4-48,5	0,73-1,14	1,40-3,67	0,70-3,67	6,3-8,3	0,4-1,5
C.V. (%)	12,6	9,5	10,6	27,1	34,3	7,8	23,3

cmolc/kg en promedio) que se corresponden con los altos tenores de arcilla (46% promedio), aunque con menor participación de arcillas esmectíticas ya que la relación CIC/arcilla es del orden de 0,7. También hay valores de CIC que entran en la categoría de «altos» en la Pampa Ondulada y Pampa Interserrana, con promedios del orden de los 27 cmolc/kg. Los niveles menores se encuentran en la Pampa Arenosa y la Pampa Llana Cordobesa con promedios ligeramente superiores e inferiores a 20 cmolc/kg, respectivamente. En ambas regiones la relación CIC/arcilla promedio oscila entre 0,7 y 0,8.

Al igual que la CIC, la materia orgánica alcanza los valores más altos en Vertisoles y Subgrupos vérticos de la provincia de Entre Ríos, con valores promedios del orden de 2,5%, a pesar de que estos componentes no tendrían incidencia significativa en el valor de CIC, como indican Heredia et al., (2004) mediante análisis estadísticos. Este hecho se atribuye a la presencia de complejos arcillo-húmicos estables, que según estos autores son poco afectados por el manejo. Los valores menores de materia orgánica se han observado en la Pampa Arenosa donde el promedio no llega a 1%, tanto en horizontes argílicos como nátricos, que no muestran diferencias apreciables. El valor bajo se atribuye a las texturas más gruesas que favorecen la mineralización y la mayor profundidad en que se encuentran los horizontes Bt, particularmente en los Subgrupos taptó. En el resto de las subregiones, la materia orgánica tiene valores promedio entre 1 y 2% en el horizonte Bt más superficial.

Los suelos de la Región Pampeana se encuentran en general bien provistos de potasio intercambiable derivado de los materiales originales, donde tienen importante participación los feldespatos potásicos, micas y arcillas ilíticas. Sin embargo, Morrás y Cruzate (2001) señalan variaciones de la fracción «cuasi-total» (K_2O) al procesar datos históricos del Ministerio de Agricultura; los valores más bajos se encuentran en el E de Entre Ríos y los más altos en la Región Pampeana situada al norte del paralelo 34°S. En los 10 cm superiores de Molisoles de las Series Ramallo y Marcos Juárez y otros suelos de Argentina se encontró que el potasio intercambiable está principalmente relacionado a las características texturales y mineralógicas de cada fracción textural. Así en Ramallo las fracciones arcilla, limo y arena contribuyen al 83, 14 y 2,3% del K intercambiable y el 67, 26, y 4,2% del potasio no intercambiable (Zubillaga y Conti, 1994). El potasio intercambiable no muestra tendencias

definidas de distribución en profundidad y no decrece en ese sentido como otros nutrientes asociados a la fracción orgánica. A veces en los horizontes B se encuentra mayor concentración. Este K representa una reserva que las raíces aprovechan, reciclando y depositándolo en la superficie con los rastrojos. La mayoría de los granos reciclan la mayor parte del K absorbido ya que exportan menos del 20 %; una excepción es la soja que exporta alrededor del 60 %. Los niveles más altos de K intercambiable se encontraron en B nátricos de la Pampa Deprimida y Pampa Arenosa, con valores de alrededor de 3 cmolc/kg (1170 ppm) y los menores en Entre Ríos, con promedios ligeramente inferiores a 1 cmolc/kg. Sin embargo, este valor está por encima de los 100-200 ppm, niveles considerados adecuados para obtener altos rendimientos (Melgar y Castro, 2006).

El pH de los horizontes B argílicos suele ser más alto que el de los horizontes suprayacentes. Una de las causas es la disminución del efecto acidificante de la materia orgánica. También influye el aumento de saturación con bases, causado en muchos casos por la presencia de carbonato de calcio en distintas formas (horizontes Btk). Los valores promedio de pH en las distintas subregiones de la Región Pampeana no muestran variaciones considerables, oscilando entre 7,3 en Entre Ríos y 6,2 en la Pampa Ondulada Norte. Los horizontes nátricos son dominantes en la Pampa Deprimida y la Pampa Arenosa, con pH de 8,4 y 8,1, respectivamente, con PSI de alrededor de 40 %.

Clasificación

Como se mencionó, el proceso de ilimerización no se diferenciaba del de podzolización en las primeras clasificaciones. En consecuencia, muchos de los suelos con iluviación de arcilla incluían bajo los términos *podzol*, *podzólico*, *podzolizado*. Así, la clasificación de EE.UU. de 1938 (Baldwin et al., 1938) y reconocieron (Thorpe y Smith, 1949) los suelos lixiviados de regiones templadas como *gris-pardo podzólicos* («Grey-brown podzolic soils»), y los de regiones más cálidas como *rojo-amarillo podzólicos* («Red-yellow podzolic soils»). Estos suelos corresponden a los órdenes Alfisol y Ultisol, diferenciados por la saturación en bases, (≥ 35 % en el primero y < 35 % en el segundo). La presencia de arcilla iluvial se denotaba mediante el adjetivo «textural» aplicado a los horizontes B. Se identificaban así por ejemplo a Brunizem con B textural y sin B textural. En algunos casos se utilizaban los términos «lixiviado» o «degra-

dado» (por ej. Chernozem lixiviado) para hacer referencia a la presencia de un horizonte de acumulación de arcilla iluvial.

El sistema Taxonomía de Suelos («Soil Taxonomy»)

En la 6ª. Aproximación (Soil Survey Staff, 1958) del sistema de clasificación de EE.UU. ya se había establecido el horizonte de diagnóstico «*argílico*» como horizonte subsuperficial de acumulación de arcilla iluvial. En dicha Aproximación ya estaban esbozados 10 Ordenes de suelos, los cuales aún no habían recibido nombres y se los indicaba numéricamente de 1 a 10. Dos de ellos, los Ordenes 7 y 8, debían incluir tal horizonte, con una saturación con bases superior e inferior al 35%, respectivamente (Papadakis, 1960). La 7ª Aproximación de 1960 (Soil Survey Staff, 1960) y los sucesivos suplementos (por ej., Soil Survey Staff, 1967), tuvieron mayor difusión y comenzaron a utilizarse de manera sistemática en Argentina. En esa versión, el horizonte argílico era definido sobre la base de: 1) espesor; 2) evidencias de iluviación de arcilla (revestimientos de arcilla en caras de agregados, etc.) y 3) incremento en el contenido de arcilla respecto a los horizontes eluviales. Estas exigencias se han mantenido, con ligeras modificaciones, en versiones posteriores. En la última versión de la Taxonomía de Suelos (Soil Survey Staff, 2007) el horizonte argílico debe poseer las siguientes propiedades:

1. Espesor

1.1 $\geq 7,5$ cm o 1/10 del espesor de todos los horizontes suprayacentes, según cual sea mayor, si el horizonte argílico pertenece a las clases de tamaño de partículas franca fina o gruesa, limosa fina o gruesa, fina o muy fina

1.2. ≥ 15 cm, si las clases son arenosa o esquelética arenosa, o

1.3. Si está compuesto de lamelas, cada lamela debe tener $\geq 0,5$ cm de espesor y el conjunto de ellas debe sumar 15 cm o más.

2. Evidencias de iluviación de arcilla en alguna de las siguientes formas:

2.1. Arcilla orientada formando puentes entre granos de arena, o

2.2. Revestimientos de arcilla en poros, o

2.3. Revestimientos de arcilla en caras verticales y horizontes de agregados, o

2.4. Cuerpos de arcilla orientada que ocupan 1 % o más de un corte delgado

2.5. Si el COLE es $\geq 0,04$ y si hay estaciones húmedas y secas bien diferenciadas, la relación arcilla fina/arcilla total del horizonte iluvial es 1,2 mayor que la relación del horizonte eluvial. Este punto se incluyó para contemplar eviden-

cias alternativas de iluviación de arcilla, cuando los revestimientos son destruidos por movimientos de expansión-contracción.

3. Incremento de arcilla

Si existe un horizonte eluvial y no hay discontinuidad litológica entre él y el horizonte iluvial y ninguna capa arada sobreyace al horizonte iluvial, éste debe incrementar la arcilla total, dentro de una distancia vertical de 30 cm o menos, de la siguiente manera:

Si el sector eluvial tiene menos de 15% o más de 40% de arcilla, el incremento de ésta debe ser igual o mayor a 3% u 8% (valor absoluto), respectivamente. Si tiene entre 15 y 40% de arcilla, el incremento debe ser 1.2 veces o más.

Un tipo especial de horizonte argílico es el nátrico, que incluye a aquellos horizontes argílicos que poseen:

1) $\geq 15\%$ de Na intercambiable (o una relación de adsorción de sodio ≥ 13) dentro de los primeros 40 cm del horizonte; si estos valores se encuentran dentro de los primeros 200 cm del suelo mineral, el horizonte puede ser nátrico si la suma de Mg + Na intercambiables es mayor que la suma de Ca + acidez de intercambio (a pH 8,2), y

2) columnas o prismas que pueden romper en bloques, o bien bloques y materiales eluviales con granos de limo o arena sin revestimientos que se extienden más de 2,5 cm dentro del horizonte.

Otros horizontes de diagnóstico subsuperficiales, que pueden contener arcilla iluvial son (definiciones simplificadas):

Ágrico (Latín *ager*, campo cultivados). Horizonte formado bajo cultivo que puede contener cantidades importantes de limo, arcilla y humus iluviales; descrito en el sudeste de la Región Pampeana por Pazos (1989) en un Solonetz solodizado, al que propone denominar Natrudol abrupto ágrico.

Glósico: (Griego: *glossa*, lengua). Horizonte formado por degradación de un horizonte argílico, kándico o nátrico. Debe tener ≥ 5 cm de espesor y se compone de: a) una parte eluvial de materiales álbicos que constituyen entre el 15 y 85% del horizonte y 2) una parte iluvial con restos de un horizonte argílico, nátrico o kándico.

Kándico: (de *kandita**) es un horizonte de acu-

*nombre que proviene de la combinación de las primeras letras de los principales minerales de arcilla de este grupo: kaolinita, nacrita y dickita

mulación de arcillas del tipo 1:1 o *kanditas*. Debe tener una CIC ≤ 16 cmolc/kg de arcilla y el incremento de arcilla respecto al horizonte superficial debe ser: $\geq 4\%$ (absoluto), $\geq 20\%$ (relativo) o $\geq 8\%$ (absoluto) para contenidos de arcilla del horizonte superficial de: $< 20\%$, $20-40\%$ o $> 40\%$, respectivamente. Este horizonte se identificó solamente en las provincias de Misiones y Corrientes (Ligier et al., 2001).

El Sistema Taxonomía de Suelos incluye dos Ordenes en los que es necesario la evidencia de acumulación de arcilla iluvial: *Alfisolos* y *Ultisolos*, evidenciada por la presencia de los horizontes de diagnóstico argílico, nátrico o kándico, o en algunos casos, fragipán con barnices de arcilla.

Otros Ordenes en los que podría existir horizontes argílico o nátrico son: Molisolos (Grandes Grupos Argi-, Natr-, Pale-) y Aridisolos (Suborden Argid). En los Vertisolos la presencia de horizonte nátrico está contemplada en los Natracuertes, pero el horizonte argílico no está específicamente indicado en ningún taxón de este Orden. En las provincias de Entre Ríos y Buenos Aires la presencia de este horizonte de diagnóstico en los Vertisolos es común; por ello en la primera de estas provincias se elaboró una clasificación ad hoc (véase capítulo 5). Es posible también la presencia de horizonte argílico en Gelisolos, Espodosol y Andisolos.

El horizonte kándico se puede encontrar en algunos Oxisolos. El horizonte glósico está principalmente representado en los Alfisolos a nivel de Gran Grupo (Glosacualf, Glosudalf, etc.) y de Subgrupo (Natracualf glósico y álbico-glósico). En los Molisolos está sólo en dos Subgrupos de los Natrudol (glósico y glósico-vértico).

El sistema WRB («World Reference Base for Soil Resources»)

El sistema WRB (IUSS Working Group WRB, 2006) posee tres horizontes de diagnóstico que reflejan el proceso de ilimerización. El principal es el horizonte *árgico*, cuyas características coinciden en gran parte con el horizonte argílico. Los otros horizontes son el *nátrico*, que posee características similares a Taxonomía de Suelos, y el *nítico*, que posee una estructura poliédrica o nuciforme bien desarrollada con caras de agregados brillantes que pueden atribuirse parcialmente a iluviación de arcilla; tiene moderada a baja CIC que refleja la dominancia de minerales de arcilla 1:1 (caolinita, haloisita, metahaloesita).

Los suelos clasificados en el primer nivel (Grupos

de Referencia) que deben poseer alguno de estos horizontes de diagnóstico se indican a continuación de acuerdo con el Orden de la correspondiente clave:

Solonetz. Suelos con horizonte nátrico

Nitisolos. Suelos con horizonte nítico

Albeluvisol. Suelos con horizonte árgico con lenguas albelúvicas (materiales lixiviados de arcilla y Fe) en su parte superior.

Alisolos. Suelos con horizonte árgico con CIC ≥ 24 cmolc/kg de arcilla. Saturación con bases $< 50\%$

Acrisolos. Suelos con CIC < 24 cmolc/kg. Saturación con bases $< 50\%$

Luvisol. Suelos con horizonte árgico con CIC de ≥ 24 cmolc kg⁻¹ de arcilla.

Lixisol. Suelos con horizonte árgico.

Otros suelos que pueden tener horizonte árgico (con CIC ≥ 24 cmolc/kg de arcilla) se indican en el segundo nivel taxonómico con el calificador grupo I «*lúvico*». Dichos suelos son: Tecnosol, Gleisol, Nitisol, Planosol, Stagnosol, Chernozem, Kastanozem, Phaeozem y Durisol. Los Gipsisol y Calcisol pueden tener horizonte árgico siempre que esté impregnado con yeso o carbonato de calcio, respectivamente. Se incluye también el calificador grupo II «*profúndico*» en los Alisol, Acrisol, Luvisol y Lixisol para indicar un horizonte árgico cuyo contenido de arcilla no disminuye en más del 20% respecto al máximo en los primeros 150 cm. Equivale a los grandes grupos «*pale*-» de Alfisol, Ultisol, Molisol y Aridisol de la Taxonomía de Suelos (Paleudol, Paleargid, etc.).

Otras clasificaciones

La nueva clasificación francesa (*Référentiel Pédologique Français*) reconoce a la iluviación de arcilla en el horizonte B textural que caracteriza a los *Luvisol*, un «agrupamiento principal de referencia» que incluye las siguientes suelos («referencias»): *Luvisol típicos*, *degradados*, *dérmicos* y *truncados* y *Neoluvisol*. También se la considera en los *Sodisol solonéticos* y *solódicos*.

En la clasificación de Brasil al horizonte B argílico se lo denomina *B textural* y se encuentra en los siguientes órdenes: *Alissol* (alto contenido de aluminio); *Argissol* (arcillas de baja actividad) y *Luvisol* (alta saturación en bases). También se puede encontrar en los *Planossol* (gran contraste textural).

La clasificación de suelos del Uruguay posee el horizonte diagnóstico subsuperficial «argilúvico» que caracteriza a dos órdenes (nivel más alto): 1)

Orden III: *Suelos saturados lixiviados* que agrupa a dos grandes grupos: *Argisoles* y *Planosoles*, ambos con un horizonte Bt de máximo desarrollo o «argipán», al que le sobreyace en el caso de los *Planosoles* un horizonte A2 (E) bien expresado y 2) Orden IV: *Suelos desaturados lixiviados*, que incluye dos grandes grupos: *Luvisoles* y *Acrisoles*, diferenciados por el grado de desaturación, mayor en los segundos. A niveles taxonómicos más bajos, se califican con el adjetivo «lúvico» a otros grandes grupos que pueden contener el horizonte argilúvico tales como *Brunosoles*, *Vertisoles* y *Gleysoles*. Otros suelos que tienen un horizonte argilúvico con acumulación de sodio intercambiable (horizonte nátrico) son: *Solonetz*, *Solonetz solodizados* y *Solod*.

El sistema canadiense reserva el Orden (primer nivel) «Luvisólico» para suelos que tienen un horizonte subsuperficial con evidencias de acumulación de arcilla. La clasificación de Australia incluye tres órdenes de suelos con horizontes de acumulación de arcilla (*B texturales*), los que poseen un contraste textural abrupto con el horizonte eluvial. Se los diferencia por las características de la parte superior de dicho horizonte: *Kurosol* (fuertemente ácido, pH <5,5), *Sodosol* (sódico) y *Chromosol* (no fuertemente ácido). En la clasificación de Alemania la argiluvación (*Tonverlagerung*) está representada sobre todo en los suelos *Parabraunerde*.

Después que el proceso de argiluvación se diferenció del de podzolización, particularmente desde la edición de la 7ª. Aproximación, las diferentes clasificaciones reconocieron la presencia de los horizontes de acumulación de arcilla iluvial y se establecieron unidades taxonómicas a distintos niveles para incluirlos. El reconocimiento de estos suelos fue más o menos rápido y generalizado pues se advertía su importancia para los estudios de génesis así como desde el punto de vista aplicado por sus implicancias en el movimiento de agua y el crecimiento de las raíces.

Suelos con horizontes argílicos de la Región Pampeana

El proceso de ilimerización tiene amplia difusión en la Región Pampeana. Se trató al comienzo del capítulo y aquí se presenta una síntesis de su distribución. El horizonte argílico, manifestación concreta de dicho proceso, se encuentra más desarrollado hacia el este de la región, principalmente en el área de influencia del régimen údico. En el centro, N y NO de la provincia de Buenos Aires y S de Santa Fe alcanzan considerable difu-

sión los suelos poligenéticos con horizontes argílicos sepultados por material reciente (*Hapludoles* tpto-árgicos y tpto-nátricos), tema comentado anteriormente.

La ausencia de horizonte B argílico en zonas donde las precipitaciones serían favorables para su formación, puede ser atribuida a varias causas:

- Manto rocoso u horizonte petrocálcico cercano a la superficie (sistema de Tandilia y Ventania, SE de la provincia de Buenos Aires).
- Materiales excesivamente gruesos (dunas costeras).
- Exceso de agua en el perfil durante períodos prolongados (delta del río Paraná).
- Acumulación de materiales a intervalos frecuentes (llanuras aluviales).
- Alta evapotranspiración.
- Concentración de precipitaciones en los meses de mayor ETP (límite N de la Región Pampeana, NE de Córdoba y NO de Santa Fe).
- Acción floculante del carbonato de calcio (*Haprendoles* de la provincia de Buenos Aires).

En la **Pampa Llana Cordobesa** la presencia de horizonte argílico y nátrico no está muy difundida. Se encuentra principalmente en sectores deprimidos del paisaje con mayor aporte hídrico local y, con frecuencia, tenores elevados de sodio de intercambio que favorecen la translocación de coloides. Algunos de los suelos son *Natralboles* típicos, *Albacualfes* típicos y *Natracualfes* álbicos con contenidos de arcilla de alrededor de 20%, relación arcilla B/arcilla horizontes eluviales que escasamente superan el valor límite de 1,2 y barnices arcillo-húmicos comunes o abundantes. Existen además suelos con mejor drenaje interno, situados en posiciones ligeramente deprimidas, que poseen horizonte argílico (*Argiustoles*) y cubren una superficie aproximada de 7.600 km².

Sin embargo, el proceso de ilimerización se ha desarrollado en una superficie superior de la que surge de cuantificar sólo los suelos con horizonte argílico y nátrico. Así, se describen varias Series de suelos con evidencias bien definidas de iluvación de arcilla (barnices arcillosos o arcillo-húmicos comunes), que no reúnen las exigencias taxonómicas ya que la relación de arcilla entre horizontes eluviales e iluviales es ligeramente inferior a 1,2. Estos suelos son generalmente *Haplustoles* típicos (por ej.: Series *Manfredi*, *Las Isletillas*, *La Reina*), con horizontes cámbicos (*Bw*, antes *B2*) cuyo espesor varía de 25 a 50 cm, estructura prismática, contenidos de arcilla entre 20 a 35%.

En la **Pampa Llana Santafesina** los suelos dominantes de sectores elevados son los Argiudoles típicos y ácuicos. Los horizontes argílicos están bien expresados mediante barnices abundantes o comunes en mayoría de los casos. Tienen un espesor entre 40 a 65 cm, generalmente subdivididos en dos subhorizontes. Los contenidos de arcilla varían entre 35 y 50%, con una relación de arcilla B/A que varía entre 1,6 y 2,2 con promedio de alrededor de 2,0.

En la **Pampa Ondulada** la argiluviación está en general bien expresada, dominando los Argiudoles. De todas maneras, los suelos tienen variaciones apreciables en sus propiedades en sentido N-S y E-O. En el sector norte la subregión tiene un ancho de alrededor de 200 km, aumentando el desarrollo de los suelos de O a E. Hacia el E los suelos tienen fuerte desarrollo con solum de 110-140 cm, horizontes Bt con espesores de 50-75 cm, contenidos de arcilla de 30-50% y relaciones arcilla B/A de 1,6 a 2,3. Hacia el O (departamentos Marcos Juárez en Córdoba y Belgrano en Santa Fe) los suelos de posiciones topográficas elevadas tienen moderado desarrollo, con solum de alrededor de 1 m, horizontes Bt con espesores de 40-45 cm, contenidos de arcilla de 30-35% y relaciones arcilla B/A de alrededor de 1,4.

La presencia de horizontes argílicos con distinto grado de evolución se puede inferir por rasgos descriptos en el campo. Climosecuencias regionales clásicas en la Región Pampeana son las siguientes.

1 - En el sector central de la Pampa Ondulada, (provincia de Buenos Aires), Etchevehere et al. (1969) describen una transecta con similar tendencia: los materiales originales de los suelos zonales son gradualmente más gruesos desde el NE a SO, hecho que sumado a la disminución de las precipitaciones, genera perfiles de menor desarrollo y horizontes Bt menos expresados o ausentes. En una transecta que va desde Ramallo a Chivilcoy se pasa de Argiudoles vérticos (Series Ramallo, Peyrano) a Argiudoles típicos, progresivamente con menor espesor de horizontes con barnices (Series Arrecifes, Capitán Sarmiento, Pergamino, Arroyo Dulce, Rojas) y finalmente Hapludoles típicos (Serie Junín) en los cuales el horizonte B tiene barnices muy débilmente expresados y no poseen el incremento de arcilla necesario respecto a los horizontes eluviales, para ser argílico.

2 - En el límite N de la Región Pampeana, entre Santa Fe, Córdoba y Santiago del Estero, Carta de Suelos Villa Trinidad (INTA 1990a) (Tabla 3.8 y Figura 3.15) se aprecia la ausencia de hori-

zonte B en la zona de menor promedio anual de precipitación y mayor déficit hídrico con la presencia de un Hapludol éntico, hasta la zona de menor déficit donde se corresponde con un Argiudol típico más evolucionado.

En el extremo sur de la Región Pampeana (partidos de La Plata, Magdalena y Punta Indio) el ancho de la Pampa Ondulada se reduce a unos 50 km. En interfluvios se encuentran Vertisoles con Bt (Cromudertes, actualmente Hapludertes), Argiudoles vérticos y típicos y Paleudoles. Todos son suelos de muy fuerte desarrollo, con solum de 170-180 cm, horizontes Bt de 70-100 cm de espesor y contenidos de arcilla de 30 a 60%; la relación de arcilla B/A es máxima en los Paleudoles (2,2-2,0) y se reduce a 1,3 en los Cromudertes debido al elevado contenido de arcilla del horizonte A (45%) El proceso de ilimerización está bien manifestado a pesar de tratarse de materiales con alta capacidad de expansión-contracción.

En la **Pampa Arenosa** el proceso se concentra en áreas deprimidas o planas que en muchos casos corresponden a sectores interdunarios de dunas longitudinales y parabólicas. En las áreas más elevadas con suelos zonales, se ha hecho referencia a translocación de coloides en el trabajo pionero de Bonfils et al. (1960), en la Serie Espartillar, con «un horizonte de acumulación coloidal con estructura prismática» y la Serie General Villegas que posee «un horizonte textural incipiente con estructura débilmente expresada». De todas maneras, estos horizontes no son argílicos según Taxonomía de Suelos por no tener el incremento de arcilla necesario. En gran parte de las áreas de interdunas los suelos presentan discontinuidades pedológicas y a veces litológicas entre los horizontes superiores (A-C o A-AC-C) y los horizontes B; éstos últimos suelen poseer abundantes barnices arcillo-húmicos que permite definirlos como argílicos, ya que en esta situación la relación de arcilla entre B/A no es aplicable. Tienen entre 15 a 30% de arcilla y las clases texturales más comunes son franco arcillo arenosas, francas y franco arcillosas. Por su dureza en seco, estos horizontes tienen en muchos casos características de fragipán.

En la **Pampa Deprimida** el proceso de argiluviación tiene amplia difusión, favorecido por los altos contenidos de sodio intercambiable. Domina así el horizonte nátrico, en muchos casos sepultado (Natracuoles, Hapludoles taptónátricos, Natracualfes, Natralboles). En menor proporción se encuentran suelos con horizonte argílico, especialmente hacia el N y S de la

subregión (Argiudoles, Argiacuoles, Argialboles, Hapludoles tapto-árgicos). El contenido de arcilla en los horizontes Bt en la mayoría de los casos está entre 40 y 50%, con espesores de 25 a 40 cm. La relación de arcilla B/A es muy alta (1,8-2,4) en los suelos con horizonte nátrico, y es algo menor con los horizontes argílicos (1,2-1,8). Los rasgos de iluviación de arcilla están bien expresados (barnices arcillo-húmicos abundantes y muy abundantes) en la mayoría de los suelos.

En la **Pampa Interserrana** los horizontes argílicos de Argiudoles típicos y ácuicos tienen un espesor de 20 a 40 cm y en general no se subdividen. El contenido de arcilla oscila alrededor de 40%. La relación arcilla B/A es moderada (1,4-1,6). El solum es de 70-90 cm. El horizonte petrocálcico suele encontrarse cerca de la superficie y el Bt sobreyace a veces a él. En estos casos, el solum tiene 40-50 cm de espesor y el contenido de arcilla es de alrededor de 45-50%. En la **provincia de Entre Ríos** el proceso de argiluvación se superpone con el de vertisolización, tanto en Vertisoles como en Subgrupos vérticos de Molisoles y Alfisoles, aunque las manifestaciones de la translocación de arcilla son a veces dudosas. Esto se reconoce en algunos Vertisoles (Peludertes argílicos crómicos, Serie El Triángulo,) en los cuales se consigna que «los barnices descriptos como *clay humic skins* probablemente son caras de fricción», o bien lo son en parte, como en algunos Argiudoles vérticos (Serie Colonia Once, INTA, Gob. Entre Ríos, 1980). Al respecto, estudios

micromorfológicos no confirman una importante migración de arcilla en Vertisoles de Entre Ríos (De Petre y Stephan, 1998). Asimismo, la argiluvación estaría mejor manifestada en los Subgrupos vérticos que en los Vertisoles ya que los primeros poseen barnices arcillo-húmicos, comunes y medios y la relación arcilla B/A varía generalmente entre 1,5 y 1,8, mientras que en los Vertisoles los barnices no se describen o son escasos y finos y dicha relación oscila entre 1,2 y 1,4. Además en estos suelos el horizonte Bt se encuentra casi siempre sólo en las partes deprimidas del microrrelieve gilgai.

Ilimerización y aspectos aplicados

Influencia del horizonte argílico en el crecimiento de las plantas

El horizonte argílico afecta el crecimiento de las plantas de diversas maneras. Así, Buol y Hole (1959) encontraron que los cutanes de iluviación de arcilla contienen más materia orgánica, fósforo, manganeso y hierro que el material de la matriz del Bt de un Alfisol. Pazos (1984) señala que en el país no hay datos similares pero destaca que la presencia de argilanes es importante para la nutrición de las plantas ya que las raíces se desarrollan principalmente a través de poros o superficies tapizadas por argilanes. Desde el punto de vista físico se ha comprobado que el espesor y granulometría de los hori-

Tabla 3.8. Propiedades morfológicas y granulométricas en una climosecuencia regional. Provincias de Santa Fe, Córdoba y Santiago del Estero.

Propiedades	Hapludol		Argiudol típico	
	éntico Dos Provincias	típico Colonia Alpina	Colonia Mackinlay	Villa Trinidad
Espesor del A1 (cm)	30	19	23	27
Espesor del B21 (cm)	-	32	58	79
Espesor del B2 (cm)	-	69	104	120
Profundidad al B2 (cm)	-	28	33	37
Profundidad al C (cm)	62	88	127	147
Profundidad al Cca (cm)	98	126	145	210
Porcentaje de arcilla de A1	36,8	35,0	31,0	34,7
Porcentaje de arcilla de B21	-	41,6	40,6	46,5
Porcentaje de arcilla de B2	-	41,6	37,8	45,9
Relación arcilla B21/A1	-	1,18	1,31	1,34
Relación arcilla B2/A1	-	1,18	1,22	1,32

INTA, 1990 a.

zontes Bt influyen en el rendimiento de ciertos cultivos. Así, se encontraron diferencias importantes en rendimiento de maíz y trigo entre Series de suelos de la Pampa Ondulada (Tabla 3.9). Las tres primeras Series corresponden a Argiudoles típicos (At) mientras que Ramallo es un Argiudol vértico (Av). En todos los casos se trata de suelos no erosionados, situados en posiciones elevadas del paisaje y bien o moderadamente bien drenados, hallándose bajo condiciones climáticas similares. Los rendimientos corresponden a promedios de años con lluvias favorables, de la década del '60. Actualmente esos rendimientos son bajos, sobre todo para el maíz, debido al desarrollo tecnológico. No obstante son útiles para apreciar la influencia del horizonte argílico.

Ambos cultivos se desarrollan en un área con buena oferta hídrica pero el trigo, como cultivo de invierno, encuentra suficiente cantidad de agua en el suelo y no se observaron diferencias en los rendimientos ya que sus raíces son poco profundas y el 80% del sistema radical se desarrolla en el horizonte A. En cambio, se producen variaciones acentuadas en maíz debido a que se desarrolla durante el período de mayor evapotranspiración estacional y por ello su enraizado es profundo en busca de mayor disponibilidad de agua edáfica.

Se aprecia una relación inversa entre rendimiento y espesor y contenido de arcilla de los horizontes Bt. En este sentido, Zafanella (1966) y Etcheverehere et al., (1969) señalan que en la Pampa Ondulada (PO) la presencia de B2 texturales fuertemente desarrollados, con: más de 60 cm de espesor, textura arcillosa o arcillo limosa, estructura prismática fuerte o columnar, consistencia dura en seco y firme en húmedo, densidad aparente de 1,7 g/cm³, lenta permeabilidad y dominancia de poros con diámetros inferiores a 200 μm, sólo permiten un escaso desarrollo de las raíces en profundidad, dificultando la penetración, movilidad y almacenaje del agua en el suelo.

Ilimerización y agua útil

En el norte de la Región Pampeana (Pampa Llana Santafesina, PLIS), los suelos de una climosecuencia (Argiudoles-Hapludoles) muestran distinta capacidad de retención de agua (Tabla 3.10)

Los suelos son Molisoles pero con menor desarrollo de perfil y potencial productivo que los de

la Pampa Ondulada debido a: 1) estar ubicados en zonas con diversos grados de déficit hídrico, que no permite mayor evolución del solum con horizontes iluviales maduros como los de PO, y 2) poseen una economía del agua con algunas carencias que influyen en el potencial productivo (INTA 1990a).

El desarrollo de los suelos disminuye desde el Argiudol típico (At) en el este, al Hapludol éntico (He) en el oeste, donde se hacen más someros, menos estructurados y sin horizonte B. Es intere-

Tabla 3.9 Características del horizonte Bt y rendimiento de maíz y trigo. Pampa Ondulada, provincia de Buenos Aires.

Serie	Profundidad Bt (cm)	Espesor Bt (cm)	Arcilla (%)	Maíz kg/ha	Trigo kg/ha
Rojas (At)	39-82	43	31	4100	2000
Pergamino (At)	34-95	61	43-30	3800	2000
Urquiza (At)	38-120	82	43-36	3500	2100
Ramallo (Av)	40 131	91	56 40	2600	2100

sante destacar (Tabla 3.10) la variación del agua útil (AU). El horizonte A del He es el que posee menor agua útil; en los horizontes B o AC existe una definida y gradual disminución de agua útil en el sentido este-oeste de la climosecuencia, tendencia que se repite si se suman los valores de agua útil del solum. Estos suelos tienen alta conductividad hidráulica, profusa actividad biológica evidenciada por la acción de la mesofauna y su principal limitante natural para la producción es la condición climática estacional, no la presencia de horizontes B ilimerizados potentes. Al déficit hídrico estacional de la región se suma la menor disponibilidad de agua útil de los perfiles desde la zona más húmeda (At) a la de mayor déficit (He). Si bien no existen evaluaciones de los rendimientos de cultivos, es posible inferir que los potenciales de la agricultura de secano son muy distintos entre estos Subgrupos.

Comparando los suelos de la Pampa Ondulada (N de la prov. de Buenos Aires) (Tabla 3.9) y la Pampa Llana Santafesina (N de la Región Pampeana) (Tabla 3.10), se observa que en los primeros, la madurez y propiedades del B y alto contenido de arcilla principalmente por iluviación, hacen que el desarrollo de los sistemas radiculares estén afectados por la textura, estructura, baja porosidad, cambios de volúmenes, consistencia y otras propiedades que originan impedimentos físicos.

En algunos suelos de la Pampa Ondulada, los sistemas radiculares se adaptan a las condiciones físicas adversas del B de la siguiente manera: las raíces se ramifican, cambian de diámetro y dirección, se «acintan», se desarrollan por las grietas y no penetran en el interior de los prismas; algunas se cortan por los cambios de volumen en los Argiudoles vérticos (Figura 3.16). En los suelos menos desarrollados de la Pampa Llana Santafesina, la exploración del volumen de los suelos es prácticamente total en todos sus horizontes, dado que no ofrecen limitaciones físicas naturales. Estas observaciones a veces no se describen en las cartas de suelos.

vegetación natural o cultivada, respondiendo a causas edáficas. Corresponde a los denominados «suelos overos» o «manchoneados» (términos vernáculos regionales), que cartográficamente se agrupan en «complejos de suelos». Estas unidades están compuestas por individuos no separables cartográficamente por su intrincada distribución areal cuyos integrantes poseen propiedades morfológicas, físicas, químicas y/o biológicas distintas. El manchoneamiento de cultivos se puede producir por dos causas edáficas, a veces interdependientes: a) propiedades morfológicas y/o físicas y/o biológicas, b) alta salinidad o alcalinidad.

Tabla 3.10. Contenido de agua útil en perfiles de una climosecuencia regional. Provincia de Santa Fe.

Subgrupo	Agua útil				
	mm/cm		mm		
	Horizontes		0-150 cm	Solum	A - Cca
Argiudol típico (At)	2,59 (A1)	2,84 (B21)	414,0	406,9	565,4
Argiudol típico (At)	2,80 (A1)	2,50 (B21)	385,7	319,1	374,7
Hapludol típico (Ht)	2,55 (A1)	2,42 (B2)	318,8	207,8	283,3
Hapludol éntico (He)	2,33 (A1)	2,22 (AC)	299,5	141,2	204,4

La profundidad del horizonte ilimerizado afecta los sistemas radiculares y es una de las causas del manchoneamiento de los cultivos. Los sistemas radiculares en suelos con horizontes Bt con elevados tenores de arcilla se concentran principalmente en el horizonte A; por lo tanto, es necesario un espesor adecuado del mismo para que el desarrollo de la vegetación no esté afectado negativamente por la presencia de un

Del análisis de la Tabla 3. 10, las observaciones de campo y las inferencias mencionadas, se puede resumir que en la Pampa Llana Santafesina, la economía del agua es más favorable para los cultivos en los perfiles más desarrollados, donde el horizonte B actúa como un reservorio de agua útil. A diferencia de la Pampa Ondulada, las raíces no tienen mayores impedimentos naturales para explorar todos los horizontes de los suelos y disponer de la totalidad del agua, independientemente de la profundidad.

«pan de arcilla». Además, aun cuando el horizonte A es muy profundo, el mayor desarrollo radicular y procesos de adsorción e intercambio entre el suelo y la planta se producen en los primeros 20 a 25 cm de profundidad. Así, el 40 % del agua de un cultivo es extraída del primer 20 % de la profundidad de enraizamiento, siguiendo un 33 %, 20 % y 7 % para las sucesivas profundidades (Taboada y Micucci, 2004).

La influencia negativa del horizonte ilimerizado en los suelos de la Pampa Ondulada, suele atenuarse por el espesor y características físicas y químicas del A; además, las condiciones climáticas de la zona, que por un lado generaron horizontes B con distinto grado de desarrollo, por otro, permiten que los cultivos posean adecuado abastecimiento de agua y encuentren condiciones óptimas para su desarrollo y regularidad en los rendimientos. Este hecho hace que los suelos de la Pampa Ondulada sean los más productivos del país en trigo, maíz, girasol y soja.

En las unidades cartográficas constituidas por «complejos de suelos», la economía del agua es distinta según los individuos que la integran; las variaciones estacionales de humedad, cuando el horizonte ilimerizado está cerca de la superficie, pueden generar deficiencias hídricas, que se manifiestan en los cultivos en forma de manchones cuando el suelo se seca, afectando la profundidad de enraizamiento. Los manchones con menor desarrollo de plantas se encuentran en las microdepresiones donde los suelos poseen horizontes A más delgados, presencia de horizontes E, horizontes B con grados de estructura fuerte o muy fuerte, transiciones abruptas u otras características como las de los Argialboles y Natralboles *versus* Argiudoles; (Hein y Hein, 1986; 1987; INTA 1990a y b; 1991; Panigatti et al., 1971). Este tema se tratará nuevamente en el Capítulo 6

Ilimerización y manchones en cultivos

Numerosas áreas de la Región Pampeana presentan distribución y desarrollo heterogéneo de la

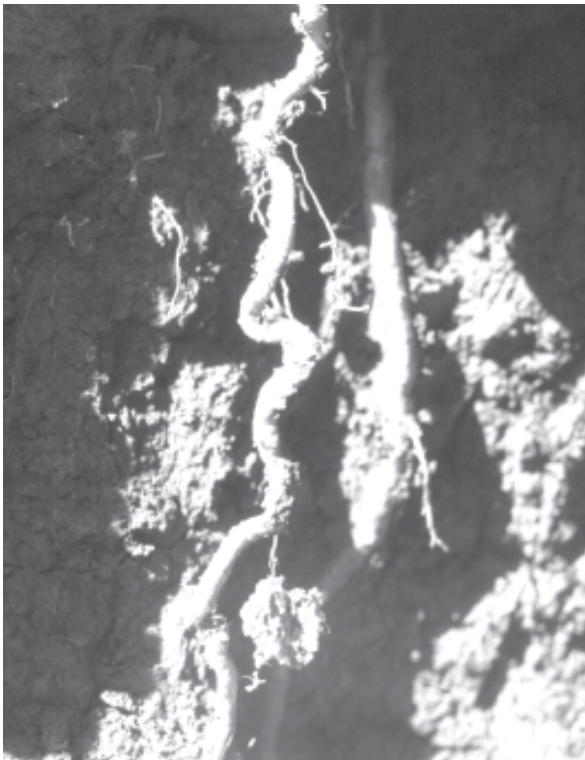
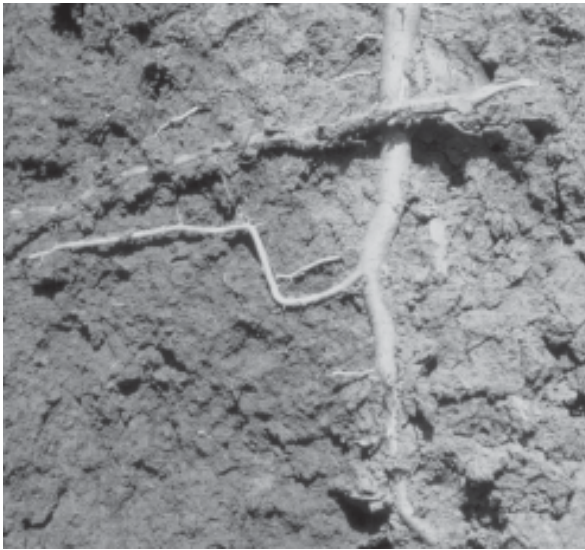


Figura 3.16. Raíces ramificadas, acintadas y crecimiento irregular en horizontes B.

El «manchonamiento» de cultivos por causas edáficas en suelos no salinos ni alcalinos, son más frecuentes en la Pampa Llana Santafesina (Figura 3.17) que en la Pampa Ondulada, debido principalmente al clima y el relieve. En la Pampa Ondulada las condiciones climáticas no generan déficit hídrico marcado durante largos períodos y la variabilidad estacional de las precipitaciones es mínima en comparación con la Pampa Lla-

na Santafesina. El gradiente de las pendientes facilita el drenaje y evita la formación de complejos como se verá más adelante.

En la Pampa Llana Santafesina, en la dirección SE al NO, hay menor precipitación, mayor déficit hídrico, mayor ETP, y mayor variabilidad de las precipitaciones totales del invierno o los meses de menores registros (Panigatti, 1990). Esta información ayuda a explicar el menor desarrollo de los suelos (menor espesor del solum y menor grado de ilimerización), menores potenciales de producción y mayores riesgos de falta de agua, así como mayor frecuencia de los manchones en cultivos que acusan sequía, o encharcamientos temporarios, en los microrrelieves cóncavos de las zonas planas (Panigatti et al., 1971).

Las fotografías aéreas de la Figura 3.18, permiten inferir la influencia de la profundidad del horizonte B y distribución de Series en distintas unidades cartográficas de la provincia de Santa Fe y Buenos Aires. En los sectores bien drenados de la Pampa Ondulada bonaerense predominan las Consociaciones; un ejemplo es la unidad cartográfica integrada por la Serie Rojas (Argiudol típico) de gran homogeneidad, manifestada en las imágenes aéreas por texturas fotográficas uniformes. Existen pequeñas microdepresiones que concentran mayor cantidad de flujo de agua superficial y subsuperficial generando suelos genéticamente más evolucionados, con fuerte grado de ilimerización. En la Figura 3.18a hay pequeños círculos que corresponden a microdepresiones con la Serie Lima (Argiacuol típico) que se distinguen en las fotos 1:20.000, pero suelen no registrarse en las correspondientes cartas de suelos (1:50.000) cuando ocupan una superficie menor a 1,25 ha.

Los complejos de la Pampa Llana Santafesina, como se mencionó, están integrados por Argiudoles típicos (At) y ácuicos (Aa) y Argialboles típicos (Alt), en muy diversas proporciones. Se puede apreciar en la Figura 3.18b, un «manchonamiento» natural más marcado en el sector derecho producido por el microrrelieve. Esta imagen representa la menor presencia de Argiudoles típicos ya que a medida que disminuye la pendiente regional (de O a E), aumenta la proporción de Aa y Alt. Estos últimos son menos productivos que los At, principalmente por poseer horizontes B más superficiales y mayor deficiencia hídrica para los cultivos.

Comparando la cartografía semidetallada, se observa que en la Pampa Llana Santafesina, don-

de el relieve es plano, hay entre 96,9% (INTA 1990a) y 89,6% (INTA 1990b) de unidades cartográficas complejas, debido a las diferencias topográficas del microrrelieve. En cambio, en la Pampa Ondulada de la provincia de Buenos Aires (INTA 1972, 1973, 1974) solo alcanzan el 14,2% y ocupan solo los sectores más bajos con problemas de drenaje, salinidad y alcalinidad. La distribución de los Subgrupos es similar aunque cambian las Series de suelos.

En la Pampa Deprimida también existe gran heterogeneidad edáfica a la que se suman las condiciones de hidromorfía y alcalinidad principalmente. Por ejemplo, en las cartas de suelos Casalins, Martín Colman y Monte (INTA, inéditas), de un total de 67 unidades cartográficas, 39 (58%) son Complejos y grupos indiferenciados, 22 (33%) son Asociaciones y solo 6 (9%) son Consociaciones.

Ilustrando el fenómeno de heterogeneidad natural de los suelos y su consecuencia en el «manchonamiento de cultivos» (Figura 3.19), se ve el estado que presenta una pequeña superficie (1 ha) arada a 25 cm de profundidad constante, con arado de reja y vertedera que invierte los horizontes y los pone en superficie. El sector más oscuro corresponde a horizontes Bt, el más claro a horizontes E y los de color intermedio a horizontes A. Es una excelente ilustración de la distribución irregular de Series de suelos, la variada profundidad del A, presencia de horizontes E y una evidencia indirecta del origen de los manchones en cultivos, principalmente en épocas de déficit o excesos de agua. Las plantas desarrolladas en los manchones de cultivo, correspondiendo a los distintos suelos según la composición de los complejos, evolucionan y se comportan de diferente manera según las características de cada Serie (Panigatti, 1975).

Ilimerización y productividad

Como se manifiesta en este capítulo, la ilimerización es un proceso muy extendido en la Región Pampeana, donde los suelos con horizontes Bt cubren un área muy extensa, de aproximadamente 33 millones de ha. En esa enorme extensión con suelos que poseen arcilla iluvial, se pueden enumerar varias propiedades que limitan o favorecen la producción de cultivos.

Suele considerarse que los suelos con horizontes B fuertemente ilimerizados constituyen un aspecto negativo para la productividad de ciertos cultivos. Algunos de los aspectos mencionados en ese sentido son la resistencia para la exploración

por las raíces, y la brusca reducción en la percolación vertical del agua de lluvia, lo que a su vez puede generar condiciones temporales de hidromorfismo, anoxia parcial temporaria y consecuentemente bajos contenidos de P asimilable, N total y bajas posibilidades de mineralización.

Estas consideraciones son parcialmente ciertas si se toma aisladamente alguna propiedad de esos horizontes como el alto contenido de arcilla total, que suele ser el desencadenante de la mayor parte de las propiedades negativas. Esta situación si bien está presente, no es el caso de la mayoría de los suelos pampeanos, como se destacó en la climosecuencia de Santa Fe.

Considerando la integridad de suelos bien drenados con Bt, ellos forman una unidad funcional entre sus horizontes. La génesis de los suelos pampeanos conduce al desarrollo de varios procesos pedogenéticos simultáneamente, así junto con la ilimerización que generan horizontes B, la melanización forma los horizontes A. En estos epipedones se encuentra la mayor actividad biológica, concentración de raíces, acumulación y utilización del agua por los cultivos, intercambio gaseoso, fertilidad natural, funciones que se optimizan y potencian en «suelos sanos». Pero estas propiedades se mantienen cuando existe un horizonte B que actúa como reservorio de agua para los cultivos y como soporte físico. Además, hay muchos suelos bien desarrollados, con presencia de arcilla iluvial y grados de ilimerización moderado donde la calidad del suelo es óptima, como por ejemplo suelos bien drenados de la Pampa Ondulada.

En suelos de aptitud agrícola de la Pampa Llana Santafesina, con horizontes B bien desarrollados, como las Series Rafaela (Argiudol típico) y Lehmann (Argiudol ácuico), se evaluó la incidencia de: a) longitud del barbecho, b) incorporación de rastrojos, con la disponibilidad de agua, N asimilable y rendimientos de trigo. Los ensayos se realizaron con metodología similar, en ambas Series y durante seis campañas agrícolas (4 años con precipitación normal para la zona y uno que superó en 100 % al promedio). No se observaron diferencias entre Series en cuanto a la humedad acumulada por los barbechos al momento de siembra, hecho que se atribuye a las lluvias otoñales que permiten la recarga, mantenimiento y equilibrio en la distribución de humedad de los suelos por sus propiedades intrínsecas. Además, como se trató en el punto anterior, el proceso de ilimerización y las propiedades de los suelos están condicionados por las característi-

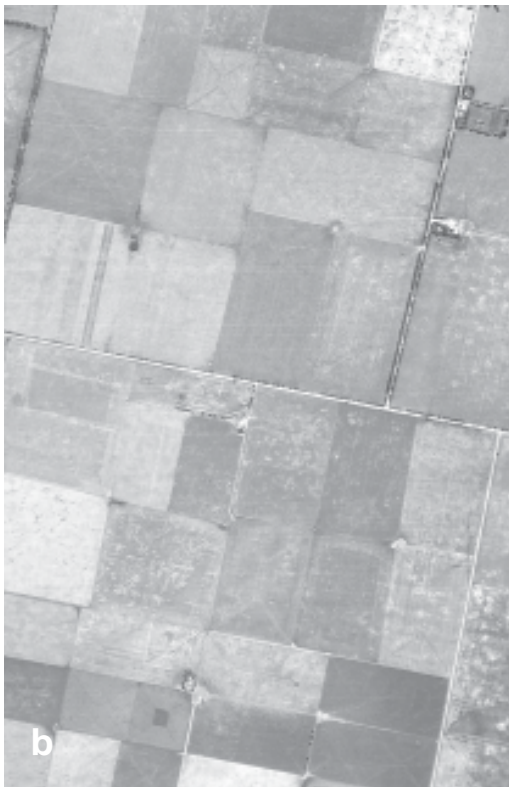
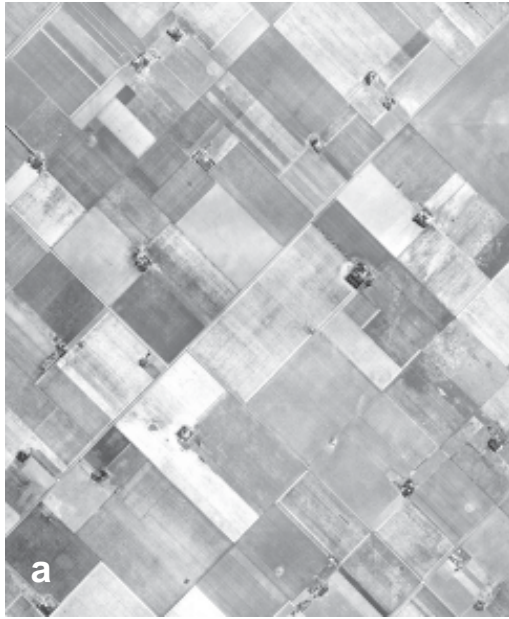


Figura 3. 18. Fotografía aérea de: (a) Pampa Ondulada, unidad cartográfica «pura» o Consociación, Serie Rojas, Argiudol típico ($34^{\circ}02' S$ y $61^{\circ}11' O$, INTA 1974), provincia de Buenos Aires; (b) Pampa Llana Santafesina, Unidad cartográfica: Complejo, Argiudol típico, Serie Villa Trinidad; Argiudol ácuico, Serie Colonia Rosa; Argialbol típico, Serie San Guillermo. ($30^{\circ} 15' S$ y $61^{\circ} 48' O$, INTA 1990b), provincia de Santa Fe.

cas del microrrelieve y se encontró mayor fertilidad en la Serie Rafaela ya que la Serie Lehmann, con drenaje interno más lento por la ubicación en la parte intermedia del microrrelieve, necesita mayor período de barbecho para lograr niveles adecuados de fertilidad nitrogenada.

Los rendimientos fueron mayores en la Serie Rafaela, demostrando mayor capacidad productiva. No fue posible demostrar que la humedad hasta 1 m de profundidad variara con las longitudes de barbecho, hecho que se comprobó para la fertilidad disponible en la capa arable al momento de la siembra (Gambaudo et al., 1987). Teniendo en cuenta las conclusiones precedentes se puede afirmar que el Argiudol ácuico posee algún impedimento en el drenaje interno y, aunque tiene contenido de agua similar al otro Subgrupo, la presencia de un horizonte de transición BA y parte superior del B lixiviado y las condiciones de leve hidromorfismo, constituyen el inicio de una limitación para procesos de asimilación de nitrógeno y consecuente rendimiento de cultivo.

Este caso muestra como suelos bien desarrollados y con procesos de ilimerización muy avanza-



Figura 3. 19. a) y b). Superficie arada a 25 cm. Argiudol típico (Serie Rafaela), Argiudol ácuico (Serie Lehmann) y Argialbol típico, (Serie Castellanos). Estación Experimental Rafaela, INTA. $31^{\circ} 12' S$; $61^{\circ} 30' O$.

da, pueden tener diferencias en el rendimiento de cultivos atribuibles a diferentes grados de evolución del proceso. El mismo posee intensidad diferencial en el paisaje generando un horizonte de transición degradado (ilimerización secundaria) por exceso de agua en zonas deprimidas. De esta forma, en algunas zonas del microrrelieve está presente la ilimerización primaria y en otros la ilimerización secundaria. Resumiendo, ambos suelos son de aptitud agrícola con alto potencial de rendimiento de todos los cultivos pero pueden tener algunas diferencias de comportamiento según la evolución de las condiciones climáticas durante el cultivo.

Otros casos, como en microrrelieves en lomas planas de la Pampa Ondulada hay una relación entre la respuesta de la vegetación y la morfología topográfica superficial y subsuperficial del techo del horizonte B (Costa, 2003). En lotes agrícolas con pasturas polifíticas plurianuales implantadas, el mejor desarrollo de gramíneas se encuentra en las microlomas (mayor profundidad del horizonte argílico), con mayor biomasa aérea y radicular, mientras que en las microdepressiones (menor profundidad del horizonte argílico) prosperan mejor las leguminosas por poseer desarrollo radicular que se adapta a condiciones menos favorables. Durante el invierno en las depresiones se encuentran leguminosas, (trébol blanco y trébol rojo) y en las microlomas leguminosas con pasto ovillo. En lotes no cultivados desde hace 30 años, hay mayor diversidad vegetal pero en las microlomas predominan festuca y raigrás, mientras en las depresiones éstas especies presentan menor desarrollo y están mezcladas con otras de menor volumen de forraje.

Analizando el crecimiento de cultivos anuales (girasol y maíz) se observa que en las microdepressiones hay menor rendimiento de granos, raíces menos desarrolladas y superficiales que en las microlomas (Tabla 3.11). Independientemente de la respuesta al encalado, los rendimientos de los cultivos en cada uno de suelos que integran el complejo cartográfico, son más del doble en los Argiudoles típicos que en los Argiudoles ácuicos.

Uso y calidad de suelos ilimerizados

Hace décadas se probaron remociones profundas con subsoladores con el objeto de facilitar la penetración de agua, aire y raíces cuando el horizonte ilimerizado afectaba las condiciones de uso del suelo. Más tarde estas prácticas se abandonaron por la falta de resultados satisfactorios en el rendimiento, el enorme gasto de energía,

y además la consecuente «falta de piso» con suelo húmedo.

La clave del uso de suelos con horizonte argílico bien desarrollado está en conocer las propiedades de este horizonte genético, que se encuentra a profundidades variables, algunas veces con pocas posibilidades de mejorar económicamente sus condiciones físicas. Es más importante privilegiar la presencia de epipedones, que generalmente tienen muy buen desarrollo y calidad en los Molisoles, y tratar de conservarla y potenciarla con manejos y rotaciones adecuadas (Figura 3.20). Se debe dedicar el esfuerzo a mantener y mejorar las condiciones óptimas de los horizontes superficiales (A) y así las posibles limitaciones del B se verán minimizadas o eliminadas.

En la Región Pampeana se encuentran suelos con otras limitaciones más importantes que las mencionadas por ilimerización, tales como: presencia de nivel freático causando problemas de hidromorfismo, salinidad y/o alcalinidad (Alfisolos), horizontes endurecidos, (fragipanes, manto de tosca) o roca, etc.

La presencia de manchones en cultivos se produce tempranamente y con mayor relevancia en los complejos de suelos que están degradados por manejos inadecuados, principalmente por limitantes físicas y antrópicas. Las raíces de las plantas con buen desarrollo en horizontes A fértiles y con buenas condiciones físicas, pueden superar mejor los impedimentos de algunos B y explorar mayores profundidades más allá del solum (Jacobi et al., 1980; Vivas et al., 2007). Así, se logran mayores rendimientos, menor uso de energía, eliminación o disminución en la aparición de manchones en cultivos por causas edáficas, y varias otras secuelas que hacen a la estabilidad del suelo y óptima producción.

Existe tecnología probada e investigaciones (Barbosa et al., 1997) que señalan que los suelos de la Región Pampeana pueden acompañar el desafío de una alta producción en sostenido aumento, con el máximo respeto por la calidad del suelo y visión de muy largo plazo para no producir erosión, contaminación u otro tipo de degradación, muy factible de realizar con la visión del corto plazo (Panigatti et al., 1998; 2001). Además, se dispone de indicadores de la calidad de los suelos como para realizar monitoreos con alta posibilidad de éxito (Marelli, 2005).

La evaluación de calidad de los suelos se realiza en forma directa midiendo propiedades físicas, químicas y biológicas específicas y en forma indi-

recta mediante la combinación de esas propiedades en índices adecuados (Moscatelli, 2005). Son múltiples los esfuerzos para evaluar la calidad de las tierras para el uso como también es difícil hallar los requerimientos específicos de los cultivos (Mendía, 1985). Este autor propone un índice de productividad para Molisoles de la Pampa Ondulada de las Clases I y II de Capacidad de Uso (Tabla 3.12).

Las tres características utilizadas poseen relación general con la génesis de los suelos y en particular con el proceso de ilimerización, hechos que destacan la influencia del mismo en la productividad.

Por otro lado, el avance de los conocimientos es permanente pero desigual, y a veces con revoluciones tecnológicas como la introducción de los organismos transgénicos. El reconocimiento e identificación de las Series de suelos generan información con avances lentos pero de mayor permanencia que los de otras ramas de la Ciencia del Suelo. En cambio, los aportes acerca de manejo de suelos, cultivos y ambientes naturales son dinámicos, permanentemente actualizados y utilizados en clasificaciones por capacidad de uso, índices de productividad o modelos de producción. En éstos generalmente se considera el contenido y tipo de arcilla, el grado de ilimerización, potencia del horizonte B y eficiencia del uso del agua por cultivos (Sobral y Nakama, 1988; Ghera et al., 2002).

Degradación y horizontes B ilimerizados

En suelos no degradados hay un equilibrio natural entre las propiedades de sus horizontes. Cuando se altera el equilibrio natural algunas propiedades de los horizontes ilimerizados pueden

magnificarse negativamente y afectar el grado de productividad, tal es el caso cuando están expuestos y/o degradados en superficie. Los horizontes B, comparados con los A, tienen menor contenido de P, MO, Nt y NO₃; porosidad intrapedal, actividad biológica y estabilidad de agregados bajas y consistencia desfavorable para el desarrollo de raíces. Hay variables que pueden magnificar estas propiedades y promover la degradación de los suelos con fuerte grado de ilimerización, por ejemplo aumento de aporte hídrico y erosión o decapitación que deja horizontes B en o cercanos a la superficie.

Considerando las variaciones y efectos de cambios climáticos recientes, los suelos pueden responder a los mismos en forma positiva o negativa. Las mayores precipitaciones en zonas con suelos que poseen horizontes B con muy elevado contenido de arcilla y muy potentes, pueden generar umbrales pedogénicos que reviertan la evolución progresiva a tendencias de pedogénesis regresiva, como es la degradación. Ésta limita la percolación, aireación del suelo, actividad biológica, producción de los cultivos y, en el peor de los casos, iniciar o intensificar procesos de erosión hídrica.

Numerosos suelos de la Región Pampeana poseen horizontes Bt cercanos a la superficie, ya sea por su característica genética o por erosión hídrica, principalmente laminar, en cuyo caso importantes áreas pueden presentar horizontes A adelgazados o B expuestos. Además, el uso de epipedones con fines industriales, como la extracción para fabricar ladrillos, es otra forma de disminuir la potencia o eliminar los horizontes A (Hurtado et al., 2006).

Tabla 3.11. Rendimiento de girasol y maíz en microdepresiones y microlomas. Cuenca media del río Luján, provincia de Buenos Aires.

Tratamiento	Girasol (kg ha ⁻¹)		Maíz (kg ha ⁻¹)	
	Microdepresión	Microloma	Microdepresión	Microloma
T0	1512	2836	3778	8414
T1	1470	2804	6482	9346
T2	1223	2116	4596	8815
T3	1078	2359	3950	7971

Curioni, et al., 1998, en Costa, 2003

T0: Testigo, T1: Carbonato de calcio en polvo (6000 kg ha⁻¹), T2: carbonato de calcio granulado (350 kg ha⁻¹), T3: carbonato de calcio granulado (500 kg ha⁻¹)

En los casos mencionados, tanto por razones naturales como antrópicas, los horizontes B pueden quedar en superficie o ser mezclados con el A por medio de labranzas. Por las características generales de los suelos con Bt con muy elevados contenidos de arcilla de la Región Pampeana, su exposición parcial o total en superficie puede conducir a su degradación física y química. El alto porcentaje de arcilla, el bajo contenido de materia orgánica y la exposición a las lluvias, ocasionan la destrucción de los agregados debido a la baja estabilidad de los mismos. En estas condiciones se

Tabla 3.12. Índice de productividad para Molisoles de la Pampa Ondulada.

Características del suelo	Grado de limitación				
	0	1	2	3	4
Índice de productividad	100	95	85	75	60
Espesor del horizonte A mólico (cm)	35-25	25-18	18-15	15-10	<10
Desarrollo textural (% arcilla B/A)	1,21-1,6	1,6-1,9 1,2-1,0	1,9-2,0 1,0	2,0-2,1	>2,1
Espesor del horizonte B2 (cm)	32-70	70-100 31-20	100-120 20-10	120-140 <10	>140

Mendía 1985

produce encostramiento superficial, disminución de la infiltración, la aireación, la actividad biológica, y la fertilidad, con deficiente desarrollo de la vegetación natural o cultivada y por ello escasa

cobertura. La interacción de estas propiedades pueden limitar la elección y uso de cultivos, así como intensificar la degradación y erosión (Hein y Panigatti 1983; 1987a y b).

Bibliografía

- Aguilar, J., Guardiola, J.L., Barahona, B., Dorronsoro, C., Santos, F., 1983. Clay illuviation in calcareous soils. En: *Soil Micromorphology. 2. Soil Genesis*. Bullock, P., Murphy, C.P. (Eds.). AB Academic Publisher, Berkhamsted, U.K. 541-550.
- Alvarez, R., Lavado, R., 1998. Climate, organic matter and clay content relationships in the Pampa and Chaco soils, Argentina. *Geoderma* 83, 127-141.
- Avery, B.W., 1973. Soil classification in the soil survey of England and Wales. *Journal of Soil Science* 24, 324-338.
- Baldwin, M., Kellogg, C.E., Thorp, J., 1938. Soil classification. En: *Soils and Men. Yearbook of Agriculture 1938*. USDA. 979-1001.
- Ballagh, T.M., Rundge, E.C., 1970. Clay-rich horizons over limestone-illuvial or residual? *Soil Science Society of America Proceedings* 34, 534-536.
- Barbosa, O.A., Taboada, M.A., Rodríguez, M.B., Cosentino, D.J., 1997. Regeneración de la estructura en diferentes fases de degradación de un suelo franco limoso de la Pampa Ondulada (Argentina). *Ciencia del Suelo* 15, 81-86.
- Barshad, I., 1967. Chemistry of soil development. En: *Chemistry of the soil*. Bear, F.E. (Ed.). American Chemical Society. Monograph Series 160. Reinhold Publishing Corporation. New York. 1-70.
- Bartelli, L.J., Odell, R.T., 1960a. Field studies of a clay-enriched horizon in the lowest part of the solum of some Brunizem and Gray-Brown podzolic soils in Illinois. *Soil Science Society of America Proceedings* 24, 388-390.
- Bartelli, L.J., Odell, R.T., 1960b. Laboratory studies and genesis of a clay-enriched horizon in the lowest part of the solum of some Brunizem and Gray-Brown Podzolic Soils in Illinois. *Soil Science Society of America Proceedings* 24, 390-395.
- Berg, R.C., 1984. The origin and early genesis of clay bands in youthful sandy soils along lake Michigan, U.S.A. *Geoderma* 32, 45-62.
- Bertoldi de Pomar, H., 1969. Notas preliminares sobre la distribución de los minerales edafógenos de la Provincia de Santa Fe. V Reunión Argentina de la Ciencia del Suelo. Santa Fe. 716-726.
- Besoain, E., 1985. Mineralogía de arcillas de suelos. Instituto Interamericano de Cooperación para la Agricultura. San José de Costa Rica. 1205 pp.
- Birkeland, P., 1984. *Soils and geomorphology*. Oxford University Press, New York. 372 pp.
- Bond, W.J., 1986. Illuvial band formation in a laboratory column of sand. *Soil Science Society of America Journal* 50, 265-267.
- Bonfils, C.G., 1966. Rasgos principales de los suelos pampeanos. Instituto de Suelos y Agrotecnia, INTA. Buenos Aires. Publicación 97. 66 pp.
- Bonfils, C.G., Calcagno, J.E., Etchevehere, P.H.; Ipucha Aguerre, J.; Miaczynski, C.R.O.; Tallarico, L.A., 1960. Suelos y erosión en la Región Pampeana Semiárida. Instituto de Suelos y Agrotecnia, INTA. Buenos Aires. Publicación 65. De: *Revista de Investigaciones Agrícolas*. XIII, 4, 321-396.
- Boulaine, J., 1989. *Histoire des pédologues et de la science des sols*. Institut National de la Recherche Agronomique, Paris. 285 pp.
- Bouza, P.J., 1995. Evolución de pavimentos de desierto y costras superficiales en un sector del noreste del Chubut: su relación con las propiedades físico-químicas y micromorfológicas del suelo superficial. Tesis Doctoral. Universidad de Buenos Aires. 183 pp. y tablas.
- Bouza, P., del Valle, H.F., 1998. Propiedades micromorfológicas del suelo superficial y subsuperficial en un ambiente pedemontano árido de Patagonia, Argentina. *Ciencia del Suelo* 16, 30-38.
- Bouza, P.J., del Valle, H.F., Imbellone, P.A., 1993. Micromorphological, physical, and chemical characteristics of soil crust types of the Central Patagonia Region, Argentina. *Arid Soil Research and Rehabilitation* 7, 355-368.
- Bouza, P.J., Simón, M., Aguilar, J., del Valle, H., Rostagno, M., 2007. Fibrous-clay mineral formation and soil evolution in Aridisols of northeastern Patagonia, Argentina. *Geoderma* 139, 38-50.
- Bresson, R., Calot, L., 1992. Illuviation and structural crust formation on loamy temperate soils. *Soil Science Society of America Journal* 56, 1565-1570.
- Brewer, R., 1964. *Fabric and mineral analysis of soils*. J. Wiley, New York. 470 pp.
- Brinkman, R., 1970. Ferrollysis, a hydromorphic soil forming process. *Geoderma* 3, 199-206.
- Brinkman, R., 1979. *Ferrollysis, a soil-forming process in hydromorphic Soils*. Thesis. Agricultural University Wageningen. PUDOC, Wageningen, The Netherlands.

- Bullock, P., Murphy, C.P., 1979. Evolution of a paleo-argillic brown earth (Paleudalf) from Oxfordshire, England. *Geoderma* 22, 225-253.
- Bullock, P., Thompson, M., 1985. Micromorphology of Alfisols. En: *Soil micromorphology and soil classification*. Douglas, L., Thompson, M. (Eds.). Soil Science Society of America. Special Publication 15. Madison, WI, USA. 17-47.
- Bullock, P., Milford, M.H., Cline, M.G., 1974. Degradation of argillic horizons in Udalf soils of New York State. *Soil Science Society of America Proceedings* 38, 621-628.
- Bullock, P., Fedoroff, H., Jongerius, A., Stoops, G., Tursina, T., 1985. *Handbook for soil thin section description*. Waine Research. 152 pp.
- Buol, S.W., Hole, F.D., 1959. Some characteristics of clay skins on peds in the B horizon of a Gray-Brown Podzolic Soil. *Soil Science Society of America Proceedings* 23, 239-241.
- Buol, S.W., Eswaran, H., 1977. The micromorphology of Oxisols. En: *Soil micromorphology*. Delgado, M. (Ed.). Universidad de Granada, Granada, España. 325-347.
- Buol, S.W., Hole, F.D., McCracken, R.J., Southard, R.J., 1997. *Soil genesis and classification*. 4ª edición. Iowa State University Press, Ames. 527 pp.
- Byers, H.G., Kellogg, C.E., Anderson, M.S., Thorp, J., 1938. Formation of soil. En: *Soils and Men*. Yearbook of Agriculture 1938. USDA. 948-978.
- Camilión, M.C., Imbellone, P., 1984. Caracterización de los materiales constituyentes de algunos suelos del Partido de Carlos Tejedor. Provincia de Buenos Aires. *Ciencia del Suelo* 2, 137-148.
- Cantú, M.P., 1998. Estudio geocientífico para la evaluación ambiental y ordenamiento territorial para una cuenca pedemontana. Caso del Arroyo La Colacha. Departamento Río Cuarto. Provincia de Córdoba. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de Río Cuarto. 376 pp.
- Cantú, M.P., Schiavo, H.F., Becker, A.R., 1997. Fragipans micromorphology of soils in Curapaligüe depression, Córdoba, Argentina. En: *Soil Micromorphology: Studies on soil diversity, diagnostics, dynamics*. Shova, S., Gerasimova, M., Miedema, R. (Eds.). Moscow-Wageningen. 67-71.
- Cantú, M.P., Becker, A.R., Schiavo, H.F., 2006. Génesis y relaciones paleoambientales de los suelos con fragipanes del sur de la provincia de Córdoba. XX Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo. Salta-Jujuy. En CDR.
- Castiglioni, M.G., Morrás, H.J.M., Santanatoglia, O.J., Altinier, M.V., 2005. Contracción de agregados de Argiudoles de la Pampa Ondulada diferenciados en su mineralogía de arcillas. *Ciencia del Suelo* 23, 13-22.
- Conacher, A., Dalrymple, J., 1977. The nine unit land surface model. Approach to pedomorphic research. *Geoderma* 18, 1-154.
- Costa, M.C., 2003. Génesis, propiedades y comportamiento de suelos asociados en interfluvios planos de la cuenca media del río Luján. Tesis de Maestría, Facultad de Agronomía. Universidad de Buenos Aires. 230 pp.
- Courty, M.A., Goldberg, P., Macphail, R., 1989. *Soils and micromorphology in archaeology*. Cambridge University Press. Cambridge. 344 pp.
- Creameens, D.L., Mokma, D.L., 1986. Argillic horizon expression and classification in the soils of two Michigan hydrosequences. *Soil Science Society of America Journal* 50, 1002-1007.
- Cumba, A., Imbellone, P., 2004. Micromorphology of paleosols at the continental border of the Buenos Aires province, Argentina. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 21, 18-29.
- Demolon, A., 1951. *Dynamique du sol. Principes d'Agronomie*, Tomo 1. Dunod. París. 520 pp.
- De Petre, A., Stephan, S., 1998. Características pedológicas y agronómicas de los Vertisoles de Entre Ríos, Argentina. Facultad de Ciencias Agropecuarias, Universidad Nacional de Entre Ríos. 65 pp.
- De Petre, A., Espino, A., Seveso, M., Perman, S., 1977. Carta de suelos del Departamento Las Colonias. Provincia de Santa Fe. Ministerio de Agricultura y Ganadería. 119 pp.
- Dijkerman, J.C., Cline, M.G., Olsen, G.W., 1967. Properties and genesis of textural subsoil lamellae. *Soil Science* 104, 7-16.
- Dixon, J.B., Weed, S.B., 1989. *Minerals in Soil Environments*. Soil Science Society of America, USA. 1244 pp.
- Dorronsoro, C., Aguilar, J., 1988. El proceso de iluviación arcilla. *Anales de Edafología y Agrobiología* XLVII, 310-350.
- Duchaufour, P., 1951. Lessivage et podsolisation. *Revue Forestière Française*. Paris. 10, 647-652.
- Duchaufour, P., 1960. *Précis de pédologie*. Masson et Cie. Paris. 438 pp.
- Duchaufour, P., 1968. *L'évolution des sols. Essai sur la dynamique des profils*. Masson et Cie., Éditeurs. 94 pp.
- Duchaufour, P., 1977. *Pédologie. 1: Pédogenèse et classification*. Masson, Paris. 477 pp.

- Etchevehere, P.H., Musto, J.C., Olmos, J.E., 1969. Características y distribución de las principales series de suelos de la Pampa Ondulada. *Actas V Reunión Argentina de la Ciencia del Suelo*. Santa Fe. 302-310.
- Fadda, G. S., 1969. Una climosecuencia de suelos en la provincia de Tucumán. *Actas V Reunión Argentina de la Ciencia del Suelo*. Santa Fe. 311-322.
- Fanning, D.S., Fanning, M.C.B., 1989. *Soil. Morphology, genesis, and classification*. John Wiley & Sons. New York. 394 pp.
- Ferrer, J.A., Pereira, F.X., Villegas, D., 2001. Factores y procesos pedogenéticos de Alfisoles de Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 56, 304-318.
- FitzPatrick, E.A., 1984. *Micromorphology of Soils*. Chapman & Hall. London. 433 pp.
- Floate, M.J.S., 1966. A chemical, physical, and mineralogical study of soil developed on glacial lacustrine clays in north central British Columbia. *Canadian Journal of Soil Science* 46, 227-236.
- Fridland, V., M., 1958. Podzolization and illimerization (clay migration). *Soviet Soil Science* 1, 24-32.
- Gambaudo, S.P., Vivas, H.S., Moresco, R.F., 1987. Longitud del barbecho y la producción de trigo. *Ciencia del Suelo* 5, 43-49.
- Gerasimova, M.L., Gubin, S.V., Shova, S.A., 1996. Soils of Russia and adjacent countries: geography and micromorphology. Miedema, R. (Ed.). Moscow-Wageningen. 204 pp.
- Gerrard, J., 1992. *Soil Geomorphology*. Chapman & Hall. London. 269 pp.
- Ghersa, C.M., Ferraro, D.O., Omacini, M., Martínez-Ghersa, M.A., Perelman, S., Satorre, E.H., Soriano, A., 2002. Farm and landscape level variables as indicators of sustainable land-use in the Argentine Inland-Pampa. *Agriculture, Ecosystems and Environment* 93, 279-293.
- Gile, L.H., Hawley, J.W., Grossman, R.B., 1981. Soils and geomorphology in the Basin and Range area of southern New Mexico. *Guidebook to the Desert Project. Memoir 39*. New Mexico Bureau of Mines and Mineral Resources. 222 pp.
- Giménez, J.E., Imbellone, P.A., Iasi, R.R., 1996. Suelos con fragipán del noroeste de la provincia de Buenos Aires. *Revista del Museo de La Plata (Nueva Serie), Geología XI*, 119-134.
- Goddard, T.M., Runge, E.C.A., Hay, B.W., 1973. The relationship between rainfall frequency and amount to the formation and profile distribution of clay particles. *Soil Science Society of America Proceedings* 37, 299-304.
- Goldberg, S., Lebron, I., Suarez, D., 2000. Soil colloidal behavior. En: *Handbook of Soil Science*. Sumner, M.E. (Ed.). CRC Press. Boca Raton. B195-B240.
- González Bonorino, F., 1965. Mineralogía de las fracciones arcilla y limo del Pampeano en el área de la ciudad de Buenos Aires y su significado estratigráfico y sedimentológico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 1, 67-148.
- Hall, G.F., Olson, C.G., 1991. Predicting variability of soils from landscapes models. *Soil Science Society of America Special Publication* 28, 9-24.
- Hein, N.E., Hein, W.H., 1986. Variabilidad edáfica de precañada en el centro de Santa Fe. *Informe Técnico 25*. INTA EEA Rafaela. 42 pp.
- Hein, N.E., Hein, W.H., 1987. Variabilidad edáfica de precañada en el centro de Santa Fe II- Características químicas, físicas y biológicas. *Informe Técnico 29*. INTA EEA Rafaela. 15 pp.
- Hein, W.H., Panigatti, J.L., 1983. Incorporación del horizonte B al A y la nitrificación en un Argialbol. *Ciencia del Suelo* 4, 15-19.
- Hein, W.H., Panigatti, J.L., 1987a. Fertilidad de Argiudoles del centro de Santa Fe con diferentes manejos. *Informe Técnico 30*. INTA EEA Rafaela. 16 pp.
- Hein, W.H., Panigatti, J.L., 1987b. Nitrificación de los suelos en las Series Rafaela y Castellanos. *Informe Técnico 85*. INTA EEA Rafaela.
- Hein, N.E., Hein, W.H., Quaino, O.R., 1989. Caracterización de los complejos de suelos de la parte central de Santa Fe. *Ciencia del Suelo* 7, 97-102.
- Heredia, O.S., Cosentino, D., Conti, M.E., 2004. Calidad de suelo: intensificación del uso de la tierra y materiales coloidales en Hapludertes de Entre Ríos. *Revista Científica Agropecuaria*. Número Especial. Segundo Simposio Nacional sobre Suelos Vertisólicos. Facultad de Ciencias Agropecuarias. Universidad Nacional de Entre Ríos. Concepción del Uruguay. 8, 57-64.
- Homes, J.W., Stace, H.C.T., 1968. On the domed structure and anisotropy of the B horizon of solodized solonetz. *Australian Journal of Soil Research* 6, 149-157.
- Huggett, R., 1975. Soil landscape systems: a model of soil genesis. *Geoderma* 13, 1-22.
- Hurtado, M.A., Giménez, J.E., Cabral, M.G., 2006. Estudio ambiental del partido de La Plata. Aportes al ordenamiento territorial. Consejo Federal de Inversiones, Instituto de Geomorfología y Suelos.

- La Plata. 124 pp.
- IGS, 1988. Guía de campo. Segundas Jornadas de Suelos de la Región Pampeana. Instituto de Geomorfología y Suelos. Asociación Argentina de la Ciencia del Suelo. La Plata. 83 pp.
- Imbellone, P.A., 1980. Micropedología de una toposecuencia de suelos en el partido de Magdalena, provincia de Buenos Aires. *Revista de Investigaciones Agropecuarias* XV, 635-658.
- Imbellone, P.A., 1996. Redistribución de carbonato de calcio en sucesiones cuaternarias de la llanura bonaerense. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología* 3, 63-76.
- Imbellone, P.A., 2006. Paleosuelos cuaternarios: una visión pedológica. *Actas III Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología, Córdoba*. 329-339.
- Imbellone, P.A., 2009. Clasificación de paleosuelos. *Actas IV Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología*. La Plata. En CDR.
- Imbellone, P.A., Camilión, M.C., 1984. Aplicación de diferentes criterios para identificar discontinuidades litológicas. Partido de Carlos Tejedor. Provincia de Buenos Aires. *Ciencia del Suelo* 2, 149-158.
- Imbellone, P.A., Giménez, J.E., 1990. Propiedades físicas, mineralógicas y micromorfológicas de suelos con características vérticas del partido de La Plata (provincia de Buenos Aires). *Ciencia del Suelo* 8, 231-237.
- Imbellone, P.A., Teruggi, M.E., 1993. Paleosols in loess deposits of the Argentine Pampas. *Quaternary International* 17, 49-55.
- Imbellone, P.A., Giménez, J.E., 1998. Parent material, buried soils and fragipans in northwestern Buenos Aires province, Argentina. *Quaternary International* 51/52, 115-126.
- Imbellone, P.A., Cumba, A., 2003. Una sucesión con paleosuelos superpuestos del Pleistoceno medio tardío-Holoceno, zona sur de La Plata, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología* 10, 3-22.
- Imbellone, P.A.; Giménez, J.E., Mormeneo, M.L., 2004. Ciclos pedogenéticos del oeste bonaerense. *Actas XIX Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo, Paraná*. En CDR.
- Imbellone, P.A., Giménez, J.E., Cumba, A., 2005. Suelos con «fragipán» de la Pampa Arenosa. *Actas XVI Congreso Geológico Argentino, La Plata*. V, 65-72.
- INTA, 1972. Carta de Suelos de la República Argentina. Hoja 3360-32, Pergamino. Instituto de Suelos, Buenos Aires. 106 pp.
- INTA, 1973. Carta de Suelos de la República Argentina. Hoja 3360-33, Pérez Millán. CIRN, Reconocimiento de Suelos. Buenos Aires. 78 pp.
- INTA, 1974. Carta de Suelos de la República Argentina. Hoja 3560-2, Rojas. 78 pp.
- INTA, 1984. Carta de Suelos de la República Argentina. Hoja 3563-6, Villa Cañás. 118 pp.
- INTA, 1985. Carta de Suelos de la República Argentina. Hoja 3563-5, Sancti Spiritu. 108 pp.
- INTA, 1988a. Carta de Suelos de la República Argentina. Hoja 3363-18, Armstrong. Instituto de Suelos. 174 pp.
- INTA, 1988b. Carta de Suelos de la República Argentina. Hojas 3363-13 y 14, Cañada de Gómez, Rosario. Instituto de Suelos. 197 pp.
- INTA, 1989. Mapa de Suelos de la provincia de Buenos Aires. Escala 1:500.000. CIRN. Instituto de Evaluación de Tierras. Buenos Aires. 533 pp.
- INTA, 1990a. Carta de Suelos de la República Argentina. Hojas 3163-5 y 6, Villa Trinidad. Estación Experimental Agropecuaria Rafaela. 116 pp.
- INTA, 1990b. Carta de Suelos de la República Argentina. Hojas 3163-11 y 12, San Guillermo. Estación Experimental Agropecuaria Rafaela. 116 pp.
- INTA, 1990c. Atlas de Suelos de la República Argentina. Escala 1:500.000 y 1:1.000.000. CIRN. Instituto de Evaluación de Tierras. Buenos Aires. Tomo I, 731 pp. y Tomo II, 677 pp.
- INTA, 1991. Carta de Suelos de la República Argentina. Hojas 3160-26 y 25, Esperanza, Pilar. Estación Experimental Agropecuaria Rafaela. 135 pp.
- INTA, 1992. Carta de suelos de la República Argentina. Hoja 3557-19, Brandsen. 47 pp.
- INTA, 2000. Libro de campaña para descripción y muestreo de suelos. Traducción al español del «Field Book for Describing and Sampling Soils» (Natural Resources Conservation Service, USDA, Lincoln Nebraska, 1998). Área de Cartografía de Suelos y Evaluación de Tierras, Instituto de Suelos. INTA. 191 pp.
- INTA-Gobierno de Entre Ríos, 1980. Suelos y erosión de la provincia de Entre Ríos. Estación Experimental Regional Agropecuaria INTA Paraná. Tomo II. 80 pp.
- INTA-MAG Provincia de Santa Fe, 1981, 1983. Mapa de Suelos de la provincia de Santa Fe. Estación

- Experimental Agropecuaria Rafaela. Tomos I y II. 246 y 216 pp.
- INTA-SAGyRR Provincia de Córdoba, 1986. Carta de Suelos de la República Argentina. Hoja 3363-29, Arias. 84 pp.
- INTA-Provincia de La Pampa-U.N. La Pampa, 1980. Inventario integrado de los recursos naturales de la provincial de La Pampa. Buenos Aires. Clima, Geomorfología, Suelos y Vegetación. 493 pp. y mapas.
- Iñiguez, A.M., Scoppa, C.O., 1970. Los minerales de arcilla en los suelos «zonales» ubicados entre los ríos Paraná y Salado (provincia de Buenos Aires). Revista de Investigaciones Agropecuarias. INTA. Serie 3, Clima y Suelo 7, 1-41.
- Iriondo, M., 1994. Los climas cuaternarios de la Región Pampeana. Comunicaciones del Museo Provincial de Ciencias Naturales «Florentino Ameghino». Santa Fe. Nueva Serie 4, 1-48.
- Iriondo, M., Kröhling, D.M., 1995. El Sistema Eólico Pampeano. Comunicaciones del Museo Provincial de Ciencias Naturales «Florentino Ameghino». Santa Fe. Nueva Serie 5, 1-49.
- IUSS Working Group WRB, 2006. World Reference Base for Soil Resources. World Soil Resources Reports 103. FAO. Roma. 138 pp. (Versión en castellano: Base Referencial Mundial para el Recurso Suelo. Primera Actualización 2007. Traducción M.S. Pazos. On-line)
- Jacobi, J., Buján, A., Ghelfi, R., Panigatti, J.L., 1980. Determinación de la profundidad de raíces mediante una técnica radioisotópica. IX Reunión Argentina de la Ciencia del Suelo, Paraná, 39-43.
- Jamagne, M., Jeanson, C., 1978. Illuviation primaire et secondaire dans les sols lessivés sur matériaux limoneux. En: Soil micromorphology. Delgado, M. (Ed.). Universidad de Granada, Granada, España. 935-965.
- Johnson, D. L., Watson-Stegner, D., 1987. Evolution model of pedogenesis. Soil Science 143, 349-366.
- Jongerius, A., 1970. Some morphological aspects of regrouping phenomena in Dutch soils. Geoderma 4, 311-331.
- Jongerius, A., Rutherford, G.K. (Eds.), 1979. Glossary of soil micromorphology. Centre for Agricultural Publishing and Documentation, Wageningen. 138 pp.
- Kemp, R.A., MacIntosh, P.D., 1989. Genesis of a texturally banded soil in Southland, New Zealand. Geoderma 45, 65-81.
- Kemp, R.A., Zárate, M.A., Toms, P., King, M., Sanabria, J., Argüello, G., 2006. Late Quaternary paleosols, stratigraphy and landscape evolution in the Northern Pampa, Argentina. Quaternary Research 66, 119-132.
- Kozlovskii, F.I., Rühlmann, J., Travnikova, L.S., Kuzyakov, Y.V., 2001. Clay differentiation in initial homogeneous substrates upon long-term field experiments. Eurasian Soil Science 34, 130-138.
- Kraglievich, J., 1952. El perfil geológico de Chapadmalal y Miramar, Provincia de Buenos Aires. Revista Museo de Mar del Plata 1, 8-37.
- Lexow, C., 2002. Hidrodinámica de la zona no saturada aplicada al estudio del balance hidrológico y de contaminantes de los recursos hídricos subterráneos (Cuenca del arroyo de Aguila). Tesis Doctoral. Universidad Nacional del Sur. Bahía Blanca. 174 pp.
- Ligier, H.D., Kurtz, D.B., Matteio, H.R., Perucca, R.A., Vallejos, O., 2001. Suelos y vegetación de los departamentos Sauce y Curuzú Cuatiá. INTA Corrientes, Provincia de Corrientes, Consejo Federal de Inversiones. 282 pp.
- Marelli, H. (Ed.), 2005. Indicadores de calidad de suelo. INTA-PROCISUR. Seminario Internacional EEA, Marcos Juárez. En CDR.
- Mathieu, C., Stoops, G., 1974. Genesis of deep clay-rich horizon at the contact with the chalky substratum, in the north of France. En: Soil Microscopy. Rutherford, G.K. (Ed.). The Limestone Press, Kingston, Ontario. 455-480.
- McIntyre, D.S., 1958a. Permeability measurements of soil crusts formed by raindrop impact. Soil Science 85, 185-189.
- McIntyre, D.S., 1958b. Soil splash and the formation of surface crusts by raindrop impact. Soil Science 85, 261-266.
- McKeague, J.A., 1983. Clay skins and argillic horizons. En: Soil Micromorphology. Bullock, P., Murphy, C.P., (Eds.). AB Academic Publishers, Berkhamstead, UK. 2, 367-387.
- McKeague, J.A., Guertin, R.K., Valentine, K.W., Belisle, J., Bourbeau, G. A., Howell, A., Michalyna, W., Hopkins, L., Page, F., Bresson, L.M., 1980. Estimating illuvial clay in soils by micromorphology. Soil Science 129, 386-388.
- Melgar, R., Castro, L.N., 2006. Potasio. En: Minerales para la agricultura en Latinoamérica. Nielson, H., Sarudiansky, R. (Eds.). CyTED-UNSAM-OLAMI. 254-265
- Mendía, J.M., 1985. Evaluación de la tierra para el uso agrícola en la Región Pampeana. En: Primeras

- Jornadas de Suelos de la Región Pampeana Norte. INTA. EERA Rafaela. Publicación Miscelánea 30, 279-299.
- Miaczynski, C.R.O., Tschapek, M., 1965. Los suelos de estepa de la Región Pampeana. *Revista de Investigaciones Agropecuarias, Serie 3, Clima y Suelo* 2, 35-79.
- Michelena, R., Irurtia, C., Mon, R., Vavruska, F., 1989. Degradación de suelos en el norte de la Región Pampeana. INTA. EEA Pergamino. Publicación Técnica 6. Buenos Aires.
- Miedema, R., Slager, S., 1972. Micromorphological quantification of clay illuviation. *Journal of Soil Science* 23, 309-314.
- Miller, F., Wilding, L., Holowaychuk, N., 1971. Canfield silt loam, a Fragiudalf. II. Micromorphology, physical and chemical properties. *Soil Science Society of America Proceedings* 35, 324-331.
- Montico, S., Zerpa, G., 1993. Caracterización de costras superficiales de suelos. XIV Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo. Mendoza. 23-24.
- Morrás, H.J.M., 1983. Some properties of degraded argillans from A2 horizons of solodic planosols. En: *Soil Micromorphology. 2, Soil Genesis*. Bullock, P., Murphy, C. (Eds.). AB Academic Publishers, Berkhamstead, UK. 575-581.
- Morrás, H.J.M., 1985. Estado actual de la mineralogía y micropedología de los suelos de la Región Pampeana norte con referencia particular a la provincia de Santa Fe. *Primeras Jornadas Regionales de Suelos de la Región Pampeana*. Rafaela. Santa Fe. INTA. Publicación Miscelánea 30. 191-217.
- Morrás, H.J.M., 1993. Problemática de la terminología edafológica referente a la migración de materia en los suelos. Análisis histórico y lexicográfico. En: *El estudio del suelo y de su degradación en la relación con la desertificación*. Actas XII Congreso Latinoamericano de la Ciencia del Suelo. Salamanca, España. Gallardo Lancho, J.F. (Ed.). Tomo III, 1848-1857.
- Morrás, H.J.M., 1999. Geochemical differentiation of Quaternary sediments from the Pampean region based on phosphorus contents as detected in the early 20th century. *Quaternary International* 62, 57-67.
- Morrás, H.J.M., 2003. Distribución y origen de sedimentos loésicos superficiales en la pampa norte en base a la mineralogía de arenas. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología* 10, 53-64.
- Morrás, H., Cruzate, G., 2001. Origen y distribución del potasio en los suelos de la región Chaco-Pampeana. Actas Primer Simposio «El Potasio en los Sistemas Agrícolas Argentinos». Facultad de Agronomía UBA-IPI-Fertilizar INTA. Buenos Aires.
- Moscattelli, G., 1991. Los suelos de la Región Pampeana. En: *El desarrollo agropecuario pampeano*. Barsky, O. (Ed.). INDEC-INTA-IICA. 11-76.
- Moscattelli, G., 2005. Avances en la selección de indicadores de calidad en las Series representativas de la Región Pampeana y aplicación de un sistema de información geográfica. En: *Indicadores de calidad del suelo*. PROCISUR-INTA.EEA Marcos Juárez. En CDR.
- Moscattelli, G., Muro, E., Salazar Lea Plaza, J.C., 1985. Criterios para definir y diferenciar Series de suelos. *Primeras Jornadas Regionales de Suelos de la Región Pampeana Norte*. Publicación Miscelánea 30. INTA. 71-118.
- Murphy, C.P., 1986. Thin section preparation of soil and sediments. AB Academic Publishers. 149 pp.
- Nabel, P.E.; Sapoznik, M., 2004. Dispersión de grumos en el loess pampeano. *Resúmenes X Reunión Argentina de Sedimentología*. San Luis. 113-114.
- Nabel, P., Morrás, H., Petersen, N., Zech, W., 1999. Correlation of magnetic and lithologic features of soils and quaternary sediments from the Undulating Pampa. *Journal of South American Earth Science* 12, 311-323.
- Nettleton, W.D., Flach, K.W., Brasher, B.R., 1969. Argillic horizons without clay skins. *Soil Science Society of America Proceedings* 33, 121-125.
- NSSC (National Soil Survey Center), 1996. *Soil Survey Laboratory Methods Manual*. Soil Survey Investigations Report 42. Version 3.0. United States Department of Agriculture. Washington, DC. 693 pp.
- Oertel, A.C., 1968. Some observations incompatible with clay illuviation. *Transactions 9th International Congress of Soil Science*. Adelaide, Australia. Vol. IV, 481-488.
- Paisani, J.C., 2004. Gênese de lamelas («estruturas de dissipação») associadas à evolução de paleoargissolos em Rampa Arenosa, Praia Mole (Ilha de Santa Catarina) SC, Brasil: subsídios para uma interpretação paleogeomorfológica. *Revista Brasileira de Geomorfologia* 5, 29-42.
- Panigatti, J.L., 1975. Genetic and induced properties of Mollisols of the northern pampa, Argentina. Tesis Doctoral. Universidad de Michigan, USA. 86 pp.
- Panigatti, J.L., 1980. Molisoles del norte de la zona pampeana. I. Génesis y morfología. *Actas IX Reunión Argentina de la Ciencia del Suelo*. Paraná. 927-940.

- Panigatti, J.L., 1990. Bajos Submeridionales. En: Manejo de tierras anegadizas. Ediciones FECIC. Buenos Aires, 344 pp.
- Panigatti, J.L., Mosconi, F., 1978/79. Arcillas de suelos del centro de Santa Fe y centro este de Córdoba. *Revista de Investigaciones Agropecuarias. Serie 3, XIV*, 137-148.
- Panigatti, J.L., Piñeiro, A., Mosconi, F., 1971. Manchones en cultivos en la zona central de Santa Fe. I. Causas edafoclimáticas. *Revista de Investigaciones Agropecuarias. Serie 3, VIII*, 141-154.
- Panigatti, J.L., Marelli, H., Buschiazzo, D., Gil, R. (Eds.), 1998. Siembra directa. Ediciones Hemisferio Sur, Buenos Aires. 333 pp.
- Panigatti, J.L., Buschiazzo, D., Marelli, H. (Eds.), 2001. Siembra directa II. INTA. Buenos Aires, 376 pp.
- Papadakis, J., 1960. Avances recientes en pedología. Relato. Comisión Génesis, Clasificación y Cartografía. Primera Reunión Argentina de la Ciencia del Suelo. Buenos Aires. IDIA Suplemento 1. INTA. 135-147.
- Papadakis, J., 1963. Soils of Argentine. *Soil Science* 95, 356-366.
- Paton, T.R., Humphreys, G.S., Mitchell, P.B., 1995. *Soils: a New Global View*. University Press, New Haven, UCL Press. London. 213 pp
- Pazos, M.S., 1984. Relación arcilla iluvial/arcilla total en Molisoles del sudeste de la provincia de Buenos Aires. *Ciencia del Suelo* 2, 131-136.
- Pazos, M.S., 1989. Génesis y clasificación de los Argiudoles con horizonte A2 incipiente de la Región Pampeana. *Ciencia del Suelo* 7, 87-95.
- Pazos, M.S., 1990. Some features and processes associated with the caliche under humid climate, Balcarce, Argentina. *Pédologie XL*, 141-154.
- Pazos, M.S., Stoops, G., 1987. Micromorphological aspects of soil formation in Mollisols from Argentina. En: *Soil Micromorphology*. Fedoroff, N., Bresson, L.M., Courty, M.A. (Eds.). Paris, France. 263-270.
- Pazos, M.S., Roca, N., 2006. Humid Pampa, Argentina: consequences of the lack of a National Classification System. 18th World Congress of Soil Science. Philadelphia. 42-5.
- Pecora, E.J., Guedes, O.J., 1966. Minerales de arcilla de algunos perfiles de suelos de Buenos Aires, Santa Fe y Entre Ríos. *Revista de Investigaciones Agropecuarias. Serie 3, III*, 25-57.
- Rawling, J.E., 2000. A review of lamellae. *Geomorphology* 35, 1-9.
- Riggi, J.C., Fidalgo, F., Martínez, O., Porro, N., 1986. Geología de los «Sedimentos Pampeanos» en el partido de La Plata. *Revista de la Asociación Geológica Argentina XLI*, 316-333
- Sastre J., Salfity, J., 2006. Los suelos de la ciudad de Salta. XX Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo y I Reunión de Suelos de la Región Andina. Salta. En CDR.
- Schaetzl, R., 1992. Texture, mineralogy, and lamellae development in sandy soils in Michigan. *Soil Science Society of America Journal* 56, 1538-1545.
- Schaetzl, R., 1996. Spodosol-Alfisol intergrades: bisequal soils in NE Michigan, USA. *Geoderma* 74, 23-47.
- Schaetzl, R., 2001. Morphologic evidence of lamellae forming directly from thin, clayey bedding planes in a dune. *Geoderma* 99, 51-63.
- Schaetzl, R., Anderson, S., 2005. *Soil genesis and geomorphology*. Cambridge University Press, 817 pp.
- Schiavo, H.F., Becker, A.R., Cantú, M.P., 1995. Caracterización y génesis de los fragipanes de la depresión de Curapaligüe. Departamento Sáenz Peña, Córdoba. Argentina. *Ciencia del Suelo* 13, 28-34.
- Scoppa, C.O., 1976. La mineralogía de los suelos de la llanura pampeana en la interpretación de su génesis y distribución. *Actas VII Reunión Argentina de la Ciencia del Suelo. Suplemento IDIA 33*, 659-673.
- Scoppa, C.O., 1978. El horizonte argílico en los Udoles de la Región Pampeana. *Revista de Investigaciones Agropecuarias, Serie 3, XII*, 97-113.
- Scoppa, C.O., 1978/79. Micropedología de Series de suelos característicos del noreste bonaerense. *Revista de Investigaciones Agropecuarias* 14, 37-69.
- Scoppa, C.O., Di Giacomo, R.M., 1991. Aridisoles of Argentina. En: *Proceedings of the Sixth International Soil Correlation Meeting (VI ISCOM): Characterization, Classification, and Utilization of Cold Aridisols*. Kimble, J.M. (Ed.). Soil Conservation Service, USDA. 166-174.
- Smith, H.J., Levy, G.J., Shainberg, I., 1990. Water-droplet energy and soil amendments. Effect on infiltration rate and erosion. *Soil Science Society of America Journal* 54, 1084-1087.
- Sobral, R., Nakama, V., 1988. Indices de productividad, método paramétrico para la evaluación de tierras. XII Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo. Corrientes. En CDR.
- Soil Science Society of America, 2001. *Glossary of Soil Science Terms*. Madison. Wisconsin. 135 pp.

- Soil Survey Staff, 1958. Key to the 6th Approximation. USDA.
- Soil Survey Staff, 1960. Soil classification, a comprehensive system. 7th Approximation. USDA. Washington. 503 pp.
- Soil Survey Staff, 1967. Supplement to Soil Classification System (7th Approximation). Soil Conservation Service, U.S. Department of Agriculture. 207 pp.
- Soil Survey Staff, 1975. Soil Taxonomy. Agriculture Handbook 435. U.S. Department of Agriculture. 1a. edición. 754 pp.
- Soil Survey Staff, 1999. Soil Taxonomy. Agriculture Handbook 435. U.S. Department. of Agriculture. 2a. edición. 869 pp.
- Soil Survey Staff, 2007. Claves para la Taxonomía de Suelos. Traducción de la 10^a edición (2006) de: Keys to Soil Taxonomy. U.S. Department. of Agriculture. 331 pp.
- Spalletti, L.S., Mazzoni, M.M., 1979. Caracteres granulométricos de arenas de playa frontal, playa distal y médano del litoral bonaerense. Revista de la Asociación Geológica Argentina XXXIV, 12-30.
- Stephan, S., De Petre, A.A., De Orellana, J., Priano, L., 1977. Brunizem soils of the central part of he province of Santa Fe (Argentina). *Pédologie* XXVII, 225-253.
- Stoops, G., 2003. Guidelines for analysis and description of soil and regolith thin sections. Soil Science Society of America, Inc. Madison. 184 pp.
- Taboada, M.A., Micucci, F.G., 2004. Fertilidad física de los suelos. Ediciones Facultad de Agronomía. Universidad de Buenos Aires. 79 pp.
- Tack, F.M., Verloo, M.G., Vanmechelen, L., Van Rast, E., 1997. Baseline concentration levels of trace elements as a function of clay and organic carbon contents in soils in Flanders (Belgium). *The Science of the Total Environment* 201, 113-123.
- Teruggi, M.E., Imbellone, P.A., 1987. Paleosuelos loésicos superpuestos en el Pleistoceno Superior-Holoceno de la región de La Plata. Provincia de Buenos Aires. *Ciencia del Suelo* 5, 175-188.
- Teruggi, M.E., Imbellone, P.A., 1988. Paleosuelos de la Región Pampeana. *Relatos Segundas Jornadas de Suelos de la Región Pampeana, La Plata.* 39-66.
- Teruggi, M.E., Etchichuri, M., Remiro, J., 1958. Estudio sedimentológico de los terrenos de las barrancas de la zona de Mar del Plata-Miramar. *Revista Museo Argentino de Ciencias Naturales, Geología* 4, 107-250.
- Teruggi, M.E., Spalletti, L., Dalla Salda, L., 1973. Paleosuelos en la sierra de Bachicha. Partido de Balcarce, Provincia de Buenos Aires. *Revista del Museo de La Plata, Nueva Serie, VIII,* 227-256.
- Thorp, J., Smith, G.D., 1949. Higher categories of soil classification. *Soil Science* 67, 117-126.
- Tiller, K.G., 1958. Distribution of some trace elements in soils developed on dolerite in Tasmania. *Division of Soils, Divisional Report 6/58.* (CSIRO, Adelaide).
- Tonni, E.P., Nabel, P., Cione, A., Etchichury, M., Tófaló, R., Scillato Yane, G., San Cristóbal, J., Carlini, A., Vargas, D., 1999. The Ensenada and Buenos Aires Formations (Pleistocene) in a quarry near La Plata, Argentina. *South American Earth Science* 12, 273-291.
- Tricart, J., 1973. Geomorfología de la Pampa Deprimida. Colección Científica INTA XII. Buenos Aires. 202 pp.
- USDA, 1938. Soil and Men. Yearbook of Agriculture. U.S. Department of Agriculture, U.S. Government Printing Office. Washington DC. 1232 pp.
- Van Wambeke, A., 1972. Mathematical expression of eluviation-iluviation processes and the computation of the effects of clay migration in homogeneous soil parent materials. *Journal of Soil Science* 23, 325-332.
- Vargas Gil, J.R., Scoppa, C.O., 1973. Suelos de las sierras de la provincia de Buenos Aires. *Revista de Investigaciones Agropecuarias, Serie 3, X,* 57-79.
- Vargas Gil, J.R., Scoppa, C.O., Iñiguez, A.M., 1972. Génesis de los suelos de la región norte de la Bahía de Samborombón. *Revista de Investigaciones Agropecuarias, Serie 3, IX,* 29-52.
- Vepraskas, M.J., Wilding, L.P., 1983. Albic neoskeletons in argillic horizons as indices of seasonal saturation and iron reduction. *Soil Science Society of America Journal* 47, 1201-1208.
- Villegas, D., Pereyra, F., Bluvstein, D., Ferrer, J., 1998. Características de suelos y paisajes asociados en el sector nororiental de las Sierras Australes, provincia de Buenos Aires. *V Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses, Mar del Plata.* 119-126.
- Vivas, H., Albrecht, R., Olivera, F.A., Hotian, L.J., 2007. Información técnica de trigo y otros cultivos de invierno. EEA. Rafaela, INTA. 68-77.
- Wieder, M., Yaalon, D.H., 1978. Grain cutans resulting from clay illuviation in calcareous soil material. En: *Micromorfología de suelos.* Delgado, M. (Ed.). Universidad de Granada, Granada, España. 1133-1158.

- Yaalon, D.H., 1971. Soil-forming intervals in time and space. En: *Paleopedology*. Yaalon, D.H. (Ed.). Jerusalem, Israel University Press. 29-39.
- Zaffanella, M.J.R., 1966. Limitaciones del suelo de Pergamino. Informe Técnico 54. INTA. EEA Pergamino.
- Zárate, M.A., 1989. Estratigrafía y geología del Cenozoico tardío aflorante en los acantilados marinos comprendidos entre Playa San Carlos y Arroyo Chapadmalal. Partido de General Pueyrredón, provincia de Buenos Aires. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de La Plata. Argentina, 221 pp.
- Zárate, M.A., 2003. Loess of southern South America. *Quaternary Science Reviews* 22, 1987-2006.
- Zárate, M.A., 2006. El Cenozoico tardío continental de la provincia de Buenos Aires. Relatorio del XVI Congreso Geológico Argentino. Geología y recursos minerales de la provincia de Buenos Aires, Capítulo 9, La Plata, 139-158.
- Zinck, J.A., 2006. The soil cover. En: *Land use change and land degradation in the western Chaco*. Zinck, J.A. (Ed.). ITC-INGEMA. Publicación 90. 53-78.
- Zinck, J.A., Sayago, J.M., 2001. Climatic periodicity during the late Pleistocene from a loess-paleosol sequence in northwest Argentina. *Quaternary International* 78, 11-16.
- Zinck, J.A., Sayago, J.M., Nieder, L., Flores, E., 2006. Soil data. En: *Land use change and land degradation in the western Chaco*. Zinck, J.A. (Ed.). ITC-INGEMA. Publicación 90. 271-333.
- Zubillaga, M.M., Conti, M., 1994. Importance of the textural fraction and its mineralogic characteristics in the potassium contents of different Argentine soils. *Communications in Soil Science and Plant Analysis* 25, 479-487.
- Zuccardi, R.B., 1969. Procesos pedogenéticos en la provincia de Tucumán. Actas V Reunión Argentina de la Ciencia del Suelo. Santa Fe. 466-475.

Capítulo 4

Proceso de hidromorfismo

Introducción

Definiciones y antecedentes

Con el nombre de **hidromorfismo o hidromorfia** se designa un conjunto de procesos que tienen como origen la saturación con agua del perfil de suelo, o una parte de él, durante períodos más o menos prolongados que provoca déficit de oxígeno. La intensidad del proceso es variable, influyendo: posición topográfica, características de los materiales del suelo, oscilaciones del nivel freático, contenido de oxígeno disuelto en el agua freática, etc.

Este proceso se produce bajo gran variedad de climas y está generalmente asociado a suelos ubicados en posiciones deprimidas o planas del paisaje. El exceso de agua se puede traducir en la presencia de rasgos redoximórficos en el perfil, originados principalmente por reacciones de reducción y oxidación del hierro y el manganeso. El déficit de oxígeno se refleja también en otras características de las que son responsables reacciones químicas, bioquímicas y procesos biológicos, por ejemplo: reducción de sulfatos con aparición de sulfuros, producción de metano, desnitrificación, retardo o inhibición de la humificación, etc. En algunos casos el estado reducido no es manifiesto y el período de saturación no coincide con el período de reducción, tal que algunos suelos están más tiempo saturados que reducidos y viceversa y los rasgos derivados son distintos, ya que los suelos saturados pero no reducidos no presentan rasgos redoximórficos (Vepraskas y Wilding, 1983).

En sentido amplio, el proceso alcanza a todos los suelos cuyos macroporos contienen aire y iones disueltos en agua en algún período y pueden formar desde evaporitas hasta compuestos oxidados y reducidos, tanto en áreas de clima desértico como en los lechos de agua permanente. El tipo de componente químico-mineralógico y el ordenamiento espacial de los rasgos que se forman como resultado del proceso, dependen de la composición de la solución del suelo, del material originario y de variaciones en el potencial de óxido reducción en espacio y tiempo, o sea del patrón de distribución de aire y agua en los poros interpedales e intrapedales del suelo a lo largo del tiempo. Así, la escuela alemana considera que los suelos redoximórficos, calcimórficos, gipsomórficos y halomórficos poseen rasgos hidromórficos, juntos o no a los rasgos redoximórficos. Los suelos saturados pueden carecer de rasgos redoximórficos cuando el agua

del suelo es rica en oxígeno disuelto o pobre en materia orgánica, ya que alto contenido de materia orgánica provee energía a los microorganismos. Inversamente, suelos de zonas secas pueden tenerlos cuando el material originario es rico en reductantes o el aire del suelo contiene mucho dióxido de carbono o metano que expele o consume oxígeno (por ejemplo mofetas postvolcánicas o rellenos de desechos). La distribución de los rasgos redoximórficos depende de los patrones de distribución de agua y aire; así se distinguen varios tipos de suelos de acuerdo al ordenamiento de los rasgos hidromórficos y saturación con agua. Kubiëna (1953) considera dos tipos de suelos hidromórficos: a) semiterrestres, con hidromorfismo parcial y b) subacuáticos; estos últimos son más tarde separados en subhídricos (permanentemente sumergidos) y pantanosos.

Distintos patrones de propiedades se aprecian en: **suelos sumergidos** (*submerged soils*): denominados suelos subhídricos, con saturación total y permanente; **suelos anegados** (*floodwater-soils*) con saturación total y temporaria; **suelos freáticos** (*ground-water soils*), con saturación permanente en el subsuelo; **suelos con agua superficial**, con saturación permanente y temporaria en el techo del suelo (Blume y Schlichting, 1985). Los suelos subhídricos difieren en la naturaleza del horizonte orgánico que se encuentra entre la capa de agua superficial de un lago o de mar y la capa mineral en estado reducido. En los suelos freáticos hay óxidos de hierro y manganeso hacia la superficie de los agregados del suelo donde hay entrada de oxígeno, y en los suelos con agua superficial hay patrón en sentido contrario pues los compuestos reductores orgánicos provienen de la superficie. En EE:UU se reconocen los suelos hídricos («hydric soils») como aquellos que están saturados con agua durante lapsos suficientemente prolongados como para producir condiciones anaeróbicas, influyendo así en el crecimiento de las plantas (SSSA, 2001).

El suelo subhídrico típico está permanentemente húmedo. Posee una capa de agua superficial y un horizonte «barroso» rico en humus de variado espesor. En lagos distróficos esta capa de barro consiste de materia orgánica negra a castaña rica en coloides. En lagos mesotróficos a eutróficos con un hipolimnion con oxígeno forma la capa denominada *gyttja*, de color oliva, Eh mayor a 200 mV y pH cercano a 7. En lagos hipertróficos y «marismas» se encuentra el *sapropel*, con horizonte negro, Eh menor a 200

mV y pH mayor a 7, generalmente con sulfuros. El **suelo freático típico** posee subsuelo permanentemente húmedo. A veces la capa freática está en superficie o cerca de ella; en otros casos, como en planicies aluviales, hay saturación fluctuante. En materiales arcillosos y francos es de color azul-verde por la presencia de hidróxidos ferrosos férricos (green rust); en materiales con azufre es negro por la presencia de sulfuros de hierro; en materiales ricos en carbonatos es blanco por la presencia de calcita o siderita; en materiales arenosos es gris claro a blanco (Munsell:N8, 5Y, 5G o 5B) con bajos contenidos de hierro y manganeso. En la franja capilar y en el horizonte superior hay ferrihidrita pardo rojiza o goethita pardo amarillenta brillante, en abundancia. En materiales arcillosos a francos, los óxidos de hierro se concentran sobre la superficie de los agregados y paredes de poros mayores como paredes de raíces, que en casos extremos resultan completamente llenos con tales óxidos, donde la zona central aún tiene colores reducidos. Así, el patrón de distribución de los óxidos de hierro y manganeso se orienta hacia la superficie de los agregados y superficie del suelo desde donde proviene el oxígeno. Contrariamente, el suelo con **agua superficial típico**, en materiales arcillosos con denso subsuelo que dificulta el drenaje interno, posee agregados superficiales blanqueados con pérdida de óxidos de hierro y manganeso, mientras que la parte interior de los mismos permanece enriquecida con óxidos pardos de hierro y negros de manganeso (o con lepidocrocita anaranjada en los muy arcillosos, sin calcáreo y ligeramente ácidos). En estos casos suele usarse el término «jaspeado» («marbled») para describir horizontes, con pequeñas lenguas verticales claras separadas por anchos bordes pardo rojizos (rusty brown). La matriz de los horizontes superficiales menos densos, saturados temporalmente por agua, es gris pardusca, principalmente en el techo del horizonte Bg, y el hierro y manganeso se concentran en concreciones de diverso tamaño, con estructura catafilar, comunes en materiales de textura homogénea como loess. Generalmente el centro es negro con predominancia de óxidos de Mn y pardo rojizo debido a óxidos de hierro en superficie. Así, el patrón de distribución de óxidos de Fe/Mn está orientado hacia el exterior de los agregados, desde donde vienen los compuestos orgánicos reductores.

La condición representada por largos períodos de reducción se denomina «gleizante», («gleying») y el proceso asociado a esa condición se denomina «gleización», («gleization») o «gleyzation» (Schaetzl y Anderson, 2006). «Gley»

o «glei» es un término de origen ucraniano (arcilla pegajosa) introducido por el pedólogo ruso Visotskii en 1905, y designa a un horizonte más o menos compacto y pegajoso teñido de azul verdoso. Más tarde, Joffe (1949), mencionando a autores rusos, hace extensivo el término a «materiales arenosos y arcillosos de colores gris o gris claro con matices azulados o teñidos de azul cielo» originados por compuestos ferrosos, uniformes y más manifiestos en suelos arcillosos. Esta información se tomó de Bonfils (1962), quien agrega que en los suelos de las islas del delta del Paraná, los matices azulados del «gley» decrecen en intensidad con el aumento de arena y se hacen imperceptibles a 4 o 5 m de profundidad.

En condiciones naturales cuando el proceso afecta a materiales con abundante aporte de materia orgánica se forman suelos orgánicos denominados suelos de turba («*Peat soils*»). Turba («*peat*») es el material de un suelo orgánico donde se distinguen los tejidos de las plantas originales con ligera descomposición y forman capas profundas de varios metros y, *muck*, «*Muck soil*» es el material de un suelo orgánico donde los restos vegetales no son reconocibles, posee color más oscuro que la turba y mayor cantidad de material mineral. Los suelos de arrozales («*Paddy soils*») son suelos antropogénicos, en los cuales se adapta el terreno con prácticas culturales específicas a los fines de su utilización para cultivo de arroz. A veces, el cultivo prolongado genera un perfil con características propias resultantes de: las prácticas de cultivo húmedas y simultáneamente disolución, reducción, y complejación de coloides, pero no translocación mecánica de suspensiones. Poseen horizontes genéticos únicos: el horizonte arado y por debajo el denominado *piso de arado* («*plowpan*»), capa densa que se forma inmediatamente debajo de la capa arada, formada por compresión. Este horizonte es masivo o con estructura laminar, de 8-10 cm de espesor, compacto, que reduce la percolación. Debajo suele haber un horizonte moteado redóxico considerado iluvial. Muchos de estos suelos tienen una larga historia de cultivo de arroz, como en China que data de 7000 años (Gong Zi-Tong, 1985).

Hay términos como (*Bog* y *Fen*) que se utilizan para caracterizar las acumulaciones orgánicas por un lado, y los suelos orgánicos hidromórficos por otro. *Bog*: es una acumulación de *turba* en un humedal que no tiene ingreso o egreso de agua importante y posee musgos acidófilos como *Sphagnum*. *Fen*: es una acumulación de turba en un humedal que recibe algún aporte hídrico

de los suelos minerales que lo rodean y tiene vegetación semejante a los bañados (*marsh*). Son áreas más ricas en nutrientes y menos ácidas que los *bog*. Según Ringuelet (1962) *Bog* es sinónimo de *Moor*, y es un pantano turboso de altas latitudes con clima frío y húmedo, caracterizado por depósitos turbosos. Es un área con vegetación desarrollada en depresiones sin desagüe, con dominio de ciperáceas y musgos que llegan a formar una cubierta. En estos ambientes la vegetación controla y cambia el hábitat y se puede gradar desde un área con desagüe abierto, (lago o laguna turbosa), a un pantano y luego a un suelo esponjoso o turbera húmeda, hasta el suelo seco. Para clasificar al suelo se usa el término *Bog soil* que es un Gran Grupo del Orden Intrazonal y Suborden Hidromórfico e incluye *muck* y *peat*. Según el concepto ecológico evolutivo de Ringuelet (1962), estos cuerpos lénticos evolucionan hacia ambientes cada vez menos profundos y más vegetados, culminando en un suelo emergido con vegetación palustre. Es interesante destacar que esta puede ser la evolución que experimentan un sinnúmero de ambientes lénticos de la Región Pampeana en tiempos actuales, junto con sus suelos asociados.

Distribución del proceso

El concepto de hidromorfia es tema de estudio de diversas ramas de las Ciencias Naturales como Geología, Hidrología, Ecología, Limnología, Botánica y Pedología. Los ambientes donde se desarrolla el proceso se describen ya sea como cuerpos geológico-geomorfológicos, cuerpos hídricos, ambientes ecológicos, o específicamente desde la Pedología como una parte del sistema natural. La visión puede ser pedológica, geomorfológica y/o limnológica, etc., pero siempre se relaciona el proceso al conjunto del medio físico natural y/o antrópico, como por ejemplo depresiones del terreno, las pendientes, la vegetación, el cultivo de arroz, etc. Por eso según la disciplina, los elementos que se describen pueden ser similares o distintos pero siempre desde una óptica particular y con alguna relación al conjunto. Por ejemplo, desde la ecología acuática continental los ambientes hidromórficos se pueden describir como ambientes lénticos. Estos son cuerpos de agua sin comunicación directa con el mar, alojados en un recipiente sin gradiente físico-químico y biológico horizontal, a veces solo vertical, que incluyen: lagos, lagunas, pantanos, bañados, moor, bog, esteros, charcas, salinas, estanques, embalses, etc. (Dangavs, 2005).

Tanto en la Región Pampeana como fuera de ella el proceso se encuentra en diversidad de regio-

nes fisiográficas: sierras (Barbosa et al., 2004), planicies (Tricart, 1973, De Petre y Boschetti, 2006), ambientes litorales (Bouza et al., 2008), etc. Los ambientes de mallines y los suelos de planicies aluviales están afectados por hidromorfia intensa y en algunos casos son muy estudiados en la Argentina desde la óptica edafológica, por la importancia económica que revisten ya sea como productores de forrajes o frutas. Así, en las planicies aluviales aterrizadas de los grandes ríos patagónicos utilizadas para agricultura intensiva de regadío con cultivos frutícolas, los rasgos hidromórficos en Entisoles y Aridisoles son más frecuentes a medida que los niveles aterrizados son más modernos, como en el río Negro (Apcarian et al., 2006) y el río Colorado (Amiotti y Bravo, 2006).

Un «*mallín*» (término vernáculo araucano: suelo pantanoso) es un «suelo pantanoso y fofo», con elevada proporción de humus, de carácter pelítico, de 1-2 m de espesor, con vegetación palustre y que descansa sobre una capa de grava y siempre retiene suficiente humedad en momentos de sequía para asegurar la presencia de vegetación herbácea que se destaca de la aridez vecina; cuando acumula agua suficiente es un verdadero ambiente acuático, transitorio o semipermanente (Ringuelet, 1962). Los «mallines» patagónicos se encuentran desde Tierra del Fuego hasta Mendoza y desde la cordillera de los Andes hasta el océano Atlántico (Schmid, 2004); son ambientes deprimidos y húmedos, de entre 1000 y 2000 ha, con un gradiente hídrico que disminuye hacia las zonas periféricas y contrastan con los ambientes y suelos regionales que, como ocurre en Patagonia extrandina y contrafuertes cordilleranos, responden a regímenes de humedad arídico y xérico. Asimismo, la variación concéntrica de los rasgos hidromórficos genera morfología de suelos, condiciones fisicoquímicas y variación de comunidades vegetales que responden a ese patrón de humedad (Enriquez et al., 2008). Un caso de estudio en la zona del Huecú, provincia de Neuquén, muestra la variación de propiedades desde el centro a la periferia del mallín: en el bajo hay Endoacuentes aéricos (A, Cg1, 2Cg2) donde el nivel freático oscila entre 15 y 60 cm, la profundidad del horizonte gley está a 19 cm y posee vegetación con dominio de especies hidrófilas; en los flancos del valle hay Endoacuentes aéricos (A, AC, C1, 2Cg2) con horizonte gley a 52 cm, capa freática que oscila entre 25 y 100 cm, con vegetación de pradera y dominio de especies mesófitas: también hay Xerortentes (A, AC, C1, C2, 2Cg3) con horizonte gley a 78 cm, capa freática entre 50 y 150

cm y vegetación de estepa herbácea dominada por especies xerófitas; en la planicie alta hay Vitrixerandes típicos (A1, 2A2, 2C1, 2C2) sin capa freática hasta los 2,5 m de profundidad y con vegetación zonal de estepa herbácea arbustiva (Schmid, 2004).

Otro ámbito de suelos hidromórficos es el extenso litoral de la Patagonia argentina; allí hay ambientes que reciben la influencia marina y terrestre y constituyen zonas bajas y pantanosas periódicamente inundadas por las mareas denominadas *marismas (tidal flats)*, áreas planas barrosas periódicamente cubiertas por agua de mareas. Estas áreas son de gran valor ecológico, están colonizadas por vegetación halófila con especies tales como *Spartina*, *Sarcocornia* y *Salicornia* y además son áreas que potencialmente pueden poseer suelos sulfato-ácidos. En Argentina es una línea de investigación escasamente abordada. En un trabajo reciente se estudian 11 marismas patagónicas desde la provincia de Río Negro hasta la provincia de Santa Cruz donde los suelos son Entisoles. Los Hidracuents poseen principalmente perfiles A, C y a veces A, B, C, con matices 5Y, en menor proporción 10YR y 7,5YR e intensidades variables entre 0 y 4. Los Sulfacuents poseen perfiles A, C y A, B, C, con matices 5Y, 10YR y a veces 7,5YR e intensidades entre 2 y 4. Es interesante la influencia que ejerce la textura en el carácter sulfato-ácido de los suelos, ya que los más arenosos se acidifican rápidamente, mientras que los arcillosos no desarrollan esa condición y los de texturas medias son potencialmente sulfato-ácidos (Bouza et al., 2008).

En Tierra del Fuego e Islas Malvinas, y en la Patagonia andina hay Histosoles con depósitos de turba de 1 a 2 m de espesor. Las turberas típicas (bogs típicos) se encuentran en las zonas de bosques caducifolios bosque caducifolios y bosques lluviosos y aún en la estepa. Muy detalladamente estudiadas por Vaino Auer (1949), estos pantanos turbosos se desarrollaron a partir de lagos y cuencas de morenas formados durante la retirada del hielo continental patagónico durante el postglacial y conservan el registro polínico. Evolucionaron a partir de un lago o laguna con el lecho encenogado, con la sucesiva acumulación de *Hipuris* y *Carex*, luego *Carex* y *Sphagnum* y finalmente *Sphagnum*, con intercalaciones rítmicas de materiales provenientes de sucesivas erupciones volcánicas, de gran valor estratigráfico, hasta la morfología actual donde se observa una superficie elevada respecto de los terrenos vecinos. El autor detalla la génesis de

las turberas acaecidas durante un lapso de aproximadamente 8.000 a 9.000 años después que los hielos se retiraron y se deposita un sedimento tipo *gyttja* en el fondo de lagos y depresiones morénicas.

En la Región Pampeana hay ambientes hidromórficos naturales (Figura 4.1) localizados en: a) zonas deprimidas de la llanura alta, en microdepresiones, pendientes, llanuras aluviales y ambientes lénticos de escasa profundidad que suelen ser poco considerados en estudios de suelos y b) áreas bajas extendidas como la zona litoral y deltaica de los grandes ríos mesopotámicos Paraná y Uruguay, que afectan a las provincias de Chaco, Misiones, Corrientes y Entre Ríos y la Pampa Deprimida de la provincia de Buenos Aires, donde el proceso es dominante muchas veces combinado con los procesos de salinización y alcalinización. Existe abundante información acerca de la caracterización de los suelos en las cartas de suelos de las provincias mencionadas, en algunos estudios genéticos pioneros (Bonfils, 1962; Orellana, 1972) y otros más recientes (Pereyra et al., 2004) como también otros referidos a la influencia de la hidromorfia en aspectos aplicados (Rubio et al., 1995; Rubio et al., 1997).

Con fines ilustrativos se presentan suelos hidromórficos con distintas características (Tabla 4.1 y Figura 4.2). En el Delta los suelos más extendidos son los semipantanosos y gley húmicos y en menor proporción aluviales gleisólicos, grumosólicos, rendzínicos, salinos, salino-alcalinos, entre los suelos intrazonales. El denominador común de todos ellos es el proceso de gleización, que al decir del investigador «Puede afirmarse que en el Delta no hay suelo alguno que no esté afectado en mayor o menor grado por aquel proceso... y hay que señalar que hasta los propios suelos azonales, aluviales y regosoles, muestran signos evidentes de gleización» (Bonfils, 1962). Los suelos semipantanosos se encuentran en extensos pajonales semisumergidos que poseen una capa orgánica u orgánica mineral superficial, poco descompuesta sobreyaciendo a un horizonte mineral gris azulado. Se ubican principalmente en el área insular con relieve cóncavo, capa freática permanente y muy alta y aporte lateral de agua de inundaciones y donde el régimen hídrico está afectado por agua de mareas y/o de crecientes. En ese ámbito se posibilita la existencia de pantanos y ambientes similares con aguas estancadas. En el resto del paisaje estas condiciones se presentan parcialmente y originan variaciones morfológicas como espesor y contenido de materia orgánica, intensidad y

desarrollo de horizonte gley. La capa freática es alimentada por los cursos de agua circundantes y el suelo presenta colores grises uniformes. En el ambiente subácuo influyen las aguas de desborde y favorecen la formación de un horizonte húmico cenagoso que el mismo exceso de agua lo protege de la oxidación y favorece la acumulación. En esta situación no tiene influencia el agua pluvial. En cambio, en las zonas extrainsulares hay suelos afectados por la pluviometría y con capa de agua suspendida. La capa de lodo húmico, de pH ácido entre 3 y 4, se forma por acumulación de restos orgánicos de plantas hidro-higrófilas, gramíneas, Ciperáceas y Juncáceas, a los que se suman restos de la vegetación arbórea y arbustiva. Estas acumulaciones se pueden distinguir claramente en el perfil cuando los pantanos se desecan en verano, como capas sucesivas intercaladas con material mineral, ya que la descomposición es muy lenta y la humificación incompleta. Los suelos poseen períodos alternantes de sequías moderadas en verano y otoño y encharcamiento muy fuerte principalmente en otoño y primavera, que es cuando al efecto de las precipitaciones se suma el efecto de las sudestadas. El horizonte gley se encuentra cerca de la superficie. No poseen horizonte de acumulación de óxidos de hierro ya que este elemento generalmente se encuentra en compuestos en estado ferroso. En las zonas más elevadas de las islas con relieve suavemente convexo o plano (albardones), se encuentran los sue-

los gley húmicos (Tabla 4.1), que si bien están en misma línea evolutiva se desarrollan con condiciones de drenaje menos restringidas. Se forman bajo vegetación arbórea higrófila de hasta 6 m de altura y con capa freática fluctuante que no afecta a todo el perfil, por lo cual hay zonas de aireación superficial casi permanentes. Si el suelo es ocasionalmente inundado por una marea o desborde, el agua se retira en pocas horas cuando baja el nivel hidrométrico del río. No hay agua estancada por lo que no es favorable para el desarrollo de una cubierta orgánica, y los restos orgánicos pueden humificarse cuando el agua se retira. El rasgo más destacado de estos suelos es un horizonte de acumulación de óxidos e hidróxidos de hierro y manganeso generados por movilización de compuestos de alteración en determinadas zonas de los suelos.

También se incluyen suelos hidromórficos de Pampa Ondulada y Pampa Deprimida. En la primer región se incluye la Serie Las Gamas, que se extiende al O del partido de Pergamino y N de Colón. Posee características de los suelos muy difundidos de áreas planas con desagüe algo deficiente; es un suelo profundo, moderadamente bien drenado y tiene buena retención de humedad debido al espesor de los horizontes superficiales, por lo cual es un suelo fértil apto para cultivos y pasturas. La capa freática suele ascender hasta 1,50 m en épocas lluviosas pero posee poca influencia en el perfil del suelo; posee fases

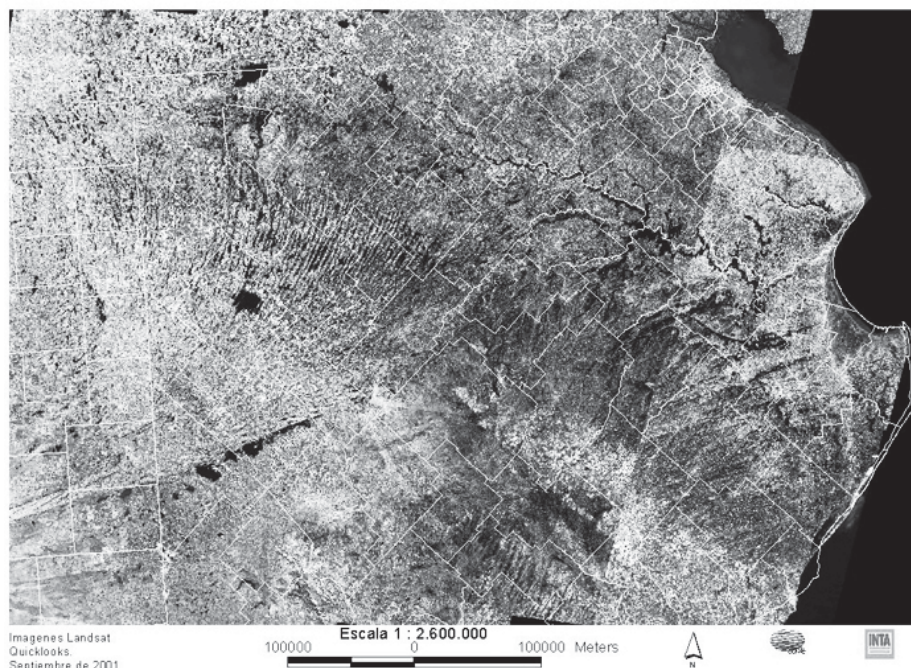


Figura 4.1. Imágenes aéreas de períodos máximos de inundación en la Región Pampeana.

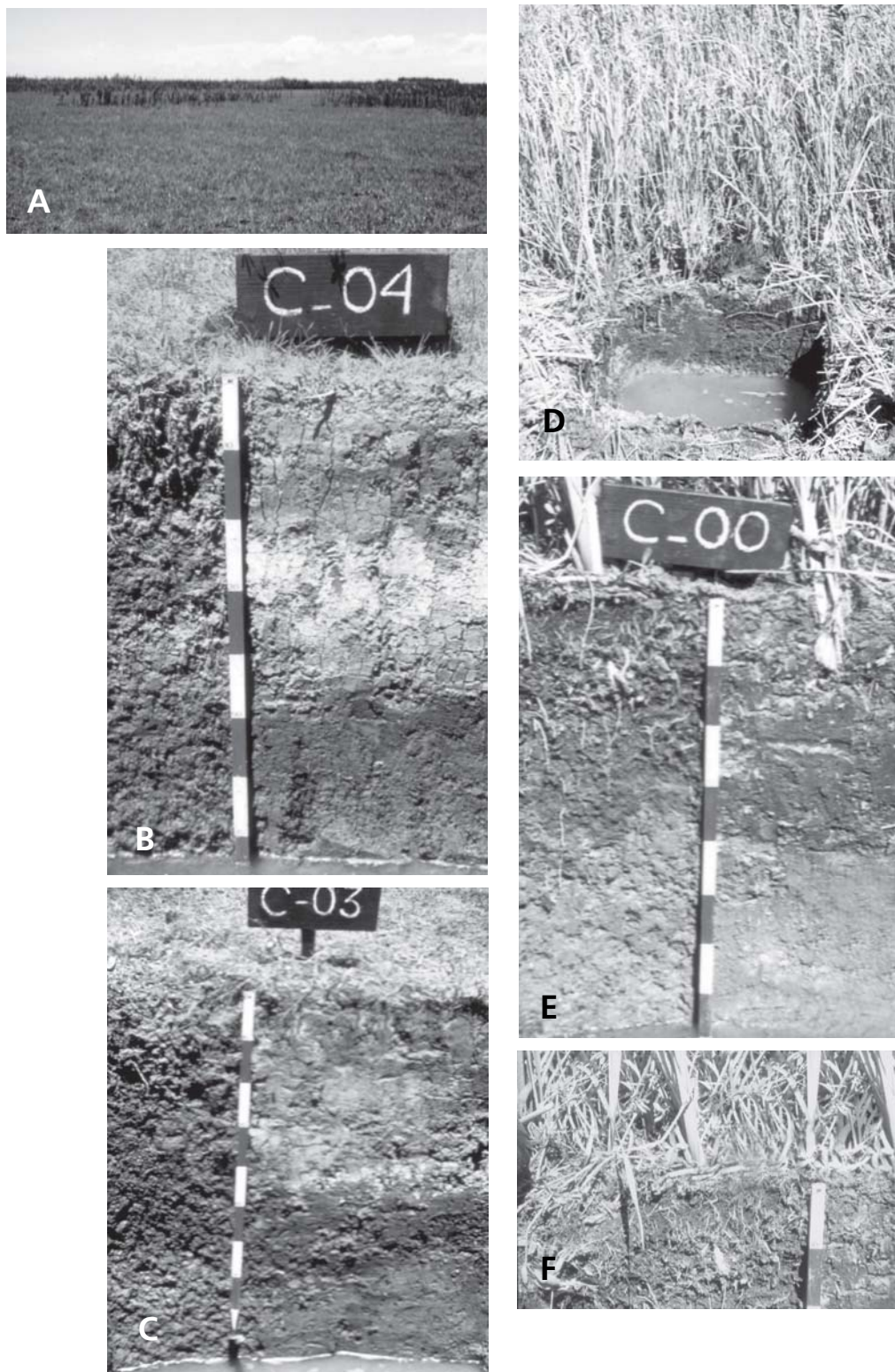


Figura 4.2 Suelos afectados por procesos de hidromorfia en la Región Pampeana. Toposecuencia de suelos en la Cañada Grande. Oliden. Provincia de Buenos Aires: a) paisaje de ambiente plano con depresiones someras con vegetación de espadaña y duraznillo; b) suelo de parte media de pendientes; c) suelo de pie de pendiente; d) ambiente de depresión; e) suelo de depresión; f) acumulación de materia orgánica superficial.

por anegabilidad cuando se encuentra en depresiones encharcables estacionalmente, y en esos casos es imperfectamente drenado. El suelo está afectado por hidromorfismo en épocas lluviosas en los horizontes B2t y B3 (INTA, 1972).

La Pampa Deprimida, constituye un ambiente de depresión extendida, cuyo relieve casi plano genera condiciones de hidromorfia generalizada en distinto grado y posición, acompañada por procesos de sodificación y calcificación. El escurrimiento es mínimo y las precipitaciones se distribuyen sobre el terreno formando en algunos casos lagunas, cañadones y bañados que actúan como elementos de drenaje endorreico; a veces el drenaje es arreico donde el agua se infiltra o permanece en superficie hasta que se evapora en el verano. El universo de suelos de la Pampa Deprimida es vasto (Solonetz, Brunizems, Planosoles), ya que pertenezcan a ambientes litorales, continentales o cercanos a las sierras, pero en todos está impresa la evolución geomórfica del área que generó suelos poligénicos y al decir de Tricart (1973)... «hay pocos suelos verdaderamente zonales en la Pampa Deprimida».

En la Región Pampeana hay varios términos usados en el campo y en la literatura vernácula para describir zonas más húmedas de la llanura, tales como:

«Bañado» (Ringuelet, 1962, Dangavs, 2005). Es un cuerpo de agua semipermanente o temporario, con una cubeta de contorno y perímetro indefinidos, y sin sedimento propio, con vegetación emergente abundante que deja pocos espacios libres. Podría asimilarse a *Marsh*: área húmeda, periódicamente inundada con agua estancada o con poco movimiento que tiene vegetación herbácea y a veces pequeña acumulación de turba; el agua puede ser salada, salobre o dulce. Estos ambientes a veces se donominan *pradera húmeda*, «*wet prairie*» (Glossary of Soil Science, SSSA, 2001). Las aguas pluviales o «de rebalse» quedan detenidas en depresiones poco importantes del terreno, condicionando la existencia de vegetación de tipo palustre o de suelo muy húmedo, frecuentemente llamado «*el pajonal*». Como no hay cubeta bien definida, el suelo es el mismo que el emergido adyacente, pues la extinción periódica o esporádica del bañado impide la formación de sedimento propio. Por tanto, es un cuerpo de agua inestable que cuando se seca constituye un suelo potencialmente inundable. Es el refugio de comunidades de aves, entre ellas el chajá (*Chauna torquata*) de los bañados pampeanos. Hay bañados de desborde o pluviales, ya sea si el terreno se inunda por agua

de un curso fluvial vecino o por agua de lluvia. Una diferencia importante es la calidad del suelo y del agua, así hay bañados salados y no salados (según la cantidad de sales solubles en el agua) hecho que se refleja en los rasgos de la vegetación del higrótomo. El bañado no salado más común en la Región Pampeana es el pajonal, que posee predominancia de distintas especies vegetales. Están aquellos en los que abunda la «cortadera» o «paja brava» (*Scirpus giganteus*) y suelen estar secos en verano y parte del otoño; los de «carda» (*Eryngium eburneum*) en terrenos inundados periódicamente pero con largos períodos de sequía; los bañados de «duraznillo» (*Solanum glaucophyllum*) con agua pluvial intermitente, llamados «bajos dulces»; bañados de desborde con dominancia de ciperáceas; bañados de «seibal» con inundación periódica por desborde, con bosque ralo de seibo (*Erythrina cristagalli*) y pajonal de espadaña; bañados con pajonal de «espadaña» (*Zizaniopsis bonariensis*). Ya hablaba Ameghino (1884) en «Las secas y las inundaciones de la provincia de Buenos Aires» de los bañados temporarios que se forman en las épocas de grandes lluvias en zonas bajas y de poco declive donde se forman «...charcos y pantanos o cubre el suelo con una capa de agua poco profunda», estas aguas estancadas calentadas por el sol forman depósitos pantanosos que vuelven a desecarse dejando en superficie el barro arcilloso. También habla de la presencia en la llanura pampeana de «largas fajas de terrenos bajos y anegadizos durante una parte considerable del año, especies de grandes cañadones en los que las aguas aún no han conseguido trazarse un cauce bien delimitado».

«Cañada» y su aumentativo «cañadón» son términos de honda raigambre vernácula en Argentina, aplicados a terrenos bajos, entre lomas, cuchillas o sierras, con agua transitoria y vegetación palustre. En algunas partes el cañadón se distingue por la fluencia del agua pero el término no tiene sentido limnológico (Ringuelet, 1962). Se utiliza reiteradamente en las Cartas de Suelos del INTA para señalar áreas de las características mencionadas. Según Dangavs (2005), sería un *pantano*, un cuerpo léntico, definido éste último como un cuerpo de agua distrófico que representa la fase final evolutiva de un lago o laguna senescente, con lecho colmado de detritos autóctonos e hidrofíticas invasoras sin vida limnética. La desaparición del espejo de agua lo elimina como ambiente acuático y entra en una serie sucesional que termina en un suelo emergido con vegetación palustre. No hay que confundirlo con las áreas de suelo anegado sin

Tabla 4.1 Propiedades seleccionadas de suelos hidromórficos de la Región Pampeana.

Horiz.	Prof. (cm)	Color				Clase textural (USDA)	Arcilla (%)	M.O. (%)	pH	Rasgos redoximórficos (tipo, abundancia, contraste)	Nivel freático (cm)
		Matriz		Moteados							
		seco	húmedo	seco	húmedo						
Suelo Semipantanososo. Río Seibo. Delta del Paraná. Bonfils, 1962											
A _{oo}	5-0										
A _o /A ₁	0-20	5Y 5/1	5Y 3/1			arc.	54,3	poco descomp. 12,5	4,5		
A ₁	20-40	5Y 3/1	2,5Y 2/0			arc.lim.	43,7	5,2	4,4		
G ₁	40-70			5YR 4/6		fr-arc.lim.	35,6	2,9	4,6	precipitados de Fe en grietas y canalículos; escasos ausentes	
G ₂	70-110					fr.arc.lim.			5,0		
CG	110+					fr.arcare; fr. are.			4,7		120
Suelo Gley -húmico. Río Paraná Mini. Delta del Paraná. Bonfils 1962.											
A ₁	0-18	10YR 2/1	10YR 4/1			fr. arenosa	10,2	5,1	5,7		
(B) en G	18-100	10YR 5/2	10YR 5/4	5YR 6/4		fr. arenosa	27,3	0,7	5,2		
G	100-180	2,5Y 6/0	10YR 6/2	2,5YR 5/0		fr. arenosa	14,5	0,5			
CG	180+	2,5 7/0									100-150
Hidracuente Suelo subhídrico. Zona del Paraná Medio. Orellana, 1972											
I	0-4	10YR 5/3	10YR 3/2,5			arc. lim.	46,0	12,0	4,1	óxidos de Fe en huecos y raíces	
II	4-27	10YR 6/3	10YR 4/2			fr.arc.lim.	35,5	4,0	4,1	óxidos de Fe en huecos y raíces	
III	27-33	2,5Y 6/2	2,5Y 4/2			fr.arc.lim.	32,0	0,8	4,4	óxidos de Fe en huecos y raíces	
IV	33-36	10YR 5,5/1	10YR 4/1	2,5YR 4/6		fr.arc.lim.	nd	1,7	4,6	óxidos de Fe en huecos y raíces	
V	36-51	10YR 5/1,5	10YR 4/1	2,5YR 3/4		arc.lim.	47,5	1,5	4,6	óxidos de Fe en huecos y raíces	
VI	51-65	2,5YR 6/2	2,5YR 4/2	10YR 6/6		fr.arc.lim.	32,5	0,9	4,5	moteados Mn, comunes, finos, destacados	
VII	65-114	10YR 5/1,5	10YR 3/2			fr.arc.lim.	51,0	1,8	4,9	moteados Mn, comunes, finos, destacados	115

Tabla 4.1 continuación (pág. 156)

Horiz.	Prof. (cm)	Color			Clase textural (USDA)	Arcilla (%)	M.O. (%)	pH	Rasgos redoximórficos (tipo, abundancia, contraste)	Nivel freático (cm)
		Matriz		Moteados						
		seco	húmedo	seco	húmedo					
Fluvacuente. Albardón costero del río de la Plata. 34° 47'10"S, 58° 00'50"O. 2 m snm. Imbellone et al. 2001										
A	0-10	10YR 5/2	10YR 3/2			21,8	7,0	5,5		
2C _{xg}	10-27	10YR 6/1	10YR 4/1			2,4	0,3	6,3	moteados y concr. de Fe Mn abundantes	60
2C _g	27-48	2,5Y 5/3	10YR 4/1			1,3	0,4	5,6	matriz de intensidad ≤2	
3O _{ib}	48-125+						12,9	5,2		
Argialbol aéreo. Serie Las Gamas. Partido de Colón, provincia de Buenos Aires. 33°45'00"S, 60°56'35"O. Hoja Pergamino 3360-32. INTA, 1972										
Ap	0-15	10YR 4/2	10YR 3/2		fr. lim.	21,8	4,1	6,0		
A12	15-34	10YR 4/2	10YR 3/2		fr. lim.	22,3	2,1	6,4		
A2	34-42	10YR 5/3	10YR 3/4		fr. lim.	20,4	1,0	6,3		
B21t	42-75	7,5YR 5/3	7,5YR 4/4	7,5YR5/3	arc. lim.	48,3	1,0	6,3	moteados abund./comunes, sobresalientes	
B22t	75-96	7,5YR 5/4	7,5YR 4,5/4		fr. arc. lim.	34,2	0,6	6,6	moteados esc, med. sobresalientes concreciones de Fe Mn escasas	
B31	96-132	7,5YR 6/4	7,5YR 5/4		fr. arc. lim.	29,8	0,3	6,5	moteados escasos, medios, sobresalientes concreciones de Fe Mn escasas	
B32	132-160	7,5YR 6/4	7,5YR 5/4		fr. lim.	26,1	0,2	7,0	moteados escasos, medios, sobresalientes concreciones de Fe Mn escasas	150
Cca	160-200	7,5YR 7/4	7,5YR 5/4		fr. lim.	18,2	0,1	7,8	moteados escasos, medios, sobresalientes	
Natracrol típico. Serie Castelli. Partido de Castelli, provincia de Buenos Aires. 36°08'35"S, 57°57'20"O. 7m snm. Hoja Casalins, 3760-6. INTA, inédito										
A1	0-20	10YR 5/2	10YR 3/1		fr.	19,7	3,69	6,9		
B1	20-28	10YR 5/2	10YR 4/2		fr. arc.	33,5	1,34	8,0	moteados comunes, finos, débiles	
B21t	28-42	7,5YR 5/2	7,5YR 4/2		arc	46,6	1,47	8,2	moteados comunes, medios, precisos concreciones de Fe Mn abundantes	
B22tca	42-80	7,5YR 6/4	7,5YR 4/4		fr. arc.	29,5	0,20	8,2	moteados comunes, medios, precisos concreciones de Fe abundantes	
B3x	80-125	7,5YR 6/4	7,5YR 5/3		fr	20,3	0,03	7,8	concreciones de Fe-Mn escasas	
C	125 +	7,5YR 6/4	7,5YR 5/4		fr. lim.	18,8	-	8,2		

contorno o perímetro definido que llamamos bañado (Ringuelet, 1962). Sería equivalente a *swamp*: área saturada con agua la mayor parte del año pero con la superficie del suelo sumergida a, escasa profundidad generalmente con árboles o arbustos (Glossary of Soil Science, SSSA, 2001).

Esteros (tropical swamp). En la Región Pampeana propiamente dicha no hay esteros pues son lagunas de regiones tropicales y subtropicales, pero abundan en provincias vecinas como Corrientes. Son ambientes lénticos de escasa profundidad, permanentes o semipermanentes, con poca superficie de agua libre y sin movimiento, tienen estratificación térmica con capa superficial más caliente, tenor de oxígeno disuelto escaso o nulo, abundante hidrofítia sumergida y emergida circundante, con abundante sedimento en descomposición, y pobre población planctónica (Ringuelet, 1962). La escasez de oxígeno se debe a las pocas posibilidades de aireación del cuerpo de agua ya que el agua no se mezcla debido a que la vegetación emergida y circundante frena la acción del viento, sumado al consumo de oxígeno producido por la descomposición bacteriana de los materiales del fondo y la respiración de los microorganismos. Son de mencionar aquellos de la región chaqueña de Argentina en la zona de Patiño algunos formados entre brazos muertos del sistema del río Pilcomayo. En el norte de la provincia de Corrientes hay varios miles de kilómetros cuadrados de esteros alimentados por agua pluvial y de desborde de los cursos vecinos, denominados localmente con el nombre del curso cercano y que en conjunto forman los esteros del Iberá. Los suelos del área son arenosos y el fondo de los esteros también. Este hecho los diferencia de los esteros típicos, ya que carecen de material pelítico; poseen aguas claras y posiblemente falta de estratificación térmica, con vegetación sumergida y flotante.

Por otro lado, desde la década de los 50 y en forma creciente, diversas especialidades de las Ciencias Naturales utilizan el término «*humedal*» («*wetland*»). Es un término genérico que designa ambientes transicionales entre ecosistemas acuáticos y terrestres que están inundados en forma permanente o periódica, o saturadas por períodos suficientemente largos para formar suelos o sustratos hídricos y poseen vegetación hidrófita. Se encuentran en cualquier lugar donde el exceso de agua ejerce un control sobre el desarrollo de la biota, ya sean plantas, animales o microbios. En ese enorme universo natural y antrópico las definiciones científicas involucran a biólogos,

ecólogos, pedólogos e hidrólogos para interpretar las relaciones planta-suelo-hidrología y a geomorfólogos en el análisis de geformas y posiciones del paisaje. Unos y otros establecen criterios bióticos (organismos) y abióticos (sustrato, suelos, hidrología) para aplicar normas regulatorias gubernamentales a fin de proteger y manejar esos ambientes (National Research Council, 1995). Los humedales a veces quedan incluidos en las denominadas «*áreas misceláneas*», que son unidades cartográficas correspondientes a tierras con o sin suelo y vegetación, con escasas posibilidades de uso.

Factores de formación

Existe una fuerte relación entre la **topografía** y el agua del suelo, por eso se utiliza el término *hidrotoposecuencia* para referirse a un conjunto de suelos con distinta humedad a lo largo de una catena (Zobeck y Ritchie, 1984). Entender el régimen hídrico es esencial para interpretar el comportamiento del suelo y manejarlo adecuadamente.

El *drenaje natural* es un componente del régimen hídrico y una forma de caracterizar los suelos, sobre todo localmente, para usos agrícolas y separar suelos con ciertas limitaciones para los cultivos. Posee siete clases y principalmente tres de ellas, (imperfectamente drenada, pobremente drenada y muy pobremente drenada), se aplican a suelos «húmedos», con algunas excepciones en las otras clases que son demasiado secas para incluir suelos hidromórficos (Soil Survey Staff, 1993). El drenaje se refiere a la rapidez y grado con que el agua se elimina del suelo, y a la frecuencia y duración de los períodos cuando el suelo no está saturado. Tiene dos componentes: a) uno interno propio del suelo influenciado por la permeabilidad y relaciones con la capa freática, y b) otro externo, dependiente de la configuración de la pendiente.

La topografía y el clima son los factores preponderantes para que un suelo sea «seco» o «húmedo». El suelo será «húmedo» si posee capa freática alta o es tan lentamente permeable que retiene abundante cantidad de agua y viceversa. En clima seco la mayoría de los suelos están en esa condición de humedad excepto en sitios particulares, en cambio, en clima húmedo la topografía es más importante pues es responsable de la distribución del agua en el paisaje; así, en zonas altas el suelo puede ser seco si es muy

permeable o húmedo si es lentamente permeable o posee un *acuitardo* infrayacente (Mausbach y Richarson, 1994). Independientemente del aporte pluvial, el clima demasiado frío, con temperaturas menores a 1° C, impide la actividad microbiana y la generación de rasgos distintivos. Naturalmente, la temperatura afecta la velocidad de generación de anaerobiosis y es más lenta a medida que desciende la temperatura. Se considera que la actividad biológica cesa a 5° C, aunque en Alaska se encontraron suelos hidromórficos sobre el permafrost y presencia de actividad biológica aún debajo de 2° C, hecho también mencionado en suelos de otros ambientes similares.

Con respecto a las relaciones temporales de desarrollo del proceso, se podría decir que son casi instantáneas comparadas con otros procesos como illimerización y vertisolización. El estado reducido se puede desarrollar en uno a pocos días en muchos suelos, después que la saturación con agua inhibe el intercambio de gases entre la atmósfera y el suelo (Ponnamperuma, 1972). Las manifestaciones más avanzadas del proceso (producción de metano y sulfuro de hidrógeno) se pueden encontrar después de saturación entre 1 y 2 meses. Por eso, las escalas de tiempo pueden variar entre 1 y 10⁴ años según se consideren propiedades dinámicas, como cambios en el estado de saturación con agua y Eh o propiedades resultantes como color en función de la distribución de hierro (Fiedler y Sommer, 2004) y tipo de compuestos formados. Cambios en la frecuencia, longitud y profundidad de la saturación del suelo producen suelos con rasgos distintivos. El lapso durante el cual el suelo está saturado determina la formación de depósitos orgánicos de distinto espesor o suelos minerales con o sin rasgos redoximórficos. Los suelos minerales pueden tener en superficie depósitos orgánicos de distinto espesor, con un subsuelo típicamente grisáceo y con rasgos redoximórficos. Si el período de saturación es relativamente corto, la materia orgánica enriquece los horizontes superiores, pero no se acumula separadamente, y forma horizontes superficiales oscuros. Si el período de saturación es suficientemente largo para evitar la oxidación de la materia orgánica, (2 meses o más) los restos orgánicos no se descomponen pues las bacterias anaeróbicas son menos eficientes que las aeróbicas en asimilar materia orgánica durante la descomposición. Este hecho puede causar la formación de turbas y materiales sápricos «*mucks*» por acreción de restos orgánicos. Gambrell y Patrick (1978) hacen una revisión de

los procesos químicos y microbiológicos en suelos anaeróbicos. Otro efecto de la inundación frecuente se observa en suelos aluviales con sucesivos horizontes enterrados en el subsuelo, ricos en materia orgánica, con distintos grados de descomposición del material sedimentario mineral y orgánico aportado por el agua. Es muy común observar esta situación en sucesiones aluviales antiguas y actuales; la expresión morfológica depende de la magnitud del agente que la produce, así hay abundante información geomorfológica de registros que miden relaciones de acreción de sedimentos minerales y orgánicos (Goudie, 1995; Tiner, 1999).

Humedales y suelos hídricos ocurren debido a determinada combinación de condiciones geológicas y climáticas. Lluvia abundante y clima frío favorecen la formación de humedales. La topografía plana minimiza el escurrimiento, favoreciendo su formación, mientras que la topografía ondulada favorece la formación sólo en depresiones localizadas y valles. Las agencias gubernamentales usan criterios geológicos, hidrológicos y bióticos para determinar si los suelos húmedos reúnen las definiciones de suelos hídricos, o si partes del paisaje puede clasificarse como suelos húmedos.

Muchas depresiones en zonas húmedas, poseen descarga de la capa freática donde la misma emerge y se hace superficial. La capa freática está más profunda en las zonas elevadas y posee menor elevación y está más cerca de la superficie en las depresiones. Así el agua se mueve desde la zona de recarga, al humedal de descarga manteniéndolo mojado aún durante intervalos estacionales secos. En tal caso, el flujo capilar de agua y sustancias disueltas provenientes de la capa freática cercana a la superficie promueve la formación de suelos salinos, sódicos, gípsicos y carbonatados en los puntos más bajos. En climas húmedos y fríos en las depresiones pueden desarrollarse Histosoles y en tierras altas suelos minerales lixiviados. En depresiones sobre tierras altas, donde el nivel freático es profundo, se pueden generar sitios de marcada infiltración, suelos muy lixiviados, mayor producción de MO y mayor desarrollo relativo del perfil de suelos. Muchas de esas áreas tienen sitios de recarga donde el agua superficial infiltra y alimenta la capa freática. En ambos casos la topografía facilita el aporte adicional de agua y la profundidad a la capa freática determina el destino de la infiltración puntual adicional.

El régimen hídrico del suelo posee componentes

importantes como son la *profundidad* a la zona de saturación (capa freática), *fluctuación* de la misma en el tiempo, y *contenido* de oxígeno. Se considera que el suelo está saturado cuando la presión de agua del suelo es 0 o positiva (Soil Survey Staff, 1999). El agua del suelo mantenida bajo presión negativa no fluye, en cambio en condición saturada, el agua «libre» fluye desde el suelo a una perforación realizada en el mismo y la profundidad del nivel de agua se estabiliza después de un tiempo. La franja capilar es el agua que asciende unos pocos centímetros o más, por encima de la capa freática. En ella materiales solubles pueden moverse hacia arriba en solución y ser depositados en la superficie del suelo o cerca de ella.

La profundidad de la capa freática depende de varios factores: 1) el más importante es la posición en el paisaje, que afecta la tendencia a mayor o menor grado de escurrimiento superficial (*runoff*); 2) precipitación pluvial, cantidad y distribución estacional; 3) evapotranspiración; 4) permeabilidad superficial y subsuperficial, especialmente cuando existen capas de lenta o rápida permeabilidad en el subsuelo. En suelos muy permeables la capa freática puede responder rápidamente a las precipitaciones; en cambio, en aquellos poco permeables la mayor parte del agua escurre superficialmente y si hay capa freática en la zona de influencia del suelo, responderá lentamente. La parte superior de las pendientes suelen ser áreas de recarga donde el agua meteórica percola hasta la zona saturada. En áreas bajas donde la capa freática intercepta la superficie, el agua superficial y la del suelo se descarga como vertiente (*flows up*) fuera del suelo. Esta descarga también se produce sobre laderas donde una zona de saturación superior (capa colgada), intercepta la superficie. La profundidad de la capa freática fluctúa temporalmente y las variaciones son mayores en las posiciones más altas del paisaje. La influencia de la topografía y la hidrología sobre el color del suelo es ampliamente tratada en la bibliografía que se puede consultar en Vepraskas y Sprecher (1997). Los suelos saturados con agua y químicamente reducidos al punto que el oxígeno está virtualmente ausente, por encima de la capa freática, ya sea en forma continua o periódica, poseen las denominadas *condiciones ácuicas* (*endosaturación, episaturación, saturación antrácuica*) evidenciadas por *rasgos redoximórficos*, que se tratarán más adelante.

Génesis del proceso Procesos de reducción y oxidación

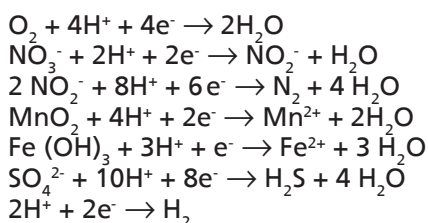
Los términos «oxidado» y «reducido» se usan para describir si el sistema suelo posee o no oxígeno disponible para la respiración aeróbica de los microorganismos (Schaetzl y Anderson, 2006). La reducción en el suelo puede ser provocada por la saturación con agua, pero sólo si el contenido de materia orgánica y la temperatura permiten la actividad microbiana. Los procesos de oxidación y reducción se expresan en términos de potencial redox (Eh) o del logaritmo negativo de la actividad de los electrones ($pe = -\log(e^-)$). Ambos parámetros se relacionan así:

$$Eh = 0,059 pe \text{ (a } 25^\circ \text{ C)}$$

En el suelo, los valores de Eh (o pe) pueden variar a través de una amplia gama. Debido a que tanto protones como electrones son transferidos en las reacciones redox, éstas se pueden representar mediante diagramas de pe (o Eh) en función del pH. La «materia orgánica» es la sustancia que se encuentra más reducida en el sistema y su oxidación se puede producir si existe algún aceptor de electrones, que en las condiciones que se presentan en el suelo, pueden ser O_2 , NO_3^- , Mn, Fe y S. La reducción de estos compuestos por la materia orgánica es termodinámicamente posible, pero la mayor parte de las reacciones son extremadamente lentas. Sin embargo, numerosos microorganismos no fotosintéticos descomponen catalíticamente los productos inestables de la fotosíntesis mediante estas reacciones redox que proveen energía, pudiendo utilizarla para sintetizar nuevas células y mantener las existentes. Por lo tanto, se puede producir reducción si se reúnen simultáneamente las siguientes condiciones: a) presencia de materia orgánica, b) ausencia de una fuente de oxígeno y c) presencia de microorganismos anaerobios.

Cuando un suelo se satura con agua, el oxígeno se agota pues es rápidamente consumido por los organismos aerobios, primero el del aire de la fase gaseosa del suelo y luego el disuelto en el agua. La respiración aeróbica de los organismos tiene como receptor final de los electrones al oxígeno, que se combina con iones hidrógeno; por lo tanto, la respiración aeróbica conduce a la reducción del oxígeno molecular. También otras sustancias pueden aceptar electrones y tomar parte en reacciones de reducción. Hay una posible secuencia de reacciones que se pueden producir en un suelo que se satura con agua. En primer lugar, la reducción del oxígeno, y luego los

nitratos y el manganeso en suelos neutros (o primero manganeso y luego nitratos en suelos ácidos) y el hierro. Más tarde se pueden generar sulfuros o aún el ión hidrógeno puede pasar a forma gaseosa (Bouma, 1983; Barlett, 1999). Esta secuencia teórica, indicada a continuación, se produce en la naturaleza, aunque a veces no opera exactamente de la misma manera en el suelo pues los compuestos presentes en el mismo no son puros, por ejemplo el hidróxido férrico suele poseer impurezas de manganeso.



Además de reacciones inorgánicas como las precedentes, en condiciones anaeróbicas los compuestos orgánicos no son oxidados completamente a dióxido de carbono y agua, sino que se producen compuestos intermedios como ácidos grasos simples, hidrocarburos, alcoholes y acetonas que pueden reducir los óxidos férricos y formar quelatos ferrosos.

En la mayoría de los suelos, el potencial redox (Eh) baja desde valores de 500 a 700 mV en condiciones aerobias, a 200 y -200 mV después de un período de condiciones anaeróbicas que puede oscilar entre una semana y varios meses. Si el contenido de óxidos de Mn fácilmente reducibles es alto o las condiciones para el crecimiento microbiano son desfavorables (bajo contenido de materia orgánica, pH extremadamente bajo), el Eh puede permanecer positivo durante 6 meses o más (Van Breeman y Brinkman, 1976). Los procesos de oxidación siguen la secuencia inversa;

por ejemplo, el Fe ferroso se oxida antes que los compuestos de Mn reducidos. Las transformaciones que se producen en suelos anegados se pueden diferenciar en tres fases generales, estudiadas detalladamente en arrozales (Takai y Kamura, 1966) (Tabla 4.2).

Hidromorfismos de superficie y profundidad

De acuerdo al origen del agua que satura el suelo se diferencian el *hidromorfismo de superficie* y el *hidromorfismo de profundidad*. El primero se origina por el agua superficial que infiltra y se acumula sobre horizontes de permeabilidad lenta, originando «capas colgadas». Al saturarse el suelo se produce la reducción y movilización de hierro; se reoxida al secarse y precipita en forma de moteados y concreciones. El Mn también participa en estos procesos y generalmente se combina con el Fe para formar concreciones. La clasificación francesa diferencia distintos suelos con hidromorfismo de superficie: Pseudogley, Estagnogley, Pelosol y Planosol (Duchaufour, 1977).

De los suelos mencionados, los Planosoles son los que tienen mayor difusión en la Región Pampeana. Se caracterizan por la presencia de un horizonte E álbico, empobrecido en arcilla y materia orgánica, el cual sobreyace a un horizonte Bt argílico, entre los cuales suele haber un cambio textural abrupto. La génesis de estos suelos aún es imperfectamente conocida. Duchaufour (1977) distingue tres fases en el proceso de planosolización: 1) migración de arcillas; 2) proceso de ferrólisis; y 3) acidificación acentuada. En nuestro país los Planosoles han sido estudiados por Piñeiro y Panigatti (1972), Stephan y De Petre (1973), Morrás (1979) y Pazos (1989). El hidromorfismo de profundidad se origina por

Tabla 4.2 Transformaciones biogeoquímicas del proceso de hidromorfia.

Proceso	Eh (mV)	Condiciones del suelo	Metabolismo microbiano	Evolución de la materia orgánica
Desaparición del O ₂	+500 / +350	óxicas	aerobiosis	biodegradación
Formación de Mn ²⁺	+400/ +200	subóxicas	anaerobiosis facultativa	acumulación temporaria
Formación de Fe ²⁺	+300/ +150			
Desaparición de NO ₃ ⁻	+350/ +100	anóxicas	anaerobiosis estricta	acumulación fuerte
Formación de S ²⁻	0/ -150			
Formación de CH ₄ e H ₂	< -150			

Basado en Takai y Kamura, 1966.

la presencia de una capa freática pobre en oxígeno que produce la reducción del hierro. En medio ácido el Fe ferroso puede migrar dejando horizontes decolorados («gley blancos»). En medio neutro o alcalino, el Fe es poco móvil y se puede acumular como hidróxido ferroso-férrico, confiriendo al perfil matices verdosos o azulados. En esos casos el proceso recibe el nombre de *gleización*. Estos suelos pueden presentar una capa con moteados de hierro oxidado que marca la zona de oscilación del nivel freático. Por debajo presentan una capa de colores «gley» uniforme que se halla saturada casi permanente-

mente durante el año. Las principales diferencias entre ambos tipos de hidromorfismo, especialmente estudiadas por investigadores europeos, se muestran en la Tabla 4.3.

Hidromorfismo natural

Los suelos hidromórficos son uno de los componentes físicos del ecosistema de los humedales (Kalesnik y Kandel, 2004, Kandus, et al., 2006). Este tema es reiteradamente mencionado en los últimos 10 años desde la óptica de varias disciplinas de las ciencias naturales. Desde la óptica pedológica, la primera caracterización del pro-

Tabla 4.3 Diferencias entre hidromorfismo de profundidad y de superficie.

Características	Hidromorfismo de profundidad (Suelos Gley)	Hidromorfismo de superficie (Suelos Pseudogley)
Causa de la saturación	Agua freática	Agua colgada
Posición geomorfológica	Planicies de inundación, llanuras costeras, etc.	Áreas localmente deprimidas en posiciones topográficas elevadas
Potencial mátrico	Disminuye con la profundidad	Aumenta con la profundidad
Movimiento del agua	Aumenta con la profundidad	Disminuye con la profundidad
Ascenso capilar	Fuerte	Reducido
Movimiento del agua en el subsuelo	Fuerte	Débil
Percolación del agua	Libre	Restringida
Aireación	Permanente	Temporal a permanente
Oxígeno disuelto en agua del suelo	Bastante alto con frecuencia	Escaso a ausente
Transporte de oxígeno	Rápido (con el agua)	Muy lento (difusión)
Gradiente redox	Vertical uniforme	Variable
Movimiento principal del agua	Ascendente	Descendente
Actividad biológica	Relativamente alta, a menudo	Relativamente baja, a menudo
Edad del paisaje	Principalmente joven	Con frecuencia antiguo
Contenido de nutrientes	Alto, a menudo	Escaso, a menudo
Disponibilidad de nutrientes	Altos contenidos de Fe, Mn, P y Mo pero poco disponibles	Alta disponibilidad de Fe, Mn, P y Mo. Pérdidas de N (desnitrificación)
Contenido de agua	Permanente alto en la parte inferior del perfil	Temporariamente bajo en la parte superior del perfil
Contenido de aire	Permanente bajo en la parte inferior del perfil	Temporariamente bajo en la parte superior del perfil
Penetración de las raíces	Limitada en profundidad	Limitada en época de crecimiento
Prácticas de manejo posibles	Drenaje	Labranzas profundas

Basado en Pons, 1990

ceso surge de la *estimación* de la clase de drenaje de un suelo que permite estimar la condición de humedad predominante e involucra la descripción de la presencia, posición y permanencia de la capa de agua libre y la capa freática. Así, a partir de la clase «imperfectamente drenada» hasta la «muy pobremente drenada» la condición de hidromorfia es creciente. Estas clases se refieren a la frecuencia y duración de los períodos de desaturación inferidos a partir de indicadores morfológicos como motas y colores glei. Son definidas para suelos desarrollados en condiciones naturales sin tener en cuenta la alteración por drenaje artificial o irrigación y se usan principalmente con referencia a prácticas de manejo del suelo, más que por pedólogos, pues están definidas cualitativamente (Schaetzl y Anderson, 2005).

El monitoreo sistemático de la capa freática no se realiza rutinariamente, en cambio se utilizan los indicadores morfológicos como registros indirectos de su influencia. Los colores de los rasgos redoximórficos correlacionados con los procesos redox en los suelos indican cuando los óxidos de hierro y manganeso son químicamente reducidos, oxidados y translocados. Así, los rasgos pedogenéticos más comunes utilizados para *inferir* condiciones de humedad son: 1) color de la matriz y motas de baja intensidad (chroma), 2) revestimientos de canales y agregados de color gris (albanes o esqueletanes álbicos), 3) nódulos o concentraciones de sesquióxidos, y 4) motas de alta intensidad en el interior de los agregados. Colores grises, oliva o pálidos (intensidades iguales o menores a 2) indican humedad o saturación. El hierro ferroso es incoloro y los suelos con abundancia del mismo suelen poseer el color de los minerales primarios livianos. Colores rojizos indican que la mayoría de los casos que del hierro se encuentra en estado oxidado. En estas condiciones, cuando no hay limitaciones para que el oxígeno se difunda en la masa del suelo desde la atmósfera, la matriz es roja (5YR o más roja), parda (10YR) o pardo-rojiza (7,5YR). En estado totalmente reducido la matriz es 2,5Y o 5Y, o aún GY. Mezclas de colores en los moteados indican alternancia de condiciones de humedad y sequedad, y los rasgos de pérdida y de concentración se encuentran distribuidos al azar en distintas zonas de los horizontes afectados.

Dicho esto, también es necesario tener en cuenta que los rasgos hidromórficos pueden ser heredados y estar indicando un régimen de agua pasado. Además, en suelos con escasa MO o de zo-

nas frías la reducción en suelos saturados se ve afectada por la escasa actividad biológica. Los suelos formados en materiales originarios de color rojo pueden parecer más secos de lo que son realmente, debido al color heredado.

EXPERIENCIAS EN LA REGIÓN PAMPEANA. Hasta el momento es muy escasa la información acerca de la dinámica de los procesos hidromórficos en suelos de la Argentina. Los primeros trabajos se realizaron en suelos de la Pampa Deprimida (Taboada y Panuska, 1985 y Taboada y Lavado, 1986). Los primeros autores caracterizan el estado de aireación en tres suelos (Argiudol, Argialbol y Natracualf) mediante medidas mensuales del potencial de óxido-reducción, durante 8 meses, a dos profundidades (0-6 cm y 30-36 cm). Encontraron, como era de esperar, que en el Argiudol el estado de oxidación era permanente, con valores máximos y mínimos de Eh entre 460 y 385 mV. En el Argialbol se registraron estados alternantes de oxidación y reducción con valores de Eh entre 450 y 150 mV y finalmente el Natracualf se había mantenido constantemente en estado reducido, ya que el valor máximo de Eh fue de +165 mV y las otras mediciones fueron inferiores a +100 mV. Se encontró relación entre el Eh y pH, en cambio, no se halló correlación entre Eh y humedad edáfica, como así tampoco con las precipitaciones.

Taboada y Lavado (1986) caracterizaron el régimen ácuico de un Natracuol típico de la Pampa Deprimida, mediante observaciones mensuales durante 18 meses, hallando relación entre la presencia de rasgos hidromórficos y los valores del potencial de óxido-reducción (Eh). En ese período el suelo permaneció sumergido por un período discontinuo de aproximadamente cuatro meses con 15 cm de agua en superficie, coincidiendo con los mínimos valores promedio de Eh (-153 mV) en los horizontes A. Se observaron moteados y concreciones ferromanganíferas a partir del Bt1. Los valores de óxidos de hierro libres variaban entre 0,059 % en superficie y 0,129 % en profundidad.

A continuación se comentarán detalladamente algunas de las experiencias realizadas tanto en suelos escasamente hidromórficos como en aquellos fuertemente hidromórficos en el este de la Región Pampeana.

Suelos ligeramente hidromórficos. En el concepto clásico el proceso de hidromorfia se manifiesta por características del paisaje (relieve, vegetación) como por rasgos redoximórficos en el per-

fil, acompañados por una condición geoquímica específica. Estas relaciones son concurrentes en suelos donde el proceso de hidromorfia está claramente definido, como en los suelos hidromórficos y muy hidromórficos descritos en la bibliografía (Duchaufour, 1977). Algunos suelos de la Región Pampeana que están ubicados en posiciones intermedias de las pendientes muestran una variación creciente de propiedades hidromórficas hacia las posiciones deprimidas del paisaje. Ellos gradan desde pedones con alguna propiedad hidromórfica, como por ejemplo la vegetación higrófila, pero carentes de rasgos redoximórficos en el perfil, hasta otros suelos con propiedades hidromórficas bien definidas.

Inicialmente se presenta información que registra las posibles diferencias estacionales en el valor del Eh y el contenido de Fe²⁺ y Mn²⁺ en dos pedones de una hidrotoposecuencia, situada en el partido de La Plata, Provincia de Buenos Aires, en la Región Pampeana húmeda. La zona posee relieve suavemente ondulado, con pendientes entre 0,5 y 1% y está disectada por cursos que pertenecen a las vertientes de los ríos de la Plata y Samborombón. Los suelos dominantes son Molisoles, Alfisoles y, en menor proporción, Vertisoles. En las planicies de inundación y áreas de pendientes proximales se desarrollan suelos bajo condiciones de hidromorfia temporaria, con o sin horizontes fuertemente eluviados y rasgos redoximórficos (Argialboles, Argiacuoles y Natracualfes, INTA, 1989). La duración del período

de hidromorfia está relacionada con las variaciones hídricas y posición en el relieve. La profundidad de la capa freática varía generalmente entre 1,60 y 3,00 m.

Como referencia se incluye el balance hídrico para la zona de La Plata (Tabla 4.4). La oferta hídrica media anual que reciben los suelos es de 1040 mm. Desde fines de otoño a mediados de primavera hay un exceso de agua de 242 mm; luego continúa un corto período de consumo de agua a fines de primavera, al que le sigue un período con escaso déficit (7 mm) en verano. Finalmente el período de recarga se extiende desde principios hasta mediados de otoño. De acuerdo con este balance hídrico, los suelos bien drenados del área tienen régimen de humedad údico, definido de manera simplificada como aquel que corresponde a suelos con déficit de humedad inferior a 90 días acumulativos en el año (Soil Survey Staff, 1999).

La hidrotoposecuencia que se muestra a continuación (curso medio del arroyo Maldonado, vertiente del río de la Plata), está constituida por dos Argialboles vérticos: Pedón 1 (34° 56' 45" S; 57° 55' 30" O): A (0-27 cm); E (27-50 cm); Btss (50-70 cm); Btkss (70-97 cm); Btk (97-115 cm); BC (115-160 cm); C (160-220+ cm). Pedón 2 (34° 56' 40" S; 57° 55' 25" O): A (0-35cm); E (35-52 cm); Btss (52-70 cm); Btgss1 (70-97 cm); Btgss2 (97-140 cm); 2BCg (140-160 cm); 2C (160+ cm) (Figura 4.3). El Pedón 1 corresponde a la posición topográfica

Tabla 4.4 Balance hídrico medio mensual (1909-2005) La Plata, 34° 55'S; 57° 57'O, Altura 15 m s.n.m. Almacenamiento de agua: 200 mm

Parámetros	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Año
T (°C)	22.8	22.1	20.2	16.6	13.3	10.4	9.9	11.0	12.8	15.5	18.5	21.2	16.2
P (mm)	101	94	111	95	83	63	66	67	77	93	96	94	1040
ETP (mm)	129	103	92	56	40	25	23	28	42	64	88	116	806
Almacenaje (mm)	155	148	167	200	200	200	200	200	200	200	200	179	
ETR (mm)	125	101	92	56	40	25	23	28	42	64	88	115	799
Déficit (mm)	4	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	7
Exceso (mm)	0	0	0	6	43	38	43	39	36	29	8	0	242

T: Temperatura media; P: Precipitación media; ETP: Evapotranspiración potencial; ETR: Evapotranspiración real; Fuente: Departamento de Sismología e Información Meteorológica. Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas (Universidad Nac. de La Plata).

más alta, situado en la parte proximal de la pendiente, es imperfectamente drenado y posee vegetación de pradera húmeda mezclada con especies del pastizal pampeano, de 80 cm de altura, y especies indicadoras de drenaje deficiente (*Baccharis coridifolia*, *Eryngium eburneum*, *Lolium perenne*, *Cynodon dactylon*). El Pedón 2 (Figura 4.3) se ubica en la planicie de inundación del Arroyo Maldonado, es pobremente drenado, con vegetación de pradera húmeda que en verano no cubre totalmente el suelo (*Cynodon dactylon*, *Eryngium eburneum*, *Stipa sp.*, *Cyperus sp.*, *Trifolium repens*). Este ambiente es plano y en algunos años puede acumular agua en superficie, en áreas reducidas y por cortos períodos de tiempo. Los rasgos redoximórficos presentan diferente grado de expresión en este perfil. En los horizontes E y Btss se encuentran moteados y concreciones ferromangáníferas muy escasas y los horizontes Btgss1, Btgss2 y 2BCg poseen manchas de colores gley: 5Y 2,5/2(h); 5Y 2,5/2(h); 5Y 5/3(h), respectivamente. Este suelo podría definirse, según Faulkner y Patrick (1992), como transicional a la hidromorfía. Las determinaciones de campo y laboratorio para estimar la condición de humedad de los suelos se realizaron en forma estacional entre agosto de 1994 y junio de 1996 (23 meses).

Relaciones entre Eh y pluviometría. El horizonte A del pedón pobremente drenado es el que presenta los mayores cambios en Eh según lo indica la amplitud y desviación standard de cada horizonte. Sobre esta base se profundizó el análisis en el citado horizonte. La curva de variaciones de Eh evidencia dos máximos y dos mínimos, los primeros corresponden uno a primavera y otro a invierno, y los segundos a otoño y verano (Figura 4.4 a).

A partir del registro pluviométrico semanal para los 23 meses (Figura.4.4 b), se pueden diferenciar períodos «húmedos» y «secos». Basándose solamente en la pluviometría sería esperable que hacia el final de un período «húmedo» o «seco» los registros de Eh fueran bajos o altos, respectivamente. Relacionando los períodos mencionados con los valores máximos y mínimos de Eh, se observa que los dos máximos están ubicados hacia el final de los períodos «secos». En los mínimos se encuentra que el último de ellos se corresponde con el final de un período «húmedo» y el otro se ubica al comienzo de un período «seco». De este análisis surge que las variaciones del Eh no se ajustan estrictamente a lo esperado para los períodos «húmedos» y «secos» que se han diferenciado, aunque las medidas no fueron

hechas al final de cada período.

Buscando una explicación para los valores de Eh registrados, se grafica la pluviometría diaria acumulada para días previos a cada medida de Eh (Figura 4.4c), cuyos valores pluviométricos acumulativos durante los 15, 7 y 4 días previos a cada medida y el coeficiente de correlación entre los distintos intervalos de tiempo y el Eh correspondiente al suelo pobremente drenado (Pedón 2), se presentan en la Tabla 4.5

La precipitación acumulada correspondiente a los 4 días previos a cada medición explicaría mejor los valores de Eh obtenidos para el horizonte analizado (Figura 4.5). Por lo tanto, el valor del Eh en cada caso dependería de la cantidad de lluvia caída durante los 4 días previos inmediatos a la lectura. Asimismo, se encontró correlación aceptable entre la humedad (H%) medida en el momento de la lectura y el Eh encontrado ($r \text{ Eh/humedad} = -0,662$, $p=0,05$, $n=9$).

Comportamiento del Fe²⁺ y Mn²⁺ En el Pedón 1 el Fe²⁺ y Mn²⁺ muestran una distribución errática en el perfil, sin guardar relación alguna entre sí ni con el Eh o la pluviometría. Las frecuencias de detección de estos elementos casi no difieren en ambos pedones, al igual que el máximo valor obtenido para el Fe²⁺ (Pedón 1: Fe²⁺ máx = 1,83 mg.kg⁻¹; Pedón 2: Fe²⁺ máx = 2,58 mg.kg⁻¹). En cambio, para el Mn²⁺ el valor máximo obtenido es apreciablemente mayor para el Pedón 2 (Mn²⁺ máx = 26,6 mg.kg⁻¹) que para el Pedón 1 (Mn²⁺ máx = 4,08 mg.kg⁻¹).

Ambos cationes se concentran más frecuentemente en los horizontes A, algunos B y los C de ambos pedones, con tenores variables en cada caso, y excepcionalmente en los horizontes E. Además, la distribución del Fe²⁺ y el Mn²⁺ en el Pedón 2 muestra una heterogeneidad dinámica, con máximos y mínimos que se acompañan entre sí desplazándose a lo largo del perfil durante los 23 meses. Su posición en cada caso posiblemente se asocie al estado de humedad correspondiente a cada fecha de medición. Sin embargo, a lo largo de toda la experiencia, solamente en la fecha correspondiente al mínimo Eh registrado y en el suelo pobremente drenado se encontró una correlación aceptable entre la concentración de Mn²⁺ y la humedad de cada horizonte ($r = 0,82$, $p=0,05$, $n=7$).

Considerando la distribución de Fe²⁺ y Mn²⁺ en dos fechas asociadas a un máximo (29-8-95) y un mínimo (27-2-96) de Eh para el horizonte A del

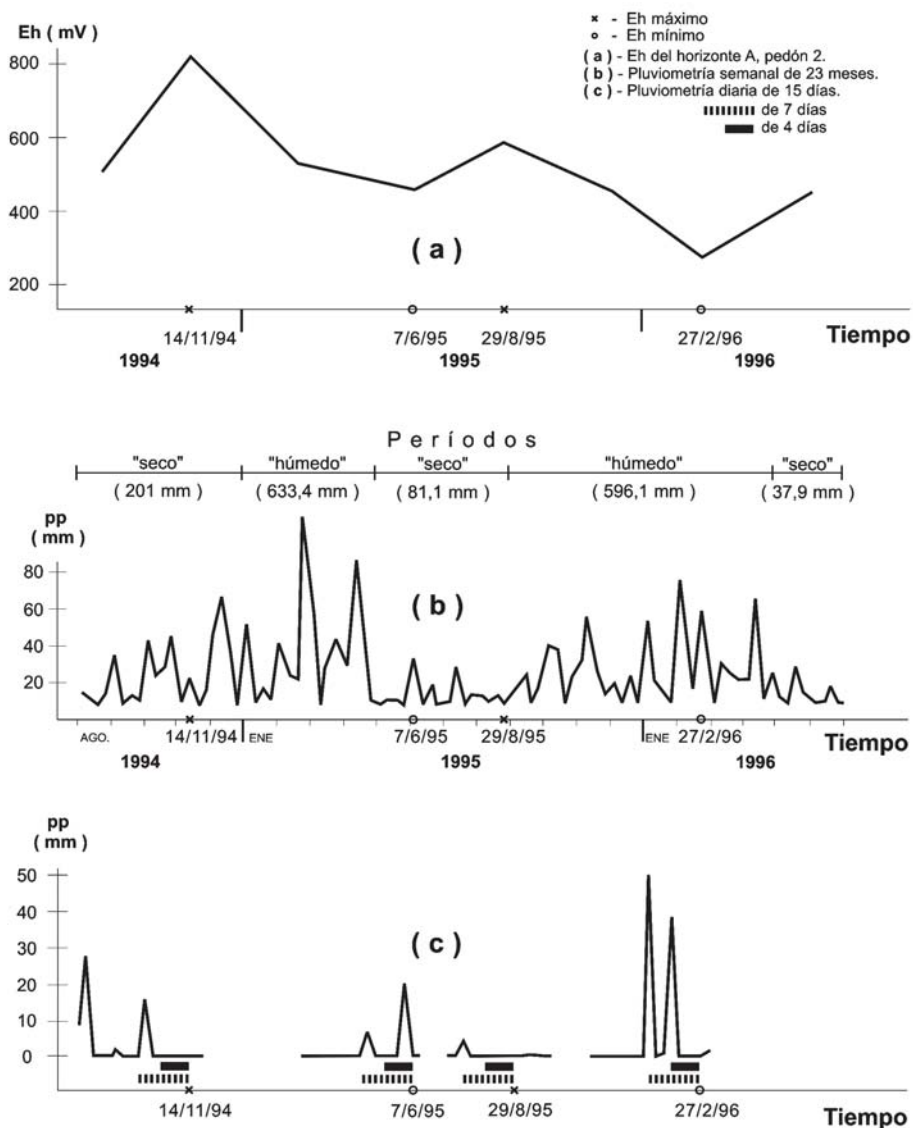


Figura 4.4 Relación entre el Eh y la precipitación en los 15, 7, y 4 días previos a la medición, Pedón 2

pedón 2, que es el perfil que presenta los rasgos redoximórficos, se observa que, en ambos casos, el Mn^{2+} se encuentra presente en mayor frecuencia y cantidad que el Fe^{2+} . La distribución de ambos, sin embargo, varía en función de la posición del suelo en el paisaje, (Figura 4.9)

Se puede apreciar que aún para el Eh máximo, el Mn^{2+} se encuentra presente tanto en superficie como en profundidad, asociado posiblemente al aporte pluvial y a las oscilaciones de la capa freática, respectivamente. En cambio, el Fe^{2+} , para esa medición está casi ausente. En el registro mínimo de Eh, y como era de esperar, aumentan las concentraciones y distribución de ambos cationes. La forma de las curvas es semejante para el suelo pobremente drenado. En el

suelo imperfectamente drenado solamente se encontró Mn^{2+} , lo cual es coherente con la diferencia en la clase de drenaje natural de ambos pedones. Asimismo, analizando todos los datos, el Mn se encuentra en solución gran parte del año, mientras que el Fe se registra sólo ocasionalmente. Esta situación coincide con lo encontrado por Vepraskas y Bouma (1976).

Para el registro mínimo de Eh, el Mn^{2+} está presente en casi todo el perfil de ambos suelos, con diferencias en concentraciones relativas. En cambio, para el registro máximo del mismo parámetro, está casi ausente en el pedón 1 pero se encuentra en la superficie y en la base del perfil del pedón 2. Si bien hay presencia de Mn soluble en los horizontes intermedios de ambos perfi-

Tabla 4.5 Relación entre el Eh y la precipitación en los 15, 7, y 4 días previos a la medición, Pedón 2

Eh (mV)	máximos de Eh		mínimos de Eh		r
	primavera 812	invierno 583	otoño 457	verano 276	
lluvias (mm)					
15 días	44,4	6,8	26,2	127,4	-0,163
7 días	15,1	0,3	26,2	88,1	-0,538
4 días	0	0,3	19,7	37,7	-0,634

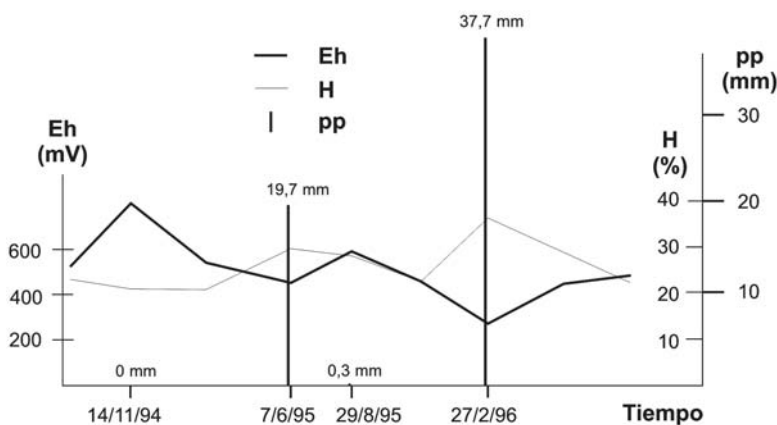


Figura 4.5 Eh, H% y pluviometría de los 4 días previos a los máximos y mínimos de Eh. Horizonte A, Pedón 2.

les durante el registro mínimo de Eh, las mayores concentraciones se encuentran en el pedón 2, que es el que presenta los rasgos redoximórficos. En este suelo se observa una doble influencia hídrica, en superficie debida a aporte pluvial y en profundidad por oscilaciones freáticas, y que parecen afectar particularmente al Mn^{2+} .

Debido que existe una concordancia moderada entre las curvas correspondientes a Eh, Fe^{2+} y Mn^{2+} del horizonte A (Figura 4.6), se calcularon algunos coeficientes de correlación para pares de variables del mismo, cuyos valores obtenidos son:

$r_{Eh/Fe^{2+}} = -0,54$; $r_{Eh/Mn^{2+}} = -0,65$; $r_{Fe^{2+}/Mn^{2+}} = 0,87$.

También se encuentra correspondencia entre los valores de precipitación acumulada en los 4 días previos a las medidas y las concentraciones de Mn^{2+} de los horizontes A, Btgss1 y Btgss2 (Figura 4.7). Las correlaciones respectivas son las siguientes: 0,82; 0,64 y 0,64. Asimismo, para el horizonte A del pedón 2 también existe buena correlación entre la precipitación acumulada de 4 días con el Fe^{2+} y con el porcentaje de humedad: 0,76 y 0,75. Finalmente, para el horizonte C del pedón

2 hay una relación significativa entre la profundidad de la capa freática con el porcentaje de humedad ($r = -0,98$) y el contenido de Mn^{2+} ($r = -0,70$), aunque se trata de muy pocos casos.

En síntesis, del análisis pormenorizado de las variables hidromórficas se desprende que aún en el suelo sin rasgos hidromórficos (Pedón 1) hay presencia de Fe y Mn solubles. El suelo imperfectamente drenado no mostró valores de Eh, Fe^{2+} o Mn^{2+} que denotaran claramente condiciones de hidromorfia a lo largo de la experiencia. En cambio, el suelo caracterizado en el campo como pobremente drenado es considerado como ligeramente hidromórfico a partir del comportamiento del horizonte A. Aquí, valores de Eh y cantidades de Fe^{2+} y Mn^{2+} indican cierta movilización de los mismos y en menor grado en otros horizontes. No existe correspondencia unívoca entre los rasgos hidromórficos en el perfil y las máximas concentraciones de Fe^{2+} y Mn^{2+} . Con respecto a la

pluviometría anual, no se registra correspondencia entre los valores máximos y mínimos de Eh con alguna estación del año en particular. A lo largo de los 23 meses, solamente en una ocasión y para el horizonte A del suelo pobremente drenado se registraron intensas condiciones hidromórficas. Como se dijo, los valores de Eh de cada medición estarían estrechamente vinculados con la cantidad de lluvia caída en los 4 días previos a la medida, para el horizonte superficial del suelo pobremente drenado.

Suelos fuertemente hidromórficos. Son suelos pobremente drenados de la Planicie Costera del Río de la Plata, provincia de Buenos Aires (Figura 4.8). Esta área es una extensa unidad de paisaje de 180 km de largo por 5 a 50 km de ancho ubicada en la margen derecha del río de la Plata, constituida por sedimentos holocenos, provenientes de la intensa sedimentación producida por la descarga del estuario, que colecta aguas de los ríos Paraná-Paraguay y Uruguay, y transporte litoral. Comprende una franja entre la cota de 5 m y el nivel del mar y contiene dos geoformas principales vinculadas a la evolución de un sistema deltaico desarrollado en medio

fluvioestuarino: un albardón costero y una llanura de fango interior. El albardón costero es una suave lomada a lo largo del borde exterior de la llanura costera, constituido por depósitos de playa formado por material aluvional depositado por el río de la Plata; la llanura de fango es un área plana con sedimentos principalmente finos depositados durante la evolución del estuario (Cavallotto, 1995). En ambos ambientes los suelos son fuertemente hidromórficos con capa freática cercana a la superficie.

Se analiza la evolución con datos mensuales entre marzo de 1998 y julio del 2000, de Eh, Fe²⁺ y Mn²⁺ de un Fluvacuent del albardón costero, bajo vegetación de selva marginal y textura franco arenosa y un Natracuert de la llanura de fango interior, con textura arcillosa y vegetación de pradera húmeda (Tabla 4.6). También se trata de establecer las relaciones entre propiedades hidromórficas con la pluviometría y otros factores de formación de los suelos y la comparación con suelos ligeramente hidromórficos de la zona (Imbellone et al., 2000, 2009).

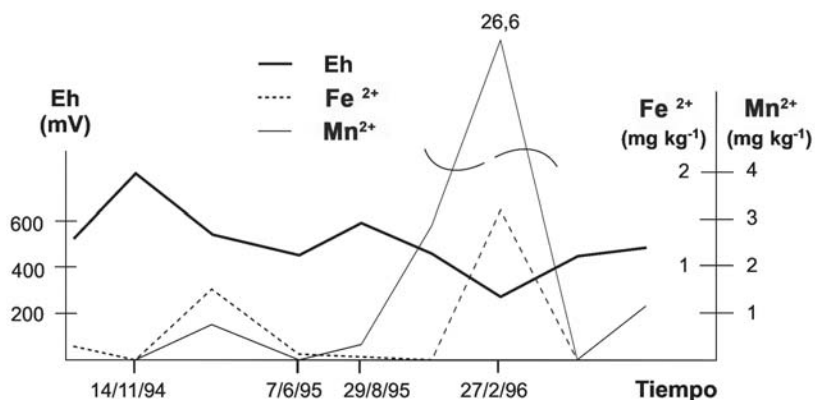


Figura 4.6. Relación de Eh con Fe²⁺ y Mn²⁺. Horizonte A. Pedón 2.

Los valores promedio de Eh en los suelos estudiados se corresponden con el estadio II de Takai y Kamura (1966) con intervalos de reducción de 400-200 mV para Mn y 300-100 mV para Fe. Nunca se alcanzó el estado de anaerobiosis estricta con valores promedios de Eh menores a 0 mV, que origina fuerte acumulación de materia orgánica y biodegradación por anaerobiosis (Tabla 4.7).

A continuación se presenta el comportamiento de elementos afectables por hidromorfia, en cada horizonte de los suelos.

Fluvacuent. A, 2Cxg, 2Cg. El intervalo de Eh entre 200 y 400 mV asegura la presencia de Mn²⁺ en

todo el período registrado y la de Fe²⁺ en la mayoría de los casos. Ninguna estación del año presenta máximos y mínimos de Eh bien definidos, aunque en invierno suelen presentarse los mayores valores para todo el perfil. El Eh es poco variable en cada uno de los horizontes individualmente, pero en promedio es más alto en el horizonte 2Cxg (373 mV) y más bajo en el 2Cg (190 mV). No se observa relación estacional clara en la segregación de Fe²⁺ y Mn²⁺.

En el **horizonte A**, las variaciones estacionales de Eh son suaves, pero hay cambios importantes en los tenores de Fe²⁺ y Mn²⁺; en la mayor parte del período estudiado el contenido de Fe²⁺ está entre 1-10 mg kg⁻¹, desciende a menos de 1 mg kg⁻¹ en algunos casos y excepcionalmente llega a 30 mg kg⁻¹. En cambio, el Mn²⁺ muestra contenidos más variables a lo largo de los años y, aunque predominan los tenores menores a 10 mg kg⁻¹, se registran hasta 90 mg kg⁻¹ y excepcionalmente mayores. En el **horizonte 2Cxg** el promedio estacional del Eh es más variable que en el horizonte superior ya que se registran valores entre 265-459 mV, con diferencias entre máximos y mínimos de alrededor de 200 mV. El Fe²⁺ está ausente sólo en un caso, con valores menores a 10 mg kg⁻¹, predominando aquellos menores a 1 mg kg⁻¹. El Mn²⁺ está siempre presente con tenores menores a 10 mg kg⁻¹.

En el **horizonte 2Cg** el Eh presenta variaciones suaves entre 136 y 212 mV y sólo en un caso llega a 301 mV. Este horizonte muestra heterogeneidad en la distribución y tenores de Fe²⁺ y en menor medida de Mn²⁺

con respecto a los horizontes suprayacentes. Así, hay una elevada segregación durante todo el período analizado y la casi totalidad del Fe²⁺ está entre 30 y 90 mg kg⁻¹; en cambio el Mn²⁺ presenta tenores variables, menores a 45 mg kg⁻¹ y mayores a 10 mg kg⁻¹. **Distribución en el perfil.** Los tenores de Fe²⁺ y Mn²⁺ son variables a lo largo del perfil. El Mn²⁺ predomina en los horizontes A y 2Cxg (A: 27,26 mg kg⁻¹; 2Cxg: 7,39 mg.kg⁻¹; 2Cg: 20,07 mg kg⁻¹); en cambio, el Fe²⁺ lo es en el 2Cg (A: 5,03 mg kg⁻¹; C1xg:0,91 mg kg⁻¹; 2Cg: 52,42 mg.kg⁻¹). Existe fuerte correlación entre la segregación de Fe²⁺ y Mn²⁺ en los horizontes superiores (A, r: 0.94; 2Cxg, r: 0.92), no así en el horizontes 2Cg.

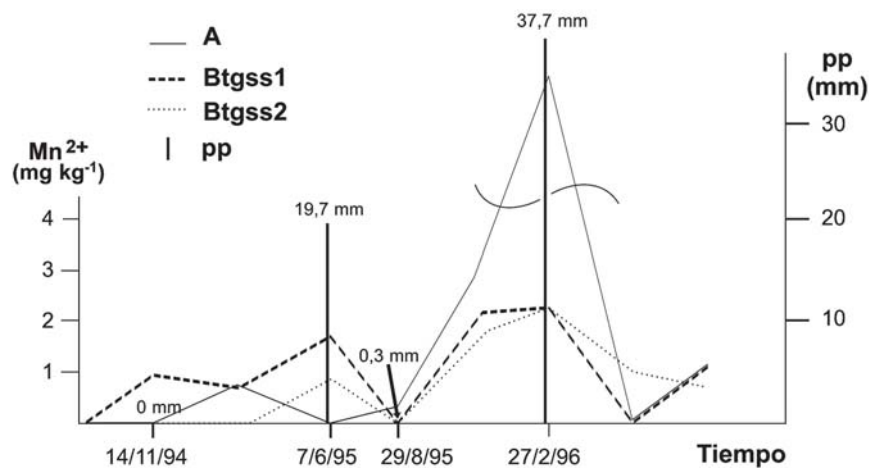


Figura 4.7. Relación entre contenidos de Mn^{2+} en algunos horizontes del Pedón 2 y la pluviometría de los 4 días anteriores a la lectura.

Tabla 4.6 Propiedades seleccionadas de los suelos fuertemente hidromórficos. Natracuert y Fluvacuent

Horizonte	Prof. (cm)	pH (pasta)	CE ($dS m^{-3}$)	MO (%)	Arena %	Limo %	Arcilla %	Clase textural (USDA)
Natracuert								
A	0-10	7,60	3,12	7,15	4,06	37,40	58,53	arcillosa
Btssg1	10-31	8,50	2,48	3,38	3,39	29,43	67,17	arcillosa
Btssg2	31-70	8,20	1,83	0,74	1,97	20,98	77,05	arcillosa
Btssg3	70-115	7,70	1,16	0,74	1,68	21,81	76,50	arcillosa
2Cg	115-135+	7,30	<1,00	0,19	27,54	57,38	15,06	franco limosa
Fluvacuent								
A	0-10	5,50	< 1,00	6,99	64,86	13,34	21,80	fr arc. arenosa
2Cxg	10-27	6,30	< 1,00	0,26	94,33	3,28	2,40	arenosa
2Cg	27-48+	5,60	< 1,00	0,43	96,87	1,81	1,32	arenosa

Natracuert (A, Bssg1, Bssg2, Bssg 3, 2C). El Eh en conjunto es más alto que en el Fluvacuent pero excepcionalmente excede los 400 mV. En el **horizonte A** el valor promedio del Eh es de 321 mV, con variaciones entre máximos y mínimos de alrededor de 200 mV. Los menores valores de Eh se observan en otoño (233 mV) e invierno (302 mV y 262 mV), a veces en correspondencia con la mayor segregación de Fe^{2+} ($5,7 mg kg^{-1}$ y $3,2 mg.kg^{-1}$) y Mn^{2+} ($116 mg kg^{-1}$). En el **horizonte Bssg1** el valor promedio del Eh es más alto (442 mV) y menos variable (aproximadamente 120 mV) que en el horizonte A. Los menores valores se registran en invierno (359 mV y 393 mV) pero no hay relación entre éstos y la máxima segregación

de Fe^{2+} . Con respecto al Mn^{2+} llama la atención que aunque los valores de Eh de este horizonte son comparativamente menores que en el A, la cantidad de Mn^{2+} es más alta que en aquél.

Analizando la distribución de Fe^{2+} y Mn^{2+} por horizonte, Bssg1, Bssg 3 y A presentan mayor contenido de Fe^{+2} ($3,17$, $1,35$ y $1,18 mg.kg^{-1}$, respectivamente); principalmente en primavera y verano para el Bssg1, en invierno para el Bssg 3 y otoño en el A. El Mn^{2+} presenta una distribución semejante a lo largo del perfil y estacionalmente, con pequeñas diferencias. Los horizontes A y Bssg1 presentan la máxima segregación con promedios generales de $65,6$ y $83,0 mg.kg^{-1}$, respectivamen-

Tabla 4.7 .Valores medios de las variables hidromórficas para 24 mediciones

Parámetro	Suelo	Horizonte	Variable				
			Eh	Fe ²⁺	Mn ²⁺	Humedad	pH
Media	Fluvacuent	A	309,5	4,85	27,95	73,08	6,67
		2Cxg	373,13	1,01	5,56	33,15	6,67
		2Cg	190,21	48,25	21,96	34,29	6,73
	Natracuert	A	321,1	1,75	72,18	74,77	7,85
		Bssg1	441,92	1,00	93,94	62,25	8,04
		Bssg2	-	0,58	13,80	74,94	-
Bssg3		-	0,57	8,27	76,28	-	
2Cg	-	0,48	6,22	46,63	-		
Mínimo	Fluvacuent	A	27	<0,09	2,00	37,1	5,7
		2Cxg	-54	<0,09	<0,09	25,63	5,2
		2Cg	47	4,81	3,16	34,29	6,73
	Natracuert	A	215	<0,09	5,71	40,04	7
		Bssg1	313	<0,09	22,86	40,06	7,3
		Bssg2	-	<0,09	1,94	48,01	-
Bssg3		-	0,10	1,39	58,37	-	
2Cg	-	<0,09	0,9	32,92	-		
Máximo	Fluvacuent	A	406	61,32	276,48	118,75	7,7
		2Cxg	535	16,47	43,38	43,58	7,3
		2Cg	362	94	61,35	64,31	7,5
	Natracuert	A	475	11,43	177,19	108,38	8,6
		Bssg1	540	8,63	389,19	83,04	8,8
		Bssg2	-	5,33	40,97	88,2	-
Bssg3		-	2,8	26,33	100	-	
2Cg	-	2,6	14,65	55,76	-		
Desviación típica	Fluvacuent	A	91,96	12,71	57,65	21,66	0,50
		2Cxg	148,52	3,32	8,95	5,58	0,41
		2Cg	78,14	28,26	15,11	8,09	0,35
	Natracuert	A	67,43	2,99	55,44	17,34	0,54
		Bssg1	57,65	2,03	76,06	11,56	0,46
		Bssg2	-	1,14	10,39	11,49	-
Bssg3		-	0,82	7,24	10,69	-	
2Cg	-	0,74	3,60	4,89	-		

te. Estacionalmente los mayores contenidos se registran durante el otoño (valor promedio A: 79 mg.kg⁻¹; Bssg 1: 152 mg.kg⁻¹). Los tenores de Fe⁺² en el perfil son semejantes, con valores menores a 1 mg.kg⁻¹ y en menor proporción entre 1 y 10 mg.kg⁻¹. El horizonte A se diferencia del resto del perfil porque el Fe²⁺ siempre está presente. Los contenidos de Mn²⁺ presentan distribución diferente a la del Fe²⁺ y es variable entre horizontes. Se diferencia del Fe²⁺ porque éste mostró predominancia de ausencia y valores bajos homogéneamente en todo el perfil, en cambio el Mn²⁺ varía desde ausente hasta valores muy altos. La mayor concentración se encuentra en el Bssg1 y A con valores mayores a 30 mg.kg⁻¹; el

Bssg2 y Bssg3 distribuyen sus máximos tenores entre 1-10 y 10-20 mg.kg⁻¹, en cambio el 2C carece de Mn²⁺ o posee muy escasa cantidad (menor a 10 mg.kg⁻¹).

Relación con los factores de formación. Los dos ambientes donde se desarrollan los suelos están afectados por procesos de intensa hidromorfia y por factores de formación distintos. La distribución de Fe²⁺ y Mn²⁺ indica que los suelos de la llanura de fango están principalmente influenciados por la morfología plano-cóncava del paisaje que hace que permanezcan encharcados superficialmente la mayor parte del año, alimentados por agua pluvial. En cambio,

en los suelos del albardón costero, la mayor segregación de Fe^{2+} está en el horizonte inferior e indica la acción predominante de la capa freática, como también la influencia del ingreso de agua superficial por efecto de las sudestadas.

Los factores con mayor influencia en la génesis de los suelos son *material originario, relieve y clima*. La textura es la propiedad más contrastante entre ambos suelos e influye en el contenido de humedad. El Natracuert está en una depresión que favorece el anegamiento, que sumado a la baja permeabilidad determina que las condiciones hidromórficas sean más intensas en los horizontes superiores. Así, Fe^{2+} y Mn^{2+} son más altos en A y Bssg1. El Fluvacuent está cerca de la línea de costa influenciado por las sudestadas, anegamientos frecuentes y capa freática alta. Esta compleja dinámica del agua se refleja en la alta dispersión de los parámetros.

En el Natracuert hay mayor relación entre los parámetros medidos con la lluvia acumulada en los 15 días previos a cada lectura. En el horizonte A hay cierta relación entre la mayor lluvia caída y los valores más bajos de Eh y mayores de Fe^{2+} y Mn^{2+} . Esta relación se repite en el horizonte Bssg; en el horizonte 2Cg, el Fe^{2+} y Mn^{2+} se asocian con la profundidad de la capa freática, los valores aumentan a medida que la misma está más cerca de la superficie. En el Fluvacuent, el análisis de agrupamiento reúne el efecto de la lluvia acumulada durante los 7 días previos a cada lectura de Eh, profundidad de la capa freática y cantidad de días transcurridos entre la última sudestada y medición.

La condición redox del Natracuert denota fuerte influencia de textura y relieve sobre otras variables como lluvia y profundidad de la capa freática. Así, el A es más afectado por las lluvias por la baja permeabilidad de los horizontes infrayacentes, mientras que la capa freática afecta a los horizontes más profundos. Si bien el suelo se encuentra saturado gran parte del año, posiblemente se necesitaría un período más largo de lluvia acumulada para producir cambios en las condiciones redox. A pesar de estar en condiciones reducidas por un período prolongado, el Eh no desciende lo suficiente como para producir una movilización importante del Fe^{2+} ; por lo tanto, los rasgos redoximórficos predominantes son principalmente de Mn.

En el Fluvacuent la textura gruesa ejerce gran influencia por permitir el rápido movimiento del agua de distintos orígenes: lluvia, capa freática

y anegamiento. Este último posee fuerte influencia en la condición redox. La influencia de la lluvia es menos importante pues gran parte es retenida por la canopia de la selva, y afecta principalmente al horizonte A. La marcada variabilidad de las propiedades químicas de este sistema se refleja en la cantidad de rasgos redoximórficos de Fe-Mn, los cuales son muy abundantes cerca del límite superior de fluctuación freática

Suelos con distintas clases de drenaje. Al comparar el comportamiento de parámetros hidromórficos de suelos con diferentes clases de drenaje natural (Figura 4.9) se observa que en las clases imperfectamente drenada, pobremente drenada y muy pobremente drenada, el Mn^{2+} está presente en la mayor parte del año; en cambio el Fe^{2+} está temporalmente en las clases pobremente drenada y continuamente en la muy pobremente drenada, cuando los registros de Eh se encuentran entre 200 y 300 mV. Estos valores y distribución de parámetros hidromórficos son referenciales para la Región Pampeana ya que si bien los Fluvacuent representan situaciones más localizadas, los Argialboles son suelos de amplia representación areal. Además, plantea interrogantes acerca de la influencia de la dinámica de los óxidos pedogenéticos en la adsorción de nutrientes para la región. Este es un tema de actualidad en la Pampa Deprimida y desde hace más de 10 años se analiza la influencia de la hidromorfia sobre los efectos de las fracciones orgánicas de fósforo y los mecanismos de adaptación de las plantas, particularmente especies en comunidades hidromórficas de la Pampa en esos ambientes (Rubio et al., 1995; 1997).

Hidromorfismo antrópico y condiciones antrácuicas

Las prácticas culturales de cultivo de arroz generan condiciones estacionales anaeróbicas con elevación del contenido de Fe^{2+} , Mn^{2+} y aumento de la desnitrificación, sin embargo se conoce poco en Argentina acerca de la evolución de estos procesos. Recientemente se editó una obra muy completa sobre el cultivo y sustentabilidad del arroz en la provincia de Entre Ríos (Benavides, 2006). En la provincia de Buenos Aires los estudios acerca de la influencia del cultivo de arroz sobre las propiedades del suelos son experimentales y desarrollados en la Estación Experimental «Julio Hirschhorn» de la Facultad de Ciencias Agrarias y Forestales (UNLP) y en Estaciones Experimentales del INTA de áreas cercanas a zonas de cultivo.

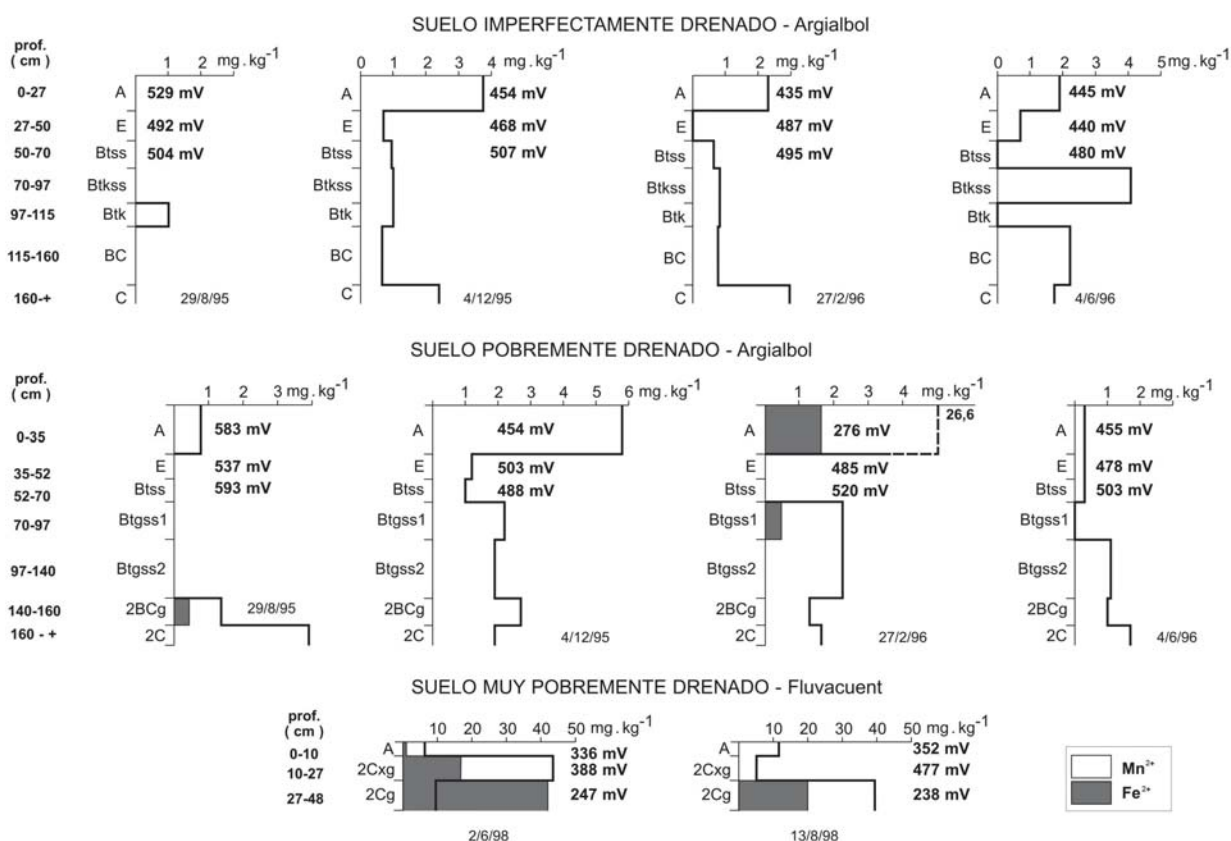


Figura 4.9. Variables hidromórficas en suelos con distintas clases de drenaje natural.

En suelos de Estación Experimental «Julio Hirschhorn» (Los Hornos, partido de La Plata) se realizó un ensayo de la dinámica de propiedades hidromórficas con el objeto de registrar las modificaciones físico-químicas que acontecen en el suelo como resultado del anegamiento temporario durante el ciclo de cultivo del arroz (Imbellone et al., 2001). Durante dos años se dividió los períodos de observación en: preanegamiento, anegamiento y postanegamiento (Figura 4. 10). El primero incluye las labores preliminares e irrigación inicial con acumulación discontinua de agua en la superficie; durante el segundo el suelo presenta una lámina de agua de al menos 3 cm de espesor; finalmente el riego se suspende, la lámina de agua desaparece paulatinamente y el suelo comienza a perder humedad. El riego se aplicó desde el 1 de diciembre de 1995 al 30 de marzo de 1996 en el primer ciclo y desde el 1 de diciembre de 1996 al 20 de marzo de 1997 en el segundo. El agua de riego se bombeó de un acuífero a aproximadamente 40 m de profundidad.

Los resultados muestran que las reacciones de óxido-reducción son parcialmente secuenciales (Figura 4.11). El Mn^{2+} aparece antes que el Fe^{2+} en ambos ciclos, sin embargo la correlación en-

tre ambos elementos muestra algún grado de asociación entre ellos ($r Fe^{2+} / Mn^{2+} = 0,64$; $P = 0,05$). En el primer ciclo, ambos elementos en el horizonte BA aumentan abruptamente después de 46 días del inicio del ensayo. En el Ap los máximos valores se alcanzan más tarde, después de 70 días para Fe^{2+} y 100 para Mn^{2+} . En el segundo ciclo, Fe^{2+} y Mn^{2+} alcanzan máxima segregación cerca de 120 días después del comienzo del ensayo coincidiendo con los valores más bajos de Eh. Los nitratos también están ausentes durante la máxima segregación de Mn^{2+} , 150-250 días del inicio del ensayo. Durante ambos ciclos de cultivo los suelos mostraron bajo grado de reducción (0,09-0,35 % de Fe^{2+} y 80-124 mV de Eh). Por ese motivo no se observaron signos de toxicidad de este elemento. El grado de reducción es alto con efectos tóxicos cuando la cantidad de Fe^{2+} es mayor que $7,5 mg kg^{-1}$ y el Eh menor que 100mV. Nunca se alcanzó elevado grado de reducción, posiblemente por la contribución de O_2 contenida en el agua de bombeo.

No se encontraron rasgos redoximórficos provocados por el anegamiento temporario. La condiciones naturales de los suelos no se afectaron profundamente ya que los suelos estuvieron ane-

gados 3 meses cada 3 años y luego se reestablece el régimen óxico, así las condiciones redox alternantes y sucesivas no son suficientemente prolongadas para producir rasgos redoximórficos.

El anegamiento afecta principalmente al Fe^{2+} , Mn^{2+} , NO_3^- y tiene menor influencia en el Eh. Cambios en esos iones se observan durante el anegamiento y postanegamiento tanto en el horizonte A como en el BA, aunque mayormente en el primero, mientras que el Eh vuelve a registrar valores altos en cuanto se interrumpe la irrigación y se observan sólo variaciones en el horizonte A. Después de suspendida la irrigación el suelo retorna a condiciones en equilibrio con el clima del área en un estado oxidado semejante al del suelo de control.

Morfología de los suelos

En el país existen escasas investigaciones que correlacionen el grado de hidromorfismo con sus expresiones macro y micromorfológicas. Entre ellos se puede citar a Piñeiro y Panigatti (1973) e Imbellone y Zárate (1983), que analizan la composición y características de nódulos en suelos de la provincia de Santa Fe y de Buenos Aires, respectivamente y también la presencia de estos rasgos con el estado de aireación del suelo (Taboada y Lavado, 1986, Imbellone et al., 2001). El reconocimiento y análisis de los procesos hidromórficos puede realizarse por: a) observación de los rasgos macro y micromorfológicos del suelo o, b) la medición de parámetros físicos, químicos y biológicos.

Rasgos macromorfológicos

El color del suelo. El color es una propiedad morfológica que se considera para la caracterización de los suelos desde los inicios de la Pedología (Dokuchaiev, 1883). En la actualidad es un parámetro utilizado tanto para interpretar procesos pedogenéticos como en la clasificación de los suelos (Soil Survey Staff, 1999), y su identificación y alcance se halla en continua evolución. Además, se enfatiza la influencia del color como indicador de los estados de oxidación de los óxidos de hierro y manganeso, como también en contenido y tipo de materia orgánica de los suelos, contenido de humedad del suelo y material originario (Schulze et al., 1993). Taylor (1982) realiza una revisión de los factores que afectan el color del suelo.

Los patrones de color del suelo, motas y rasgos redox dan información acerca de la hidrología

del suelo y existe abundante información sobre el tema, tanto en patrones de color en suelos actuales (Veneman et al., 1976; Richardson y Daniels, 1993) como estudios que identifican patrones de color en suelos antiguos (Ruhe et al., 1955; Daniels, et al., 1973, Vepraskas y Wilding, 1983; Childs y Clayden, 1986). Los rasgos pedogénicos utilizados para inferir grados de humedad son: a) colores de la matriz y motas con intensidad igual o menor de 2; 2) recubrimientos de canales y agregados grises; 3) nódulos o concreciones sesquioxídicas y 4) motas de alta intensidad en el interior de agregados, como se verá más adelante. En los suelos que poseen capa freática profunda el color de la matriz indica condiciones oxidantes cuando es roja, marrón o amarilla con matices 10YR (marrón), 7,5YR (marrón rojizo), 5YR (rojo) o semejantes, y son suelos en general excesivamente drenados o bien drenados. En cambio, los suelos hídricos, con abundante materia orgánica y capa freática alta, están generalmente gleizados y predomina el estado reducido que genera matrices de colores gris, gris oliva o gris azulado e intensidades dominantes menor o igual a 2 (Franzmeier et al., 1983). Los matices suelen ser típicamente 2,5Y o 5Y o GY, aunque debajo del solum pueden poseer matices marrones pues la demanda de oxígeno es menor en esa zona. Los matices mencionados son indicativos de condiciones de saturación, aunque el contenido del ion ferroso puede ser muy escaso (Daniels et al., 1961), tal que para los dos primeros puede ser menor a $10 \text{ mg}\cdot\text{kg}^{-1}$ (0,001%); en cambio para matices neutros o colores gris verdosos el contenido de ion ferroso puede ser mayor de $20 \text{ mg}\cdot\text{kg}^{-1}$ (0,002 %). Los suelos con capa freática fluctuante poseen rasgos de pérdida y de concentración en diferentes partes del/los horizontes y presentan colores abigarrados. En profundidad suele encontrarse colores que responden a condiciones reducidas, sobreyaciendo hay horizontes moteados y luego horizontes marrones en superficie.

Los suelos saturados la mayor parte del año poseen colores con baja intensidad y aquellos expuestos a períodos más cortos de humedad tienen colores variados. El subsuelo de suelos hídricos posee colores grisados con motas amarillas, anaranjadas y pardo rojizas (con alta intensidad), cuyos colores brillantes representan concentraciones de óxidos de hierro e indicativas del nivel de agua fluctuante; estas concentraciones pueden estar localizadas en torno a raíces vivas en una matriz saturada indicando la respiración de las mismas en condiciones anaeróbicas. En

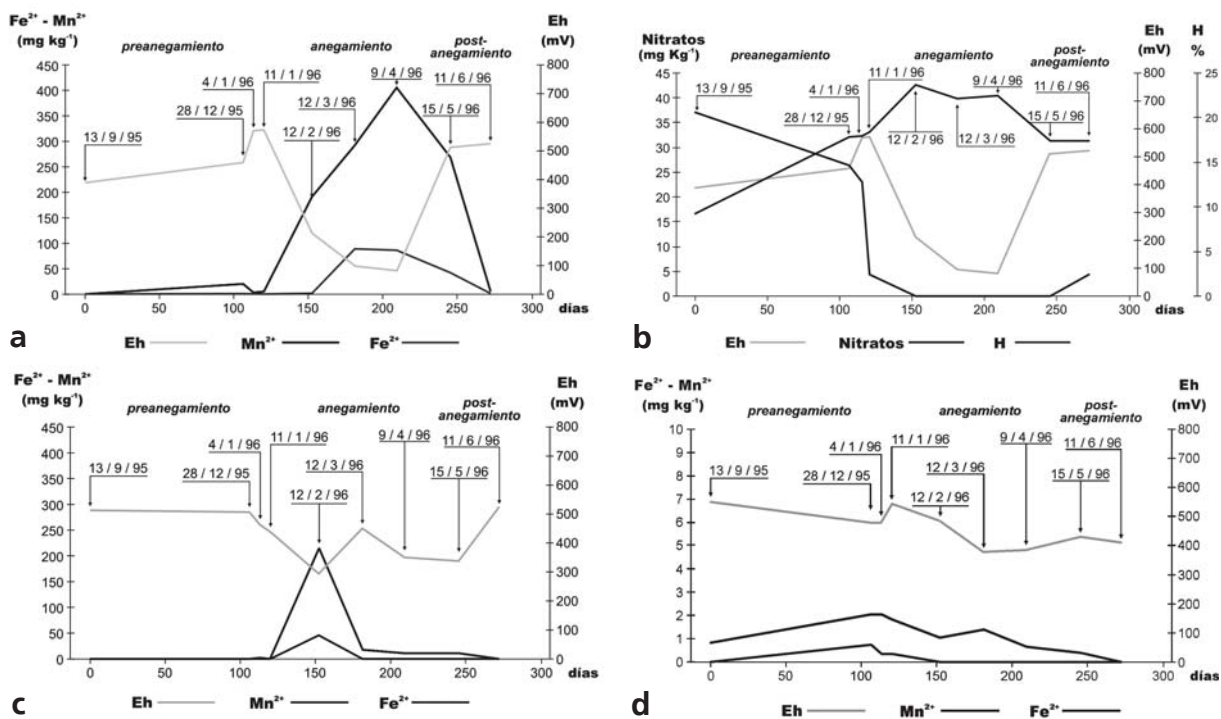


Figura 4.11. Evolución de variables hidromórficas en suelos sistematizados para cultivo de arroz, en distintas etapas del cultivo, a) Eh, Fe^{2+} y Mn^{2+} , horizonte Ap sembrado; b) Eh, nitratos y humedad, horizonte Ap sembrado; c) Eh, Fe^{2+} y Mn^{2+} , horizonte BA sembrado; d) Eh, Fe^{2+} y Mn^{2+} , horizonte Ap testigo.

otros casos, estos colores se encuentran formando halos rojizos en la matriz indicando que la oxidación se produce por entrada de aire en los poros de la matriz del suelo. Los suelos más secos poseen colores brillantes en la matriz, rojo, amarillo, marrón, anaranjado, con algunas motas grises.

Con la necesidad creciente del conocimiento de los humedales, de los suelos hídricos y de las condiciones ácuicas, hay un aumento y diversificación en el interés por el color de los suelos. Evans y Franzmier (1986) y Megonigal et al., (1993) elaboran y aplican un índice de color, basado en las modificaciones que se producen en el suelo por los procesos de hidromorfia y que se manifiestan en: a) intensidad de la matriz del suelo y b) en la abundancia e intensidad de los rasgos redoximórficos. Establecen una correlación general entre los valores del índice de color y las clases de drenaje natural de los suelos.

En la provincia de Buenos Aires se realizó un ejercicio de la aplicación del índice de color por horizonte, en dos ecosistemas naturales diferentes: 1) Pampa Ondulada y 2) Planicie Costera del río de La Plata (Cumba e Imbellone, 1999). Es el siguiente:

En la Pampa Ondulada, donde están muy difundidos los Molisoles y Alfisoles, se encuentran genéticamente asociados en el paisaje los Udoles en las áreas más elevadas con clases de drenaje bien drenados y los Alboles, Acuoles y Acaulfes en las áreas deprimidas con clases de drenaje imperfectamente y pobremente drenados. Casi todos los suelos son maduros y se desarrollaron en depósitos continentales loésicos, de textura general franco limosa, color 7,5YR5/4 (h) y espesor promedio del solum de 1,60 m. En cambio, en de La Planicie Costera del río de La Plata los materiales originarios son depósitos de origen marino con texturas variables desde arenosas en la llanura aluvial, a arcillosas en la planicie costera distal y cuyo color original es el de los granos de arena (10YR5/3, h) o el de los sedimentos pelíticos respectivamente. La mayoría de los suelos están afectados por procesos de hidromorfia y entre los Entisoles predominan los Acuentes y entre los Vertisoles los Acuentes.

De 20 Series representativas de suelos de la Pampa Ondulada (INTA, 1972, 1974), se analizan 10 correspondientes a Udoles, a fin de establecer las intensidades de referencia de los horizontes A, Bt y C de suelos no hidromórficos. Otros 10 suelos corresponden a Alboles, Acuoles y

Acualfes con rasgos redoximórficos en el perfil (Figura 4.12). En la Planicie Costera del río de la Plata, de 10 suelos representativos, 5 corresponden a Fluvacuertes y 5 a Natracuertes; el contenido de materia orgánica está entre 7,10 y 1,60 % en los horizontes A, 3,30 y 9,74 en los horizontes Bt y Bw y 9,55 y 0,06 en los horizontes C.

Cuantificación de las propiedades: Las propiedades de campo (Soil Survey Manual, 1993) representativas de procesos de hidromorfia, necesarias para la aplicación del índice de color, son:

Intensidad de la matriz del suelo: el color del suelo cambia con el contenido de humedad, esta variación puede ser apenas perceptible hasta considerable. Por ese motivo, los valores de la intensidad son tomados en húmedo;

Intensidad de la matriz y abundancia de los moteados y nódulos: estos rasgos se presentan en suelos que evolucionan en condiciones oxidantes y reductoras alternantes. El crecimiento periódico de los nódulos puede quedar reflejado por la fábrica concéntrica muy marcada, con a una sucesión de capas negras de compuestos de manganeso y capas amarillas o pardas de compuestos de hierro. Generalmente el manganeso se encuentra en el centro y disminuye hacia la periferia. Al igual que para la matriz, en el cálculo del índice se utiliza el valor de la intensidad en húmedo. Para la abundancia se utilizan los factores 0,01 cuando son escasos (0-2 % de la matriz); 0,11 cuando son comunes (2-20 % de la matriz) y 0,35 cuando son abundantes (>20 % de la matriz).

Cálculo del índice de color. Se utiliza el índice por horizontes de Evans y Franzmeier (1988) con

las simplificaciones introducidas por Megonigal et al., (1993). Teorizando empíricamente sobre el resultado de la aplicación del índice de color, se considera que el valor máximo del mismo corresponde a la intensidad de la matriz pura de un horizonte, que puede llegar a 8; cualquier proceso de hidromorfia manifestado en el perfil del suelo puede disminuir el valor numérico del índice, hasta 0 en aquellos horizontes donde los procesos de hidromorfia generan una matriz neutra.

$$C_h = A_m \times C_m + (A_1 \times C_1 + A_2 \times C_2 + \dots A_n \times C_n)$$

C_h = índice de color para un horizonte específico.
 A_m = abundancia de la matriz con intensidad C_m .
 $= 1 - (A_1 + A_2 + \dots A_n)$.

$A_1, A_2, \dots A_n$ = abundancia de moteados con intensidad $C_1, C_2, \dots C_n$.

C_m = intensidad de la matriz.

$C_1, C_2, \dots C_n$ = intensidad de los moteados.

El color del suelo es una manifestación de procesos pedológicos dentro del solum y del color del material originario en los horizontes C. Respondiendo a un proceso climatogénico de melanización, en los horizontes superficiales de los suelos de pradera se produce intensa incorporación de materia orgánica, que afecta tanto a la intensidad como a la luminosidad del color.

La intensidad del color en los Udoles de la Pampa Ondulada es: 2 en los horizontes A; 2, 3 y 4 (excepcionalmente) en los horizontes Bt y 5 en los horizontes C. La variación de tenores de materia orgánica en los Udoles es de 4,91% a 2,20%; 1,50% a 0,57% y 0,34% a 0,10%, para los A, Bt y C, respectivamente. En los Alboles, Acuoles y Acualfes la intensidad de la matriz es 1 y predo-

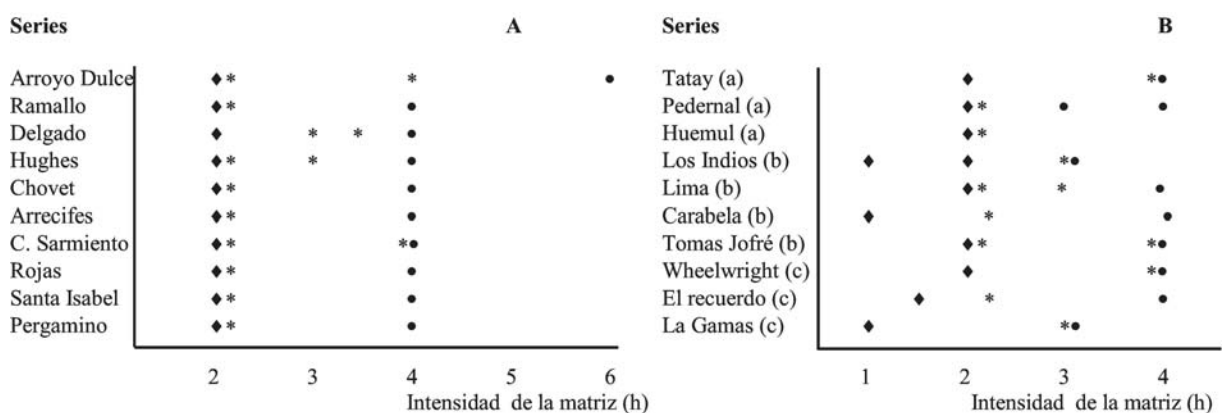


Figura 4.12. Intensidad de la matriz en suelos de la Pampa Ondulada **A)** Udoles, número de horizontes considerados: *A: 16, *Bt: 17, •C: 13. **B)** Acualfes (a), Acuoles (b) y Alboles (c), número de horizontes considerados *A: 15, *Bt: 19 y •C: 12.

minantemente 2 en los horizontes A; 2, 3 y 4 en los Bt y 4 en los C (Figura 4.12), cuyos tenores de materia orgánica están entre 4,80 y 1,12; 1,50 y 0,50; 0,20 y 0,06, para los horizontes A, Bt y C respectivamente.

Al aplicar el índice de color para estimar el grado de hidromorfia, se observa que la intensidad de la matriz de los horizontes con abundante materia orgánica afecta el valor del índice y reduce su eficiencia como indicativo de ese proceso. Este hecho hace que no sea posible discriminar la influencia del proceso de hidromorfismo del de melanización, y relativiza y quita valor a la aplicación del índice. Así, en los suelos no hidromórficos, los horizontes A y a veces los ho-

gos redoximórficos son abundantes y la intensidad de los mismos difiere en más de una unidad respecto a la intensidad de la matriz, el índice es sensible al proceso de hidromorfia; en cambio, es escasamente indicativo cuando los rasgos redoximórficos son escasos o poseen intensidad igual al de la matriz.

Analizando la relación entre el índice de color y la intensidad (Figura 4.13) en los horizontes B2t de los suelos de la Pampa Ondulada, se observa que en los Udoles existe una relación simple y con cantidades similares de horizontes que poseen índice 2 y mayor de 2 en correspondencia con los mismos valores de intensidad de la matriz pura. La variación porcentual del índice de

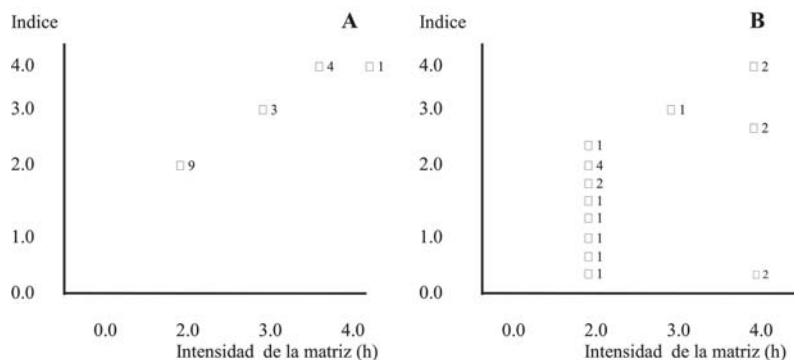


Figura 4.13. Relación entre el índice y la intensidad de la matriz para los horizontes: a) Bt y Bw de los Udoles y b) para los horizontes Bt y Bw de los Alboles, Acuales y Acualfes. (Los números arábigos representan el número de horizontes considerados)

rizones Bt cuando el solum es espeso, poseen índices de valor 1 y 2 que también se obtendrían en horizontes hidromórficos, ya que tanto en el proceso de melanización como en el de hidromorfismo se produce incorporación de materia orgánica. Naturalmente, los horizontes Bt y C tienen un índice igual a la intensidad de la matriz pura. Estos inconvenientes han sido detectados para Molisoles de otras partes del mundo, aún por los creadores del índice. Por ese motivo, aquí se desestimaron los índices de color de los horizontes A.

En suelos que poseen modificaciones del color original por procesos de hidromorfia, tanto en los horizontes Bt como en los horizontes C de Alboles, Acuales y Acualfes y según el grado y tipo de hidromorfia, los índices son menores que en los Udoles de referencia (Figura 4.12). Esta disminución del índice se debe ya sea a la presencia de matrices con intensidades bajas y/o presencia de rasgos redoximórficos. Cuando los ras-

gos redoximórficos son abundantes y la intensidad de los mismos difiere en más de una unidad respecto a la intensidad de la matriz, el índice es sensible al proceso de hidromorfia; en cambio, es escasamente indicativo cuando los rasgos redoximórficos son escasos o poseen intensidad igual al de la matriz.

Analizando la relación entre el índice de color y la intensidad (Figura 4.13) en los horizontes B2t de los suelos de la Pampa Ondulada, se observa que en los Udoles existe una relación simple y con cantidades similares de horizontes que poseen índice 2 y mayor de 2 en correspondencia con los mismos valores de intensidad de la matriz pura. La variación porcentual del índice de

color en los Arboles, Acuales y Acualfes (Tabla 4.8) muestra que, aunque la moda del índice de color sigue siendo 2, se produce una diversificación del índice y aumento de horizontes con índice menor o igual a 2 para suelos con intensidad de la matriz 2. Así, se encuentra 58 % de horizontes con índice igual o menor a 2 e intensidad igual a 2 y 31% con índice mayor a 2 e intensidad mayor a 2. Un porcentaje menor (10 %) tiene índices menores a 1 e intensidad de 4. También disminuye la cantidad de horizontes con intensidad e índice mayor a 2. En los horizontes C, el color del material originario es afectado por procesos de hidromorfia y el índice disminuye en general de 4 a 3.

Como conclusión general se observa que, en los suelos del litoral de la provincia de Buenos Aires se observa una disminución general del índice con respecto a la intensidad de la matriz, tanto para los horizontes Bt y Bw; la disminución del índice se debería a la presencia de matrices con

Tabla 4.8. Variación porcentual del índice de color del suelo relacionada a la intensidad de la matriz

Suelo	Intensidad >2		Intensidad = 2		Intensidad <2
	Índice >2	Índice <2	Índice >2	Índice ≤2	Índice ≤2
Udoles	47 %	0 %	0 %	53 %	0 %
Alboles, Acuoles, Acualfes	26 %	11 %	5 %	58 %	0 %
Acuentes, Acuerres	12,5 %	0 %	0 %	75 %	12,5 %

Cumba e Imbellone, 1999

Tabla. 4.9 Distribución de hierro y manganeso total en nódulos de un Argialbol típico. Provincia de Buenos Aires

Horizonte	Prof. (cm)	distribución de nódulos				composición química		
		fracciones (mm)				Fe ₂ O ₃	MnO	Fe ₂ O ₃ / MnO
		>2	2-1	1-0,5	total	Fe ₂ O ₃ / MnO (%)		
A1	0-15	0,08	0,15	0,61	0,84	*13,54	1,82	7,4
A2	15-29	2,43	1,79	2,00	6,22			
E	29-38	1,82	2,82	3,27	7,91	14,90	1,73	8,6
Bt1	38-87	0,02	0,21	0,37	0,60	17,47	6,28	2,8
Bt2	87-118	0,01	0,15	0,38	0,54	*14,97	5,01	2,9
BC1	118-138	0,02	0,14	0,35	0,51			
BC2	138-160	0,03	0,22	0,32	0,57	*15,10	3,45	4,4
C	160+	0,04	0,23	0,41	0,68			

* Valores promedio de dos horizontes Imbellone y Zárate, 1983

Tabla 4.10 Relaciones entre el contenido de óxidos de hierro y manganeso segregado en nódulos y en el suelo

Horiz.	Fe ₂ O ₃			MnO			Fe ₂ O ₃ (d)	Fe ₂ O ₃ (o)	Fe ₂ O ₃ (o)/Fe ₂ O ₃ (d)	Fe ₂ O ₃ (d)/a
	suelo	nódulos * segregado en el suelo*	%	suelo	nódulos * segregado en el suelo*	%	suelo			
A1	5,72	0,48	8,4	0,12	0,06	50,0	**0,85	0,49	0,58	0,03
A2										
E	6,02	1,18	19,6	0,17	0,14	82,4	0,82	0,37	0,45	0,04
Bt1	10,52	0,10	1,0	0,10	0,04	40,0	1,01	0,24	0,24	0,02
Bt2										
BC1	12,92	0,08	0,6	0,12	0,03	25,0	**0,87	0,15	0,17	0,02
BC2										
C	10,06	0,10	1,0	0,12	0,02	16,6	**0,82	0,15	0,18	nd

* valores calculados a partir del contenido de nódulos en el horizonte

** valores promedio de dos horizontes

Fe₂O₃(d): óxidos extraídos con ditionito-citrato

Fe₂O₃(o): óxidos extraídos con oxalato de amonio

Fe₂O₃(d) / a: relación entre óxidos extraídos con ditionito-citrato y el contenido de arcilla Imbellone y Zárate, 1983

intensidades bajas y/o presencia de rasgos redoximórficos. En estos suelos el índice es más sensible al proceso de hidromorfia que en aquellos de la Pampa Ondulada. En los horizontes C el índice baja con respecto a la intensidad de la matriz, pero la variación no es tan notoria como en los horizontes del solum, ya que el índice está controlado por el color del material originario.

Nódulos y concreciones. La mineralogía y composición química de nódulos de Fe y Mn se han estudiado en detalle en un Argialbol típico de la Provincia de Buenos Aires (Imbellone y Zárate, 1983). Los nódulos predominan en los horizontes eluviales y alcanzan un máximo absoluto en el horizonte E (Tabla 4.9), donde se encuentra la máxima segregación de hierro y manganeso en nódulos (Tabla 4.10). Este horizonte está sujeto a saturación frecuente como resultado de la presencia de un horizonte argílico subyacente, de muy baja permeabilidad, que crea condiciones de drenaje interno deficiente y favorece la formación de una capa de agua «colgante» en el techo del mismo. Así, los horizontes superiores del suelo evolucionan en un medio alternativamente reductor y oxidante, requisito indispensable para la formación de nódulos y concreciones.

La morfología externa y el color difieren en los horizontes eluviales de los iluviales; en los primeros son ásperas, pardas (10YR 5/3 en seco), con fractura terrosa, formando un agregado irregular de partículas, y con predominancia de compuestos de hierro sobre manganeso. El contenido de hierro y manganeso es variable según el tamaño de los nódulos. En los horizontes A y E los nódulos mayores a 1 mm poseen 12,9 a 21,7 % de Fe_2O_3 y 1,65 a 4,43 % de MnO; los menores a 1 mm poseen 14,6 a 18,0 % de Fe_2O_3 y 1,10 a 0,55 % de MnO. En los horizontes B constituyen unidades lisas, brillantes y negras (N 2/0) con predominancia de compuestos de Mn. Horizonte Bt1: mayores a 1 mm 13,5 % de Fe_2O_3 y 8,02 % de MnO; menores a 1mm 15,2 % de Fe_2O_3 y 7,50 % de MnO.

Los tenores de hierro superan en valores absolutos a los de manganeso, y los nódulos son más ricos en óxidos en el Bt1, aunque los tenores de Fe con respecto al Mn en los nódulos, disminuye en profundidad. En el suelo la máxima segregación de Fe y Mn con respecto al total de esos elementos en el suelo, se produce en los horizontes A y E. La tendencia del Mn a aumentar hacia los horizontes Bt, BC y C se vincula al distinto comportamiento del Fe y Mn en el ciclo exógeno, ya que el manganeso es comparativamente más móvil que el hierro y por lo tanto

muestra una distribución más amplia.

Un método químico para estimar el grado de cristalinidad de los óxidos de hierro es mediante la relación entre los óxidos de hierro extraídos con oxalato de amonio y los extraídos con ditionito-citrato: $Fe_2O_3(o)/Fe_2O_3(d)$. De acuerdo con esta relación, en la porción superior del suelo dominarían las formas amorfas. Asimismo, el análisis de la relación Fe(d)/arcilla indica que la migración de Fe en el perfil debida a procesos de hidromorfia es limitada, pues justamente los mayores tenores de Fe (d) coinciden con los mayores tenores de arcilla total del horizonte B2 donde se habría producido una migración conjunta en el horizonte argílico. Estas relaciones indicarían que en el suelo han acaecido dos procesos no simultáneos; por un lado un enriquecimiento de hierro por migración conjunta durante la formación del horizonte argílico, y otro después de que el suelo ha alcanzado su madurez con la instalación del hidromorfismo temporario que afecta principalmente a los horizontes eluviales y en menor proporción a los iluviales.

Complementando la información obtenida químicamente acerca de la naturaleza amorfa de los componentes de hierro, mediante el análisis térmico diferencial y la observación micromorfológica, se estableció la presencia de geles de óxidos de hierro, impregnando la matriz del suelo. Se registran máximos endotérmicos a baja temperatura (horizonte E: 100 °C; horizonte B2: 115 °C) atribuibles a agua de absorción y fuertes picos exotérmicos (horizonte E: 382 °C; horizonte Bt1: 285 °C).

Rasgos micromorfológicos

Al igual que los rasgos macromorfológicos, los rasgos micromorfológicos constituyen evidencias indirectas del proceso (rasgos hidromórficos). Los nódulos y motas descritos en el campo se pueden describir micromorfológicamente bajo los términos de nódulos, concreciones, manganes, ferranes, neomanganes, neoferranes, cuasimanganes, cuasiferranes, neoalbanes, neoesqueletanes álbicos, nódulos decolorados y matrices decoloradas (Brewer, 1964; Veneman et al., 1976; Vepraskas y Wilding, 1983; Bouma, 1983; Bouma et al., 1990). Stoops (2003) los incluye tanto en los pedorrasgos de matriz (*matrix pedofeatures*) formados por algún cambio dentro de la micromasa del suelo, o en pedorrasgos intrusivos (*intrusive pedofeatures*) formados fuera de la micromasa del suelo.

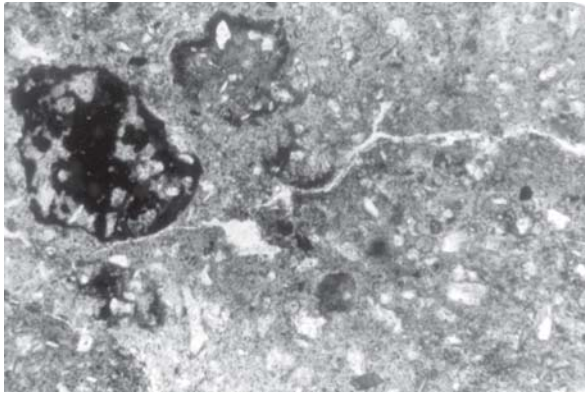


Figura 4.14. Nódulos de impregnación discontinuas en Argialbol (Oliden, Provincia de Buenos Aires). Microscopía óptica (30x).

Rasgos amorfos y criptocristalinos

Se pueden agrupar en:

Revestimientos de manganeso y hierro. El Mn^{2+} y el Fe^{2+} al oxidarse forman acumulaciones con distinta denominación según su ubicación con

respecto a la superficie con que están relacionadas: *cutanes* (sobre la superficie), *neocutanes* (penetrando la matriz) o *cuasicutanes* (a cierta distancia de la superficie). Los *ferranes* y *manganes* se producen en suelos con períodos alternantes de humedad y desecación. Al igual que los nódulos necesitan amplios períodos húmedos para movilizar el Mn y el Fe e intensos períodos de sequía para que se produzca la acumulación. Durante la sequía los poros intrapedales (macroporos) se hallan totalmente secos, mientras que los intrapedales conservan algún grado de humedad. Al progresar la desecación, el agua del interior de los agregados que contiene Fe^{2+} y Mn^{2+} , fluye hacia la superficie, donde el ambiente es oxidante y se deposita. Cuanto mayor sea la diferencia de humedad entre los poros intrapedales e interpedales, tanto más al interior de los agregados penetrará el ambiente oxidante, produciéndose la oxidación y depositación de Fe y Mn más lejos de la superficie, formando neocutanes y cuasicutanes.

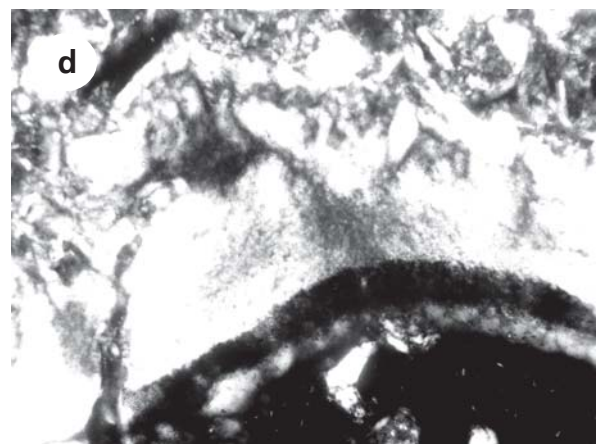
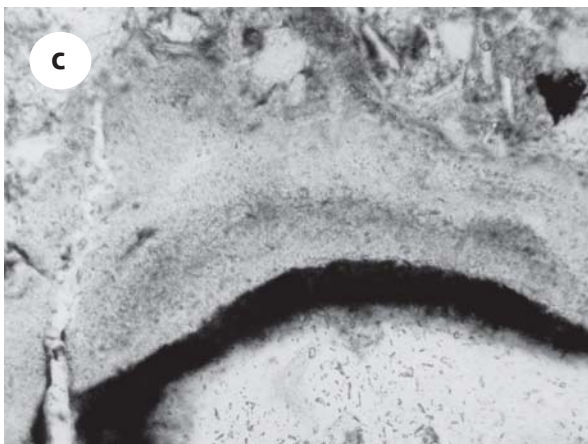
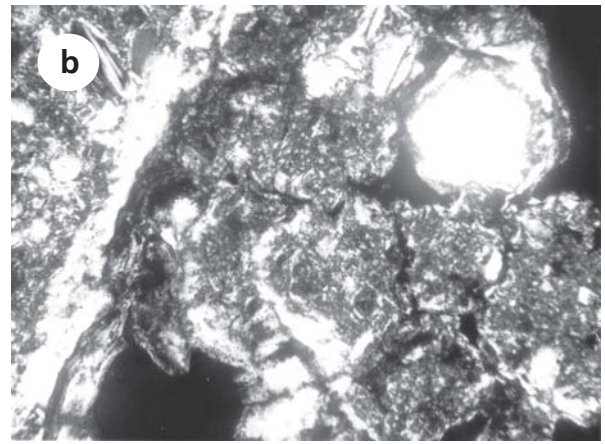
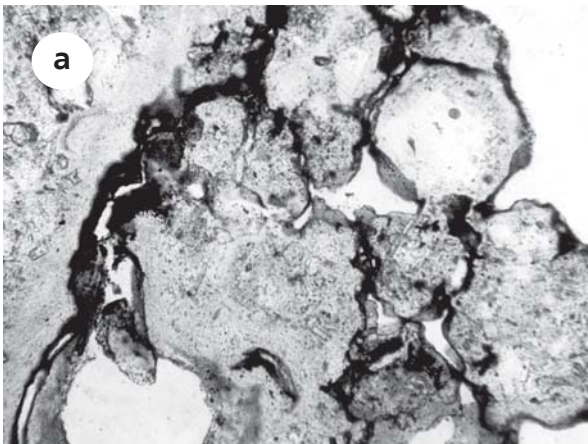


Figura 4.15 Rasgos micromorfológicos de hidromorfismo en suelos enterrados (50x). a) revestimientos amorfos en vacíos. Microscopía óptica, sin analizador; b) idem anterior, con analizador; c) revestimientos amorfos sobre revestimientos texturales en un poro, sin analizador; d) idem anterior, con analizador.

Nódulos y motas con intensidad alta. Comprenden acumulaciones de hierro y/o manganeso (nódulos, concreciones, cutanes, neocutanes y cuasicutanes) (Figuras 4.14 y 4.15). Están siempre presentes en suelos sometidos a intensos cambios estacionales. El crecimiento periódico estacional puede evidenciar una estructura concéntrica dando lugar a concreciones. Generalmente están constituidos por Fe y Mn y parece existir una clara correlación entre la intensidad de la hidromorfia y la relación Fe/Mn, como así también con su tamaño y abundancia. Schwertmann y Fanning (1976) encuentran que la relación Fe/Mn aumenta con el grado de hidromorfismo.

Rasgos de empobrecimiento

Entre ellos se encuentran:

Motas de intensidad baja. Constituyen eluviaciones de Fe y/o Mn (nódulos o dominios decolorados, neoalbanes y neoesqueletanes álbicos). Representan zonas decoloradas grises provenientes de la reducción, movilización y migración de Fe y Mn, seguida de su lavado o acumulación bajo formas reducidas; alternan con otras áreas de colores de mayor intensidad donde ambos elementos están en forma oxidada. Estos horizontes poseen intensidades iguales o menores a 2. Los horizontes con motas decoloradas coinciden con la zona de fluctuación de la capa freática y requieren condiciones reductoras temporales.

Cuando las decoloraciones se hallan localizadas se denominan *dominios o nódulos*; si están adyacentes a las paredes de los macroporos o agregados se llaman *neoalbanes* (Veneman et al., 1976) cuando han perdido Fe y/o Mn por lixiviación; si además se produce la dispersión y pérdida de arcilla por eluviación, dando una apariencia blanquecina y arenosa a la zona, se denominan *esqueletanes, neoesqueletanes o neoesqueletanes álbicos* (Vepraskas y Wilding, 1983; Ransom et al, 1987). Los ciclos redox también pueden producir la pérdida de arcilla por ferrólisis.

Neoalbanes y neoesqueletanes son indicadores de hidromorfia intensa. Se forman cuando el agua fuertemente reductora circula por los macroporos. Al penetrar en los agregados reduce al Fe^{3+} y Mn^{3+} que son movilizados a las zonas superficiales, formándose una capa que progresa hacia el interior del agregado. El Mn puede eliminarse del sistema y a veces también el Fe, pero frecuentemente parte de éste se oxida en el interior de los agregados formando *cuasiferranes*.

Matrices de intensidad baja. Se trata de horizontes de colores grisáceos azulados o verdosos y presentan condiciones de hidromorfia intensa. Son suelos saturados durante la mayor parte del año y en esas condiciones, si hay suficiente cantidad de materia orgánica y el agua es pobre en oxígeno, todo el hierro se reducirá a Fe^{2+} , generando compuestos ferrosos de colores grises de muy baja intensidad, constituidos por arcillas con Fe^{2+} , carbonato ferroso (siderita) o sales del tipo vivianita. Los horizontes con matices 5Y o más amarillos e intensidades menores o iguales a 2 ó 1 son indicadores de intensa hidromorfia. Si la capa de agua permanente se encuentra a alguna profundidad del solum, existen horizontes con distintos grados de hidromorfia debido a las variaciones estacionales del nivel freático. Así, la zona de saturación permanente está representada por el horizonte gris, la zona de fluctuación por un horizonte moteado y por encima de ambos se encuentra un horizonte coloreado, sin motas de baja intensidad pero puede poseer nódulos de Fe y/o Mn.

Propiedades químicas

Relaciones geoquímicas entre Fe y Mn.

Los procesos de óxido-reducción afectan a varios pares iónicos aunque los que modifican el color del suelo son principalmente los estados del Fe, del Mn, y de las relaciones Fe/Mn (Figura 4.16). El comportamiento de los compuestos de Fe y Mn está regido por las condiciones de Eh y grado de acidez y alcalinidad del suelo y muestran varios campos de estabilidad. El Fe^{2+} es soluble principalmente con pH debajo de 8 y bajos valores de Eh. El campo de Mn soluble es mayor que el de las formas precipitadas, contrariamente a lo que ocurre con el Fe. Superponiendo los campos de estabilidad de Fe y Mn se encuentran tres campos con distinto comportamiento: a) Mn^{2+} y Fe^{2+} solubles en suelos ácidos; b) Mn^{2+} soluble y Fe precipitado en suelos ácidos y neutros con alto Eh, alcalinos con bajos valores de Eh y c) Mn y Fe insoluble en suelos neutros y alcalinos con altos valores de Eh y suelos muy alcalinos.

Considerando los campos de estabilidad correspondientes a suelos aireados, húmedos y totalmente saturados, en suelos aireados el Fe es casi siempre insoluble y sólo es soluble en suelos extremadamente ácidos con altos valores de Eh. En suelos totalmente saturados con agua el Fe está en fase soluble en suelos ácidos, e insoluble en suelos alcalinos.

El Mn está siempre reducido a valores más altos de Eh que el Fe y por esa razón es el primero en movilizarse cuando el suelo se satura y el último en oxidarse y hacerse inmóvil, cuando el suelo se seca. Así el Mn es más móvil. Relacionando los valores de Eh con posibles cambios de humedad del suelo, si el período de hidromorfismo es corto, el decrecimiento de los valores de Eh es escaso y afecta solamente al Mn, el cual se reduce y en estado móvil puede ser lixiviado del perfil o se acumulará como nódulos e hiporrestimientos cuando el suelo se seca en el próximo ciclo. Si el período de hidromorfia es más prolongado, el Eh decrece lo suficiente para reducir también al Fe (líneas de trazos en Figura 4.16).

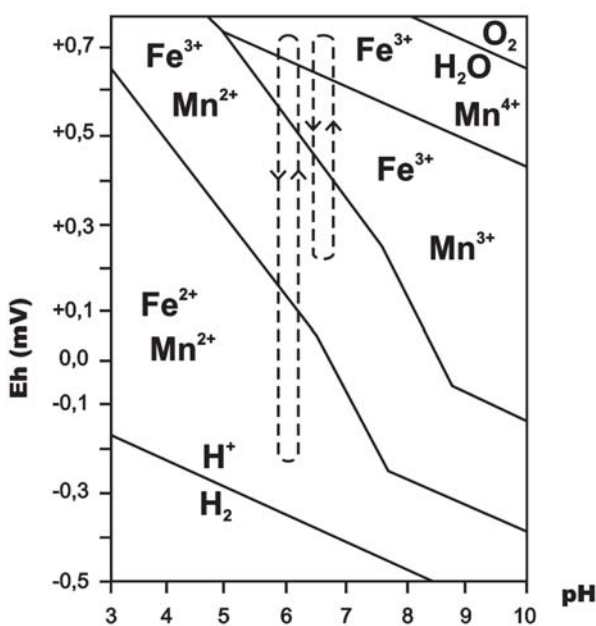


Figura 4.16. Relaciones geoquímicas entre Eh, pH y estados de Fe y Mn.

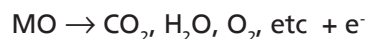
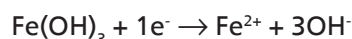
En condiciones normales de saturación con agua, los iones solubles Fe^{2+} y Mn^{2+} se redistribuyen en el perfil del suelo formando compuestos reducidos produciendo colores grisáceos, más o menos azulados o verdosos, o son eliminados del suelo produciendo blanqueamiento y dejando horizontes más o menos grisáceos. Por el contrario, en condiciones oxidantes, Fe y Mn están en estado oxidado, por tanto inmóviles, formando acumulaciones de compuestos de color negro intenso, rojo marrón o amarillo. Los campos de estabilidad geoquímica compartidos entre Fe y Mn explican su presencia conjunta en los rasgos redoximórficos y en distintas proporciones.

El proceso de ferrólisis

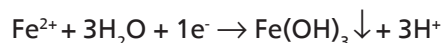
El término *ferrólisis* fue acuñado por Brickman

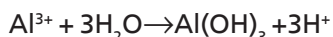
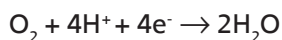
(1970), y el proceso se refiere a la ruptura de estructuras cristalinas y solubilización de iones, por procesos estacionalmente alternantes de reducción y oxidación de hierro. Es una hipótesis que tendría lugar en suelos que están alternativamente saturados y secos una parte del año debido a la presencia de una capa colgada sobre horizontes Bt, Btn o Btx, que constituyen acuitardos o acuícluidos durante la estación húmeda. Podría explicar las propiedades de algunos suelos pseudogley, solodizados y planosoles, ya que genera disminución de la capacidad de intercambio del/los horizontes ferrolizados, lixiviación de cationes de intercambio desplazados en la fase reducida y ataque ácido de minerales de arcilla al comienzo de la fase oxidada de cada ciclo. Difiere de la podzolización (no depende de reducción estacional), ilimerización (no implica destrucción de arcilla) o gleización (no requiere eliminación de productos de reacción). Los horizontes ferrolizados tienen colores grises con motas oxidadas de hidróxido férrico o goethita y también a lo largo de grietas o caras de agregados, y generalmente pedotúbulos blancos o gris claro y/o cutanes con mucho menos arcilla que la matriz del suelo adyacente. Poseen menos arcilla y/o CIC de la fracción arcilla que el material infrayacente. Se pueden establecer dos fases desde el punto de vista geoquímico:

Fase anaeróbica. Durante esta fase el suelo está saturado y el hierro libre (Fe^{3+}) se reduce con concurrente oxidación de la materia orgánica, que es usada por los microorganismos de suelo como fuente de energía y formación de iones hidroxilos. El ión ferroso Fe^{2+} desplaza cationes intercambiables (cationes básicos X^{2+} , X^{1+} y Al^{3+}) los que son lixiviados total o parcialmente del sistema durante el comienzo de la fase reducida por el agua circulante sobre el acuícluido o algunos precipitan



Fase aeróbica. Durante la estación seca el Fe^{2+} adsorbido en la superficie de la arcilla es oxidado a Fe^{3+} , produciendo hidróxido férrico y/o goethita (FeOOH) e iones hidrógeno. Estos desplazan los iones ferrosos intercambiables y atacan las capas octaédricas de los minerales de arcilla en sus bordes, liberando ácido silícico, Al^{3+} y algo de Mg^{2+} en difusión equivalente.





Las reacciones mencionadas se manifiestan en dos estados o intensidades del proceso, uno inicial y otro principal. En el *estado inicial* las bases de intercambio son eliminadas y eventualmente reemplazadas por Al de las estructuras cristalinas después de la oxidación, y el pH en la fase oxidada desciende. El pH en la fase reducida permanece relativamente alto durante el proceso. El hidrógeno ataca los iones estructurales, libera el K de la illita e hidroliza minerales meteorizables (biotita o augita) de las fracciones limo y arena. En el *estado principal* el Al intercambiable y otros iones provenientes de la estructura cristalina son eliminados y la arcilla es progresivamente destruida. La sílice se solubiliza de los bordes tetraédricos de la estructura y es lixiviada. Los minerales de arcilla 2:1 con alta CIC se destruyen más rápidamente debido a que pueden adsorber más iones Fe^{2+} . Las arcillas 1:1, con baja CIC y alta proporción de capas octaédricas, son menos susceptibles a ferrólisis. Parte de la sílice liberada de la destrucción de la arcilla puede reprecipitar como material amorfo en silanes grises. El Mg^{2+} se suele lixiviar mientras que los iones Al^{3+} pueden permanecer en el suelo. En ese camino, en cada ciclo húmedo-seco parte de los cationes de intercambio son lixiviados y parte del retículo de las arcillas se destruye, cuyos productos son removidos por flujo sobre el horizonte B. Así suele desarrollarse un horizonte Eg o E sobre un acuicluido moteado.

En función del volumen de agua lixiviante que pasa a través del suelo en la fase temprana de reducción, se lixivia mayor o menor parte del Al desplazado por el ión ferroso. El remanente queda en el suelo y es precipitado cuando el pH aumenta por arriba de 5,5, debido a la formación de oxidrilos junto con la reducción del Fe^{3+} . Al mismo tiempo, precipita más Al^{3+} desplazado por el Fe^{2+} y neutralizado por los OH⁻.

Así, el Al, bajo la forma de fragmentos de intercapa octaédrica, consistente en $\text{Al}(\text{OH})_3$ y algo de $\text{Al}(\text{OH})_2\text{H}_2\text{O}$, balancea la carga de la capa, sobre y entre las caras de las arcillas 2:1, fija el espesor de las capas en las arcillas expansivas en 1,4 nm y bloquea parte su CIC. Este es el mecanismo de *formación de intercapas de Al* (formación de clorita pedogenética). Así, dependiendo del grado de lixiviación, puede disminuir la CIC del suelo, ya sea por destrucción de arcilla o por

clorización. Es de destacar que si bien este proceso es mencionado frecuentemente, algunos autores consideran que se pueden formar suelos con morfologías similares sólo por meteorización e ilimerización y que no es necesario invocar el proceso de ferrólisis. Tal es el caso mencionado para suelos hidromórficos de los Bajos Submeridionales de la provincia de Santa Fe (Morrás, 1979).

Medición de parámetros hidromórficos físicos, químicos y biológicos

Con el aumento del contenido de agua en el suelo se produce una disminución de la fase gaseosa; por lo tanto, se puede efectuar un diagnóstico del proceso de hidromorfismo mediante parámetros que reflejen el estado de aireación del suelo. La mayoría de ellos son laboriosos y requieren períodos de mediciones temporales secuenciales. Aquí se comentan algunos en los cuales los autores tienen experiencia, otros se pueden consultar en los métodos normalizados para suelos (Soil Survey Staff, 1996)

Glinski et al. (1990) efectúan una síntesis de los métodos utilizados para medir el estado de aireación del suelo, que los agrupan en: a) *físicos* (porosidad ocupada por aire, permeabilidad al aire, coeficiente relativo de difusión de gases); b) *químicos* (contenidos en el aire del suelo de oxígeno, dióxido de carbono, etileno y óxido nitroso, velocidad de difusión de oxígeno, potencial redox, presencia de Fe^{2+}) y c) *biológicos* (cociente respiratorio, actividad enzimática del suelo, composición mineral de las plantas, respuesta de las plantas a la dinámica de la aireación del suelo durante largos períodos).

Para establecer el estado reducido del suelo se utilizan frecuentemente dos métodos: 1) una prueba colorimétrica de campo usando una solución de α, α dipiridil para detectar la presencia del ión ferroso y 2) medidas del potencial redox mediante electrodos de platino y/o medición de la composición química de la solución del suelo. Estas últimas no son equivalentes pero pueden conducir a conclusiones cualitativas semejantes (Vepraskas y Sprecher, 1997). Unas y otras determinaciones requieren numerosas medidas secuenciales en el tiempo y asimismo se pueden detectar inexactitudes en la respuesta. Las muestras recolectadas en el campo para hacer las distintas determinaciones (por ejemplo, Fe, Mn, nitratos) se deben colocar en envases herméticos opacos a la luz y recubiertos con papel metálico. Se transportan y almacenan refrigeradas y las determinaciones se hacen dentro de las 24 horas

de la extracción de las muestras.

α α dipiridil. El conocimiento de esta técnica proviene de investigaciones químicas realizadas en la solución del suelo, donde se alerta acerca de la exactitud del método (Ignatieff, 1937). Es una reacción colorimétrica que desarrolla color rosa intenso mediante la aplicación del reactivo (solución 0,2% de α α dipiridil en 10 % ácido acético o con acetato de amonio, 1 N, como buffer), en una fractura fresca de suelo húmedo, que es donde el hierro se encuentra en estado reducido (Childs, 1981). Esta reacción suele arrojar información positiva o negativa dudosa, ya que está afectada por variables difíciles de evaluar en trabajos de campo; por eso algunos autores no recomiendan su utilización (Tiner, 1999). Para que la prueba sea válida debe haber suficiente cantidad de materia orgánica en el suelo para que haya reducción, de otra manera la prueba será negativa aunque el suelo esté en condiciones anaeróbicas y con bajo potencial de óxido-reducción. Los suelos arenosos suelen poseer escaso contenido de hierro, en cuyo caso la reacción es negativa. Inversamente, la reacción puede ser positiva si el suelo estuvo en contacto con cuchillos o barrenos metálicos o si se probó la presencia de carbonatos (ácido clorhídrico al 10 %). Por otro lado, la reacción es dudosa en sí misma pues es afectada por la luz y puede producir una reacción fotoquímica de complejos férrico-orgánicos en ácido acético (a pH 4) cuando la exposición a la luz es prolongada; por lo tanto se sugiere hacer la lectura antes de 30-60 segundos y ajustar el pH a 7 (Griffin et al., 1996 en Tiner, 1999).

Medición del potencial redox. El potencial redox es una medida cuantitativa de la disponibilidad de electrones e indica la intensidad de la oxidación o reducción en sistemas químicos y biológicos. Faulkner et al., (1989) brindan una explicación pormenorizada de técnicas, diseño, construcción e instalación de equipos que permiten medir contenido de O_2 , potencial de óxido-reducción, profundidad de la capa freática y presencia de ión ferroso en el campo. El potencial redox se puede medir en el suelo instalando electrodos de platino en forma permanente o no. Para las mediciones de Eh se utiliza un equipo con voltímetro y amperímetro, electrodos con punta de platino (Pt) y un electrodo de calomel como referencia. Los electrodos de Pt se calibran mediante solución de Zobell (1946), y según la ecuación sugerida por Lévy y Toutain (1979), adaptada para el electrodo de calomel: $Eh = 183 \text{ mV} + 2,4 (25^\circ - t^\circ)$. Los valores de Eh se corrigen para pH 7 a fin de compararlas entre sí. Para efec-

tuar la corrección se toma el factor $dE(V)/dpH = -0,05974$ volts, (Bohn, 1971). Según el objetivo del trabajo, las medidas de Eh se pueden realizar separadas por períodos de tiempo establecidos, «in situ» (Vizier, 1970) o en laboratorio, en distintas profundidades u horizontes, (por ejemplo dentro de los 30 cm en suelos no arenosos y dentro de los 15 cm en suelos arenosos) y tomando al menos tres medidas por electrodo en cada caso. La heterogeneidad del suelo puede afectar las lecturas tanto como el estado de reducción del suelo, por ejemplo, cualquier heterogeneidad del material como grietas del suelo y presencia de crotovinas, cuevas y distinta actividad de organismos. Se requiere ser cauteloso y poseer experiencia al hacer interpretaciones de las lecturas (Patrick et al, 1996; Barlett, 1999; experiencia de los autores).

Fe^{2+} , Mn^{2+} y humedad. Se pueden determinar en los perfiles completos a los fines de interpretación evolutiva de los suelos, o en forma restringida en sistemas de alteración o adsorción específica de contaminantes. El Fe^{2+} , colorimétricamente con O-fenan-trolina, previa extracción con Cl_3Al al 3% (Ignatieff, 1941, modificado por Guichon, inédito); y el Mn^{2+} por absorción atómica. La humedad se determina gravimétricamente mediante secado en estufa a $105^\circ C$ hasta peso constante por métodos convencionales. **Hidrología.** Es fundamental determinar la variación de profundidad de la capa freática estacionalmente durante un período de 1 o 2 años. Se suele observar y medir la variación del nivel en perforaciones, con freatómetros o mediante la instalación de una red de piezómetros. También es necesario realizar una caracterización física del régimen de humedad del suelo mediante parámetros físicos como porosidad, permeabilidad, conductividad hidráulica etc. (Bouma, 1983). Se remite al lector a bibliografía específica.

Los suelos reducidos generalmente poseen agua libre que constituye una capa de agua que satura el suelo o una parte del mismo. El nivel freático es la superficie de agua que llena una perforación o agujero abierto en el suelo; es el nivel superior de agua libre que puede fluir desde el suelo a una perforación; el agua libre fluye bajo la influencia de las fuerzas gravitacionales y no se encuentra bajo la acción de tensión o succión. La franja capilar se encuentra por encima del nivel freático, donde el contenido de agua del suelo es el mismo que debajo de dicho nivel. El agua en la franja capilar difiere de la subyacente (capa freática) en que posee una presión menor que la presión atmosférica y está bajo tensión o succión. Esta agua no entra en las perforaciones o

piezómetros y se puede establecer con mediciones de contenido de agua en combinación con mediciones de presión hecha con tensiómetros.

La saturación se puede definir mediante dos conceptos relacionados pero no equivalentes: como presión de agua en el suelo o como contenido de agua en el suelo. En el primer caso el suelo está saturado cuando el agua del suelo tiene una presión igual o mayor que la atmosférica, y los horizontes que se hallan en la franja capilar no se consideran saturados; en el segundo caso, el horizonte está saturado cuando todos los poros están llenos de agua, excepto aquellos que contienen aire entrampado y la franja capilar se considera parte de la zona saturada. El espesor de la zona saturada varía según como se defina la saturación: la definición por presión no incluye la franja capilar, mientras que la definición por saturación en base al contenido de agua la incluye (Vepraskas y Sprecher, 1997).

Propiedades mineralógicas

Minerales de neoformación: Oxidos pedogenéticos

La mineralogía de los suelos anaeróbicos es un tema complejo por su carácter interdisciplinario y casi no tratado en Argentina. La composición mineralógica del suelo posee influencia en el color del mismo por el estado de oxidación (oxidado o reducido) del Fe y sus formas (tipo de óxido) y óxidos de manganeso. Los óxidos de hierro (óxidos, oxidróxidos y óxidos hidratados) son los óxidos metálicos más abundantes en suelos y se encuentran como partículas muy finas formadas de una o más formas minerales, dispersas en la masa del suelo o concentradas en horizontes discretos o rasgos morfológicos particulares. *Hematita*, *goethita*, *lepidocrocita*, *maghemita* y *ferrihidrita* son óxidos de hierro que producen variados colores en el suelo desde amarillo a rojo, aún en muy bajas concentraciones (Schwertmann, 1993); suelen poseer matices distintivos aunque el color está afectado por la concentración, tamaño de las partículas y grado de cristalización. La hematita es típica de suelos aeróbicos de climas cálidos hasta templados, con matices entre 10YR o 5YR a 5Y; la goethita varía entre 10YR y 7,5YR; la lepidocrocita se encuentra en ambientes fluctuantes aeróbicos y anaeróbicos y al igual que la ferrihidrita requiere como precursor la presencia de hierro reducido en la solución del suelo; es común en áreas templadas, con matiz 7,5YR cuando está bien cristalizada o 5YR si es pobremente cristalina y luminosidad 6 o más y es la forma de hierro que

suele formar rizoconcreciones anaranjadas alrededor de raíces vivas en suelos saturados. La maghemita se encuentra en suelos afectados por fuego con matices entre 2,5YR y 5YR. La ferrihidrita se forma en ambientes saturados donde en algún momento se produce rápida oxidación y es típica de suelos gleizados, con matices entre 7,5YR y 2,5YR pudiendo también formar rizoconcreciones más rojas que las mencionadas; es semejante a la lepidocrocita, pero más oscura con luminosidad inferior a 6.

Los suelos anaeróbicos generalmente carecen de los colores mencionados entre amarillos y rojos pues los óxidos de hierro son parcial o totalmente eliminados durante el estado reducido, y los colores son verdosos o grisáceos, a veces propios de los minerales de material del suelo. Sin embargo hay colores que pueden ser autigénicos como los colores verde-azulados oscuros que pueden formarse en materiales con arcillas ricas en hierro (Schwertmann, 1993), denominados *green rust*. Estos compuestos no son totalmente conocidos y constituyen una mezcla inestable al aire de hidróxidos de hierro muy difíciles de determinar en suelos. Por el color similar de estos compuestos con el de suelos redoximórficos se ha sugerido que son los responsables de los mismos. También suelos anaeróbicos pueden tener colores azulados inestables a la exposición al aire e indican la presencia de hierro en estado reducido. Matices neutros y colores grisáceos y verdes se pueden desarrollar en suelos con más de 0,002 % de ión ferroso (Daniels et al., 1961). También el color azulado puede deberse a la presencia de vivianita. La formación biótica de óxidos de hierro se produce por microorganismos que pueden oxidar el hierro soluble en suelos anaeróbicos, algunos adaptados a condiciones de pH muy ácidos como *Thiobacillus ferrooxidans* y otros a pH más elevados como *Gallionella* y *Lepthotrix* (para revisión de microbiología de bacterias de hierro ver Lundgren y Dean, 1979). Generalmente los óxidos formados por oxidación microbiana son ferrihidrita, como agregados esféricos cubriendo células de bacterias y algas, goethita y lepidocrocita en gasterópodos y esponjas, y magnetita. El significado de la formación biótica de óxidos de hierro en suelos no se conoce exactamente (Schwertmann y Taylor, 1989).

Por otro lado, desde la Geología del Cuaternario se utiliza el estado de oxidación y la mineralogía magnética de los suelos y paleosuelos (Orgeira et al., 1998; Nabel et al., 1999; Mercader et al., 2005; Guichon et al., 2008). A su vez, se utilizan medidas de susceptibilidad magnética para delimitar suelos hídricos (Grimley y Vepraskas, 2000).

La condición de humedad del suelo afecta la génesis de minerales de neoformación e indirectamente a otras propiedades de los suelos como medidas de susceptibilidad magnética. En el suelo suele haber minerales ferrimagnéticos como magnetita, maghemita y titanomagnetita. Muchos de ellos se forman por: 1) disolución y concentración de sedimentos circundantes o 2) alteración in situ del sedimento, por pedogénesis (Heller et al., 1993) generando más minerales ferrimagnéticos, los que son más abundantes en el solum. Sin embargo, cuando en el mismo operan procesos de reducción química, meteorización o quelación de hierro (Espodosoles o suelos pobremente drenados) las señales magnéticas disminuyen y quedan enmascaradas por la combinación de los compuestos de hierro con compuestos orgánicos. Por ejemplo, hay Espodosoles con alto contenido de hierro formando quelatos, por tanto no es posible correlacionar el contenido de hierro con la susceptibilidad magnética. En la Región Pampeana no hay Espodosoles, pero están presentes suelos redoximórficos con distintos grados de evolución y con distribución localizada; por ese motivo, para abordar esta rama de la ciencia es necesario conocer los procesos pedogenéticos específicos en cada ambiente particular y la capacidad de los mismos en generar minerales ferrimagnéticos. El ambiente más favorable está en los suelos bien drenados, ricos en materia orgánica, moderadamente ácidos, con material originario que posee minerales primarios que contienen hierro (Maher, 1998). El primer mineral neoformado por precipitación a partir de la solución del suelo es magnetita o maghemita. Puede formarse por procesos inorgánicos y orgánicos; en el primer caso el hierro es liberado de las estructuras cristalinas como formas ferrosas y no es necesaria la intervención de bacterias; caso en el cual la magnetita ultrafina granulada (0,1 a < 0.01mm), puede considerarse autigénica de origen inorgánico (Maher y Taylor, 1988); en el otro caso puede generarse principalmente por fermentación donde la acción bacteriana reduce el ion férrico, que luego es oxidado a magnetita que puede o no ser oxidada a la forma más estable, maghemita. De todas maneras, las condiciones óptimas para formación de minerales ferrimagnéticos son: clima cálido, y alternante húmedo y seco: la magnetita se forma durante el período húmedo por meteorización y en el seco se transforma a maghemita. Los microorganismos reducen inicialmente los óxidos minerales menos cristalinos ya que aquellos bien cristalizados como hematita y goethita se reducen muy lentamente (Lowley, 1995).

Clasificación

Historia

Los suelos afectados por exceso de agua han sido reconocidos desde las primeras clasificaciones. Así, en la clasificación rusa de Sibirtsev de 1895 se ubica a los suelos pantanosos en la división B de suelos intrazonales junto con los suelos alcalinos. En EE.UU. la clasificación de Marbut (1921) reconoce a los suelos hidromórficos en la Categoría III tanto en los Pedalfers como en los Pedocales, diferenciando suelos *pantanosos, glei, aluviales y de turba*. En la clasificación de EE.UU. de 1938 (Baldwin et al., 1938) los *Suelos Hidromórficos* constituyen uno de los subórdenes del Orden *Intrazonal*, diferenciando los siguientes Grandes Grupos: Suelos de pradera húmeda (*meadow soils* o *Wiesenboden*), de Pradera alpinos, (*Alpine meadow soils*), Pantanosos (*bog soils*), Semipantanosos (*half-bog soils*), Planosoles, y variantes hidromórficas de Podzoles y Lateritas. A todos estos suelos se los considera afectados por el proceso de gleización. Esta clasificación reconoce que el término hidromórfico (al igual que halomórfico y calcimórfico) no es totalmente satisfactorio ya que lleva implícitas consideraciones genéticas, más que características del suelo. Esta afirmación parece anticipar los criterios más objetivos que se tuvieron en cuenta más tarde en la elaboración del sistema Taxonomía de Suelos.

La clasificación de Kubiëna (1953), en la cual se basó la clasificación alemana, otorga papel preponderante a la acción del agua en la evolución de los suelos, diferenciando en el primer nivel a: 1) Suelos subácueos, 2) Suelos semiterrestres y 3) Suelos terrestres. Al respecto, Papadakis (1960) opina que esta clasificación, y otras europeas similares, extienden los límites de la pedología; es decir, permiten caracterizar suelos en los sustratos de cuerpos de agua someros, completando las variaciones de las toposecuencias. La clasificación francesa antigua (Com. de Pédologie et de Cart. des Sols, 1967) incluía en su nivel más alto (Clase) a los *Suelos Hidromórficos*, diferenciándolos en tres Subclases: *orgánicos, medianamente orgánicos y minerales o poco humíferos*.

El sistema Taxonomía de Suelos

A diferencia de muchas otras clasificaciones, en Taxonomía de Suelos (Soil Survey Staff, 1999) no existe una categoría máxima que agrupe a los suelos afectados por hidromorfismo, los cuales están subordinados a otros procesos y se los indi-

ca, como máximo, a nivel de Suborden (*Acuol*, *Acualf*, etc.). Según Guy Smith, uno de los autores de Taxonomía de Suelos, se siguió este criterio desde las primeras aproximaciones por razones prácticas, ya que durante la caracterización de los Molisoles del estado de Illinois se advirtió similitud de rendimientos de los cultivos y de muchas propiedades entre los suelos de áreas deprimidas que habían sido drenados (Acuoles) y los situados en las áreas elevadas adyacentes (Udoles). Una situación similar se encontró en Ultisoles del sur entre Acuultes y Udultes. Smith deduce de ello que si se hubiera agrupado en el mismo Orden a los suelos hidromórficos, tendrían que «convivir bajo el mismo techo» suelos muy disímiles, como por ejemplo Acuoles y Acuultes. Smith deseaba diferenciar los suelos con régimen ácuico a un nivel aún más bajo (Gran Grupo), pero encontró gran oposición (Smith, 1986).

Los criterios de la Taxonomía de Suelos coinciden con afirmaciones de Papadakis (1960), para quien los suelos con mal drenaje tienen muchas características en común con los suelos bien drenados de una región, por lo cual deberían excluirse de los suelos intrazonales y ser clasificados junto con los suelos zonales correspondientes.

Hasta 1992, las claves exigían el régimen de humedad ácuico a los subórdenes «acu», además de otras características asociadas a humedad como moteados, colores con intensidad baja, horizontes hísticos, etc., a pesar de que este régimen no está estrictamente definido, como los otros regímenes, sobre todo en lo que respecta al período en que el suelo debe estar saturado. Para remediar esta situación, y siguiendo las recomendaciones del Comité para Régimen de Humedad Acuico (ICOMAQ), en la edición 1992 del sistema Taxonomía de Suelos (Soil Survey Staff, 1992) se eliminó el requerimiento de tal régimen de humedad y se definieron las «condiciones ácuicas» que deben satisfacer los suelos que se incluyan en los Subórdenes «acu» o Subgrupos «ácuicos». Los elementos que definen estas condiciones son:

Saturación: caracterizada por presión cero o positiva en el agua del suelo y generalmente se determina observando el agua libre en un orificio no revestido realizado con barreno. La duración de la saturación requerida para crear condiciones ácuicas es variable según los ambientes y no se especifica. Se establecen tres tipos de saturación:

Endosaturación: el suelo está saturado en

todas sus capas desde el límite superior de la saturación hasta una profundidad de ≥ 200 cm desde la superficie del suelo mineral. Es producida por agua freática.

Episaturación: el suelo está saturado en una o más capas dentro de los primeros 200 cm y tiene una o más capas no saturadas por debajo de la capa saturada. Es producida por «capas colgadas» que aparecen por encima de capas de permeabilidad lenta.

Saturación ántrica: corresponde a suelos inundados en forma controlada para la producción de determinados cultivos, por ejemplo, arroz.

La duración del período de saturación requerido para crear condiciones ácuicas varía en los distintos ambientes y no se especifica.

Grado de reducción: se puede caracterizar midiendo el potencial redox, determinación que presenta algunas dificultades. Una prueba de campo sencilla consiste en verificar la presencia de hierro reducido aplicando α α dipiridilo en solución neutra de acetato de amonio 1 N, sobre la superficie recién abierta de un agregado; el desarrollo de color rojo intenso indica la presencia de hierro reducido. No se especifica duración de las condiciones reductoras.

Rasgos redoximórficos: son producidos en el perfil del suelo por la reducción y oxidación de compuestos de hierro y manganeso. Pueden ser:

Concentraciones redox: incluyen: 1) nódulos y concreciones; 2) cuerpos blandos de forma variable dentro de la matriz y 3) revestimientos en poros.

Pérdidas redox (redox depletions): son zonas de intensidad baja (≤ 2) originadas por pérdidas de: 1) óxidos de Fe y Mn (albanes o neoalbanes) o 2) óxidos de Fe y Mn y arcilla (revestimientos de limo o esqueletanos).

Matriz reducida: matriz de suelo que tiene baja intensidad in situ, pero experimenta una variación en matriz o intensidad dentro de los 30 minutos de exposición del material al aire. En suelos que no tienen rasgos redoximórficos visibles, la reacción positiva al α α dipiridil satisface la exigencia de estos rasgos.

De acuerdo con las modificaciones mencionadas se incorporaron nuevos Grandes Grupos a los

Subórdenes «acu». Por ejemplo, dentro de los taxones existentes en la Región Pampeana aparecen los Epiacualfes y Endoacualfes dentro del Suborden Acualf; los Epiacuoles y Endoacuoles en los Acuoles; los Epiacuertes y Endoacuertes en los Acuertes y los Epiacuertes y Endoacuertes en los Acuertes.

Un mérito de esta clasificación es destacar las características transicionales del drenaje a nivel de subgrupo, por ejemplo ácuico, oxiácuico, para los regímenes údico o ústico, o aérico para régimen ácuico. De tal manera es posible diferenciar con cierta precisión los suelos de una toposecuencia.

La Base Referencial Mundial del Recurso Suelo (WRB)

Este sistema reúne en su nivel más alto (*Grupos de Suelos de Referencia, GSR*) a los suelos afectados por hidromorfismo, siguiendo criterios genéticos de otras clasificaciones, particularmente europeas, aunque diferenciando más de un suelo en ese nivel. En la versión de la clasificación de FAO-UNESCO de 1990 se reformularon las propiedades hidromórficas, adoptando, antes que la Taxonomía de Suelos, algunas de las propuestas del ICOMAQ. Así, se diferencian «*propiedades gleicas*» y «*propiedades estágnicas*», según predomine el hidromorfismo profundo (Gleisoles) o de superficie (Estagnosoles, Planosoles), respectivamente. En la versión más reciente del sistema WRB (IUSS Working Group WRB, 2006) (Versión castellana de 2007) las propiedades gleicas y estágnicas han sido suprimidas. En su lugar se han establecido las siguientes propiedades de diagnóstico:

Patrón de color gleico

Lo presentan los suelos que permanecen saturados por agua freática durante un período suficiente para que se desarrollen condiciones reductoras (de unos pocos días en los trópicos a unas pocas semanas en otras regiones). Los criterios de diagnóstico son: $\geq 90\%$ (área expuesta) con colores (Munsell) reductimórficos neutros (N 1/0 a N 8/0), o azulados a verdosos (2.5Y, 5Y, 5G, 5B) o $\geq 5\%$ de moteados con colores oximórficos, que comprenden cualquier color, excluyendo los reductimórficos.

Patrón de color estágnico

Se desarrolla en suelos saturados, por lo menos temporariamente, con agua superficial. Se presenta en forma de moteados de manera tal que la superficie de los agregados o matriz es más

clara y pálida y el interior de los mismos es más rojizo y brillante que las partes no reductimórficas.

Condiciones reductoras

Presentan una o más de las siguientes condiciones: 1) un valor de rH (logaritmo negativo de la presión parcial de hidrógeno) inferior a 20; 2) presencia de Fe^{2+} (detectado mediante α α dipiridil); 3) presencia de sulfuro de hierro o 4) presencia de metano.

Los Grupos de Suelos de Referencia que incluyen algunas de estas propiedades de diagnóstico son, según el orden en que aparecen en la clave, los siguientes:

-Gleisoles: condiciones reductoras en los primeros 50 cm del suelo mineral y patrón de colores gleicos en la mitad o más del volumen de suelo.

-Planosoles: cambio textural abrupto dentro de los primeros 100 cm y directamente por encima o por debajo una capa de ≥ 5 cm con condiciones reductoras parte del año y la mitad o más del volumen con patrón de colores estágnicos o un horizonte álbico.

-Estagnosoles: condiciones reductoras en algunas partes en los primeros 50 cm del suelo mineral durante parte del año y patrón de colores estágnicos o un horizonte álbico en la mitad o más del volumen de suelo.

La presencia de condiciones hidromórficas específicas presentes en otros suelos se puede destacar en el segundo nivel a continuación del nombre del GSR mediante los calificadores del grupo I que indican cualidades propias de cada GSR o transicionales (intergrados) a otros GSR. como *gleico (endogleico, epigleico)*, *estágnico (endoestágnico, epiestágnico)*, *subacuático, límnic, flúvico, tidálico* (inundado por mareas), etc. Otras condiciones subordinadas relacionadas con horizontes, propiedades o materiales de diagnóstico, con determinadas características físicas, químicas, etc., se indican luego entre paréntesis mediante los calificadores del *grupo II*, como por ejemplo *oxiácuico* (saturación con agua con alto contenido de oxígeno disuelto), *glósico, sódico, reductivo*, etc.

También se pueden encontrar suelos hidromórficos que poseen *materiales de diagnóstico* relacionados con cuerpos de agua, tales como: *material flúvico* (materiales estratificados de origen fluvial, marino o lacustre), *material*

límnico (depósitos subacuáticos tales como tierra coprogénica o turba sedimentaria, tierra de diatomeas, marga y gyttja) y *material sulfuroso* (depósitos saturados con agua que contienen azufre principalmente en forma de sulfuros). Los materiales flúvicos caracterizan al GSR *Fluvisoles*, mientras que los otros dos materiales y se destacan en el segundo nivel mediante los calificadores *límnico* y *tiónico*.

La clasificación prevé también condiciones hidromórficas inducidas por el hombre (riego, arrozales) mediante los siguientes horizontes de diagnóstico: *antrácuico*: horizonte superficial con evidencias de oxidación-reducción formado por una capa amasada (*puddled layer*) a la que subyace un piso de arado (*plough pan*); *hidrárgico*: horizonte subsuperficial que puede subyacer al piso de arado, con evidencias de segregación de Fe y Mn; *irrárgico*: horizonte superficial formado por la aplicación de agua de riego con grandes cantidades de sedimentos. Estos horizontes caracterizan a algunos Antrosoles (*Antrosoles hidrárgicos*, *Antrosoles irrárgicos*)

Otras clasificaciones

La nueva clasificación francesa (Référentiel Pédologique; Baize y Girard, 1995) diferencia el hidromorfismo profundo y de superficie, estableciendo los horizontes de referencia «*reductico*» y «*redoxico*», respectivamente, además del horizonte *hístico*. Estos horizontes son exigidos en los suelos *Reductisoles*, *Redoxisoles* (o *Planosoles* o *Luvisolos-Redoxisoles*), e *Histosoles*, respectivamente.

Otras clasificaciones de distintos países también ubican a estos procesos en la categoría más alta; por ejemplo: Canadá (Orden *Gleysolic*), Brasil (Clases *Solos hidromórficos*, *Planossolos*), Rusia (*Gleyzems*, *Turbas*, *Solods*, etc.), Inglaterra y Gales (Grupos Principales *Groundwater gley soils*, *Raw gley soils*, *Surface gley soils* y *Peat soils*), Australia (Orden *Hydrosols*). La clasificación de Uruguay reconoce el horizonte subsuperficial *gleyco* y a los *Suelos Hidromórficos* en su nivel más alto (Orden), diferenciando a los Grandes Grupos *Gleysoles* e *Histosoles*; también reconocen al Gran Grupo *Planosoles* dentro del Orden *Suelos Saturados Lixiviados* (Durán, 1991).

Suelos hidromórficos de la Región Pampeana

Como una síntesis, se mencionarán las subregiones en las que el proceso de hidromorfia está generalizado.

En las unidades geomorfológicas de la provincia de Buenos Aires (INTA, 1989), se destacan: 1) la «llanura continental plano-cóncava», que abarca casi toda la subregión conocida como Pampa Deprimida (90.000 km²) y 2) un área flanqueada por el pedemonte sur de las Sierras Septentrionales y el pedemonte norte de las Sierras Australes, aproximadamente entre Olavarría y Coronel Pringles. Los problemas de drenaje que abarcan gran parte del área provienen del relieve sumamente plano que dificulta la formación de una red de drenaje bien organizada a pesar del clima húmedo imperante. Se suma a ello la baja permeabilidad de los suelos debida a los elevados tenores de arcilla en muchos casos. Los suelos más comunes son: Argiacuoles, Argialboles y Argiudoles ácuicos. Frecuentemente, las deficiencias en el drenaje natural son acompañadas por exceso de sales y sodio intercambiable, y en este caso los suelos más comunes son Natracuoles y Natracualfes.

Otra subregión con elevado porcentaje de suelos hidromórficos son las «llanuras costeras», sometidas a ingresiones del mar durante el Cuaternario. Se extienden en zonas costeras del río de la Plata, particularmente en las cercanías de la bahía de Samborombón. Muchos de los suelos tienen elevados tenores de arcilla (40-70 %) desde la superficie, en parte con características expandibles, que ubican a estos suelos en el Orden Vertisol. Los tenores de sodio intercambiable son elevados y a veces las sales solubles también, en cuyo caso los suelos se clasificarían como Natracuertes.

El Delta del río Paraná es una subregión clásica donde dominan los suelos hidromórficos (Reichert, 1944, Bonfils, 1962, INTA 1981), con condiciones ácuicas, muchas veces extremas, anegamiento e inundación frecuentes y nivel freático cercano a la superficie. Las condiciones reductoras abarcan gran parte de los perfiles durante períodos prolongados. Algunos de los suelos de mayor difusión son Hapludoles ácuicos y fluvacuénticos, Endoacuoles y Endoacuertes.

La Pampa Arenosa es una subregión que abarca el NO de la provincia de Buenos Aires, y se extiende al E de La Pampa y SE de Córdoba. Se trata de un área cuyo paisaje fue modelado en gran parte por el viento, alternando distintos tipos de dunas (longitudinales, parabólicas) formadas en un clima más seco que el actual y muchas ya estabilizadas. Existen también mantos arenosos y depresiones hidro-eólicas. Se trata de un área

totalmente aréica. La subregión experimentó fluctuaciones en los regímenes de lluvias con alternancia de períodos secos con marcada erosión eólica y períodos de excesos hídricos con anegamientos y posterior salinización de los suelos por ascenso del nivel freático. A comienzos de la década de 1970 comenzó un ciclo húmedo que provocó el anegamiento de extensas superficies, particularmente las depresiones alargadas que se extienden entre las dunas longitudinales. Muchos de los suelos de estos sectores son poligenéticos, con perfiles que muestran superposición de diferentes materiales. Son comunes los horizontes B enterrados, a veces endurecidos, que provocan dificultades en el drenaje interno de los suelos, agravando el problema del anegamiento. Muchos de los suelos de las áreas deprimidas son sódicos y a veces también salinos. Los más comunes son Hapludoles tauto-nátricos, Natracuoles y Natracualfes (ver Capítulo 3 y 6).

Otras áreas con suelos hidromórficos son las llanuras fluviales contiguas al Río Colorado y la Depresión Lacunar de las Lagunas Encadenadas.

En la provincia de Santa Fe se encuentran los Bajos Submeridionales, extensa depresión que se extiende ininterrumpidamente desde el límite con el Chaco hasta la parte central de la provincia, y en forma discontinua a través de un sistema de cañadas hasta el límite norte de la Pampa Ondulada. Este ambiente atraviesa en el área central de la provincia la Pampa Llana Santafesina, y al norte la Llanura Chaqueña y la Cuña Boscosa. Los suelos dominantes son Aqualfes.

Una de las primeras regionalizaciones de suelos de la Región Pampeana corresponde a Miaczynski y Tschapek (1965), quienes utilizaron las clasificaciones de URSS y EE.UU. De dicho estudio, que no incluye a la provincia de Entre Ríos, se han seleccionado los suelos hidromórficos y la superficie que ocupan (Tabla 4.11). Una cuantificación más reciente de suelos hidromórficos basada en cartografía del INTA (1989, 1990) se incluye en la Tabla 4.12.

Hidromorfismo y aspectos aplicados

Las observaciones de Darwin (1944) y los relatos de los lugareños se plasman en estas frases... «Durante mi viaje, se me refirió en términos exagerados cuales habían sido los efectos de la última gran sequía. Se le da el nombre de gran seca o gran sequía al período comprendido entre los años 1827 y 1832. Durante ese tiempo llovió tan poco, que la vegetación desapareció y hasta los

cardos no crecieron». Más adelante afirma «Después de la gran sequía de 1827-32 sobrevino una época de grandes lluvias que produjo vastas inundaciones. Es, pues, casi seguro que millares de esqueletos fueron sepultados por los sedimentos del mismo año que siguió a la sequía. ¿Qué diría un geólogo viendo una colección tan enorme de osamentas, pertenecientes a animales de todas las especies y de todas las edades, sepultados por una espesa capa de tierra? ¿No se sentiría dispuesto a atribuirlo a un diluvio mas bien que a un curso natural de las cosas?»

Las sequías y las inundaciones acaecieron en distintos momentos de la historia de la tierra y continúan, con diversas causas y efectos. La historia reciente registra numerosos eventos a veces catastróficos. En algunos lugares de la Región Pampeana afectaron hasta a Argiudoles típicos, en los cuales la influencia de la saturación fue leve, ya sea por sus propiedades intrínsecas y/o el espaciado temporal y duración de los períodos y por ello mantienen el alto potencial de producción (Figura 4.17).

Suelos con distinto grado de hidromorfismo y productividad

El grado de hidromorfismo varía desde aquellos suelos bien drenados, sin limitaciones para las principales producciones (Ej. Argiudoles típicos), hasta el extremo de los suelos mal drenados o suelos subácueos (sedimentos del fondo de lagunas o espejos de aguas permanentes o semipermanentes).

Suelos con distinto grado de hidromorfismo natural se muestran en una toposecuencia (31° 15'S), desde la Pampa Llana Santafesina (PLIS), al oeste, hasta los Bajos Submeridionales Sur (BSS), al este (Figura 6.6) En esta secuencia regional los suelos poseen diversas clases de drenaje natural, desde bien drenados hasta muy pobremente drenados, con influencia de capa de agua alta e inundaciones frecuentes. El grado de hidromorfia se incrementa en la dirección mencionada. Los tres Subgrupos y Series de la parte más alta y mejor drenada presentan diferencias por su génesis, donde el relieve y, en particular, el microrrelieve ejercieron gran influencia para generar suelos distintos (ver Capítulo 3). Estos suelos, que también se encuentran en la Pampa Ondulada y sectores de la provincia de Córdoba, son Argiudoles típicos y ácuicos y Argialboles típicos, cuyos Índices de Productividad (IP) son 81, 65 y 58, respectivamente.

Los tres suelos del sector más bajo poseen drena-

Tabla 4.11 Suelos hidromórficos de la Región Pampeana según las clasificaciones antiguas de URSS y EE.UU.

Clasificación de URSS	Clasificación de EE.UU.	Superficie (km ²)	
		Sin tosca	Sobre tosca
Chernozoides y Castaños de vega (y algunos Solods)	Gley húmicos y subhúmicos Planosoles (y algunos Solodes)	Sin tosca	95.400
		Sobre tosca	13.800
Suelos aluviales	Suelos aluviales, Half-bog (Semipantanosos) y Bog (Pantanosos)	9.750	
Suelos de marismas	Suelos de marismas	4.000	
Superficie total		122.950	

Superficie Región Pampeana: 476.000 km². Porcentaje de suelos hidromórficos: 25,5 %
Basado en Miaczynski y Tschapek (1965).

Tabla 4.12 Superficie (km²) de suelos hidromórficos (nivel de Suborden) en provincias de la Región Pampeana

Suborden	Buenos Aires	Santa Fe	Córdoba	Entre Ríos	Total
Acuoles	34.000	12.600	8.400	10.800	65.800
Alboles	11.500	10.300	9.600	-	31.400
Acualfes	18.300	29.200	15.000	7.600	70.100
Acuentes	1.600	-	3.300	3.400	8.300
Acueptes	-	-	-	1.800	1.800
Acuertes*	6.000	-	-	-	6.000
No diferenciado**	-	22.000	-	-	22.000
TOTAL	71.400	74.100	36.300	23.600	205.400
Superficie provincial	307.500	133.000	165.300	78.800	684.600
Porcentaje de suelos hidromórficos respecto a superficie provincial	23,2	55,7	22,0	29,9	30,0

* Comprende Peludertes y Cromudertes acuénticos de llanuras costeras de la provincia de Buenos Aires.

** Comprende superficie de complejos indiferenciados con suelos hidromórficos Basado en INTA, 1989 y 1990.

je deficiente, principalmente por la presencia de la capa freática que fluctúa, pudiendo aflorar a veces. Conjuntamente con el alto grado de hidromorfismo, la capa de agua aporta sales de sodio a los suelos, generando horizontes nátricos. Aquí se encuentran Natralboles, Natracuoles y Natracualfes, cuyos IP son 28, 22 y 13, respectivamente. Estas toposecuencias pueden tener otro integrante cuando la parte más baja es una laguna temporaria, sectores cóncavos de vías de escurrimiento o planicies de inundación de arroyos. Allí el integrante de ese sector puede ser un Albacualf (IP=15), donde la dinámica de la capa freática, con el agua de las precipitaciones y del escurrimiento superficial, determinan que los tenores de sodio de intercambio y sales sean me-

Tabla 4.13 Subgrupos de suelos y sus Índices de Productividad (IP) en tres toposecuencias de Santa Fe

Lugar	Argiudol típico ácuico	Argialbol	Natralbol	Natracuol	Natracualf	Albacualf
Norte 30° 10' S	72 65	49	22	14	3	5
Centro 31° 15' S	81 65	58	28	22	13	15
Sur 33° 30' - 34° 20' S	90 68	38			15	32 *

*Argiacuol vértico

La destacada disminución de los IP, en el sentido de O-E es por el drenaje y en el sentido S-N principalmente por la disminución y mayor irregularidad



Figura 4.17 Argiudol típico, Serie Rafaela, con capa de agua a 50 cm de profundidad. (Mayo 2007).

ridad en los montos anuales y mensuales de las lluvias y aumento del déficit hídrico.

Mejoramiento de las actividades productivas. En el Delta bonaerense el peligro de inundación condiciona las alternativas productivas y por ello, previamente al inicio de las actividades, tanto ganaderas como forestales, se necesitan obras de sistematización como canales y terraplenes. En sectores, la ganadería se desarrolló principalmente en pasturas naturalizadas bajo plantaciones de álamos, en sistemas protegidos, y con el objetivo inicial de minimizar los incendios forestales y controlar las malezas. La forestación es y seguirá siendo una actividad importante. Además, el Delta recibe gran parte de la hacienda que es desplazada de la llanura pampeana por las actividades agrícolas (granos u oleaginosas), en el Delta entrerriano y en el Delta bonaerense, donde se combina con la actividad forestal en sistemas silvopastoriles (Méndez 2006).

De acuerdo a las evaluaciones de materia seca, proteína y digestibilidad y, considerando los requerimientos de un equivalente vaca (EV), se es-

tablece que la receptividad productiva para campos de cría con sistematización de agua (diques) del Delta bonaerense, combinados con la forestación de salicáceas, sería de alrededor 0,6 EV/ha. En campos del Predelta entrerriano con internadas largas, la receptividad sería de 0,4 EV/ha. Según los valores de producción actual y proyecciones futuras se podría alcanzar un rodeo de más de 700.000 EV, mientras que en el Delta bonaerense (16% del área) se podría aumentar la producción de carne de 70 a 100 kg/ha/año (Méndez, 2006). Una ventaja complementaria para la zona es la proximidad a centros de concentración, comercialización y consumo. El incremento de las actividades agropecuarias ofrece alternativas de diversificación y de eficiencia en el uso de los ambientes pero necesita un mínimo de planificación para lograr la estabilidad de la producción, generando mínimo impacto ambiental, tanto en sistemas ganaderos puros como en sistemas silvopastoriles.

También en la Pampa Deprimida se señalan aumentos de producción logrados con cambios de manejo del suelo y del rodeo. Comparando un sistema de producción extensivo característico de la Pampa Deprimida de 70 kg carne/ha/año, con uno intensivo como el de INTA Balcarce, con 40 años de experiencia, basado en pasturas cultivadas y fertilizadas, este último alcanza 270 kg/ha/año, aunque dicho aumento se logró a expensas de pérdida de eficiencia de energía (Cauhépé e Hidalgo, 2005). Este es un hecho común cuando se pasa de producciones extensivas de bajos insumos a producciones intensivas con importantes inversiones, que no solo son de energía sino de conocimientos, dedicación y continuidad.

En los Bajos Submeridionales (BS) se logró duplicar la producción utilizando pastoreos rotativos intensivos. Los campos donde se implementan manejos continuos convencionales, tienen una producción de 60 kg/ha/año, con una estimación posible de producción de 120 kg/ha/año, utilizando la tecnología disponible. Esta estimación se superó hasta llevar la producción a 128 kg/ha/año con rodeos de cría y a 167 kg/ha/año con novillitos de 180 kg. Este gran incremento de la producción se logró con pasturas naturales o naturalizadas, representativas de los BS y adaptadas a suelos anegables y salinos. Parafraseando a un productor... «Creo que superar y hasta duplicar los valores promedios de la zona, es totalmente posible con una tecnología económica, que se basa en: 1) subdivisión de potreros, 2) pastoreo rotativo y 3) dedicar tiempo a la observación a los cambios que van teniendo lugar en

la vegetación, para insistir en los positivos y corregir los que no lo son» (Manfredi, 1999).

Sin profundizar en estos temas, dado que esta no es una obra de manejo de suelos, se puede destacar que en los ambientes hidromórficos, como los pertenecientes al Delta y Predelta, Pampa Deprimida y los Bajos Submeridionales, se puede incrementar y duplicar la producción actual de carne vacuna, diversificar el uso del suelo y, simultáneamente, mejorar la calidad ambiental reduciendo la degradación al mínimo y favoreciendo la conservación de la biodiversidad y los servicios que esta presta a la producción agropecuaria. Algunas de las acciones recomendadas para alcanzar esos logros son: 1) Uso de la vegetación natural en las áreas con drenaje deficiente, ya que ésta puede ser un importante recurso forrajero; para ello se necesita buen conocimiento de su integración a la producción mediante óptimo manejo, descartando su eliminación; 2) Manejo de la carga animal, pastoreo diferido; 3) Intersiembras; 4) Fertilización; 5) Uso del fuego prescripto; 6) Mejoras en infraestructura (subdivisiones, aguadas, clausuras); 7) Manejo de excedentes hídricos, control del «pelo de agua», drenajes; 8) Praderas polifíticas, corrugado, siembra aérea; 9) Cultivares resistentes a exceso y déficit de agua, salinidad/alcalinidad, fuego, pisoteo, sobrepastoreo, temperaturas extremas, etc.

Sería deseable contar con políticas de estímulo tanto para la producción intensiva con altos insumos como a la extensiva con eficiencia energética, con objetivos acotados y de largo plazo, a fin de implementar estos sistemas de producción, que necesitan conocimientos, años de dedicación y experiencia para lograr producciones definidas que respeten los recursos naturales, particularmente en ambientes frágiles como los hidromórficos. Áreas de considerable extensión, como la Pampa Deprimida, el Delta y los Bajos Submeridionales, pueden mejorar las cadenas de producciones alternativas, principalmente la ganadería de cría, donde actualmente se puede incrementar la carga animal, duplicar la producción de carne (kg/ha/año), mejorar el producto obtenido, incrementar la demanda de mano de obra y conservar los recursos naturales. La tecnología está disponible pero el logro de esos objetivos depende de decisiones políticas.

Suelos hidromórficos y expresión cartográfica

En la Región Pampeana la cartografía general se encuentra en escala 1:50.000 y está al alcance de

los usuarios. Los suelos bien drenados, pueden poseer fases con clases de drenaje deficiente; éstas a veces ofrecen ligeras limitaciones para la evolución de los principales cultivos pero poseen comportamiento casi similar de los suelos con los que se asocian (Ej. Fase imperfectamente drenada de la Serie Pergamino). Desde el punto de vista práctico, los suelos de ambas unidades cartográficas se pueden considerar similares; generalmente no se pueden separar en las zonas planas de la Región Pampeana en cartas en escala de semidetalle.

Los mapas de rendimiento de cultivos, con escalas de mayor detalle, producidos por la denominada «agricultura de precisión», pueden mostrar algunas de las diferencias de fases por drenaje, erosión o profundidad, para identificar y separar espacialmente las causas que producen limitaciones a la producción de cada lote. El desafío es interpretar cuando las limitaciones se deben a diferencias genéticas o antrópicas, reversibles o irreversibles, para actuar en consecuencia; es necesario dimensionar las posibilidades de eliminar o disminuir esas causas a fin de lograr incrementos de producción sustentable (R. De Carli, comunicación personal). (Figuras 3,17; 3,18 y 3.19 de manchones en cultivos). Estos mapas de rendimientos de cultivos se han realizado en las zonas con suelos y cultivos de buena aptitud agrícola y rendimientos, donde se justifican las altas inversiones en conocimientos, tecnología y maquinaria que requiere su confección. Para la realización de los mismos en suelos hidromórficos, con heterogeneidad pedológica y productiva, se necesita una base cartográfica de mayor detalle que la escala 1:50.000 utilizada en suelos bien drenados, para identificar inicialmente las causas y alcance del escaso rendimiento general de las unidades, que permita fundamentar la realización de esos mapas de rendimiento.

Las unidades cartográficas constituídas por suelos mal drenados están compuestas por varios suelos que integran Complejos o Complejos indiferenciados, como en la Pampa Deprimida. Los numerosos componentes son difíciles de inventariar debido a que requieren una minuciosa observación de campo y laboratorio, que por su bajo potencial de rendimiento (IP 1 a 20), a veces no justifican estudios de mayor detalle para distinguir los integrantes, desde la óptica económica. En estos casos, es conveniente enfocar la integridad del sistema, donde el suelo, la vegetación natural y, sobre todo el manejo del agua y los excedentes pueden tener gran impacto posi-

tivo. En todo caso se pueden aplicar prácticas de manejo adecuadas a los suelos con más limitaciones y al mismo tiempo los mejores se verán beneficiados. Suelos con diverso grado de hidromorfismo predominan en los Complejos de la PLIS y BSS (ver Capítulo 3), principalmente en la zona de transición localmente denominada «precañada», donde participan cinco suelos con algún grado de hidromorfismo (excepto el Argiudol típico). En este caso sería importante definir los suelos que integran las unidades y estimar su proporción para decidir el uso y manejo adecuado, tanto para lograr su máximo potencial como para reducir al mínimo las posibilidades de degradación de los suelos y ambientes.

En la Región Pampeana los gradientes altitudinales son mínimos, pero suficientes para la distribución de los fluidos en el sistema natural. Sin abordar el origen de las formas deprimidas del ambiente pampeano, es posible separar dos conjuntos cartográficos de las mismas, utilizando cartografía de base E: 1:50.000, y cuyas diferencias son de: a) dimensión areal y b) continuidad en el paisaje de la representación cartográfica; en ambos casos las diferencias pedológicas son a veces escasas y los suelos pueden pertenecer a los mismos Grandes Grupos y estar ubicados en morfologías y posiciones del relieve semejantes.

Ambientes deprimidos. Unidades cartográficas de escasa extensión. La distribución en superficie parece ser al azar y la superficie que ocupan

es reducida al punto que a veces no se separan de otras unidades cartográficas por la escala del mapa. En sectores cóncavos localizados de llanura alta se encuentran suelos muy bien desarrollados (Figura 4.19), por su ubicación en las partes bajas del relieve, que reciben agua y materia desde sectores vecinos. Es típica la asociación de Argiudoles y Argialboles en la P O y PLIS donde estos últimos suelos poseen características comunes tales como: presencia de horizonte E masivo y espesor variable, límite abrupto entre los horizontes E y B2, drenaje interno deficiente, muy baja infiltración, altas pérdidas de humedad por ascenso capilar y evapotranspiración, cambios en el estado de saturación con agua, desde estar inundados a presentar sequías aperiódicas.

Analizando y comparando suelos en las mismas geoformas y posiciones en el relieve, como por ejemplo en lomadas planas extendidas, pendientes muy largas y suaves, depresiones planas someras, etc., tanto en la PO como en la PLIS, se presentan similitudes en la secuencia de horizontes y buen desarrollo del horizonte E, que adquiere localmente mayor espesor y madurez en las partes más planas o centrales de las zonas deprimidas. (Piñeiro y Panigatti, 1972). A continuación se escriben dos situaciones características de la Región Pampeana.

En el noroeste de la PLIS hay pequeños sectores cóncavos de Albacualfes (Serie Sarita, Figura 4.18)

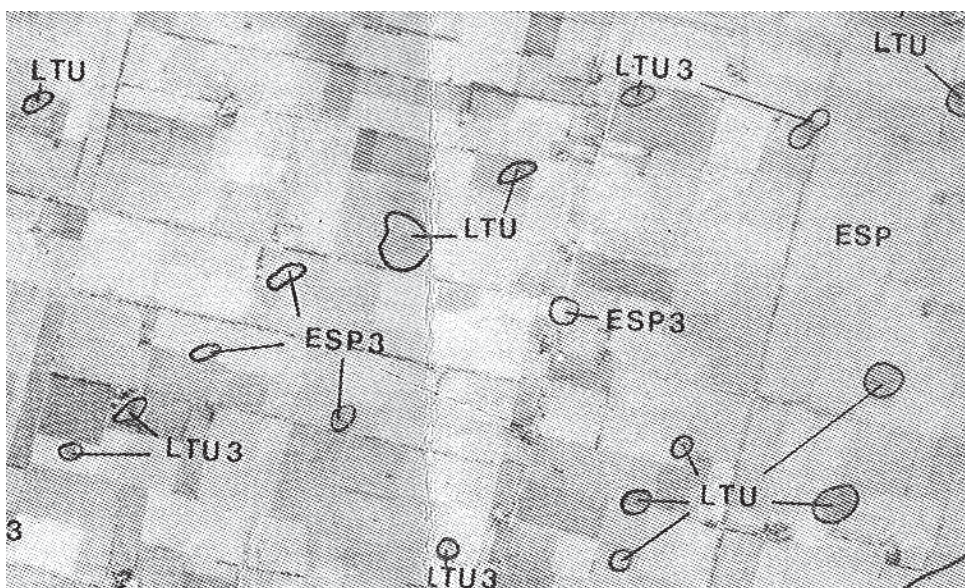


Figura 4.19 Fotografía aérea de unidades cartográficas de Argiudoles típicos con Albacualfes en depresiones de escasa extensión (INTA 1991).

con E21 y E22 de unos 22 cm de potencia, límite abrupto, moteados y concreciones de Fe y Mn, con muy bajo potencial de rendimiento (INTA 1990a y b). En ambas cartas ocupan el 0,1% de la superficie, se hallan dispersos, aparentemente con distribución al azar y en áreas tan pequeñas que son irrelevantes para su consideración en el manejo regional. Poseen un Índice de Productividad (IP) de 5, muy inferior al Argiudol típico (Serie Villa Trinidad) de mayor IP de la carta (72). En otro sector de la PLIS, se identifican en ollas de deflación o situaciones similares, Albacualfes, Serie Arroyo Aguilar, Argiacuoles, Serie Campo Andino y Fragiacualfes, Serie Las Tunas. Las superficies que ocupan en la carta (INTA 1991) y los IP son: 0,4 % y 19; 0,4 % y 22; 0,7 % y 15. Los IP más altos de la carta corresponden a Argiudoles típicos con valores de 81 o mayores.

En la **Pampa Ondulada** (INTA, 1974) se presenta una condición similar con los suelos equivalentes de la PLIS. La Serie Lima (Argiacuol) posee un IP: 36, subclase de capacidad de uso Vw y ocupa el 0,1% de la superficie, en un paisaje topográficamente homogéneo donde domina la Serie Rojas (IP, 95) (ver Figura 3.18, Capítulo 3).

Con respecto al manejo y conservación del suelo de la Serie Lima (INTA, 1974), se enfatiza que estos suelos de Clase V tienen «... escaso o ningún riesgo de ser afectados por erosión; pero con otras limitaciones que impiden el laboreo normal para los cultivos comerciales. Por esta razón sólo resultan adecuados para ser usados como campos naturales de pastoreo, pasturas cultivadas, bosques o como refugios de la fauna silvestre. Suelos con drenaje muy pobre debido a la presencia de capas de permeabilidad lenta dentro del perfil o a la infiltración de aguas provenientes de áreas circunvecinas. Son excesivamente húmedos e impiden el crecimiento de cultivos importantes, pero son adecuados para la implantación de gramíneas adaptadas». Estas afirmaciones, realizadas hace más de tres décadas, tienen vigencia a pesar de nuevas tecnologías y cultivos como soja, que si bien es ubicuo, tienen dificultades de implantación y desarrollo aún en los «bajos dulces». Afortunadamente son superficies reducidas; por ello los mapas utilitarios a escalas reducidas muestran a los suelos mayoritarios (>99 %) y estas muy pequeñas superficies se estudian localmente con destinos especiales como montes con forestales adaptados, refugios, sombra para ganado, reserva de biodiversidad, etc. Estas consideraciones son extensivas a Albacualfes de la Pampa Llana Santafesina, con solo diferencias de grado generadas por algunas diferencias

climáticas que se reflejan en menores IP que en la Pampa Ondulada. Observaciones empíricas indicarían que en los bajos dulces del norte, los períodos alternantes y breves de inundaciones y sequías son más frecuentes e intensos que en el sur de la Región Pampeana, aunque aún no hay evaluaciones (Panigatti 1990).

Ambientes deprimidos. Unidades cartográficas de mayor extensión. Estas unidades cartográficas suelen estar ubicadas en zonas de escurrimiento encauzado del terreno y/o planicies aluviales. Los suelos poseen drenaje interno deficiente y peligro de inundación; en general las unidades taxonómicas y propiedades de los suelos son similares a las tratadas anteriormente y las principales diferencias cartográficas están dadas por la distribución, extensión, representación y continuidad de la unidad cartográfica. Numerosos arroyos de la Región Pampeana poseen planicies de inundación de aproximadamente 10 metros de ancho, de contornos irregulares y a veces microrrelieves cóncavos y/o convexos. La heterogeneidad microtopográfica conduce a la inclusión de los suelos en Complejos cartográficos. Las zonas de relieve homogéneo cubiertas por Argiudoles, están atravesadas por zonas o vías de escurrimiento donde se encuentran Argiudoles ácuicos, Argialboles, Argiacuoles y Albacualfes, ya sea como Fases de Series con drenaje deficiente o formando Complejos en los sectores más inundables (Figura 4.20), donde la capa freática o suspendida carece de sales y álcalis y se encuentran suelos con régimen de humedad ácuico con predominancia de Albacualfes.

Los Albacualfes de las planicies de inundación, depresiones o bajos dulces mencionados en el párrafo anterior, tienen similitud morfológica con los descritos en Unidades cartográficas de escasa extensión pero tienen mayor extensión areal que otros Grandes Grupos e incluyen sectores con suelos con diversos grados de anegamiento. Las unidades cartográficas que integran estos Complejos son «alargadas», de mayor cobertura (2,0%) y continuidad en el espacio.

Degradación de suelos hidromórficos

Estos suelos constituyen un recurso frágil por estar en ambientes que poseen susceptibilidad a la salinización, hidromorfismo, erosión, pérdida de hábitat para especies vegetales y animales, etc., o una suma de efectos, algunos irreversibles.

La geomorfología de suelos, como base de delimitación de unidades cartográficas, muestra que la evolución de los mismos afecta tanto sus ca-

racterísticas genéticas, manifestadas en la integración de las unidades cartográficas, como también el manejo y conservación de los mismos. En el manejo actual y potencial de estas unidades es necesario tener en cuenta la susceptibilidad a erosión, cuyo tratamiento involucra conceptos geomorfológicos y pedológicos además del proceso de hidromorfia en si mismo. El gradiente longitudinal de las pendientes que integran las unidades cartográficas es mínimo (<0,3%), pero son muy largas; además, los suelos con mayor hidromorfismo están localmente en la posición catenaria más baja en las pendientes «transversales» (<0,5%), que superan los 2 km. Por tanto, localmente son susceptibles a erosión hídrica y acumulación de materiales de arrastre (suelos cumúlicos) hacia los sectores más bajos de pendientes largas y/o cóncavos, ya sea por escurrimiento superficial de los alledaños como por desborde de arroyos (Figura 4.21).

En los sectores, donde el proceso de erosión no es generalizado, las pérdidas de suelo se pueden iniciar puntualmente en los bordes de los arroyos. Con la «agriculturización» sin manejos conservacionistas, se incrementa el escurrimiento superficial y subsuperficial, particularmente por las lluvias torrenciales, y disminuye la infiltración porque los manejos inadecuados promueven la pérdida de MO y cobertura, con degradación de la estructura. El incremento del caudal y velocidad del escurrimiento superficial hacia los arroyos puede generar tanto erosión laminar o en surcos. El trazado de caminos de los animales desde zonas altas con sombra y forraje, a las zonas bajas o arroyos con agua dulce, favorece la concentración de agua y la erosión en surcos. Con el transcurso del tiempo y con el libre acceso de animales a los arroyos, estos pueden provocar el derrumbe del talud y así dar comienzo a pequeñas cárcavas que pueden aumentar de dimensión y transformarse en retrogradantes (Figura 4.22).

La formación de cárcavas retrogradantes en la parte distal de la planicie de inundación de un arroyo (Figura 4.21b), muestran la fragilidad de estos ambientes. Esto puede ser un buen ejemplo, a nivel de lote, para que estas unidades pasen a integrar una red de conservación de suelos y ambientes, como se verá en Planificación del uso del territorio.

Son numerosos los ejemplos que pueden ilustrar el uso de ambientes frágiles de la Región Pampeana, destinados principalmente para producción agropecuaria, con resultados

contrastantes. Con manejos adecuados se logran óptimos rendimientos y control de degradación, como se ilustra en la Figura 4.23, con diversos ambientes y cultivos, mencionado en el Capítulo 5.

El manejo integral de las pasturas es una práctica que permite mantener la unidad funcional del ambiente aunque los suelos sean distintos, particularmente en unidades Complejas (Figura 4.24). En los primeros planos de la imagen se presenta un sector de una vía de escurrimiento con suelos con drenaje interno deficiente (Argialboles y Albacualfes), donde prospera el trébol blanco; en la parte posterior de la imagen se aprecia el límite con el área de suelos con mejor drenaje (Argiudoles), marcado por el excelente desarrollo de una pradera polifítica con predominancia de alfalfa.

La vegetación de praderas húmedas. Las praderas húmedas son un recurso que puede optimizarse como se mencionó (Manfredi, 1999) sin alterar la protección que brindan al suelo contra la degradación. En algunos inventarios de suelos se incorpora información sobre la vegetación, natural o espontánea. En unidades con suelos hidromórficos suelen denominarse de manera doméstica praderas húmedas de «canutillos». La extensión y los límites de estas comunidades varían en composición y distribución de acuerdo con las diferencias climáticas estacionales y la irregularidad temporal de los aportes pluviales y el escurrimiento. En los sectores deprimidos del paisaje se presentan lagunas semipermanentes o temporarias vegetadas por comunidades que parecen relacionarse con las diferencias en la duración del anegamiento, antes que con las variaciones observadas en el perfil edáfico.

Se comenta a continuación el inventario de las comunidades vegetales correspondientes a los sectores con marcados procesos de hidromorfismo de las zonas de transición entre los BSS y la PLIS (INTA, 1990a y b): «Estas praderas, que circundan las lagunas semipermanentes, presentan una composición florística relativamente uniforme, aunque se aprecian diferencias en las especies dominantes de acuerdo con el gradiente de inundación. En términos generales, el aspecto de la pradera es biestratificado, con un césped de elevada cobertura, del que emergen unas pocas matas definidas y hierbas altas, donde prevalecen Gramíneas y Ciperáceas rizomatoso-estoloníferas».

En los sectores de Natracualfes (Serie Monigotes, IP 5) con anegamiento esporádico, hay un cés-

ped en el que predominan gramíneas rizomatoso-estoloníferas, tales como: *Luziola peruviana*, *Leereis hexandra*, *Paspalum distichum* y *P. lividum*, acompañados por: *Diplachne uninervia*; *Borreria verticillata*, *Panicum milioides*, *Rumex sp.*, *Polygonum punctatum*. Donde el anegamiento es más prolongado (Albacualfes, Serie Ambrosetti, IP 10), se aprecia un cambio difuso en las especies dominantes de la pradera; con predominio de especies tales como *Echinochloa helodes* y *Paspalidium paludivagum*. Entre los acompañantes principales pueden citarse: *Cyperus entrerrianus*, *C. corymbosus*, *C. oxylepis*, *Eleocharis elegans*, *E. nodulosa*, *Sesbania sp.*, *Pluchea sagittalis*, etc. En sectores de inundación semipermanente y en estos mismos Albacualfes, pueden presentarse «verdolagales» de *Ludwigia peploides* y poblaciones más o menos puras de *Polygonum sp.*

Planificación del uso del territorio: Una red de conservación y producción integrando suelos/ambientes halo-hidromórficos

En los últimos 10 años se produjo la expansión de la frontera agropecuaria, aumento y mayor seguridad de la producción, incorporación masiva de nuevos sistemas de siembra, incremento en el uso de agroquímicos. La tecnología disponible, los precios y la ubicuidad de ciertos cultivos, como soja, permiten la expansión de la agricultura, y hasta monocultivos en ambientes frágiles y así afectar negativamente los recursos naturales que deberían ser conservados mediante otra intensidad de uso y destino para brindar mejores servicios ambientales. El próximo gran desafío es el desarrollo y uso masivo de cultivos resistentes a condiciones naturales y antrópicas desfavorables. Esto permitirá llevar cultivos a zonas denominadas marginales, con deficiencias y excesos hídricos, salinidad, acidez, etc., que en general son de baja producción actual o destinados a usos extensivos, los que pueden cambiar tanto el uso como la intensidad del mismo.

La expansión e intensificación de la agricultura para producir bienes, principalmente alimentos y biocombustibles, suele tener impactos negativos en los ambientes naturales y así tenemos millones de hectáreas erosionadas, con pérdidas de biodiversidad y una neta pérdida de potencial productivo y otras consecuencias indirectas en la autorregulación de los agroecosistemas, como una mayor dependencia de insumos externos y una menor resiliencia o capacidad de recu-

peración ante cambios naturales o antrópicos (Barrios, 2007). Cabe recordar que según diagnósticos aún no actualizados, Argentina tiene más de 60 millones de hectáreas de suelos degradados por erosión y con evidencias de aumentos de esa cifra por intensificación de la producción agropecuaria (Tabla 4.15).

Por los motivos mencionados es necesario realizar la planificación del uso del territorio de forma integral. En la Región Pampeana hay abundante disponibilidad de información básica en los inventarios de suelos en diversas escalas y con suficiente detalle, como para implementarla sobre bases seguras y fundamentadas. Además, hay tecnología disponible, probada y económicamente aplicable para implementar en forma inmediata y controlar la erosión, tanto hídrica como eólica (ver Capítulo 5). Teniendo en cuenta las características de los suelos hidromórficos y los ambientes con excesos hídricos, se puede planificar el uso del territorio e implementar una red multidimensional e interconectada de reservas fundamentada en los conceptos básicos de la Geología ambiental. La importancia de esta red es múltiple: 1) destinar los ambientes según sus aptitudes, para optimizar la producción de los mismos 2) conservar los recursos naturales, suelos, aguas, vegetación, fauna y 3) implementar medidas hacia el desarrollo sustentable.

En el mundo un 12% de las tierras están bajo algún sistema de protección o manejo como área protegida, mientras que en nuestro país esa cifra no alcanza el 5% de la superficie continental. La mayor parte de las áreas protegidas o reservas, están fuera de la Región Pampeana y generalmente en zonas con importantes limitaciones para el uso agropecuario. En estas «reservas» de la Región Pampeana, muchos de los suelos hidromórficos, no aptos para agricultura y con baja producción de biomasa para la ganadería, se pueden integrar a esa red. Se integrarían las zonas con suelos hidromórficos, salinos y/o alcalinos, reunidos en «Complejos y Complejos indiferenciados». Como se dijo, las principales limitantes de estas áreas, y algunos sectores que las circundan, son: drenaje deficiente, anegamiento, elevada salinidad/alcalinidad, heterogeneidad espacial de propiedades, erosión y sedimentación. Por los índices de productividad (Tabla 4.13), valor potencial y ubicación, son las áreas más indicadas para establecer conexiones e integrar una red de corredores, con gran parte de la vegetación natural, funcionando como verdaderos refugios de fauna, y recibir y extrapolar los beneficios que brinda la conservación de la

biodiversidad a zonas aledañas de mayor altura, mejor drenaje y potencial de producción. Se mostraron tres casos representativos de la provincia de Santa Fe, donde los suelos con menores Índices de Productividad (IP) y áreas de extensión reducida podrían integrar la red de conservación y producción, potenciar sus servicios y, entre otras ventajas, controlar la degradación de los ambientes frágiles. Así, comparando los IP de varios suelos con buen drenaje (Ej. $IP > 80$), con aquellos de zonas bajas y procesos de hidromorfismo (Ej. $IP < 30$), es posible apoyar la planificación del uso de esos suelos y cumplir con los mejores destinos que favorecen la sustentabilidad de los sistemas productivos, más allá de las producciones exclusivamente agrícolas. Desde una red regional o provincial se pueden integrar otras a mayor escala hasta llegar a escalas detalladas en predios y ambientes públicos. También se deben considerar muy especialmente los destinos y manejos del resto de las áreas bajo muy diversos usos, que en Argentina superan el 95%, si uno desea enfocar integralmente el uso actual y potencial de los ambientes.

Los paisajes naturales de características heterogéneas, ya sean cultivados o no, cuando están conectados, conservan mejor las condiciones intrínsecas para la producción sostenible en el largo plazo y el control biológico. Si bien existen numerosos ejemplos sobre beneficios parciales y locales sobre el tema, el uso integrado de los suelos hidromórficos, puede ser una excelente contribución para utilizarla en escalas de semidetalle y detalle, con evaluaciones físicas, biológicas y económicas. Las áreas de uso agropecuario limitado pueden utilizarse como reservas de forrajes en pie para pastoreos con altas cargas por períodos muy breves, para reducir los impactos como pisoteo con compactación y amasado del suelo, mantener máxima cobertura y permitir las resiembras naturales. En ciertos casos se puede incrementar la producción con intersembras y fertilización dirigida, con bajas dosis en épocas especiales para uso diferido, y considerar el uso del fuego prescrito como herramienta de manejo (Kunst et al., 2003). También, el valor productivo se puede potenciar con el aprovechamiento simultáneo como proveedores de servicios ambientales, producción melífera, caza deportiva, ecoturismo, esparcimiento, etc.

Un ejemplo. Los suelos y ambientes con intensos procesos de hidromorfismo, salinización y/o alcalinización, se destinarían en buena parte a formar redes naturales en escalas y cuencas de diversas magnitudes, como se trata de exponer

en las Figuras 4.25 y 4.26. Estas redes ecológicas se deben interconectar e integrar con las diversas reservas existentes, tierras no utilizadas, banquinas de caminos, vías férreas, tierras misceláneas, bordes de lotes, etc. Una base instrumental regional podría ser la utilización de redes hidrográficas, que indican claramente diferencias en las condiciones climáticas, geomorfológicas y edáficas. Ellas podrían establecer conexiones del paisaje en escalas pequeñas, para luego complementarlas con otras a escalas mayores. Como ejemplo se presenta en la Figura 4.26, un mosaico utilizado en los relevamientos de suelos en semidetalle, escala 1:50.000.

En el ejemplo se muestra la integración de la red de conservación y complementa la presentada en la Figura 4.25, para una zona del centro de Santa Fe. Las unidades con suelos hidromórficos (Figura 4.26 a y b), se pueden interconectar con las principales vías de comunicación (rutas y ferrocarriles) que poseen importantes superficie en banquinas y préstamos no utilizadas. A la red de conservación se suma la red de caminos comunales, rurales, con sus banquinas y ambientes.

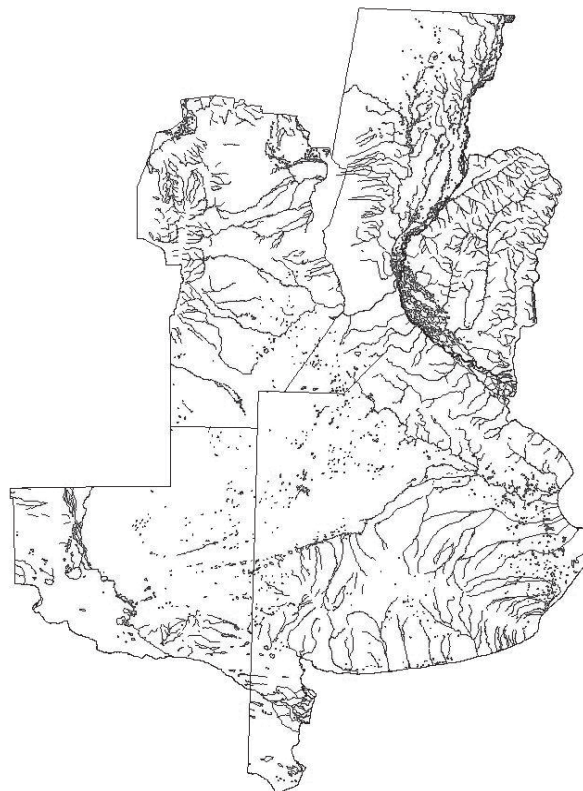


Figura 4.25. Red hidrográfica de «Provincias Pampeanas», que puede ser la base de planificación de redes de conservación de cuencas y provincias.

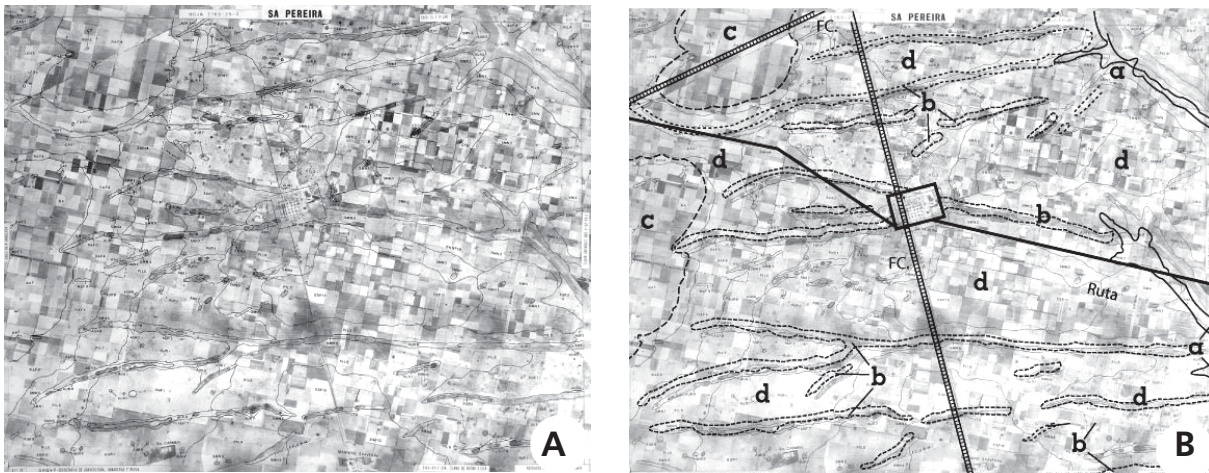


Figura 4.26. Mosaico Sa Pereira – Santa Fe (INTA 1991): A) Reproducción reducida del mapa de suelos original; B) idem A), donde se destacan las unidades cartográficas con suelos y ambientes con hidromorfismo, salinidad y/o alcalinidad, vías de escurrimiento, suelos bien drenados y vías de comunicación. Unidades cartográficas agrupadas: **a** – Complejo indiferenciado, con IP 5; **b** – Complejos, con IP 8; **c** – Consociación, con IP 81; y **d** – Complejos, con IP 30 a 70.

Estos existen cada mil o dos mil metros, comunicando los predios desde la época de la subdivisión de las tierras, que datan en gran parte desde fines del siglo XIX. De realizarse la planificación de uso del territorio, este ejemplo podría ser tomado para discutir, interdisciplinariamente, su adaptación e implementación en cada cuenca, sobre la base de Geología aplicada, que integra entre otros conceptos, geomorfología, hidrología y cartografía de suelos.

La visión eco-biológica. La importancia de fortalecer la coherencia ecológica y la resiliencia de los sistemas productivos como una necesidad para el desarrollo sostenido de los ambientes naturales y la conservación de la biodiversidad, está teniendo cada vez mayor atención en los foros de conservación y producción (Bennett, 2004). El objetivo es lograr sinergias entre estas áreas bajo protección y bajo producción, con diversos manejos, buscando una máxima producción sostenible con un nivel aceptable de conservación de la biodiversidad, para que brinde los servicios de la misma a la producción agropecuaria, forestal y la calidad de vida.

Desde la óptica mencionada, la conservación de

la biodiversidad conduce a sistemas agrícolas más sostenibles. La aplicación de este enfoque requiere un cambio en la percepción de los productores agropecuarios, que tienen la tendencia a pensar, por ejemplo, que todos los insectos (u otros integrantes de la mesofauna) son dañinos, y que los efectos negativos de las plagas se resuelven con la aplicación de agroquímicos más las propias experiencias. Afortunadamente hay un cambio de pensamiento generado por campañas de capacitación sobre manejo integrado de plagas y técnicas conservacionistas con una visión holística del sistema natural, donde toda la biodiversidad cuenta al momento de tomar decisiones acerca de métodos de producción y control de plagas (Zaccagnini y Calamari, 2001). Esta visión también contribuiría a redimensionar la importancia, destino y uso de las áreas con suelos hidromórficos y tener en cuenta que aún las áreas de extensión relativa reducida, sin o con cierta continuidad en el paisaje, podrían integrar una red local o regional de conservación de los recursos naturales. En un sentido naturalista amplio, uno de los caminos para frenar y/o revertir la degradación de los suelos es considerar los aportes y funciones de la biodiversidad a los agrosistemas.

Bibliografía

- Ameghino, F., 1884, reimpresión 1978. Las secas y las inundaciones de la provincia de Buenos Aires. Ministerio de Asuntos Agrarios de la provincia de Buenos Aires. La Plata. 66 pp.
- Amiotti, N., Bravo, O., 2006. Suelos de las terrazas del Río Colorado. XX Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo. Paraná. En CDR.
- Apcarian, A., Imbellone, P.A., Pavese, J.A., Aruani, M.C., Jurio, Y.E., 2006. Topo-hidrosecuencia de Aridisoles y Entisoles en el alto Valle del Río Negro. XX Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo. Paraná. En CDR.
- Auer, V., 1949. Las capas volcánicas como base de la cronología postglacial de Fuegopatagonia. Revista de Investigaciones Agrícolas. Tomo 3, 208 pp.
- Baize, D., Girard, M.C., 1995. Référentiel Pédologique. Institut National de la Recherche Agronomique (INRA), Paris. 332 pp.
- Baldwin, M., Kellogg, C.E., Thorp, J., 1938. Soil classification. En: Soils and Men. Yearbook of Agriculture 1938. USDA. 979-1001.
- Barbagallo, J.F., 1983. Los Bajos Submeridionales del norte de Santa Fe y Chaco. Un planteo agrohidrológico para el ordenamiento del recurso hídrico. INTA. Departamento Suelos. Informe inédito. 51 pp.
- Barbosa, O.A., Peña Zubiarte, C, More, A.J., Galarza, F.M., Lartigue, C., Cerdá, R.A., 2004. Sedimentos cuaternarios oscuros en las sierras de San Luis. XIX Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo. Paraná. En CDR.
- Barrios, E., 2007. Soil biota, ecosystem services and land productivity. Ecological Economics 64, 269-284.
- Barros, V., 2008. Adaptation to climate trends: lesson from the Argentine experience. En: Climate Change and Adaptation. Leary, N., Adejuwon, J., Barros, V., Burton, I., Kulkarni, J., Lasco, R. (Eds.). Chapter 17, 296-312.
- Bartlett, R.J., 1999. Characterizing soil redox behavior. En: Soil Physical Chemistry. Sparks, D.L. (Ed.), CRC Press, Boca Raton. 371-397.
- Bartlett, R.J., James, B.R., 1993. Redox chemistry of soils. Advances in Agronomy 50, 151-208.
- Bartlett, R.J., James, B.R., 1995. System for categorizing soil redox status by chemical field testing. Geoderma 68, 211-218.
- Battini, B.E.V., 1960. Nomenclatura geográfica popular. En: La Argentina. Suma de Geografía. Aparicio, F., Difrieri, H.A. (Eds.). Ed. Peuser. Tomo 8 (IV), 388-455.
- Benavides, R.A., 2006. El arroz: su cultivo y sustentabilidad en Entre Ríos. Concepción del Uruguay. Universidad Nacional de Entre Ríos; Universidad Nacional del Litoral. 2 Tomos.
- Bennet, A.F., 1998. Linkages in the landscape: The role of corridors and connectivity in wildlife conservation. IUCN, Gland, Switzerland and Cambridge, UK. 254 pp.
- Bennett, G., 2004. Integrating biodiversity conservation and sustainable use. IUCN, Gland. 55 pp.
- Benton, T.G., Vickery, J.A., Wilson, J.D., 2003. Farmland biodiversity: is habitat heterogeneity the key? Trends in ecology evolution 18, 182-188.
- Blume, H.P., Schlichting, E., 1985. Morphology of wetland soils. En: Wetland soils: Characterization, classification, and utilization. International Rice Research Institute. Los Baños, Filipinas. 161-176.
- Bohn, H.L., 1971. Redox potentials. Soil Science 112, 39-45.
- Bohn, H.L., McNeal, B., O'Connor, G., 1985. Soil chemistry. John Willey & Sons. New York. 341 pp.
- Bonfils, C.G., 1962. Los suelos del Delta del río Paraná. Factores generadores, clasificación y uso. Revista de Investigaciones Agrícolas XVI, 257-370.
- Borlaug, N., 1972. La calentura biológica. INTA, Documentos para Circulación Interna N° 4. Castelar. 9 pp.
- Bouma, J., 1983. Hydrology and soil genesis of soils with aquatic regimes. En: Pedogenesis and Soil Taxonomy. I. Concepts and interactions. Wilding, L.P., Smeck, N.E., Hall, G.F. (Eds.). Elsevier, Amsterdam. 253-281.
- Bouma, J., Fox, C.A., Miedema, R., 1990. Micromorphology of hydromorphic soils: applications for soil genesis and land evaluation. En: Soil Micromorphology. A basic and applied science. Douglas, L.A. (Ed.). Elsevier, 257-278.
- Bouza, P.J., Sain, C., Bortotus, A., Rios, I., Idaszkin, Y., Cortés, R., 2008. Geomorfología y características morfológicas y fisicoquímicas de suelos hidromórficos de marismas patagónicas. XXI Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo. San Luis. En CDR.

- Brewer, R., 1964. Fabric and mineral analysis of soils. Wiley, New York, 470 pp.
- Brinkman, R., 1970. Ferrollysis, a hydromorphic soil forming process. *Geoderma* 3, 199-206.
- Bruno, O.A., Fossatti, J.L., Panigatti, J.L., Gambaudo, S., Fenoglio, H.F., Quaino, O., 1982. Fertilización de grama rhodes (*Chloris gayana*, Kunth) en los Bajos Submeridionales: 1. Nitrógeno y Fósforo. Publicación Técnica 19, INTA EEA Rafaela. 19 pp.
- Bruno, O.A., Fossatti, J.L., Panigatti, J.L., Gambaudo, S., Quaino, O., 1982. Intersiembra de trébol de olor de flor blanca sobre grama Rhodes en los Bajos Submeridionales. Informe Técnico 11. INTA EEA Rafaela. 17 pp.
- Cauhépé, M.A., Hidalgo, L.G., 2005. La Pampa Inundable: el uso ganadero como base de la sustentabilidad social, económica y ambiental. En: La heterogeneidad de la vegetación de los agroecosistemas. Pascale, A.J. (Ed.) Facultad de Agronomía, Universidad de Buenos Aires. 401-412.
- Cavallotto, J.L., 1995. Evolución geomorfológica de la llanura costera ubicada en el margen sur del Río de la Plata. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata. La Plata. 237 pp.
- Childs, C.W., 1981. Field test for ferrous iron and ferric-organic complexes (on exchange sites or in water-soluble forms) in soils. *Australian Journal of Soil Research* 19, 175-180.
- Childs, C.W., Clayden, B., 1986. On the definition and identification of aquic soil moisture regimes. *Australian Journal of Soil Research* 24, 311-316.
- Clausnitzler, D., Huddleston, H., Horn, J., Keller, E., Leet, C. M., 2003. Hydric soils in a southeastern Oregon Vernal Pool. *Soil Science Society of America Journal* 67, 951-960.
- Commission de Pédologie et de Cartographie des Sols, 1967. Classification des sols. Lab. Geol. Pedol., École Nat. Super. Agron. Grignon, France. 87 pp.
- Coria, D., Fourquet, G., Lucesoli, R., Maresca, S., Obregón, E., Olmos, G., Pettinari, J., Quiroz, J.L., Ripodas, I., 2005. Manual para productores ganaderos de la Cuenca del Salado. INTA EEA Cuenca del Salado. 162 pp.
- Crozier, C.R., Devai, I., Delaune, R.D., 1995. Methane and reduced sulfur gas production by fresh and dried wetland soil. *Soil Science Society of America Journal* 59, 277-284.
- Cumba, A., Imbellone, P.A., 1999. El color del suelo. Un análisis sobre la intensidad. Prov. Buenos Aires. Argentina. Actas XIV Congreso Latinoamericano de la Ciencia del Suelo. Pucón. Chile. En CDR.
- Damiano, F., Fernández, N., Parodi, G., Rébori, M.G., 1989. Manejo de agua pluvial en la zona deprimida del Salado. En: INTA-CONAPHI. Manejo de suelos y aguas en llanuras argentinas. INTA, EEA Rafaela. 133-166.
- Damiano, F., Mercuri, P.A., Carballo, S.M., 1997. Sensores remotos en el análisis y propuesta agrohidrológica. Distrito General Alvear. Provincia de Buenos Aires. Revista de Investigaciones Agropecuarias 28, 1-15.
- Damiano, F., Taboada, M.A., 2005. Sistematización agrohidrológica predial en la cuenca del río Arrecifes, Provincia de Buenos Aires. En: Avances en Ingeniería Agrícola 2003-2005. Barbosa, O. (Ed.). CADIR. San Luis. 35-239.
- Dangavs, N.V., 2005. Los ambientes acuáticos de la provincia de Buenos Aires. Relatorio XVI Congreso Geológico Argentino. La Plata. Capítulo 13, 219-236.
- Daniels, R.B., Simonson, G.H., Handy, R.L., 1961. Ferrous iron content and color of sediments. *Soil Science* 91, 378-382.
- Daniels, R.B., Gamble, E.E., Buol, S.W., 1973. Oxygen content in ground water of Aquults and Udults. En: Field soil water regime. Bruce, R.R., Flach, K.W., Taylor, H.M. (Eds.). Special Publication 5. Soil Science Society of America. Madison. 153-166.
- Darwin, C., 1944. Los más curiosos animales de América. Cuadernos de Cultura. Intercontinental. México. 187 pp.
- Davis, J.C., 1986. Statistics and data analysis in geology. John Wiley and Sons, New York. 646 pp.
- De Orellana, J., 1972. Suelos subacuáticos. *Asociación Ciencias Naturales del Litoral* 3, 63-74.
- De Petre, A., Boschetti, N., 2006. Características de los suelos cultivados con arroz en la provincia de Entre Ríos. En: El arroz, Benavides, R. (Director de obra). Universidad Nacional de Entre Ríos, Universidad Nacional del Litoral, 205-219.
- Dokuchaiev, V. V., 1883. Russian Chernozem, St, Petersburgo.
- Duchaufour, P., 1977. Pédologie. 1. Pédogenèse et classification. Masson, Paris. 477 pp.
- Durán, A., 1991. Los suelos del Uruguay. Editorial Agropecuaria Hemisferio Sur. Montevideo. 398 pp.
- Enríquez, A.S., Cremona, M.V., Mazzarino, N. J., Dile., P., 2008. Caracterización del reservorio de C P N en mallines del norte de Patagonia, a lo largo de un gradiente de precipitaciones. XXI Con-

- greso Argentino de la Ciencia del Suelo. San Luis. En CDR.
- Evans, C.V., Franzmeier, D.F., 1988. Color index values to represent wetness and aeration in some Indiana soils. *Geoderma* 41, 353-368.
- FAO-UNESCO, 1990. Soil map of the world. Revised legend. Roma. 119 pp.
- Faulkner, S.P., Patrick Jr., W.H., 1992. Redox processes and diagnostic wetland soil indicators in bottomland hardwood forest. *Soil Science Society of America Journal* 56, 856-865.
- Faulkner, S.P., Patrick Jr., W.H., Gambrell, R.P., 1989. Field techniques for measuring wetland soil parameters. *Soil Science Society of America Journal* 53, 883-890.
- FECIC-PROSA. 1993. Inundaciones y sequías en el noroeste de la provincia de Buenos Aires. Cuaderno 2. Buenos Aires. 77 pp.
- Fiedler, S., Sommer, M., 2004. Water and redox conditions in wetland soils. Their influence on pedogenic oxides and morphology. *Soil Science Society of America Journal* 68, 326-335.
- Fisher, J., Lindenmayer, D.B., Manning, A.D., 2006. Biodiversity, ecosystem function, and resilience: ten guiding principles for commodity production landscapes. *Frontiers in Ecology and the Environment* 4, 80-86.
- Fossati, J.L., Bruno, O., Panigatti, J.L., Gambaudo, S., 1979. Comportamiento de forrajeras estivales en los Bajos Submeridionales. Informe Técnico 1. INTA EERA Rafaela.
- Fossati, J.L., Panigatti, J.L., Gambaudo, S., Bruno, O., Romero, L., 1984. Siembra de melilotus en suelo corrugado en los Bajos Submeridionales. Informe para Extensión 63. INTA EERA Rafaela, Departamento Agronomía. 4 pp.
- Frank, E.O., Llorens, E.M., Cabral, D.R., 1998. Productividad de los pastizales de la provincia de La Pampa. INTA. EEA Anguil. 167 pp.
- Franzmeier, D.P., Yahner, J.E., Steinhart, G.C., Sinclair, H.R. Jr., 1983. Color patterns and water table levels in some Indiana soil. *Soil Science Society of America Journal* 47, 1196-1202.
- Fuschini Mejía, M.C., 1984. Hidrología de las grandes llanuras. UNESCO-CONAPHI. I. Buenos Aires. 556 pp.
- Gambaudo, S.P., Panigatti, J.L., 1979. Manejo de suelos que estuvieron inundados. Informe para Extensión 17 INTA. EEA Rafaela, Departamento Agronomía. 4 pp.
- Gambrell, R.P., Patrick, W.H., 1978. Chemical and microbial properties in anaerobic soil and sediments. En: *Plant life in anaerobic environments*. Hook, D., Crawford, E., (Eds.). Ann Arbor Science Publishers, 375-423.
- Gilinsky, J., Stepniewska, Z., Stepniewski, W., 1990. Indicators of soil aeration. En: *Ernst Schlichting Gedächtniskolloquium*. Tagungsband. Stahr, L.; Blume, H.P.; Jahn, R. (Eds.) Stuttgart-Hohenheim, 75-85.
- Godz, P. 1989. Manejo de suelos y aguas en las zonas bajas inundables. En: INTA-CONAPHI. Manejo de suelos y aguas en llanuras argentinas. INTA, EEA Rafaela. 167-179.
- Gong Zi-Tong, 1985. Wetland Soil in China. En: *Wetland Soils: Characterization, Clasification, and Utilization*. Los Baños, Filipinas. 473-502.
- Gotoh, G., Patrick, Jr., W.H., 1972. Transformation of manganese in a waterlogged soil as affected by redox potential and pH. *Soil Science Society of America Proceedings* 36, 738-742.
- Gotoh, G., Patrick, Jr., W.H., 1974. Transformation of iron in a waterlogged soil as influenced by redox potential and pH. *Soil Science Society of America Proceedings* 38, 66-71.
- Goudie, A., 1995. *The Changing Earth*. Blackwell, 302 pp.
- Grimley, D.A., Vepraskas, M.J., 2000. Magnetic susceptibility for use in delineating hydric soils. *Soil Science Society of America Journal* 64, 2174-2180.
- Guichon, B.A., Imbellone, P.A., Giménez, J.E., 2000. Propiedades geoquímicas en suelos ligeramente hidromórficos. *Edafología, Revista Española de la Ciencia del Suelo* 7, 85-95.
- Guichon, B.A., Desimoni, J., Mercader, R., Imbellone, P., 2008. Mössbauer studies of hydromorphic soils along coastal areas of the Río de la Plata. Hyperfine interactions. En prensa.
- Hayes, W.A., Jr., Vepraskas, M.J., 2000. Morphological changes in soils produced when hydrology is altered by ditching. *Soil Science Society of America Journal* 64, 1893-1904.
- Hector, A., Bagchi, R. 2007. Biodiversity and ecosystem multifunctionality. *Nature* 448, 188-191.
- Hein, N.E., Hein, W.I.H., 1986. Suelos salinos y alcalinos bajo distintas condiciones hídricas. *Publicación Técnica* 39. INTA EEA Rafaela. 17 pp.
- Hein, N.E., Hein, W.H., 1986. Variabilidad edáfica de precañada en el centro de Santa Fe. I – Características morfológicas. Informe Técnico 25. INTA EEA Rafaela. 42 pp.
- Hein, N.E., Hein, W.I.H., 1987. Variabilidad edáfica de precañada en el centro de Santa Fe. II –

- Características químicas, físicas y biológicas. Informe Técnico 29. INTA. EEA Rafaela. 15 pp.
- Hein, N., Mosconi, F., Panigatti, J.L., 1980. Areas con problemas anegamiento en la zona de influencia de la EEA Rafaela y EEA Oliveros. IDIA 367-372, 52-63.
- Heller, F., Shen, C.D., Beer, J. et al., 1993. Quantitative estimates of pedogenic ferromagnetic mineral formation in Chinese loess and paleoclimatic implications. *Earth Planetary Science Letters* 114, 385-390.
- Hilty, J.A., Lidicker, W.Z., Merenlender, A.M., 2006. *Corridor ecology*. Island Press, Washington. 323 pp.
- Ignatieff, V., 1937. Method for determining ferrous iron in soil solutions and a study of the effect of light on the reduction of iron by citrate and 2-2' dipirydyl. *Journal Society of Chemical Industry* 56, 407-410.
- Ignatieff, V., 1941. Determination and behavior of ferrous iron in soils. *Soil Science* 51, 249-263.
- Imbellone, P.A., Zárate, M.A., 1983. Glébulas sesquioxídicas en un Argialbol. General Mansilla. Provincia de Buenos Aires. *Ciencia del Suelo* 1, 173-181.
- Imbellone, P.A., Cumba, A., 2003. Una sucesión con paleosuelos superpuestos del Pleistoceno Medio Tardío-Holoceno, zona sur de La Plata, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología* 10, 3-22.
- Imbellone, P.A., Guichon, B.A., Giménez J.E., 2000. Eh, Fe²⁺ and Mn²⁺ in wetland soils of La Plata River coastal plain. Argentina. 17th International Congress of Soil Science. Bangkok, Thailandia. Simposio 613, 1-10.
- Imbellone, P.A., Giménez, J.E., Sunesen, P., 2001. Suelos con régimen ácuico del litoral del río de la Plata, Argentina. *Actas 15° Congreso Latinoamericano de la Ciencia del Suelo*. Varadero, Cuba. En CDR.
- Imbellone, P.A., Guichon, B.E., Giménez, J.E., 2001. Dynamics of physical-chemical properties in soils with anthropic flooding, Buenos Aires Province, Argentina. *Soil Science* 166, 930-939.
- Imbellone, P.A.; Guichon, B., Giménez, J.E., 2009. Hydromorphic soils of the Río de la Plata coastal plain, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 16, 3-18.
- INTA, 1972. Carta de Suelos de la República Argentina Hoja 3360-32. Pergamino. Instituto de Suelos. Buenos Aires. 106 pp.
- INTA, 1974. Carta de Suelos de la República Argentina Hoja 3560-2. Rojas. Instituto de Suelos. Buenos Aires. 78pp.
- INTA, 1974. Carta de Suelos de la República Argentina. Hoja 3560-1, General Arenales. CIRN, Reconocimiento de Suelos. Buenos Aires, 95 pp.
- INTA, 1981. Carta de Suelos del Delta Entrerriano. Publicación 172. Departamento de Suelos. 187 pp.
- INTA, 1989. Mapa de Suelos de la provincia de Buenos Aires. Escala 1:500.000. CIRN. Instituto de Evaluación de Tierras. Buenos Aires. 533 pp.
- INTA, 1990a. Carta de Suelos de la República Argentina. Hoja 3163-5 y 6. Villa Trinidad. Estación Experimental Agropecuaria Rafaela. 116 pp.
- INTA, 1990b. Carta de Suelos de la República Argentina. Hoja 3163-11 y 12. San Guillermo. Estación Experimental Agropecuaria Rafaela. 116 pp.
- INTA, 1990c. Atlas de Suelos de la República Argentina. Escala 1:500.000 y 1:1.000.000. CIRN. Instituto de Evaluación de Tierras. Buenos Aires. Tomo I, 731 pp. y Tomo II, 677 pp.
- INTA, 1991. Carta de Suelos de la República Argentina. Hojas 3160-26 y 25, Esperanza, Pilar. Estación Experimental Agropecuaria Rafaela. 135 pp.
- INTA, 2003. Propuestas técnicas para disminuir el impacto de las inundaciones en la provincia de Santa Fe. INTA-Centro Regional Santa Fe. Documento Institucional. 72 pp.
- INTA-CONAPHI, 1989. Manejo de suelos y aguas en llanuras argentinas. INTA, EEA Rafaela. 179 pp.
- Iriondo, M., 2005. El complejo litoral en la desembocadura del río Paraná. En: *Relatorio del XVI Congreso Geológico Argentina, La Plata*. 255-264.
- IUSS Working Group WRB, 2006. World reference base for soil resources 2006. *World Soil Resources Report* 103. FAO. Roma. 128 pp.
- Joffe, J.S., 1949. *Pedology*. Rutgers University Press. New Brunswick, NJ. 662 pp.
- Kalesnik F., Malvárez, A., 2003. Las especies invasoras exóticas en los sistemas de humedales. El caso del Delta Inferior del Río Paraná. I. INSUGEO CONICET-Universidad de Tucumán. *Miscelánea* 12, 5-12.
- Kalesnik, F., Kandel, C., 2004. Reserva de Biosfera Delta del Paraná. Municipalidad de San Fernando. Argentina. 251 pp.
- Kandus, P., Quintana, R., Bó, R., 2006. Patrones de paisaje y biodiversidad del Bajo Delta del Río Paraná. Pablo Casamajor Ediciones. 40 pp.

- Krause, E., Laurencena, P., 2005. Aguas superficiales, relación con el régimen subterráneo y fenómenos de anegamiento. Relatorio XI Congreso Geológico Argentino, La Plata, 314-326.
- Kubiëna, W., 1953. The soils of Europe. Thomas Murby, London. 312 pp.
- Kunst, C.R., Bravo, S., Panigatti, J.L. (Eds.) 2003. Fuego en los ecosistemas argentinos. INTA. Santiago del Estero. 332 pp.
- Lagos, F., Jaeschke, J., 1977. Las precipitaciones en los años de inundaciones en los Bajos Submeridionales de Santa Fe. Fundación José M. Aragón, Publicación 10. 18 pp.
- Lévy, G., Toutain, F., 1979. Aération et phénomènes d'oxydo-réduction dans le sol. En: Bonneau, M., Souchier, B. (Eds.), Pédologie, 2 Constituants et propriétés du sol. Masson, Paris. 313-323.
- Lowley, D.R., 1995. Microbial reduction of iron, manganese and other metals. *Advances in Agronomy* 54, 175-201.
- Lundgren D.G., Dean, D., 1979. Biogeochemistry of iron. En: Biogeochemical cycling of mineral-forming elements. Trudinger, P.A., Swaine, D.J. (Eds.). Elsevier Science Publisher Co., Amsterdam. 211-251.
- Maher, B.A., 1986. Characterization of soils by mineral magnetic measurements. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 42, 76-92.
- Maher, B.A., 1998. Magnetic properties of modern soils and loessic paleosols: implications for paleoclimate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 137, 25-54.
- Maher, B.A., Taylor, R.M., 1988. Formation of ultrafine-grained magnetite in soils. *Nature* 336, 368-370.
- Manfredi, C.C., 1999. Recuperación de campos salinos con pastoreo rotativo: la experiencia del productor. En: Manejo de pastizales naturales. INTA, 4ª. Jornada Regional, San Cristóbal. 97-104.
- Marbut, C.F., 1921. The contribution of soil surveys to soil science. *Society for the Promotion of Agricultural Science Proceedings* 41, 116-142.
- Marzocca, M.C., Damiano, F., Sorbillo, E., Ramos, G., Alonso, M.R., Fortunato, D., 1992. Sistematización agrohidrológica en un distrito de una zona anegable alcalino-sódica de la Provincia de Buenos Aires: Efectos sobre las propiedades del suelo y sobre la vegetación. II Congreso Latino-Americano de Ecología. II Simposio de análisis ambiental. I Congreso de Ecología do Brasil. Caxambu-Minas Gerais. Brasil.
- Mausbach, M.J., Richardson, J.L., 1994. Biogeochemical processes in hydric soil formation. *Current Topics in Wetland Biogeochemistry* 1, 68-127.
- Megonigal, J.P., Patrick Jr., W.H., Faulkner, S.P., 1993. Wetland identification in seasonally flooded forest soils: Soil morphology and redox dynamics. *Soil Science Society of America Journal* 57, 140-149.
- Méndez, D., 2006. Mejoramiento de los sistemas ganaderos y ganaderos mixtos en el CRBAN. INTA EEA General Villegas. 264 pp.
- Mercader, R.C., Sives, F.R., Imbellone, P.A., Vandenberghe, R.E., 2005. Magnetic and Mössbauer studies of Quaternary Argentine soils and paleosols. *Hyperfine Interactions* 161, 43-53.
- Morrás, H.J.M., 1979. Quelques éléments de discussion sur les mécanismes de pédogenèse des planosols et d'autres sols apparentés. *Science du Sol. Bulletin de l'AFRES* 1, 56-66.
- Motomura, S., Yokoi, H., 1969. Characteristics of ferrous iron forms in paddy soil with reference to development of the soil profile. *Soil Science and Plant Nutrition* 15, 38-46.
- Nabel, P.E., Morrás, H.J.M., Petersen, N., Zech, W., 1999. Correlation of magnetic and lithologic features of soils and Quaternary sediments from Undulating Pampa, Argentina. *Journal of South American Earth Science* 12, 311-323.
- National Research Council (NRC), 1995. Wetlands: Characteristics and Boundaries. National Academy Press. Washington, D.C.
- Nigro, H.M., Paterno, J., Hugg, O., Corti, F., 2003. Principales características de la ganadería de la zona de islas de Romang y Las Garzas (Santa Fe). Informe para Extensión 72, INTA EEA Reconquista. 8 pp.
- Oesterheld, M., Aguiar, M.R., Ghersa, C.M., Páuelo, J.M. (Compiladores), 2005. La heterogeneidad de la vegetación de los agroecosistemas. Editorial Facultad de Agronomía, UBA. Buenos Aires. 430 pp.
- Orellana, J., 1972. Suelos subacuáticos. *Asociación de Ciencias Naturales del Litoral* 3, 63-74.
- Orgeira, M.J., Walter, A.M., Vásquez, C.A., Di Tomaso, I., Alonso, S., Sherwood, G., Hu Yuguang, Vilas, F.A., 1998. Mineral magnetic record of paleoclimate variation in loess and paleosol from the Buenos Aires formation (Buenos Aires, Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 11, 561-570.

- Panigatti, J.L., 1978. Problemas de los suelos de zonas inundadas en el centro de Santa Fe. Informe para Extensión 1. INTA EEA Rafaela. Departamento Agronomía. 5 pp.
- Panigatti, J. L., 1990. Bajos Submeridionales. En: Manejo de Tierras Anegadizas. Ed. FECIC. Buenos Aires. 344 pp.
- Panigatti, J. L., Fossati, J.L., Gambaudo, S., Bruno, O., 1983. Siembra aérea y convencional de trébol de olor de flor blanca en los Bajos Submeridionales. Informe Técnico 17. INTA EEA Rafaela. 19 pp.
- Panigatti, J.L., Moresco, R., Mosconi, F., Hein, N., Gambaudo, S., Bruno, O, Calcha, N., Fossati, J., 1981. Normas de manejo para suelos que estuvieron inundados. Publicación Técnica INTA-MAG. 48 pp.
- Panigatti, J.L., Pérez, M.C., 1981. Las lluvias y la napa de agua. Comunicado de Prensa 10, INTA EEA Rafaela. 4 pp.
- Papadakis, J., 1960. Avances recientes en pedología. Relato. Comisión Génesis, Clasificación y Cartografía. Primera Reunión Argentina de la Ciencia del Suelo. Buenos Aires. IDIA Suplemento 1, 35-147.
- Parodi, G.N., Damiano, F., 1989. Una propuesta de sistematización agrohidrológica para el control de escurrimientos superficiales en microcuencas de pedemonte. Seminario Internacional de Hidrología de Grandes Llanuras. H.G.LI. II/65/TRA. CONAPHI. Buenos Aires. 26 pp.
- Parodi, G.N., Damiano, F., 2008. Bases y principios de manejo agrohidrológico de campos bajos. En: <http://www.parodi.nl/agrologia>.
- Pascale, A.J., Damario, E.A., 1977. El balance hidrológico seriado y su utilización en estudios agroclimáticos. Revista de la Facultad de Agronomía, Universidad Nacional de La Plata 53, 15-34.
- Patrick, W.H. Jr., 1960. Nitrate reduction rates in a submerged soil as affected by redox potential. En: Proceedings 7th International Congress of Soil Science, Madison. Van Beren, F.A. et al. (Eds.). Elsevier. Amsterdam. Vol 2, 494-500.
- Patrick, W.H., Jr., Henderson, R.E., 1981. Reduction and reoxidation cycles of manganese and iron in flooded soil and in water solution. Soil Science Society of America Proceedings 45, 855-859.
- Patrick, W.H., Jr., Jugsujinda, A., 1992. Sequential reduction and oxidation of inorganic nitrogen, manganese, and iron in flooded soil. Soil Science Society of America Journal 56, 1071-1073.
- Patrick, W.H., Jr., Gambrell, R.P., Faulkner, S.P., 1996. Redox measurement of soils. En: Methods of Soil Analysis. Part 3. Chemical Methods. Book Series 5. Soil Science Society of America, Wisconsin, 1255-1273.
- Pazos, M.S., 1989. Génesis y clasificación de los Argiudoles con horizonte A2 incipiente de la Región Pampeana. Ciencia del Suelo 7, 87-95.
- Pereyra, F. X., Baumann, V., Altinier, V., Ferrer, J.A., Tchilingurian, P., 2004. Génesis de suelos y evolución del paisaje en el delta del río Paraná. Revista de la Asociación Geológica Argentina 59, 229-242.
- Piñeiro, A., Panigatti, J.L., 1972. Génesis de un suelo Planosol, Revista de Investigaciones Agropecuarias, Serie 3, IX, 1-27.
- Ponnamperuma, F.N., Bradfield, D., Peach, M., 1955. Physiological disease of rice attributable to iron toxicity. Nature 175, 265.
- Ponnamperuma, F.N., 1972. The chemistry of submerged soils. Advances in Agronomy 24, 29-96.
- Pons, L.J., 1990. Ernst Schlichting und die Erforschung hydromorpher/reduktomorpher Böden. En: Gedächtniskolloquium «Ernst Schlichting». Stahr, K., Blume, H.P., Jahn, R. (Eds.). Hohenheimer Arbeiten. Eugen Ulmer GmbH & Co. Stuttgart. 41-53.
- Ransom, M.D., Smeck, N.E., Bigham, J.M., 1987. Micromorphology of seasonally wet soils on the Illinoian till plain, USA. Geoderma 40, 83-99.
- Richardson, J.L., Daniels, R.B., 1993. Stratigraphic and hydraulic influences on soil color development. In Soil Color. Special Publication 31, Soil Science Society of America. 109-125.
- Reddy, K.R., Angelo, D., Harris, W.G., 2000. Biochemistry of wetlands. En: Handbook of Soil Science. Sumner, M.E. (Ed.). CRC Press. Boca Raton. G89-G119.
- Reichert, M. A., 1944. Suelos del Delta del río Paraná. Propiedades físico-químicas y químicas de algunos de ellos. Tesis, Facultad de Agronomía y Veterinaria, Universidad de Buenos Aires.
- Ringuelet, R. A., 1962. Ecología acuática continental. Manuales de Eudeba. 138 pp.
- Rowell, D.L., 1992. Suelos encharcados y mal drenados. En: Condiciones del suelo y del desarrollo de las plantas según Russell. Wild, A. (Ed.). Ediciones Mundi-Prensa, Madrid. 941- 969.
- Rubio, G., Lavado, R.S., Rendina, A., Bargiela, M., Porcelli, C., de Dorio, A.F., 1995. Waterlogging effects on organic phosphorus fractions in a toposequence of soils. Wetlands 15, 386-391.
- Rubio, G., Oesterheld, M., Alvarez, C.R., Lavado, R.S., 1997. Mechanisms for the increase in phosphorus uptake of waterlogged plants: soil phosphorus availability, root morphology and uptake kinetics.

- Oecologia 112, 150-155.
- Ruhe, R.V., Prill, R.C., Riecken, F.F., 1955. Profile characteristics of some loess-derived soils and soil aereation. *Soil Science Society of America Proceedings* 19, 345-347.
- Schaetzl, R., Anderson, S., 2005. *Soil genesis and geomorphology*. Cambridge University Press, 817 pp.
- Schlichting, E., 1973. Pseudogleye und Gleye. Genese und Nutzung hydromorpher Böden. En: *Pseudogley und Gley*. Schlichting, E., Schwertmann, U. (Eds.). 1-6.
- Schmid, P., 2004. Suelos y comunidades vegetales asociadas al gradiente hidromórfico en un humedal extrandino. XIX Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo. Paraná. En CDR.
- Schulze, D. G., Nagel, J.L., Van Scoyoc, G.E., Henderson, T.L., Baumgardner, M.F., Stott, D.E., 1993. Significance of organic matter in determining soil colors. En: *Soil Color*. Bingham, J.M., Ciolkosz, E.J. (Eds.). Special Publication 31, Soil Science Society of America. 71-90.
- Schwertmann, U., 1993. Relation between iron oxides, soil color, and soil formation. En: *Soil Color*. Bingham, J.M., Ciolkosz, E.J. (Eds.). Special Publication 31, Soil Science Society of America. 51-69.
- Schwertmann, U., Fanning, D., 1976. Iron manganese concretions in hydrosequences of soils in loess in Bavaria. *Soil Science Society of America Journal* 40, 731-738.
- Schwertmann, U., Taylor, R. M., 1989. Iron oxides. En: *Minerals in Soil Environments*, Dixon, J.B., Weed, S. B. Weed, (Eds.). Book Series 1. Soil Science Society of America. Madison. 2nd edition. 379-438
- Sileshi, G., Akinnifesi, F.K., Ajayi, O.C., Chakeredza, S., Mng'omba, S., Nyoka, B.I. 2008. Towards sustainable management of soil biodiversity in agricultural landscape in Africa. *Biodiversity* 9, 64-67.
- Smith, G.D., 1986. The Guy Smith interviews: rationale for concepts in Soil Taxonomy. Soil Management Support Services, USDA. Department of Agronomy, Cornell University. Technical Monograph 11. 259 pp.
- Stephan, S., De Petre, A.A., De Orellana, J., Priano, L., 1977. Brunizem soils of the central part of the province of Santa Fe (Argentine). *Pédologie* XXVII, 225-253.
- Soil Survey Staff, 1992. *Keys to Soil Taxonomy*. SMSS Technical Monograph 19, 5^a. ed. Blacksburg, Virginia. 541 pp.
- Soil Survey Staff, 1999. *Soil Taxonomy*. A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys. *Agricultural Handbook* 436. Washington, DC. 869 pp.
- Soil Survey Staff, 2007. *Claves para la Taxonomía de Suelos*. Traducción de la 10 edición (2006) de: *Keys to Soil Taxonomy*. United States Department of Agriculture. 331pp.
- Soil Survey Division Staff, 1993. *Soil survey manual*. United States Department of Agriculture Handbook 18. Washington, DC. 2^a. ed. 437 pp.
- Soil Survey Staff, National Soil Survey Center. 1996. *Soil survey laboratory methods manual*. Soil Survey Investigations Report 42, Version 3.0. United States Department of Agriculture. 693 pp.
- SSSA, 2001. *Glossary of soil science terms*, Soil Science Society of America. Madison, USA. 135pp.
- Starkey, R.L., Halverson, H.O., 1927. Studies on the transformations of iron in nature. II. Concerning the importance of microorganisms in the solution and precipitation of iron. *Soil Science* 24, 381-402.
- Stephan, S., De Petre, A.A., 1973. Genesis de un suelo planosol II. Micromorfología. *Revista de Investigaciones Agropecuarias, Serie 3 X*, 237-257.
- Stoops, G., 2003. *Guidelines for analysis and description of soil and regolith thin sections*. Soil Science Society of America, Inc. Madison, USA. 184 pp.
- Taboada, M.A., Lavado, R.S., 1986. Características del régimen ácuico de un Natracuol de la Pampa Deprimida. *Ciencia del Suelo* 4, 66-71.
- Taboada, M.A., Panuska, E.N., 1985. Evolución del potencial redox en tres suelos del norte de la Pampa Deprimida. *Ciencia del Suelo* 3, 173-175.
- Takai, Y., Kamura, T., 1966. The mechanism of reduction of waterlogged paddy soil. *Folia Microbiologica* 11, 304-313.
- Tanaka, A., Navasero, S.A., 1966. Interactions between iron and manganese in the rice plant. *Soil Science and Plant Nutrition* 12, 29-33.
- Taylor, R.M., 1982. Color in soils and sediments-A review. En: *Developments in sedimentology* 35. Van Olphen, H., Verniale, F. (Eds.). Elsevier. 749-761.
- Thorntwaite, C.W., 1948. An approach towards a rational classification of climate. *Geographical Review* 38, 55-94.
- Thorntwaite, C.W., Mather, J.M., 1957. *Instructions and tables for computing potential evapotranspiration and the water balance*. Drexel Institute of Technology. *Climatology* 10, 185-311.
- Tiner, R.W., 1999. *Wetland indicators*. Editorial Lewis. Washington DC. 392 pp.

- Travasso, M.I., Magrin, G.O., Baethgen, W.E., Castaño, J.P., Rodriguez, G.I.R., Pires, J.L., Gimenez, A., Cunha, G., Fernández, M. 2008. Maize and soybean cultivation in southeastern South America: Adapting to climate change. En: *Climate change and adaptation*. Leary, N., Adejuwon, J., Barros, V., Burton, I., Kulkarni, J., Lasco, R. (Eds). 332-352.
- Tricart, J., 1973. *Geomorfología de la Pampa Deprimida*. Colección Científica INTA XII. Buenos Aires, 202 pp.
- Turner, F.T., Patrick Jr. W.H., 1968. Chemical changes in waterlogged soils as a result of oxygen depletion. En: *9th International Congress of Soil Science Transactions*. Adelaide, Australia. Holmes, J.W. (Ed.). Elsevier, New York. Vol. 4, 53-56.
- Umazano, A.M., Adema, E.O., Aimar, S.B., 2004. Tajamares: una tecnología alternativa para la zona árida-semiárida de La Pampa. *Publicación Técnica 56*, INTA EEA Anguil. 52 pp.
- UNEP/CBD, 2001. *Convenio sobre Diversidad Biológica. Textos y anexos*. OACI, Canadá. 55 pp.
- Van Breemen, N., Brinkman, R., 1976. Chemical equilibria and soil formation. En: *Soil chemistry. A. Basic elements*. Bolt, G. H., Bruggenwert, M.G.M. (Eds.), *Soil Chemistry. A. Basic Elements*. Elsevier. 141-170.
- Vázquez, M. E., 2008. Biocombustibles. Análisis del posible impacto sobre los suelos de la provincia de Buenos Aires. *XV Simposio Electrónico Internacional «La producción de biocombustibles con eficiencia, estabilidad y equidad»*. Centro de Energía de la Provincia de Chubut y Centro de Estudios Internacionales para el Desarrollo. En prensa
- Veneman, P.L.M, Vepraskas, M.J, Bouma, J., 1976. The physical significance of soil: mottling in a Wisconsin toposequence. *Geoderma* 15, 103-118.
- Vepraskas, M.J., Wilding, L.P., 1963. Albic neoskeletons in argillic horizons as indices of seasonal saturation and iron reduction. *Soil Science Society of America Journal* 47, 1201-1208.
- Vepraskas, M.J., Bouma, J., 1976. Model experiments on mottle formation simulating field conditions. *Geoderma* 15:217-230.
- Vepraskas, M.J., Wilding, L.P., 1983. Aquic moisture regimes in soils with and without low chroma colors. *Soil Science Society of America Journal* 47, 280-285.
- Vepraskas, M.J., Sprecher, S.W., 1997. Overview of aquic conditions and hydric Soils. En: *Aquic conditions and hydric soils: The problem soils*. Vepraskas, M., Sprecher, S. (Eds.). Special Publication 50, Soil Science Society of America. 1-32.
- Vervoost, F.B., 1967, *La vegetación de la República Argentina*. VII. Las comunidades vegetales de la Depresión del Salado (Provincia de Buenos Aires). *Serie Fitogeográfica*, 7. Instituto de Botánica Agrícola, Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria. Buenos Aires. 262 pp y láminas.
- Vizier, J.F., 1970. Étude des phénomènes d'hydromorphie et de leur déterminisme dans quelques types de sols du Tchad. *Cahiers de l'ORSTOM, Pédologie* VIII, 33-47.
- Vizier, J.F., 1978. Étude de la dynamique du fer des sols évoluant sous l'effet d'un excès d'eau. Étude des expériences sur des sols de rizières de Madagascar. *Cahiers de l'ORSTOM, Pédologie* XVI, 23-41.
- Vizier, J.F., 1989-1990. Étude du fonctionnement des milieux saturés d'eau. *Cahiers de l'ORSTOM, Pédologie* XXV, 431-442.
- Watanabe, I., Roger, P.A., 1985. Ecology of flooded rice fields. En: *Wetland soils: Characterization, classification and utilization*. International Rice Research Institute. Philippines, 229-242.
- Wilson, M., Cerana, J., De Battista, J.J., Valenti, R., 2006. Degradación y recuperación de suelos cultivados con arroz regados con aguas bicarbonatadas sódicas en la provincia de Entre Ríos, Argentina. En: *Bases para la conservación de suelos y aguas en la cuenca del Río Paraná*. Paz González, A. (Ed.). Xunta de Galicia-Universidad Nacional de Entre Ríos. 87-92.
- Zaccagnini, M.E., Calamari, N.C., 2001. Labranzas conservacionistas, siembra directa y biodiversidad. En: *Siembra Directa II*. Panigatti, J.L., Buschiazzi, D., Marelli, H. (Eds.) INTA, Buenos Aires. 29-68.
- Zamolinski, A.F., 2001. Experiencias en recuperación de suelos salinizados. *Publicación Técnica 31*. INTA EEA General Villegas. 17 pp.
- Zárate, M.A., Rabassa, J., 2005. Geomorfología de la provincia de Buenos Aires. *Relatorio IX Congreso Geológico Argentino, La Plata*, 120-138.
- Zeng-Yei Hseu, Zueng-Sang Chen, 1996. Saturation, reduction, and redox morphology of seasonally flooded Alfisols in Taiwan. *Soil Science Society of America Journal* 60, 941-949.
- Zobeck, T.M., Ritchie, A., 1984. Analysis of long-term water table records from a hydrosequence of soils in central Ohio. *Soil Science Society of America* 48, 119-125.
- Zobell, C.E., 1946. Oxidation-reduction potentials of marine sediments. *Bulletin of the American Association of Geology* 30, 477-513.

Capítulo 5

Proceso de vertisolización

Introducción

Definiciones

La *vertisolización* o *argiliturbación* (Buol et al., 1980; Wilding, 1985; Wilding y Puentes, 1988) es un proceso que tiene lugar cuando el material del suelo posee la propiedad de contraerse y expandirse de manera considerable según las variaciones del contenido de humedad. La escuela rusa utiliza también los términos de *vertigénesis* y *deformación hidrogénica* para designar a este proceso. La propiedad de expansión y contracción está determinada por la naturaleza del material originario, en el cual los minerales de arcilla expandibles y no expandibles participan en proporciones importantes. Además de la mineralogía, el proceso está influido por: contenido de arcilla (relación arcilla fina/arcilla gruesa); composición del complejo de intercambio y patrón de distribución de humedad del perfil, en el que influye el clima y la posición topográfica.

Distribución del proceso

Los Vertisoles ocupan en el mundo un área de 3,2 millones de km² (2,4% de la superficie mundial) distribuidos en 82 países, siendo los que poseen mayor superficie: India (25 %), Australia (22 %) y Sudán (16 %). Los Vertisoles ocupan en Argentina una superficie de 44.570 km², que constituye el 1,6 % de su superficie. Se encuentran en las provincias de Entre Ríos, Buenos Aires, Corrientes, Neuquén y Río Negro (INTA, 1990). Otros autores han caracterizado Vertisoles en el valle inferior del río Chubut (Laya, 1981), Neuquén (Irisarri, et al., 1980), Río Negro (Del Valle, 1998, Moscatelli y Puentes, 2000) y región cordillerana de Chubut (La Manna et al., 2004). Entre Ríos es la provincia con mayor proporción de Vertisoles, con una superficie cercana a los 23.000 km², representando alrededor del 30% de los suelos de esa provincia. En la Región Pampeana los Vertisoles y Subgrupos vérticos ocupan una superficie de alrededor de 50.000 km² distribuidos en las provincias de Entre Ríos, Buenos Aires y Santa Fe (Figura 5.1).

En la Tabla 5.1 se presentan características morfológicas, físicas y químicas seleccionadas de Vertisoles de la Región Pampeana, algunos con descripciones realizadas hace casi 50 años y otras más recientes, manteniendo la nomenclatura de horizontes y clasificación original de los autores. Ambos hechos permiten observar la evolución en el uso de la simbología y taxonomía pedológica.

Hasta la década de 1970 se clasificaba a los suelos con rasgos vérticos como Grumosoles o su forma adjetivada «grumosólicos» para los intergrados (Brunizem grumosólico). Con la adopción de la Taxonomía de Suelos se utilizaron para el Orden Vertisol los Grandes Grupos Cromudertes y Peludertes, actualmente desaparecidos, a pesar de lo cual se los sigue utilizando. Además, el término *rasgos vérticos* es relativamente moderno, si bien los suelos se identificaban teniendo en cuenta el proceso que los generaba. En ocasiones se clasificaba a los suelos privilegiando otro proceso actuante como en el caso de suelos hidromórficos. En los suelos tomados como ejemplo se encuentra que:

Algunos suelos corresponden a los perfiles clásicos de la literatura con horizontes A - C, pero la mayoría posee horizontes B. Resulta curioso que en ningún caso quedara indicado el proceso de vertisolización mediante subíndices, aún en las descripciones más modernas; en cambio, en casi todos los suelos se indica la presencia de arcilla iluvial estén o no presentes barnices de arcilla. Como rasgos de identificación del proceso, los suelos poseen caras de fricción, rajaduras y grietas rellenas con material suprayacente. Sería de esperar que el límite tuviera forma ondulada o quebrada con frecuencia, hecho que se presenta solo en algunos casos.

Los horizontes A o Ap poseen entre 4 y 6 % de materia orgánica, llegando excepcionalmente a 20 %, decreciendo hacia la base del suelo, tal que casi al metro, se registran valores menores al 1%. Los horizontes A, que a veces llegan a cerca de los 100 cm, tienen color negro o pardo grisáceo muy oscuro, con matiz 10YR y ocasionalmente 5Y; en cambio los horizontes infrayacentes suelen tener matiz 7,5YR o 5YR por influencia del color del material originario. La estructura es diversa, desde ausente (masivo) a granular, prismática y en bloques angulares, subangulares y cuneiformes. Las clases texturales corresponden a suelos con elevado contenido de arcilla (arcillosa, arcillo limosa y franco arcillo limosa), variando esta fracción entre 32 y 75 %, con un valor medio de 47,6 %. La capacidad de intercambio catiónico está entre 34 y 66 cmol kg⁻¹, con un valor medio de 43 cmol kg⁻¹. La información encontrada acerca de la actividad biológica en los suelos es muy limitada, a excepción de un trabajo de Stephan et al. (1983), del cual se tomó la descripción de la Serie Yerúa.

Es de destacar la variación morfológica de la Se-

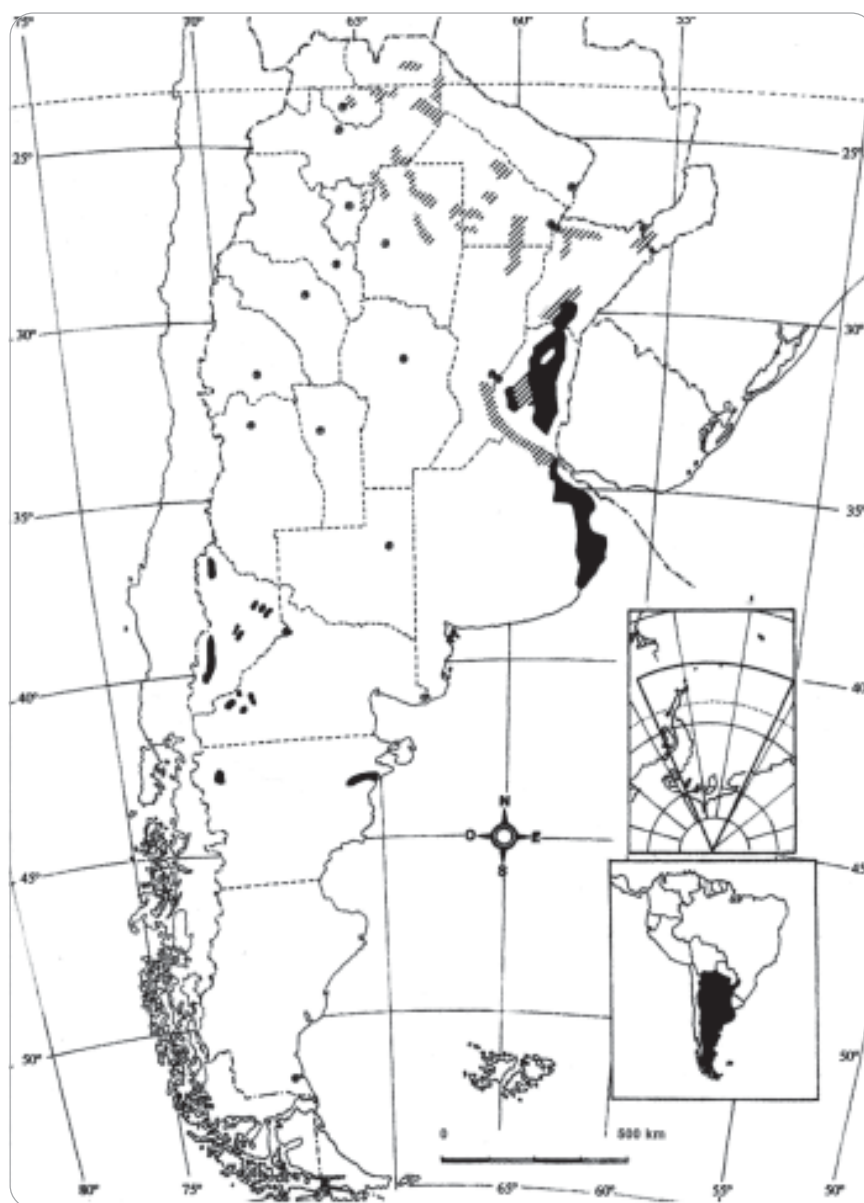


Figura 5.1. Mapa de distribución de Vertisoles y suelos vertisólicos en la Argentina.

rie San Gustavo. Es una Serie tipo del departamento La Paz (Entre Ríos) desarrollada en planicies onduladas, con pendientes relativamente cortas de entre 1,5 y 3 %. El suelo es un Peludert argílico con B2 textural; el gilgai es lineal con ciclos entre 5 y 7 m y diferencias de altura entre cresta y bajo de hasta 30 cm. Como otros suelos de Entre Ríos, muestran variación morfológica en posiciones de bajo y alto del gilgai; en este caso la variación más notable es en tipo de horizontes y espesor del suelo. En el bajo, el epipedón es levemente más oscuro, con mayor contenido de materia orgánica y con concreciones duras de carbonato de calcio entre 50 y 70 cm, que en el alto se hallan casi en superficie.

Factores de formación

Material originario

Es uno de los factores de formación más importantes en la génesis de suelos con propiedades vérticas. Puede ser de variado origen y edad pero siempre provee, ya sea a partir de herencia o meteorización, elevado contenido de arcillas con alta superficie específica y contenido de bases. Estas últimas propiedades favorecen la formación y estabilidad de los minerales de arcillas en Vertisoles (Coulombe et al., 1996).

En la Región Pampeana se encuentran Vertisoles

Tabla 5. 1. Propiedades seleccionadas de suelos con características vérticas.

Horizonte	Prof. (cm)	Color (matriz) (seco)	Color (matriz) (húmedo)	Estructura (tipo)	Consistencia	Límite textural (USDA)	Arcilla (%)	MO (%)	OC (cmolc kg ⁻¹)	Rasgos vérticos	Otros rasgos
"Grumosol", Entre Ríos, Jongerius y Bonfils, 1964.											
A ₁	0 - 23	nd	10YR 3/1	granular	ext.duro m. pl., m.adh.	claro	42	4,9	38	83	"rajaduras"
A ₂	23 - 66	nd	10YR 2/1	bi.subang.	ext.duro m. pl., m.adh.	gradual	48	2,6	37	87	"rajaduras" escasas
A ₃	66 - 90	nd	10YR 2/1	bi.subang.	ext.duro m. pl., m.adh.	gradual	49	2,2	46	83	"rajaduras, caras de fricción muy manifiestas"
ACca	90 - 110	nd	5YR 3/3	masivo	ext.duro m. pl., m.adh.	gradual	54	1,0	97		
Cca	110 - 150 +	nd	5YR 5/3	masivo	ext.duro m. pl., m.adh.	arc.	54	0,6	93		
Grumosolico hidromórfico, Entre Ríos. Guedes y Pécora, 1964.											
A11g	0 - 7	10YR 5/1	10YR 3/1	granular	adh.	ondulado neto	nd		66		"alto grado de expansión y contracción"
A12g	7 - 55	10YR 4/1	10YR 2/1	bi.subang.	m.plast.	difuso	nd		nd		
A13g	55 +	10YR 3/1	10YR 2/1	nd	m.plast.	gradual	nd		66		
Peludertes argílicos, Serie San Gustavo, Entre Ríos. INTA - Gob. Entre Ríos, 1980.											
<i>Bajo del gilgai</i>											
A1	0 - 13	nd	10YR 2/1	bl.subang. y ang.	friable	gradual	34	4,7	42		caras de fricción escasas, m. finas
B21t	13 - 33	nd	10YR 2.5/1	bl.ang. - cuneif.	m.duro, firme	difuso	40	2,5	45		caras de fricción, interseccionadas
B22t	33 - 66	nd	10YR 2.5/1	bl.cuneif. y ang.	ext.duro, m.firme	gradual	38	2,2	40		caras de fricción, comunes, interseccionadas
B23ca	66 - 85	nd	10YR 3.5/1	bl.cuneif. y ang.	ext.duro, m.firme	gradual ondulado	45	1,4	45		caras de fricción, comunes, interseccionadas
B3ca	85 - 101	nd	7.5YR 4/2	bl.cuneif. y ang.	ext.duro, firme	gradual ondulado	41	0,6	37		caras de fricción, comunes
Cca(g)	101 +	nd	7.5YR 5/4	masivo	ext.duro, firme	gradual ondulado	47	0,3	37		relleno de grietas, escasas.
<i>Cresta del gilgai</i>											
A1ca	0 - 15	nd	10YR 2.5/1	granular y bl.subang. y ang.	m.duro, firme	claro	35	4,5	40		banicos húmicos, escasos
AC1ca	15 - 41	nd	7.5YR 4/2	bl.cuneif.	m.denso, firme	gradual ondulado	42	1,2	40		caras de fricción, interseccionadas, abundantes
AC2ca	41 - 88	nd	7.5YR 5/3	bl.cuneif.	m.denso, friable	difuso	43	0,4	38		caras de fricción, poco interseccionadas, comunes.
Cca	88 +	nd	7.5YR 5/4	bl.subang. y ang.	ext.duro, friable	arc.lim.	40	0,2	38		caras de fricción no interseccionadas, comunes

Tabla 5.1. continuación

Horizonte	Prof. (cm)	Color (matriz) (seco)	Color (matriz) (húmedo)	Estructura (tipo)	Consistencia	Límite	Clase textural (USDA)	Arcilla (%)	MO (%)	CIC (cmolc kg ⁻¹)	Rasgos vérticos	Otros rasgos
Peludert argílico, Serie Yeruá, Entre Ríos. De Petre y Stephan, 1998; Stephan et al., 1983.												
A1	0 - 13	10YR 3/1	nd	granular y bloques	friable			44	4,1	40	**	
B21t	13 - 40	10YR 2.5/1	nd	prismas y b. sub. y cuneif.	m. firme			51	4,1	47	87	
B22t	40 - 80	10YR 3/1	nd	prismas y b. sub. y cuneif.	ext. firme			49	2,2	47	84	
B23Ca	80 - 100	10YR 3/1	nd	prismas y b. sub. y cuneif.	m. firme			52	1,4	48	87	
C ca	100 - 160 +	10YR 5/4	nd	granular y bloques				48	0,5	47	80	
Peludert argílico - crómico, fina, levemente alcalina, térmica. Serie Ramírez, Entre Ríos. INTA. 1996.												
<i>Bajo del gilgai</i>												
A1	0 - 11	nd	10YR 3/1	b.sub. y ang.	bl., friable	claro, suave	fr. arc.lim.	65	5,4	43		barñices húmicos ab.
B1	11 - 21	nd	10YR 2.5/1	bloques ang.	lig.duro, friable	gradual, ondulado	fr. arc.lim.	61	5,0	45		barñices, arcillo húmicos ab., arcillosos escasos
B21t	21 - 47	nd	10YR 2/2	prismas y granular	duro, friable	difuso, suave	arc.lim.- arc.	41	4,6	47		barñices arcillosos ab.
B22t	47 - 81	nd	10YR 2/1	prismas	ext.duro, m.firme	gradual, suave	arc.lim.- arc.	41	3,8	48		barñices arcillosos m. ab.
B23tca	81 - 126	nd	10YR 2/2	prismas	ext.duro, m.firme	abrupto, quebrado	arc.lim.- arc.	53	0,9	nd		barñices arcillosos m. ab.
B3ca	126 - 155	nd	7.5YR 5/4	prismas y bl.ang. y sub.ang.	ext.duro, firme	gradual, suave	fr. arc.lim.- arc.lim.	39	0,08	nd		caras de fricción ab. e intersectados
Cca	155 +	nd	7.5YR 5/6	masivo	nd	nd	fr. arc.lim.	46	0,08	nd		caras de fricción ab. e intersectados
Cromudert argílico. Serie Febré, Entre Ríos. Carta de Suelos de la República Argentina. Departamento Paraná (E.R.). INTA 1998.												
<i>Bajo del gilgai</i>												
Ap	00 - 18	10YR 2/2	10YR 3/2	granular y bloq. sub.	m. duro; friable	abrupto, suave	arc.lim.	40	4,3	45		estructura granular bl. cuneiformes, caras de fricción comunes e intersectados grietas
Ag	18 - 55	10YR 3/1	10YR 2/1	prismas, bl.ang. y cuneif.	ext.duro, m.firme	claro, suave	arc.lim.	55	3,2	48		bl. cuneiformes, caras de fricción comunes e intersectados grietas
Bg	55 - 84	nd	10YR 4/1	bloques ang. y cuneif.	ext.duro, m.firme	gradual, ondulado	arc.	60	1,4	44		barñices escasos
C ₁ g	84 - 115	nd	10YR 5/2	prismas y bl.ang.	m.duro, firme	gradual, ondulado	arc.lim.	nd	0,6	43		bl. cuneiformes, caras de fricción comunes e intersectados
ILC ₂	115 + (132)	nd	10YR 6/4	c/ tend. a cuneif. masivo	m.duro, firme	nd	arc.lim.	55	0,3	43		barñices escasos

Tabla 5.1. continuación

Horizonte	Prof. (cm)	Color (matriz) (seco)	Color (matriz) (húmedo)	Estructura (tipo)	Consistencia	Límite	Clase textural (USDA)	Arcilla (%)	MO (%)	CIC (cmolc kg ⁻¹)	Rasgos vérticos	Otros rasgos
Peludert argilodélico, fina, montmorillonítica, lig. alcalina, térmica. Serie María Grande, Entre Ríos. Carta de Suelos de la Rep. Argentina. Dpto. Paraná (E.R.) INTA 1998.												
Ap	0 - 12	nd	10YR 3/1	granular y bl. y sub.ang.	friable	claro, suave	fr. arc.lim.	32	5,1	36	caras de fricción interseccionadas, escasas	barrices húmicos y arcillosos escasos
B1	12 - 25	nd	10YR 2.5/1	bloques sub. ang. y ang.	friable	claro, suave	fr. arc.lim.	32	4,7	35	caras de fricción interseccionadas, comunes	barrices húmicos y arcillosos escasos / com.
B21t	25 - 42	nd	10YR 3/1	bl.ang. y cuneif.	friable	claro, suave	fr. arc.lim.	39	3,7	42	caras de fricción interseccionadas, comunes grietas que llegan a la base	barrices arcillosos comunes / abundantes
B22t	42 - 77	nd	10YR 3/1	prismas	ext.duro, firme	gradual, suave	arc.lim.	45	2,2	45	caras de fricción interseccionadas, escasas / comunes	barrices arcillosos com.
B31ca	77 - 103	nd	7.5YR 3.5/2	prismas y bl.ang. y subang.	duro, friable	gradual, suave	arc.lim.	50	1,2	37	material de horiz. superiores interseccionadas / comunes	barrices arcillosos escasos
B32ca	103 - 120	nd	7.5YR 4/2	prismas y bl.ang.	friable	gradual, suave	arc.lim.	49	1,1	34		
Cca	120 +	nd	7.5YR 4/2.5	masivo	friable	nd	arc.lim.	47	0,4	39		
Gley húmico salino alcalino, Buenos Aires. Cappannini y Mauriño, 1966.												
A ₀	3 - 0	10YR 4/1	10YR 2/2	masivo	m.firme, firme, m.pl., m.adh.	nd	arc.	nd	20,6	50		
A ₀	0 - 18	5YR 5/1	5YR 4/1	masivo	ext.firme, firme, m.pl., adh.	nd	arc.	52	3,1	39		
B ₀	18 - 47	10YR 5/1	5YR 4/1	masivo	m.firme, m.pl., adh.	nd	arc.	75	0,9	39		"paredes brillantes al parecer barrices arcillosos"
C ₀ g	47 - 110	10YR 5/1	5YR 4/2	masivo	ext.firme, firme, pl., adh.	neto	arc.	68	0,2	36		"paredes brillantes al parecer barrices arcillosos"
IIc ₂	110 - 150 +	capa de arena conchifera suelta		masivo			arc.	35	0,2	18		
Cromudert acuéntico, Buenos Aires, Vargas Gil et al., 1972.												
<i>Microlooma</i>												
I	0 - 8	nd	10YR 4/3	masivo	m.plast., m.adh.	abrupto ondulado	arc.				caras de fricción grandes, poco definidas	
II	8 - 22 +	10YR 4/2	10YR 3/2	prismas	m.plast., m.adh.		arc.					
22 cm.: nivel freático												
Cromudert típico, muy fino, illítico, térmico. Serie Verónica, Bs As. Mapa de Suelos de la Pcia. de Buenos Aires. E: 1:500.000. INTA 1989 e información inédita.												
A1	0 - 12	10YR 4/2	10YR 3/2	bl.subang. y ang.	duro, friable	abrupto	arc.lim.	45	6,3	31		barrices de arcilla y humus abundante
IIb2t	12 - 84	10YR 3/1	7.5YR 2/0	prismas comp.	ext. duro, m.firme	gradual ondulado	arc.	57	3,2	40	caras de fricción	barrices comunes
IIIb3	84 - 166	7.5YR 7/2	7.5YR 4/4	bl.subang.	duro, friable	claro	arc.lim	54	0,3	41	caras de fricción comunes	
IIIC	166 +	7.5YR 6/4	7.5YR 5/4	masivo	lig.firme		arc.lim.	56	nd	42		

* La nomenclatura de horizontes y clasificación es la original de los autores. ** CIC de la fracción < 2 μm.

formados en materiales originarios diversos. En Entre Ríos han evolucionado a partir de sedimentos constituidos por margas ricas en esmectitas, provenientes de mantos de basaltos y meláfiro del escudo brasileño de la Formación Hernandarias (Scoppa, 1976; De Petre y Stephan, 1998). La Formación Hernandarias (Pleistoceno medio, Ensenadense) cubre aproximadamente 38.000 km² en Entre Ríos y menor extensión en Corrientes; consiste en limos arcillosos y arcillas de color rojo, verde, gris y marrón con abundante carbonato de calcio; predomina la montmorillonita, que llega a constituir el 100 % de la fracción arcilla (Iriando, 1991, 1994). En la provincia de Buenos Aires se desarrollan en sedimentos continentales loésicos (Imbellone y Giménez, 1990) de la Formación Pampiano y en sedimentos marino-estuarinos en ambientes costeros del Piso Querandínense (Cappannini y Mauriño, 1966), correspondiente a la Facies Villa Elisa de la Formación Las Escobas (Cavallotto, 1995). Estos sedimentos son limos arcillosos o arcillas verde oscuro con tonalidades azuladas o pardas. En el sur de Corrientes se encuentran Vertisoles y Subgrupos vérticos de Molisoles desarrollados en el Grupo Toropí-Yupoí (Pleistoceno superior-Holoceno) y Grupo Solari-Serra Geral (Jurásico superior-Cretácico inferior), en los departamentos de Sauce y Curuzú Cuatiá. La Formación Toropí está compuesta por arenas arcillosas, limos arenosos, de colores grises amarillentos y verdosos y la Formación Yupoí por areniscas pelíticas hasta pelitas arenosas, gris castaño claro y a veces rojizas, ocasionalmente con intercalaciones arcillosas. La Formación Solari está constituida por areniscas homogéneas de color amarillo rojizo; la Formación Serra Geral comprende basaltos de distintas tonalidades, desde negros y grises hasta rojizos (Herbst y Santa Cruz, 1985).

Fuera de la Región Pampeana se encuentran Vertisoles en la provincia de Chubut en el área del arroyo Nant y Fall, con bosques de ciprés de la cordillera (*Austrocedrus chilensis*), especie nativa de 20 m de altura y diámetros hasta 65 cm. Esta especie tiene riesgo de defoliación y muerte debido a los períodos de anoxia originados por la baja macroporosidad de los materiales arcillosos (La Manna et al., 2004). También se encuentran Vertisoles en el departamento Minas en la provincia del Neuquén desarrollados en tobas terciarias (Irisarri et al., 1980) y en Río Negro (Del Valle, 1998).

Clima

Es también un factor de importancia en la for-

mación y distribución de los Vertisoles. Estos suelos deben experimentar cambios estacionales de humedad, ya sea por alternancia de estaciones húmedas y secas o por períodos de déficit hídrico durante la estación de crecimiento. Más allá de este patrón de periodicidad estacional, no necesariamente anual, los Vertisoles y suelos vertisólicos se forman en el mundo bajo un amplio intervalo de condiciones climáticas, desde temperaturas medias anuales entre 0° a mayor de 25°C y precipitaciones medias anuales entre 250 y 3000 mm. El 65 % se encuentra en regiones semiáridas; el resto se distribuye en regiones con clima árido (18 %), húmedo y subhúmedo (13 %) y mediterráneo (4 %). En zonas con altas precipitaciones como la Región Pampeana, la migración diferencial de arcillas potencia el enriquecimiento de arcilla fina en los horizontes subsuperficiales, favoreciendo el desarrollo de propiedades vérticas.

Topografía

Es un factor que tiene menor influencia en la formación inicial de Vertisoles y suelos vertisólicos, aunque una vez formado el microrrelieve gilgai, en los suelos ubicados en las posiciones más bajas del relieve, se favorecería la acumulación y retención de bases y sílice, la formación y equilibrio químico de los minerales esmectíticos, aumentando la capacidad de intercambio catiónico. Muchos Vertisoles se desarrollan en paisajes y materiales jóvenes, aunque también pueden estar en superficies geomórficas antiguas.

Vegetación

No es un factor activo y posee escasa influencia en la pedogénesis y distribución de Vertisoles, ya que es más una consecuencia que un factor primario de formación (clima). De todas maneras es un buen indicador de la variabilidad superficial de propiedades de los suelos, sobre todo en topografía y drenaje, y se puede observar en fotografías aéreas como patrones de variación tonal. La propiedad que tiene mayor impacto en la vegetación es la variación de humedad por evapotranspiración y desarrollo de distintos patrones de agrietamiento por desecación; así, los Vertisoles con vegetación natural o gramíneas podrían desarrollar el clásico patrón de agrietamiento poligonal en cambio aquellos bajo cultivos formarían patrones de agrietamiento lineal debido a la mayor elevación y aumento en el potencial de agua en los suelos de los camellones de cultivo comparados con aquellos en los surcos.

Morfología de los suelos

La expansión y contracción de los materiales constituyen un conjunto de procesos complejos, dinámicos, que son responsables del comportamiento de Vertisoles y Subgrupos vérticos de Aridisoles, Entisoles, Gelisoles, Inceptisoles, Ultisoles y, particularmente en la Región Pampeana, de Molisoles y Alfisoles. En la Tabla 5.1 y Figura 5.2 se presentan características morfológicas de Vertisoles de la Región Pampeana.

Expresiones morfológicas del proceso de vertisolización son: microrrelieve gilgai; estructuras diapíricas; horizontación cíclica; agrietamiento superficial y subsuperficial; agregados cuneiformes y superficies de deslizamiento, caras de fricción o barnices de tensión (estos tres últimos términos se usarán indistintamente a lo largo del texto como traducción del vocablo inglés «*slickensides*»).

De los rasgos mencionados, sólo el agrietamiento y las características de los agregados son comunes a todos los suelos ricos en arcillas expandibles. El proceso de vertisolización podría encuadrarse dentro de un proceso o tendencia más general de *haploidización*, el cual se refiere a todos los procesos que conducen a una mezcla o turbación de los materiales, dificultando la diferenciación de horizontes, oponiéndose por lo tanto al proceso general de *horizontación*. Cuando se presenta microrrelieve gilgai, la variabilidad lateral y en profundidad de las propiedades de los suelos puede ser tan grande, que algunos autores en lugar de horizontes hacen referencia a «lentes subsuperficiales discontinuas» (Beckman et al., 1970; Spotts, 1974). El tema de la variabilidad espacial se ampliará en la sección «El microrrelieve gilgai».

Algunos rasgos, como las concreciones de carbonato de calcio, pueden tener una distribución irregular por el desplazamiento producido por los movimientos vérticos. La homogeneización de los perfiles se demostró mediante datación con ^{14}C ; se obtuvo una edad más o menos constante de la materia orgánica hasta una profundidad de 60-80 cm, aumentando muy rápidamente por debajo (Blackburn y Scharpenseel, 1973). Más recientemente, otros autores ponen en duda que los movimientos de inversión o mezclado sean siempre efectivos (Wilding y Tessier, 1988). En Vertisoles de Entre Ríos se encontró utilizando ^{14}C , un aumento regular de la edad de la ma-

teria orgánica desde la superficie hacia los horizontes más profundos (Stephan et al., 1983; De Petre, 1988). En Texas, Wilding y Tessier (1988) y Nordt et al. (2004) señalan que las funciones profundidad de varios componentes (carbono, carbonatos, sales solubles, etc.) no muestran anomalías notorias, en posiciones de microloma y microdepresión de Peludertes y Hapludertes.

La mayoría de los Vertisoles del mundo poseen secuencias de horizontes A-AC-C, A-Bw-C o A-Bss-C. El elevado contenido de arcilla no favorece la permanencia de rasgos de iluviación, en el caso que se formen; sin embargo, en la Región Pampeana se describen Vertisoles con horizontes argílicos, como en la Serie San Gustavo (Peludert argílico; A1, B21t, B22t, B23ca, B3ca, Bcag), teniendo en cuenta el incremento marcado de arcilla entre el horizonte superficial y el subsuperficial y la observación de barnices arcillosos en el campo (INTA-Gobierno, de Entre Ríos, 1980). Usando evidencias semejantes, se describen Vertisoles con horizonte argílico en el NE de la provincia de Buenos Aires en la Serie Verónica (Cromudert típico, A1 IIB2t, IIIB3, IIIC; INTA, 1989) y en un Cromudert ácuico (A, Btss1, Btss2, Btkss, BC1, BC2, C; Imbellone y Giménez, 1990). En un trabajo pionero, se confirmó mediante micromorfología, la presencia de revestimientos de arcilla a lo largo de grietas y poros de los horizontes profundos y el suelo se describió como «Grumosol», A_{11r}, A_{12r}, A_{13r}, AC_{ca}, C_{ca} (Jongerius y Bonfils, 1964).

La inestabilidad de la matriz del suelo suele producir la incorporación del material iluviado desde horizontes eluviales como también la ruptura de revestimientos texturales, si los hubiera, imposibilitando su identificación macroscópica (Scoppa, 1978/79). En algunos casos, los barnices y revestimientos texturales se hacen visibles por debajo de la zona de máxima pedoturbación (horizontes BC). Asimismo, las superficies de deslizamiento pequeñas y abundantes pueden confundirse con barnices de arcilla iluvial. Por lo expuesto, se sugiere que en la descripción morfológica de Vertisoles, se verifique la presencia de rasgos de iluviación antes de calificar los horizontes como Bt, ya que es posible confundir las superficies de deslizamiento de poca extensión con barnices arcillosos y viceversa; esta observación ya se mencionó al redescubrir la Serie Febré en Entre Ríos (INTA, 1998) y en Vertisoles de la Planicie Costera del río de la Plata donde a simple vista se plantea el interrogante mencio-

nado (Imbellone et al, 2006). Sin embargo, la observación micromorfológica del suelo hasta el horizonte C confirma la ausencia de rasgos de ilimerización y motiva que los horizontes se denominen Bw o Bss en vez de Bt (Imbellone, inédito). En este caso, los Vertisoles se han formado en un sedimento con alto potencial vértico, a diferencia de los suelos con rasgos vérticos formados en depósitos loésicos, ya que en éstos la iluviación de arcilla se puede observar en los horizontes BC fuera de la zona de mayor actividad mecánica.

Color

El color de los Vertisoles es diverso (negro, rojo a pardo, gris, etc) y en los últimos años disminuyó el énfasis en este rasgo. Inicialmente se consideró el color oscuro una propiedad distintiva y se trató de dar una explicación a ello. Más aún, cuando hay influencia marcada de procesos hidromórficos el color del suelo suele reflejar este proceso, como ocurre en Vertisoles de planicies costeras inundables tales como la planicie costera del río de la Plata y de Texas, con abundantes superficies de deslizamiento y matices 2,5Y. Muchos Vertisoles poseen colores oscuros uniformes en gran parte del perfil, atribuido a la presencia de complejos muy estables entre las arcillas expandibles y los ácidos húmicos grises (Greenland, 1971). En estos casos habría una adsorción específica órgano-mineral por penetración recíproca de hidróxidos en moléculas orgánicas o de aniones orgánicos en las capas octaédricas ferríferas de las arcillas. La mezcla de materiales origina a veces, perfiles de colores uniformes en los cuales es difícil diferenciar horizontes y, en otros casos, límites ondulados, irregulares o quebrados como en la Serie La Esperanza en Corrientes (Hapludertes oxiácuicos, Ligier et al., 2001). En Vertisoles de Entre Ríos, hay colores con intensidades bajas tanto para contenidos elevados como bajos de carbono orgánico (Jongerijs y Bonfils, 1964). En este sentido Dixon (1982) afirma que la pigmentación oscura no se debe a altos niveles de carbono orgánico sino a complejos estables de materia orgánica y arcilla unidos externamente a minerales de arcilla con elevada superficie específica. Hay, sin embargo, Vertisoles con intensidades altas (antiguos Grandes Grupos *crom-*); este hecho se atribuye a menor cantidad de montmorillonita, mayor proporción de óxidos de hierro, mejor drenaje o una combinación de estas características (Dudal y Eswaran, 1988). En algunos suelos de la Región Pampeana el color es una caracte-

rística principalmente litogénica (Imbellone et al., 2006).

Estructura y zonas distintivas del perfil

La estructura y rasgos físicos son las características morfológicas distintivas de Vertisoles. La estructura es una característica temporal; la forma, tamaño, grado y consistencia de los elementos estructurales están relacionados con la condición de humedad del horizonte en el momento en que el suelo se estudia. Por eso, a fin de obtener una adecuada apreciación de la condición y evolución de la estructura es conveniente realizar las observaciones bajo distintas condiciones de humedad del suelo. La estructura general de los suelos vertisólicos es particularmente anisotrópica. Se mencionan a continuación las características estructurales clásicas idealizadas de un modelo teórico de éste tipo de suelos, que no siempre se presentan en todos los Vertisoles (Figura 5.3).

Zona 1 (horizonte A1). Puede alcanzar hasta 25 cm o abarcar la profundidad de arada. En los horizontes superficiales, aproximadamente hasta 10 cm de profundidad, se suele desarrollar estructura granular, con bloques muy finos y resistentes, atribuidos a la denominada *autoestructuración* («*self-mulching*»). Autoestructuración es la capacidad del suelo a formar recurrentemente estructura granular fina, estable en agua, consistente en agregados con diámetro menor de 5 mm, por secado y rehumedecimiento, después que la estructura fue destruida por mezclado (Grant y Blackmore, 1991). Esta estructura es la que dio origen al nombre *Grumosoles* con que se conocía a los Vertisoles en la clasificación de los Estados Unidos de 1949 (Thorp y Smith, 1949). Este nombre posteriormente se abandonó pues había suelos que eran masivos en los horizontes superficiales, propiedad que se consideró como un proceso de degradación, sin conocer su origen específico (propiedades intrínsecas del material del suelo, clima o a prácticas de manejo). Infrayaciendo se suele encontrar estructura prismática, constituida por grandes prismas de hasta 30 cm de ancho, que rompen a bloques angulares gruesos y poseen consistencia dura o muy dura. Estos prismas quedan aislados como unidades discretas, separados por grietas después de la desecación del suelo; aún si el suelo es arado los prismas se reestablecen durante la estación de cultivo.

Zona 2 (horizonte A2). Es una capa entre 10 y 30

cm de espesor, con bloques angulares gruesos y muy gruesos, algunas veces prismas, de consistencia dura o muy dura. Si hay una capa arada superficial esta zona compacta puede restringir la penetración de las raíces y el intercambio de soluciones y gases y, consecuentemente, la actividad biológica.

Zona 3 (horizonte Bss1). Tiene un espesor variable entre 10 y 100 cm y está formada por agregados cuneiformes (ing.: «*cuneate*» lat.: «*cuneus*, *cuña*) con relación de ejes equidimensional o alargada, superficies de forma plana y bases triangular o trapezoidal (Brewer, 1964), con sus ejes inclinados entre 10 y 60° respecto a la horizontal, de forma ortorrómbica (5 a 10 cm de longitud en su eje mayor). Las caras de los agregados presentan superficies lisas o estriadas con estrías subparalelas a los ejes mayores. La forma de cuña resulta de la intersección de caras de fricción; esta morfología se describió inicialmente como lenticular («*lentils*»; Krishna y Perumal, 1948) y posteriormente como estructura cuneiforme o bicuneiforme («*cuneate*, *bicuneate structure*») por otros autores (Brewer, 1964; De Vos y Virgo, 1969).

Zona 4 (horizonte Bss2). Esta es la zona de las superficies de deslizamiento o caras de presión («*slickensides*») con espesor entre 25 y 100 cm. Estos rasgos son unidades bidimensionales de apariencia lustrosa y brillante, que pueden ser estriadas y forman parte de los agregados cuneiformes; no

son planas sino más bien curvadas u onduladas, formando conjuntos subparalelos con el eje mayor inclinado desde la horizontal dando la impresión de intersección de grietas ordenadas en un «sinclinal». La parte más profunda del mismo puede estar entre 50 y 125 cm, mientras que la más somera entre 25 y 50 cm, alcanzando la capa arable. La amplitud entre los dos «brazos» es el diámetro del microrrelieve gilgai y puede variar entre 3 y 25 m.

Zona 5 (horizontes C, Cr, R). Esta constituida por material originario arcilloso y puede infrayacer a la zona 3 o 4. Está sujeta a menores variaciones de humedad; es masiva y a veces posee acumulaciones de yeso y/o carbonatos.

En la provincia de Entre Ríos los Vertisoles poseen estructuras características con rasgos morfológicos conspicuos pero a veces no es posible encontrar todas las zonas mencionadas anteriormente. En el departamento La Paz, (noroeste de la provincia de Entre Ríos) se encuentran Hapludertes típicos en una planicie suavemente ondulada con pendientes entre 2-3% desarrollados en materiales palustres o lacustres de la Formación Hernandarias. Los suelos de la cresta y del bajo del gilgai difieren considerablemente, con desniveles de hasta 30 cm; en el bajo está presente un horizonte B2 argílico (Btss) y las concreciones calcáreas están entre 50 y 70 cm; en cambio, en la cresta los horizontes A (Ak) sobreyacen a una zona de transición (ACK) hacia

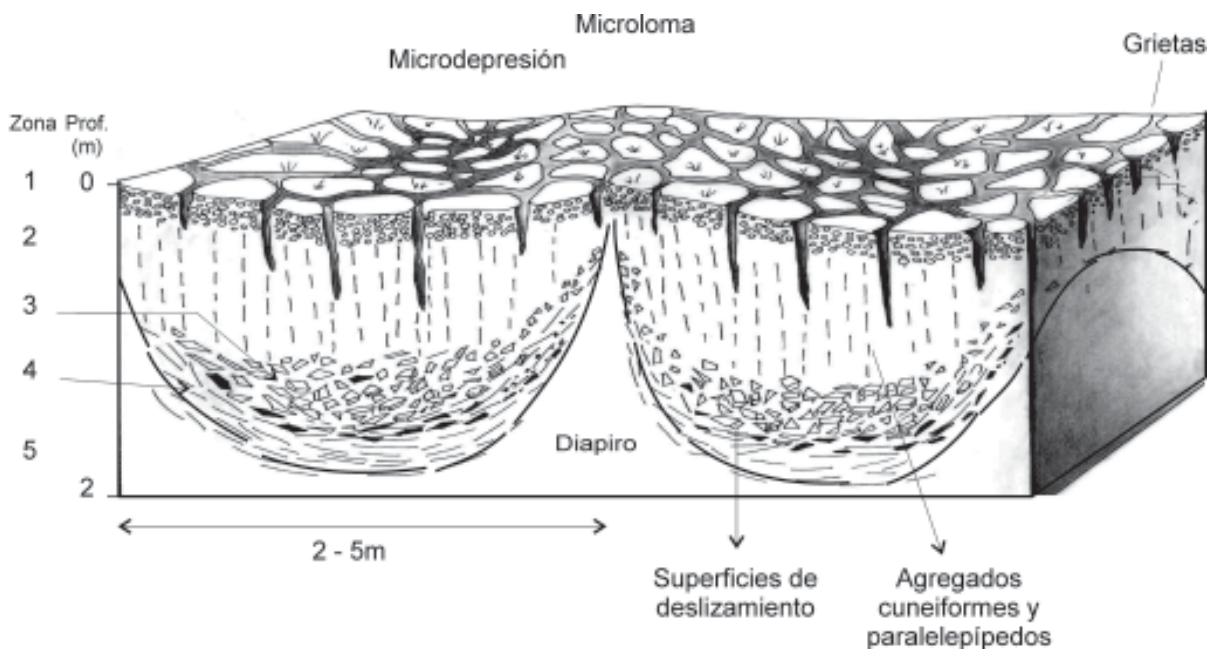


Figura 5.3. Modelo estructural de formación de Vertisoles. Modificado de Coulombe et al., 1996.

el horizonte C (Ck), con carbonato en superficie o muy cerca de ella (Gira Edafológica del XIX Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo, Paraná, Entre Ríos, 2004). En la Figura 5.4 se muestra un suelo de la Serie San Gustavo correspondiente al perfil analizado durante la Gira Edafológica, donde se aprecia una marcada estructura diapírica con variación en la profundidad de los carbonatos.

Patrones de distribución de humedad

Los regímenes hídricos de estos suelos son difíciles de caracterizar porque los procesos de expansión-contracción producen cambios constantes en la distribución de tamaño de poros. Por otra parte, el frente de humedad avanza no sólo desde la superficie sino también a partir de grietas profundas que se llenan de agua por flujo preferencial («*bypass flow*») (Figura 5.5). Ocurre cuando las lluvias son intensas, y cuando son más suaves, sólo las grietas superficiales se cierran. Se puede decir que los Vertisoles desarrollan su «propio» clima: son más secos que los suelos zonales por la fuerte evapotranspiración que se produce a través de las grietas y más húmedos por el anegamiento debido a la baja infiltración cuando las grietas se sellan; sin embargo, se ha establecido una relación entre los regímenes de humedad y algunos rasgos morfológicos y otras propiedades. Así, al pasar de regímenes de menor a mayor humedad, ústico, xérico a údico (Soil Survey Staff, 1999): las grietas se hacen más profundas y anchas; la estructura cuneiforme se hace más notable; la autoestructuración superficial («*self-mulching*») es más débil y fina; los horizontes superiores tienen más materia orgánica, y colores más oscuros y menor contenido de sales solubles y sodio intercambiable; el microrrelieve gilgai se hace más pronunciado.

El microrrelieve gilgai

Una de las manifestaciones externas del proceso de vertisolización es la presencia, en algunos casos, de una sucesión de microlomas o microcordones que alternan con microdepresiones aisladas o interconectadas. Esta morfología externa, si bien no es específica de suelos vérticos, suele ser conspicua en Vertisoles y se conoce como *microrrelieve gilgai* (nombre aborigen australiano que significa «hoyo con agua»), del cual existen diversos tipos. Hallsworth y Beckmann (1969), describen 6 tipos de gilgai: *normal o redondo* («*normal o round*»); *poceado* («*melon-hole*»); *reticulado* («*lattice*»); *lineal u ondulado* («*linear o wavy*»); *estanque* («*tank*») y *pedregoso* («*stony*»). Luego Paton (1974) realiza una detallada descripción morfológica de los tipos de gilgai en Australia considerando la morfología básica de todo gilgai: un «montículo» («*mound*»), una «depresión» («*depression*») y una porción planar o subplanar intermedia entre los otros dos elementos denominada «escalón» («*shelf*»). Los agrupa en dos clases principales: lineal («*linear*») y circular («*nuram*», término aborigen australiano que significa «picado de viruela» - «*pock-marked*»-, debido al aspecto de esos rasgos frecuentemente observados en fotografías aéreas), subdividiendo a esta última en cuatro tipos sobre la base de la extensión relativa del montículo y de la depresión: *Tipo a*: montículo y depresión poseen igual desarrollo, sin escalón. *Tipo b*: montículo más extenso que la depresión, sin escalón. *Tipo c*: depresión más extendida que el montículo, sin escalón. *Tipo d*: con montículo, depresión y escalón.

Numerosos autores (Beckman et al., 1970; Spotts, 1974; citados por Wilding et al., 1990) advierten los problemas que plantea la descripción de la variabilidad de los suelos con microrrelieve gilgai debido a que los horizontes serían en realidad

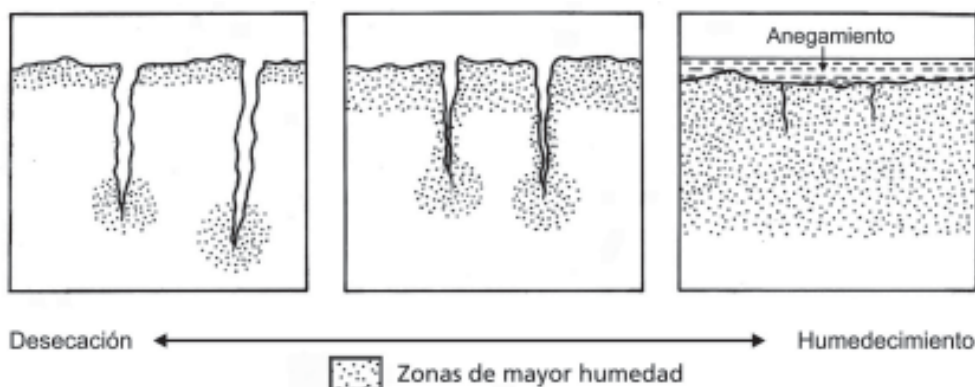


Figura 5.5. Desplazamiento del frente de humedad con grados de humedad creciente y decreciente. Modificado de Bouma y Lovejoy, 1988.

«lentes subsuperficiales discontinuas», ejemplificado con perfiles ubicados en distintas posiciones topográficas del microrrelieve. Un estudio detallado de la variabilidad espacial en trincheras que abarcaban las distintas posiciones entre microloma, microdepresión y posiciones intermedias, mostró diferencias notables en las propiedades morfológicas, físicas y químicas que se indican en la Tabla 5.2. La gran variabilidad espacial de propiedades superficiales y subsuperficiales condujo a pensar en la importancia de la verificación de las misma en cortas distancias y a proponer el replanteo del concepto de pedón (Wilding et al., 2002).

En la Región Pampeana no existen estudios sistemáticos como el mencionado, si bien se menciona la variabilidad espacial de propiedades entre cresta y bajo de gilgais poco expresados en Entre Ríos. Se postula que dichas variaciones se deben tanto a movimientos en masa como a procesos de erosión, probablemente natural. Así por ejemplo se menciona la variabilidad en la presencia de concreciones calcáreas, las que se encuentran desde los horizontes superficiales hasta los 60 cm de profundidad (INTA, 1998).

El microrrelieve gilgai posee influencia en la distribución de especies vegetales. Generalmente se observan especies más xerofíticas en los montículos y mesofíticas en las depresiones. En Australia se encuentran preferentemente gramíneas en las lomas y hierbas en las depresiones (Thompson y Beckman, 1982). Ferrer et al. (1971) señalan la presencia de la comunidad del flechillar (*Stipa sp.*) en las microlomas y del duraznillar (*Solanum glaucophyllum*) en las microdepresiones en un microrrelieve gilgai de la provincia de Buenos Aires. Respecto a cultivos de cereales se señala que en años sin estrés hídrico el mejor crecimiento se presenta en las microdepresiones, debido a los mayores tenores de N disponible, proveniente de la mineralización de la materia orgánica, que en esos sitios es más intensa. También se advierte mayor posibilidad de deficiencia de cinc en plantas de las microlomas, donde el pH es más alto y el suelo tiene mayor contenido de calcáreo. En los micromontículos se encontró contenidos inferiores de potasio intercambiable. (Thompson y Beckman, 1982). Se sugiere que en algunos Vertisoles las diferencias en salinidad debida a la microtopografía, también podría influir en los rendimientos.

El microrrelieve gilgai fue descrito por primera vez en Australia (Jensen, 1911) y luego se lo encontró en diversos lugares del mundo (India:

Krishna y Perumal, 1948; Kenia: Stephen et al., 1956; EE.UU.: Wilding et al., 1990, etc.). Es común en Uruguay, que tiene una amplia superficie con Vertisoles. En paisajes planos está constituido por montículos y depresiones irregulares de diámetro inferior a 1 m. En laderas se encuentra el gilgai lineal con crestas y depresiones aproximadamente orientadas en dirección de la máxima pendiente. Estas áreas se conocen comúnmente como «campos de oleadas». Se señalan desniveles de 5 a 25 cm y distancia entre crestas de 2 a 3 m (López Taborda, 1967).

En la Argentina está bien manifestado en Entre Ríos (Figura 5.6) y Corrientes, mientras que en la provincia de Buenos Aires tiene menor grado de expresión. En la provincia de Entre Ríos se ha observado microrrelieve gilgai de tipo lineal y redondo. El primero se encuentra en pendientes, la distancia entre crestas es de aproximadamente 6 m, variando según el gradiente, y la diferencia en altura es unos pocos decímetros. Está asociado a la red de drenaje y cuando no lo está, es de tipo irregular (De Petre y Stephan, 1998).

En esta provincia se propuso una hipótesis sobre el mecanismo que explicaría la génesis del microrrelieve gilgai lineal, donde el factor desencadenante es la erosión hídrica que forma canalículos incipientes (Figura 5.7). En las partes bajas de estos canalículos, donde se concentra la humedad, hay máximo movimiento en masa («*churning*»), mientras que en las partes altas -que se mantienen secas más tiempo- esos movimientos, si bien son muy reducidos, están afectados por presiones ascendentes provocadas por movimientos desde las partes bajas (INTA-Gob. Entre Ríos, 1980).

En la provincia de Corrientes se describen gilgai lineales (Figura 5.8a), circulares e irregulares (Ligier et al., 2001; Cumba et al., 2005). Los primeros, muy atenuados, se encuentran en las zonas de «lomeríos» y planicies suavemente onduladas en posición de lomas y pendientes de 1 a 1,5 %, con orientación sesgada aproximadamente 60° con respecto a la inclinación de las mismas donde se desarrollan Hapludertes oxiáclicos. En esas posiciones existiría mayor contraste en condiciones de humedad entre los períodos secos y húmedos debido al aumento de escurrimiento y menor infiltración. Las concreciones de carbonato de calcio se encuentran distribuidas en bolsones y hay indicadores morfológicos de movimientos internos desde la base del horizonte A. La vegetación es una sabana arbolada abierta con pradera de *Sporobolus sp.*, *Cynodon sp.*,

Tabla 5.2. Tendencias generales de propiedades morfológicas, físicas y químicas entre elementos topográficos del microrrelieve gilgai.

Propiedades	Microdepresión		Micromontículo
Propiedades morfológicas			
Espesor del horizonte A	Mayor		Menor
Espesor del solum	Mayor		Menor
Color	Más oscuro		Más claro
Estructura			
Clase	Más fina		Más gruesa
Grado	Más fuerte		Más débil
Consistencia	Muy firme		Extremadamente firme
Caras de fricción			
Expresión	Mayor	(*)	Menor
Orientación	Anticlinal		Sinclinal
Profundidad de lixiviación	Mayor		Menor
Segregación de CaCO ₃	Nódulos y concreciones duros. (*) Distribución aleatoria		Nódulos y concreciones duros y blandos. Distribución bandeada
Ancho y profundidad de grietas	Mayor		Menor
Propiedades físicas			
Movimiento del agua			
Externo	Centrípeto	(*)	Centrífugo
Interno	Mayor	(*)	Menor
Contenido de humedad	Mayor		Menor
Contenido de arcilla	Mayor		Menor
Superficie específica	Mayor		Menor
COLE	Mayor		Menor
Resistencia a la cohesión	Menor		Mayor
Índice de plasticidad	Mayor		Menor
Porcentaje de contracción	Mayor		Menor
Propiedades químicas			
Carbono orgánico	Mayor	(*)	Menor
Nitrógeno total	Mayor	(*)	Menor
pH	Más bajo		Más alto
Bases intercambiables	Menor		Mayor
Carbonatos	Menor		Mayor
Zn y Fe disponibles	Mayor		Menor
Conductividad eléctrica	Mayor		Menor
Porcentaje de Na intercambiable	Mayor		Menor

* La tendencia también se encontró. Modificado de Wilding et al., 1990

matorrales de chilca (*Baccharis sp.*), cardos muy espaciados y árboles aislados de ñandubay (*Prosopis affinis*).

Los gilgai circulares se encuentran en planicies mesetiformes y bañados de altura y estarían relacionados a condiciones iniciales de suelo desnudo por sobrepastoreo, que genera mayores contrastes de humedad con respecto a los sitios

cubiertos por vegetación de pradera; las microlomas de 4 a 6 m de diámetro, está separadas entre 15 y 20 m, con Epiacuertes crómicos. En superficie se observan grietas cada 10 cm que llegan hasta los 50 cm de profundidad. Hay concreciones de carbonato de calcio a partir de los 20 cm, que se hacen muy abundantes en los horizontes C y afloran en las microlomas. En los horizontes C hay grietas rellenas con material de

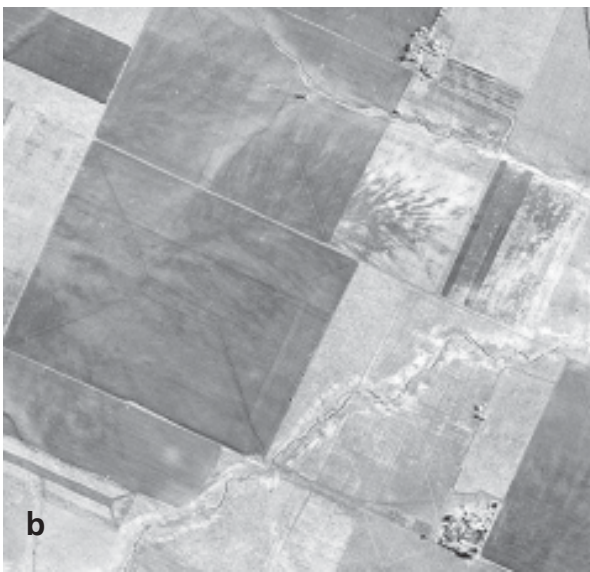


Figura 5.6. Fotografías aéreas de microrrelieve gilgai lineal en interfluvios y pendientes de la provincia de Entre Ríos, (Departamento de Concepción del Uruguay). Nótese la diferencia en la expresión visual de los rasgos por diferencias de manejo. Escala original: 1:20.000.

los horizontes suprayacentes. La vegetación es una sabana arbolada de *Paspalum notatum*, *Rinchospora sp.*, flechillares, ciperáceas aisladas y ñandubay (*Prosopis affinis*). Los gilgai irregulares carecen de forma y distribución topográfica definida y podrían ser el inicio de los gilgai circulares.

Ferrer et al., (1971) describen por primera vez en la provincia de Buenos Aires un microrrelieve gilgai, cerca del paraje Punta Piedras, partido de Punta Indio, (Figura 5.9), desarrollado en acumulaciones arcillosas de albufera del Platense (Tricart, 1973) a 5 m s.n.m. Se trata de un microrrelieve del tipo «redondo», con

micromontículos y microdepresiones de 1,00 a 1,60 m de diámetro y desniveles entre ambos elementos de 14 a 24 cm. Algunos micromontículos están conectados a través de depresiones no subcirculares y apreciablemente menos profundas que las microdepresiones, denominadas «microportezuelos». Los suelos, clasificados como Solonetz solodizados, poseen estructura columnar poco expresada en las posiciones altas y en algunas depresiones y fuerte degradación de las «cabezas» de los agregados. Se ha descrito también un microrrelieve gilgai en interfluvios planos de la cuenca del río Samborombón, cerca de la localidad de Oliden. Allí se observan microlomas subcirculares de 4 a 8 m de diámetro separadas por depresiones sinuosas interconectadas (Figura 5.8b), con desniveles de 0, 15- 0,25 m entre ambas posiciones. Los suelos de las microdepresiones son Cromudertes ácuicos y los de las microlomas son Albacualfes vérticos (Imbellone y Giménez, 1990).

Estructuras diapíricas

Asociado a veces al microrrelieve gilgai existe un rasgo morfológico espectacular: los *diapiros*, también denominados «chimeneas» o «*mukkara*». En suelos donde se presenta este rasgo, el material de las zonas inferiores de los mismos se intruyen a través de los horizontes superiores, a veces alcanzando la superficie. El término «*mukkara*», cuyo significado es «dedo» en un idioma aborigen de Australia, hace referencia a dicha proyección hacia arriba. Estas estructuras se denominaron gilgai en el pasado, pero Paton (1974) restringe el término gilgai al microrrelieve superficial, ya que no hay relación biunívoca entre la morfología superficial y subsuperficial, o sea que puede haber diapiros sin microrrelieve gilgai. Si ambos rasgos están presentes, el montículo del gilgai está siempre sobre el diapiro.

Estructuras diapíricas se han observado en el campo en suelos de Entre Ríos y sur de Corrientes (Ligier et al., 2001; Cumba et al., 2005), Figura 5.10. Aquí, hay claras evidencias de movimientos internos aunque hasta el momento no se han realizado estudios sistemáticos de los pedones entre la cresta y el bajo del microrrelieve como lo sugieren Wilding et al., (1990).

Modelos pedogenéticos en Vertisoles

Los cambios en microestructura y porosidad producidos por variaciones de humedad del suelo, generan movimientos de la masa del mismo y rasgos observados a escalas macroscópicas hasta

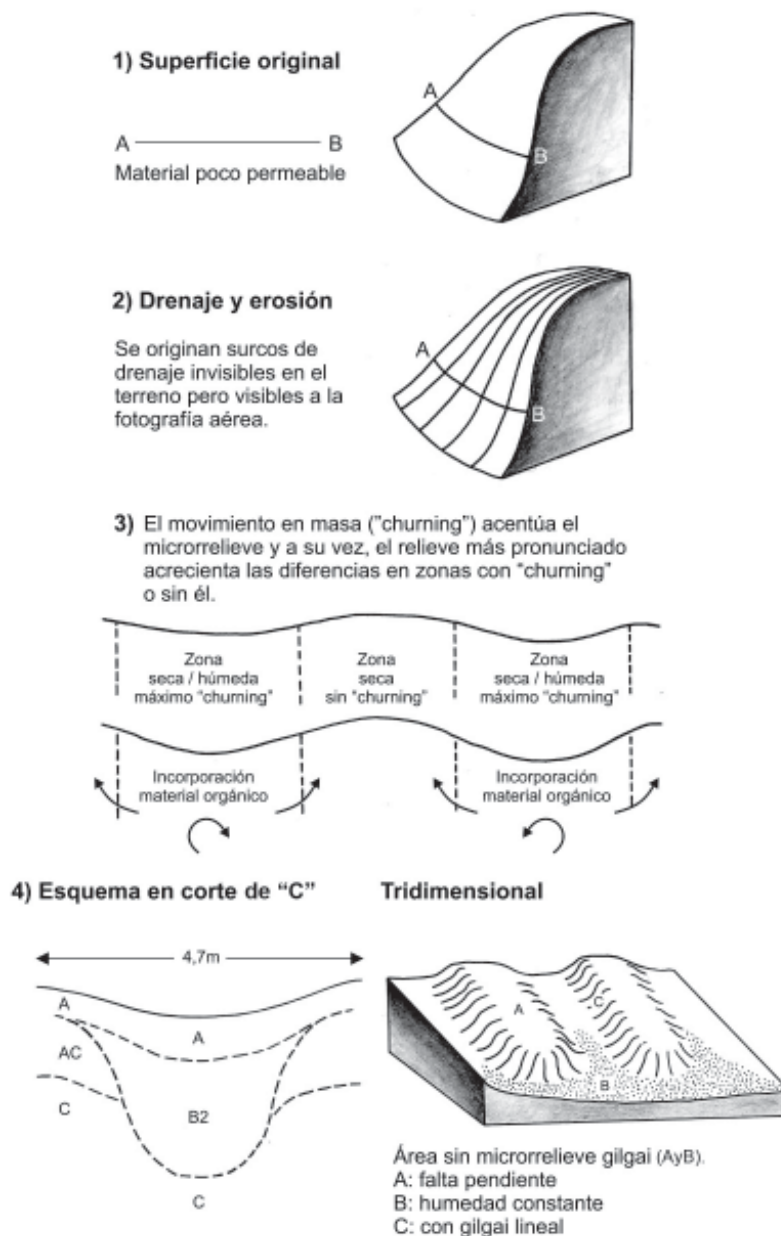


Figura 5.7. Hipótesis de formación del microrrelieve gilgai de Entre Ríos. INTA - Gob. Entre Ríos, 1980.

microscópicas. Para explicar las génesis de esos rasgos se han propuesto varios modelos.

Pedoturbación. La pedoturbación es uno de los procesos pedológicos que conduce a la formación de rasgos vérticos, entre ellos el microrrelieve gilgai. Pedoturbación es un concepto que se refiere a modificaciones de la evolución pedológica normal de un suelo y es provocada por varios procesos. Uno de ellos es el efecto generado por los fenómenos de expansión y contracción del suelo cuando el mismo posee eleva-

do contenido de filosilicatos expansivos. En este caso el concepto se define como *argiliturbación* (*argilliturbation*, Springer, 1958, Schaetzl y Anderson, 2005) y la definición de Vertisoles se basa en este proceso.

Este es el modelo clásico, conocido como «haploidización por argilipedoturbación» o «self-mixing». Propone que durante la estación seca se forman grietas de 1 m profundidad o más, donde cae material superficial por agentes biológicos, agua, viento o gravedad. Después del

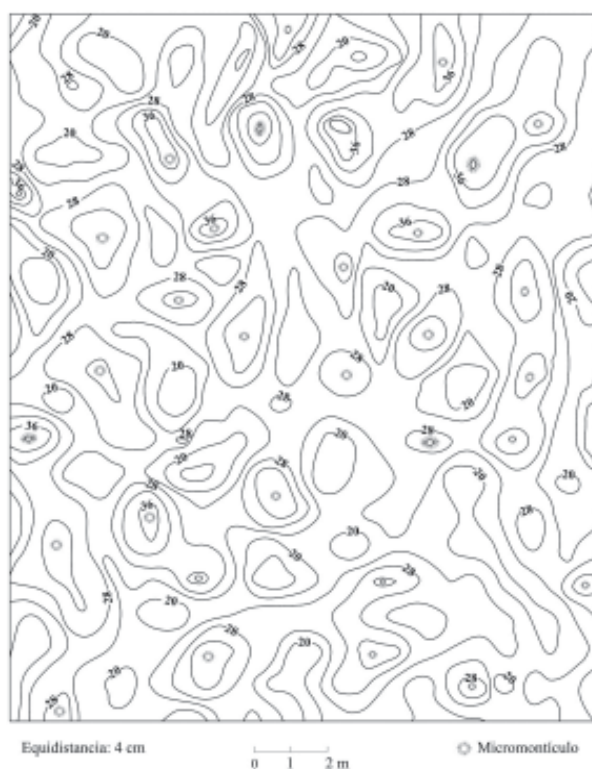


Figura 5.9. Levantamiento topográfico detallado del microrrelieve de Punta Piedras. Modificado de Ferrer et al., 1971.

rehumedecimiento del suelo las grietas se cierran por expansión de la arcilla y el espacio entre las grietas es insuficiente para permitir la expansión. La presión de hinchamiento se libera por desplazamientos oblicuos y ascendentes del material del suelo para acomodarse al espacio ocupado por el material de relleno. Se puede producir desplazamiento y elevación del suelo entre las grietas o sobre ellas. El reacomodamiento del material del suelo genera una débil horizontación homogeneización del perfil y desarrollo de rasgos a diferentes escalas de observación, como microcortes, discontinuidades, caras de presión, superficies de deslizamiento y cutanes de tensión en los agregados y microtopografía gilgai. Este modelo sostiene que la pedoturbación es suficientemente intensa como para evitar la horizontación. (Hallsworth y Beckmann, 1969; Buol et al., 1980; Ahmad, 1983). Este modelo es solo parcialmente funcional pues no explicaría las funciones profundidad sistemáticas de la materia orgánica, sales y carbonatos, etc., y actualmente suele considerarse que se ha sobreenfatizado su influencia en la variabilidad espacial de propiedades de Vertisoles.

Un efecto de la argiliturbación, es el desplaza-

miento de granos o pequeños objetos dentro de la matriz del suelo a medida que avanza el frente de humectación. Si la matriz del suelo posee abundantes minerales expandibles, al humectarse empujan los granos de arena hacia arriba, posición en la que suelen permanecer ya que el secado del suelo húmedo es un proceso más uniforme que el de humedecimiento (Yaalon y Kalmar, 1978). También son afectados los clastos de mayor tamaño y artefactos. Otro fenómeno de pedoturbación es la bioturbación (Johnson et al., 1987), mencionado y descrito micromorfológicamente por De Petre (1988) para suelos de Entre Ríos. Este fenómeno afecta los primeros centímetros en Vertisoles, pero es tan intenso que genera un horizonte con buena agregación, con características mólicas y con una densa red de raíces. Se describen micromorfológicamente y estiman para varias Series (San Gustavo, Yeruá, entre otras) las proporciones del suelo que presentan las denominadas por los autores «inclusiones» y el grado de deformación de esas zonas, producidas por la acción conjunta de la bioturbación y la argiliturbación. En algunos casos los sectores que engloban materiales de otros horizontes alcanzan al 50 % del horizonte. De todas maneras se considera que «la argiliturbación no es muy efectiva, por lo menos en épocas recientes y cerca de la superficie», y en cambio, es muy evidente en profundidad (De Petre y Stephan, 1998).

Presiones de carga diferenciales. Esta teoría sostiene que el microrrelieve gilgai en Vertisoles resultaría de un proceso donde la arcilla húmeda se mueve desde zonas con alta presión confinada a otras de menor presión, en condiciones de flujo plástico viscoso (Paton, 1974). Este modelo sugiere que el peso de la carga por enterramiento supera la resistencia al corte del material infrayacente y permite su flujo a través de un material suprayacente blando (Knight, 1980). Suelos con espesor y densidad diferentes producen presión diferencial sobre un subsuelo plástico.

Modelo mecánico. Constituye el mecanismo más generalizado para explicar la formación de microrrelieve gilgai. Se basa en la formación de fallas en el material del suelo a lo largo de planos de corte. Esto ocurre cuando la presión de hinchamiento en el material del suelo en un sistema confinado excede la resistencia al corte para un contenido de humedad determinado (Knight, 1980; Wilding y Hallmark, 1984; Wilding y Tessier, 1988). Esta teoría se basa en una ecuación empírica propuesta por Coulomb en el siglo XVIII y

reintroducida por Mohr en 1882.

$$T = c + \sigma \tan \phi$$

donde:

- T: resistencia a la deformación por cizalla;
- c: cohesión;
- σ : esfuerzo normal a la fuerza de cizalla;
- ϕ : ángulo de fricción interna.

Esta ecuación se representa mediante un diagrama cartesiano ubicando en el eje y al esfuerzo de cizalla y en el eje x al esfuerzo normal. La resistencia a la deformación por cizalla (T) es la resistencia a la deformación por presión continua de desplazamiento de suelo a lo largo de la superficie de ruptura. La cohesión (c) es la intersección con el eje de coordenadas y ; es una función de la cohesión más el ángulo de fricción interna. La cohesión depende de la densidad real y aparente, contenido y mineralogía de arcillas, temperatura y contenido de humedad. El ángulo de fricción interna (f) depende de la abundancia y fricción entre los granos, que a su vez depende de la rugosidad y entrelazado de los granos del esqueleto.

Por ejemplo, en un suelo totalmente no cohesivo la cohesión podría ser 0, y la función resistencia al corte sería el producto del esfuerzo normal más el coeficiente de fricción interna. Igualmente, el ángulo de fricción interna podría ser 0 para el mismo suelo cuando está saturado por largo tiempo. Después del rehumedecimiento, la cohesión aumenta mientras el ángulo de fricción interna decrece. La ampliación de la fórmula precedente (Coulombe et al., 1996), considerando

las variaciones de cohesión del suelo en distintos estados de humedad, permite explicar la formación de superficies de deslizamiento en Vertisoles y predecir la orientación más probable que tendrían los mismos en esos suelos. Así, es probable que se formen cuando el suelo está húmedo o mojado, requiriendo un esfuerzo normal menor que el esfuerzo normal cuando está seco.

En el perfil del suelo los esfuerzos son triaxiales, uno en dimensión vertical y dos en dimensiones laterales. Al expandirse el suelo es sometido a esfuerzos verticales y horizontales. Considerando un modelo simple bidimensional (Figura 5.10), cuando los esfuerzos verticales están confinados y los laterales exceden la resistencia al corte del suelo, se forman fallas teóricamente a 45° respecto de la horizontal, menos la mitad del ángulo de fricción interna. Este ángulo podría ser relativamente pequeño en los Vertisoles por el alto contenido de arcilla y los granos del esqueleto se encuentran separados espaciadamente, es decir no entrelazados, pero en la práctica, los planos de corte se observan entre 20° y 60° y podría explicar la formación de superficies de deslizamiento.

Se pone particular énfasis en el efecto de los procesos de expansión-contracción a partir de la presencia de intrusiones del material del subsuelo cercanas a la superficie, en algunos suelos con microrrelieve gilgai. En esos casos el espesor del suelo es mucho menor sobre las intrusiones y el material posee distinta textura y color que el material que los rodea, justamente porque posee las propiedades del material infrayacente del suelo que ahora se encuentra casi o en superficie. El agrietamiento estacional afectaría minimamente a los pedones de las chimeneas. El

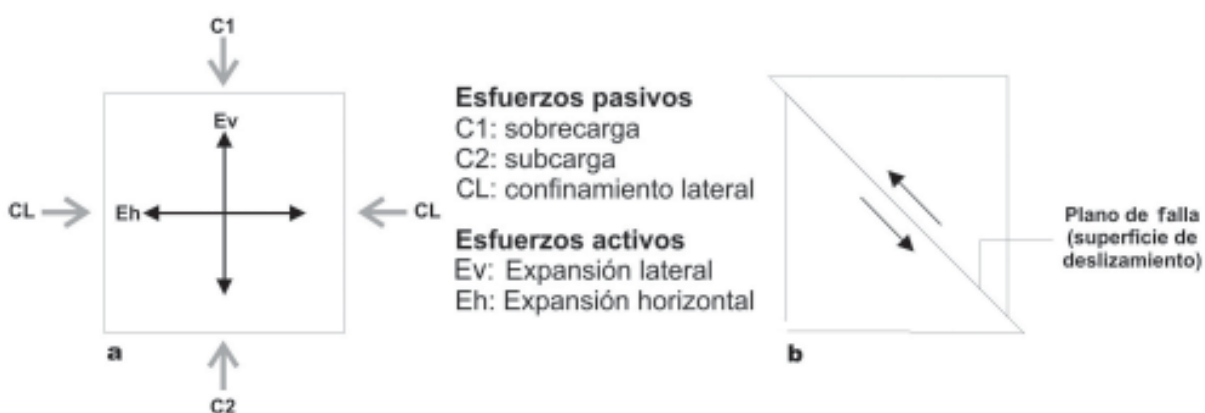


Figura 5.10. Modelo mecánico de formación de superficies de deslizamiento en un sistema confinado. a) Componentes de los esfuerzos asociados. b) Orientación de los planos de corte a 45° respecto al esfuerzo principal. Modificado de Wilding y Tessier, 1988.

suelo seco agrietado se rehumece desde la base de las grietas hacia arriba. Si el material infrayacente posee valores de COLE más elevados la acomodación por cambio de volumen produce pliegues, y superficies de fricción que inducen a la formación de conos de empuje entre los cuales están las chimeneas (Figura 5.11). En los conos de empuje es donde habría máxima intensidad de procesos de expansión-contracción, formación de superficies de deslizamiento y argiliturbación; en cambio, en las chimeneas se produciría sólo movimiento ascendente. En los Vertisoles con microrrelieve gilgai el COLE del material inferior suele ser mayor que el superior y el límite plástico de ambos será diferente para un determinado contenido de humedad, de tal manera que el subsuelo podría ser aún deformable mientras que el material superior está seco y rígido. Esta juxtaposición permite que el subsuelo se combe hacia arriba con la formación de chimeneas. Más aún, en las pendientes largas, la presión de reptación puede generar la superposición

de chimeneas en forma de pliegues, unas sobre otras, y parte del material de las chimeneas cae en las depresiones. La lixiviación es máxima en las depresiones y los carbonatos son translocados a mayor profundidad; en cambio, el carbonato secundario y el yeso se encuentran cerca de la superficie en las chimeneas (Lynn y Williams, 1992). A pesar de las múltiples investigaciones, el origen de diapiros, chimeneas, muklara y conos de intrusión aún no se conoce con exactitud. Ellos pueden estar presentes en algunos paisajes y ausentes en las adyacencias; además estar presentes sin microrrelieve gilgai. Sin embargo, las investigaciones recientes indicarían que los Vertisoles no son tan isotrópicos como se creía y el fenómeno de intrusión por expansión es más importante que la mezcla (Schaetzl y Anderson, 2005).

Rasgos micromorfológicos

Los rasgos micromorfológicos se observan en la organización de los constituyentes sujetos a re-

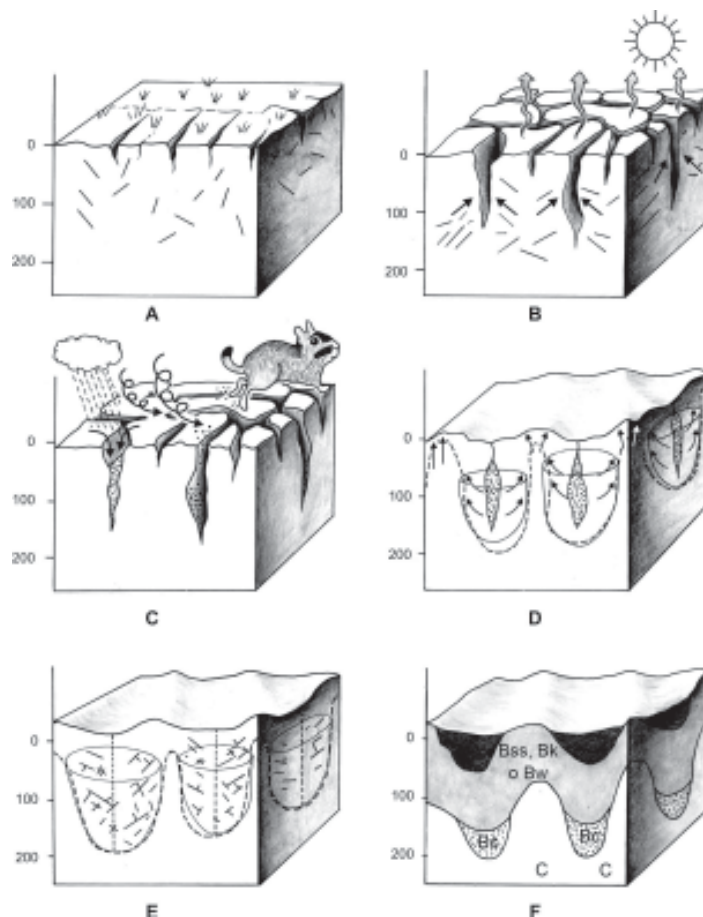


Figura 5.11. Esquema de modelo de formación de superficies de deslizamiento, microrrelieve gilgai y horizontación cíclica. Posibles estados evolutivos. A,B,C, estados iniciales; D,E,formación de chimeneas y conos de empuje; F: estado final. Modificado de Schaetzl y Anderson; 2005.

organización de la matriz del suelo, en la denominada fábrica plásmica (ing.: *plasmic fabric*, Brewer, 1964) o fábrica de birrefringencia (ing.: *b-fabric*, Bullock et al., 1985). Las presiones y tensiones producidas por humedecimiento y secado del suelo se observan claramente mediante microscopía óptica y electrónica y son registros indirectos de los episodios de expansión y corte del suelo. Los mismos producen la reorientación de las partículas de arcilla, formando zonas alargadas con disposición interna de las partículas dispuestas «cara a cara». Con luz polarizada cruzada se observa un ordenamiento del material fino del suelo en dominios birrefringentes, de patrones estriados con distintos diseños.

En suelos con características vérticas predominan las fábricas sépicas (*sepic plasmic fabrics*, sinónimo: *striated b-fabrics*; «*sepic*» derivado de «*separation*»), o sea con separaciones del plasma: vosépica o poroestriada, esquelsépica o granoestriada, omnisépica y másépica o paralela, reticulada o estriada, con sus variedades bimasépica y latisépica, según si los dominios birrefringentes se ubican en torno a los vacíos, granos del esqueleto o están en la micromasa del suelo (Brewer, 1964) (Figura 5.13).

Un modelo de la génesis de fábricas sépicas (masépicas, esquelsépicas y latisépicas) es el propuesto por McCormack y Wilding (1973) quienes elaboran una hipótesis sobre la forma en que se originan los planos de deformación y corte en agregados sometidos a un incremento gradual de humedad (Figura 5.14).

Se postula que el corte se produciría dentro de los agregados durante el período de humedecimiento debido a que algunas zonas de los agregados se humedecen primero, mientras otras permanecen aún secas. Los grados relativos de movimiento durante todo el ciclo de humedecimiento son mayores en la periferia de los agregados que en su interior. Naturalmente, el frente de humectación no afecta a igual velocidad a todos los agregados, ya que ellos no poseen una morfología regular como en el modelo idealizado; por lo tanto, los desplazamientos relativos que generan los planos de corte de corta distancia son más complejos que los planos mayores.

El **estadio A** corresponde al ingreso de agua en un horizonte arcilloso seco, con mínimo volumen; en el **estadio B** el agua percoló y se desplazó hacia abajo a lo largo de vacíos planares verticales entre las caras de los agregados; el agua

se mueve como una fina película a lo largo de los vacíos planares no capilares. Pequeñas cantidades de arcilla suspendida y limo se pueden depositar sobre las caras de agregados mientras el agua entra en el agregado. Cuando ello ocurre, se produce expansión en la superficie de los agregados y las grietas verticales tienden a cerrarse. Menos agua entra a lo largo de los macrovacíos de esa parte superior de los agregados. La expansión de los agregados en dirección vertical es resistida por el peso del suelo sobreyacente. Así, en los primeros estadios de humedecimiento hay mayor movimiento en sentido horizontal que vertical. Se postula que podrían formarse *planos de corte de corta distancia*, cortos, normales o con inclinaciones menores a 45° respecto a la superficie de los agregados. Aunque los desplazamientos relativos serían cortos, las partículas de arcilla tenderían a orientarse en planos paralelos, los que una vez formados, constituirían los planos de corte en sucesivos ciclos de humectación, aumentando el grado de orientación de las partículas. En suelos cohesivos, el entrelazado de las superficies resistiría el movimiento horizontal dentro de las grietas verticales y así las esquinas de los agregados podrían expandirse menos lateralmente que las superficies verticales en la sección media de los agregados. En este punto el avance del frente de humectación no ha alcanzado el interior de los agregados y la presión ascendente contra los agregados suprayacentes no alcanza a superar el peso de los mismos.

En el **estadio C** la presión vertical aumenta y es más fuerte en las esquinas de los agregados porque en la sección vertical hay mayor proporción de suelo húmedo. Ello causaría desplazamiento de las esquinas ablandadas de los agregados suprayacentes y se formarían planos de corta distancia a 45° respecto de las superficies verticales. Cuando el frente de humedecimiento alcanza el centro del agregado, **estadio D**, los vacíos planares verticales ya están cerrados y bajo suficiente presión de confinamiento se elimina el espacio de los macrovacíos a lo largo de las grietas. En este punto la parte interior de los agregados está firme y la exterior blanda. Ahora la presión hacia arriba excede la del suelo suprayacente y la superficie de los agregados comienza a elevarse. Los agregados suprayacentes estarán sujetos a presiones desiguales a lo largo de las superficies inferiores y las partes externas cercanas a las caras verticales tenderán a moverse hacia arriba más que las porciones centrales, generando planos de corte de corta distancia con orien-

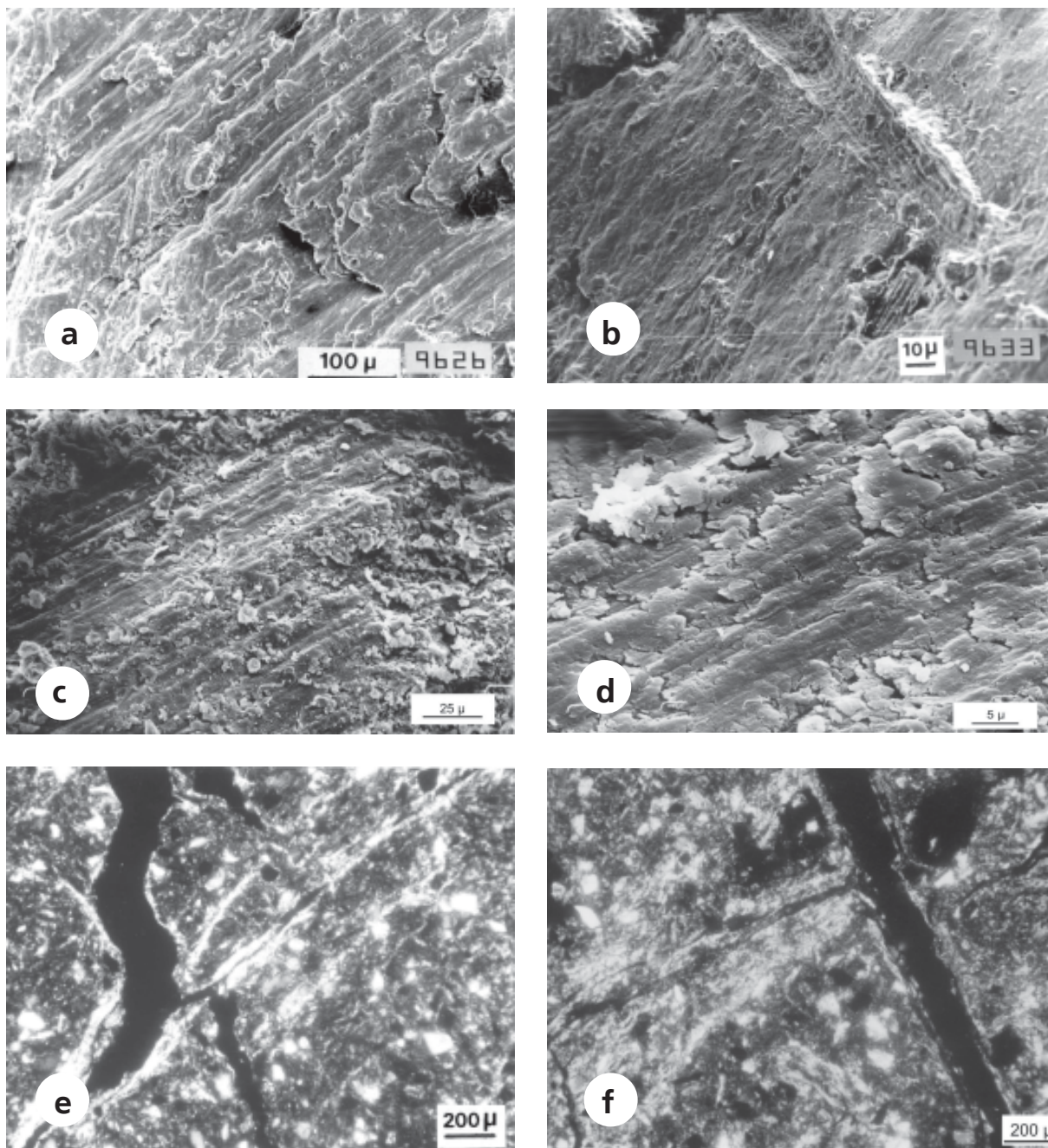


Figura 5.13 Rasgos micromorfológicos de suelos de la provincia de Buenos Aires. Superficies de deslizamiento y rasgos de matriz del suelo. Microscopía electrónica de barrido: Albucaulf vértico a) horizonte Btss2 (76-125 cm) X 200; b) impronta de raíz X 750. Natracuert c) horizonte Bssg2 (26-58 cm), X500; d) detalle X 2000. Imbellone y Giménez, 1990. Microscopía óptica. Albucaulf vértico, horizonte Btss2 (76-125 cm) X 30. e), f), g) fábrica de birrefringencia estriada con fisuras angulares; h) horizonte Bckss (125-148 cm) X 30 cavidades mamelonares orientadas, aisladas e intercomunicadas, rodeadas por argillanes finos. Imbellone, 1980.

tación paralela o inclinada a menos de 45° respecto a las caras verticales.

En el **estadio E** la presión aumenta desde el centro de los agregados y es relativamente más alta cerca de los ángulos; como el centro de los agregados suprayacentes aún no está blando, una porción del movimiento es diagonal cerca de las

esquinas formando planos de corte en esa zona. Al culminar el ciclo de humedecimiento, **estadio F**, todo el agregado está saturado y la presión ascendente eleva la superficie del suelo hasta el máximo.

Brewer (1964) analiza los efectos de presión y tensiones en el desarrollo de fábricas sépicas pero

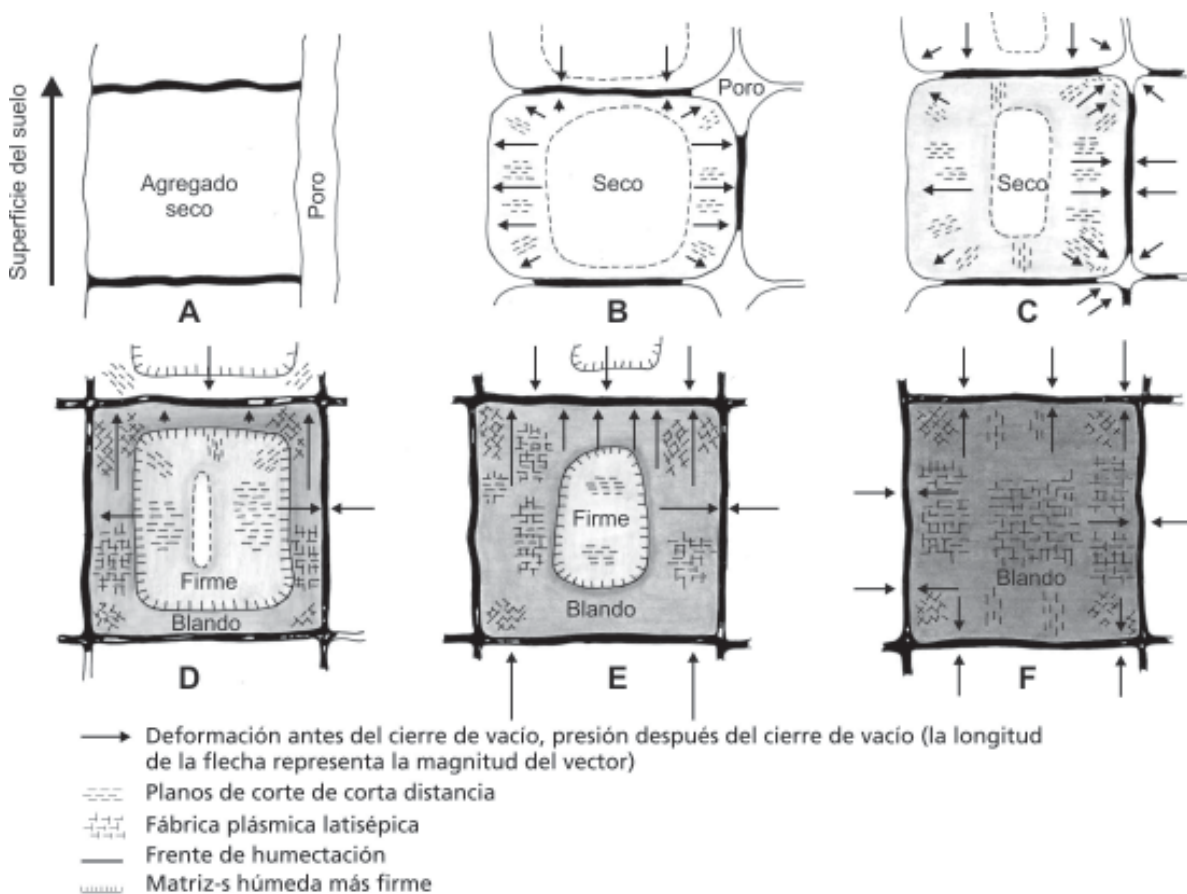


Figura 5.14. Modelo de formación de fábricas estriadas. Modificado de McCormack y Wilding, 1973.

no asigna importancia significativa a las fuerzas de corte. Otros autores señalan que la rotación o translocación de granos de esqueleto producen patrones de orientación estriados. En algunos Vertisoles las separaciones de plasma subcutáneo están mejor desarrolladas en la parte inferior del solum y superior del sustrato. En esta zona profunda los vacíos planares son los tipos dominantes de vacíos. La liberación de esfuerzos probablemente se produce a lo largo de las superficies de deslizamientos mayores y no sería correlativa con microcortes en la matriz del suelo. Aún no es posible definir parámetros micromorfológicos para separar Vertisoles de Subgrupos vérticos ya que las diferencias entre ambos son de grado y no de tipo.

El análisis de la microfábrica mediante observaciones con microscopio electrónico de barrido permite ver la morfología y disposición de las partículas sólidas y el tamaño y forma de los microporos. La escuela francesa desarrolló este tema desde la década de los '80 (Tessier, 1984, Tessier y Berrier, 1978, entre otros), sobre la base de los trabajos de Hénin (1937). Se mostró que

las unidades morfológicas denominadas «cuasicristales» (apilamiento de varias capas de arcilla) de los minerales arcillosos expandibles, se asocian formando una red flexible, juxtaponiéndose cara a cara, formando poros interparticulares de hasta 2 μm de diámetro donde se introduce el agua.

La deshidratación afecta la morfología de la microestructura y la porosidad interparticular y gran parte de los fenómenos de expansión-contracción en el campo acontecen a altos potenciales matriciales entre $-0,33$ y $-20 \text{ Pa} \times 10^5$ (1/3 a 20 bares de succión). Cerca de la saturación ($-0,032 \text{ Pa} \times 10^5$ ó $0,032$ bares) la microestructura de materiales esmectíticos tiene la forma de un «panal de abejas» donde los cuasicristales de arcilla forman las paredes de los poros, con poros interparticulares de cerca de 2 μm de diámetro. Con una ligera desecación ($-1 \text{ Pa} \times 10^5$; 1 bar) se pierde agua de los poros interparticulares los que se hacen lenticulares y aplanados y los cuasicristales que forman las paredes plegadas de los poros se orientan cara a cara entre sí en el plano cristalográfico *ab*. A mayor estrés hídrico

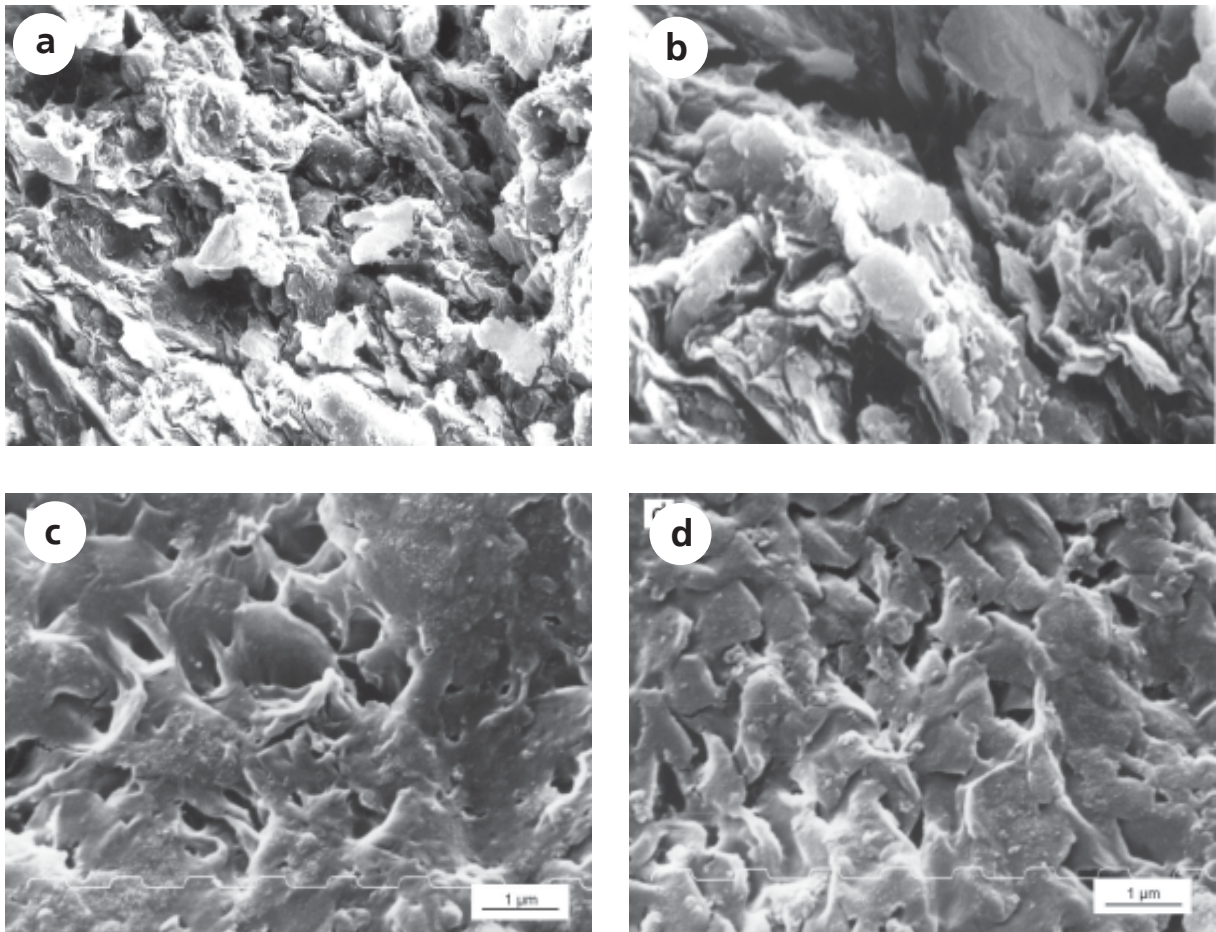


Figura 5.15. Microfábrica de minerales expansibles. Microscopía electrónica de barrido. Natracuert a) Organización superficial de un microagregado natural, horizonte Bssg2 (26-58 cm), X2.000 b) Detalle x 7.500; c) y d) Organización superficial de partículas libres x 15.000. Cumba e Imbellone, 2004.

($-10 \text{ Pa} \times 10^5$; 10 bares) muchos de los poros son obliterados y se alcanza el límite de contracción del material (Tessier, 1984; Bruanda y Tessier, 1987; Wilding y Tessier, 1988). En un sistema de bajos potenciales matriciales ($-1000 \text{ Pa} \times 10^5$; 1000 bares de succión) la porosidad interparticular colapsa completamente y los cuasicristales se disponen sobrepuestos y perfectamente acomodados como se observa en las Figura 5.15. (Cumba e Imbellone, 2004).

En Vertisoles de la Llanura de fango del litoral bonaerense se observa para un horizonte Bssg2 con 46 % de minerales expansivos en la fracción arcilla (Tabla 5.3), que el ordenamiento de las partículas libres de arcilla muestra numerosos cuasicristales superpuestos, formando por partes, una red subplanar que constituiría el protodiseño del panel de abejas. Las especies arcillosas puras forman un enrejado tridimensional isótropo que no se observa en el horizonte mencionado, por-

que en este caso la fase sólida posee otros filosilicatos que se ordenan en el espacio de distinta forma que los minerales expansivos.

El análisis micromorfológico de suelos de la Llanura Alta loésica bonaerense muestra que los revestimientos texturales son escasos en los horizontes iluviales, aunque la observación macroscópica revela lo contrario, ya que en este tipo de suelos suele confundirse las evidencias de vertisolización con las de ilimerización. Morrás et al. (1998) realizan un estudio micromorfométrico para calcular la porosidad total de un Vertisol utilizando diferentes técnicas. Deducen que en el horizonte A predominan las cavidades, en los horizontes B cavidades y fisuras se encuentran en proporciones similares, mientras que en el horizonte C predominan las fisuras. Los valores de porosidad total varían ampliamente según los métodos (Morrás, 1993).

Tabla 5.3. Propiedades mineralógicas y físicas de un Natracuert.
Llanura costera del río de La Plata.

Horiz.	Prof. (cm)	Mineralogía estimada de arcillas						Arcilla (%)	Clase text. USDA	COLE (%)	EL (%)	Parámetros hídricos (%)			
		fracción <2 mm			fracción <2 µm							15	5	1	0,3
		I	E	C	I	E	C								
A1	0-2	42	14	12	61	20	19	68,4	arc.	nd	70	46,7	59,9	63,7	76,9
A2	2-5	39	22	11	54	31	15	71,2	arc.	nd	nd	32,5	47,5	65,1	61,8
Bssg1	5-26	33	28	13	45	37	17	74,8	arc.	0,10	90	30,7	43,5	49,1	62,1
Bssg2	26-58	28	37	15	34	46	18	80,6	arc.	0,15	190	29,3	42,4	49,0	65,7
2BCg	58-80	21	27	10	37	46	17	57,8	arc.	0,14	160	31,1	32,6	43,8	57,6
3Cg	80-120+	6	9	2	36	52	12	17,4	fr.ar.	nd	70	9,3	10,2	20,7	31,3

Sunesen, 2000. I: illita, E: expandibles (esmeclitas + estratificados), C: caolinita. EL: Expansión libre. nd: no determinado; arc.: arcillosa, fr.ar.: franco arenosa.

Propiedades mineralógicas

Todos los minerales de arcilla contribuyen a los procesos de expansión-contracción, no sólo las esmeclitas. Sin embargo, las esmeclitas son los más abundantes en los suelos vertisólicos, más precisamente la montmorillonita, pues otros miembros del grupo, como saponita y beidelita, poseen menor capacidad de expansión-contracción. La montmorillonita tiene gran capacidad de expansión; sin embargo, esta propiedad no es suficiente para explicar las grandes variaciones de volumen, sino que la organización espacial, es decir, tamaño, forma y ordenamiento de los individuos cristalinos, juega un papel importante, como se trató anteriormente.

Composición mineralógica de los suelos de Entre Ríos, Buenos Aires y Corrientes

A continuación se comentan algunos aspectos del conocimiento existente de la composición mineralógica en las zonas con mayor extensión de suelos vertisólicos de la Región Pampeana como son Entre Ríos, Buenos Aires y además Corrientes.

En la provincia de Entre Ríos, desde la década del 60 comienza el interés por el conocimiento de los entonces denominados Grumosoles, a partir de estudios pioneros para la época, que incluyen descripción morfológica completa, mineralogía, micromorfología, análisis químicos, etc. Guedes y Pécora (1964) y Pécora y Guedes, (1966), realizan análisis térmicos diferenciales y

químicos de perfiles completos de Grumosoles para identificar minerales de arcilla. Estos autores concluyen que existe una homogeneidad composicional en los perfiles constituida por interestratificados de illita-montmorillonita, con predominio de esta última y aumento hacia la base de los mismos. Más tarde, se abordó la interacción entre la composición mineralógica y la génesis de los suelos y específicamente, el análisis de los procesos de vertisolización llegó en la década de los '80 (Vesco, 1985; De Petre, 1988). Este último autor estudia detalladamente Series representativas de Entre Ríos, como Yeruá y San Gustavo entre otras; en ellas las esmeclitas son los minerales de arcilla predominantes y poseen excelente cristalinidad, con reflexiones acentuadas y de alto orden (002, 003, 004, 006). (Tabla 5.4). A partir de esa década, casi no se realizan trabajos de mineralogía y micromorfología de suelos en la provincia de Entre Ríos.

En la provincia de Buenos Aires las primeras menciones de suelos con características vérticas en esta provincia provienen de Cappannini y Mauriño (1966), en suelos desarrollados en sedimentos correspondientes al Querandinense de Ameghino de la llanura costera del río de la Plata, pero los trabajos completos con descripción de los suelos y registros difractométricos corresponden a Iñíguez y Scoppa (1970) y Vargas Gil et al. (1972). En los Vertisoles y Subgrupos vérticos de la llanura alta loésica de la provincia de Buenos Aires también existe relación estrecha entre la generación de rasgos vérticos en los perfiles de suelo y el contenido absoluto de minerales de arcilla expandibles en el suelo (Imbellone y Giménez, 1990; Giménez et al., 1993) (Tabla 5.5).

Tabla 5.4. Propiedades mineralógicas y físicas de suelos vertisólicos. Provincia de Entre Ríos.

Horiz.	Prof. (cm)	Mineralogía estimada de arcillas						Arcilla (%)	COLE	CIC	
		fracción <2 mm			fracción <2 µm					fracción <2 mm	fracción <2 µm
		I	E	C	I	E	C			(cmol kg ⁻¹)	
<i>Peludert argílico (Serie Yerúa). Material originario: margas esmectíticas</i>											
A1	0-13	20	24	0	46	54	0,7	44	0,14	40	109
B21t	13-40	15	35	0	30	69	0,9	51	0,16	47	87
B22t	40-80	20	28	1	42	56	2,0	49	0,16	47	84
B23t	80-100	15	36	1	30	69	1,5	52	0,14	48	87
B3ca	100-130	7	41	0	15	85	0,5	48	0,16	47	80
Cca	130+	7	39	0	16	84	0,4	46	nd	45	79
<i>Argiudol vértico (Serie Febre I). Material originario: marga redistribuida sobre loess.</i>											
A1	0-17	20	8	0	71	28	1,2	29	0,07	29	67
B21t	17-42	nd	nd	nd	nd	nd		nd	0,14	40	66
B22t	42-58	42	2	1	93	4	2,1	45	nd	43	nd
B31ca	58-83	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,12	42	nd
B32ca	83-100	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,12	38	nd
C1ca	100-130	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,15	34	nd
C2ca	130-150+	19	16	0	54	45	0,8	35	nd	32	54

De Petre y Stephan, 1998. I: illita, E: esmectita, C: caolinita. nd: no determinado.

En el partido de La Plata hay Vertisoles con predominancia de minerales illíticos en los horizontes eluviales, e incremento de expandibles en los horizontes iluviales (Tabla 5.5). En estos suelos los rasgos de vertisolización se presentan en distinto grado de expresión en relación al contenido y tipo de minerales arcillosos. En los horizontes eluviales del Albacualf vértico de la Tabla 5.5 están ausentes, ya que el tenor de arcilla total es menos de la mitad de los horizontes infrayacentes y el contenido absoluto de arcillas expandibles no supera el 10 %. Los horizontes iluviales de poseen los contenidos absolutos más elevados de minerales expandibles coincidentemente con los valores más elevados del coeficiente de extensibilidad lineal (COLE). Precisamente en esa porción del perfil el contenido de minerales expandibles supera en promedio el 20 %, valor considerado como umbral mínimo necesario para la generación de rasgos vérticos. El análisis micromorfológico muestra que en este tipo de suelos suele confundirse las evidencias de vertisolización con las de ilimerización.

La llanura costera del noreste bonaerense cons-

tituye uno de los ambientes generados en la etapa evolutiva más reciente del río de la Plata, entre la última glaciación de finales del Pleistoceno y la transgresión holocena. En esta franja de relieve plano-cóncavo, la «llanura de fango» es una geoforma cuyo ancho máximo se encuentra en la zona de Punta Lara y se estrecha hacia la zona de Berazategui. En este ámbito las características geomorfológicas, climáticas y los materiales originarios conducen a la formación de Vertisoles. Estos suelos se desarrollan en un ambiente del humedal costero del Río de la Plata, en condiciones ácuicas, afectados por anegamientos frecuentes de origen pluvial y capa freática alta (0,80-1,00 m). Así, los Vertisoles de la «llanura de fango» son un ejemplo típico de un sistema pedológico cuyas propiedades son el resultado de los factores naturales (Coulombe et al., 1996).

Los suelos con elevados contenidos de arcilla de la zona recibieron diferentes denominaciones: Cappannini y Mauriño (1966) describen Gley húmicos salinos alcalinos en la zona que denominan «llano inundable costero» y privile-

Tabla 5.5. Propiedades seleccionadas de Vertisoles y Subgrupos vérticos. Llanura Alta. Provincia de Buenos Aires.

Horiz.	Prof. (cm)	Mineralogía estimada de arcillas						Arcilla (%)	COLE	ELP (cm)	Estructura vértica	
		fracción <2 mm			fracción < 2 µm						Sup. desliz.	Bloques cuneif.
		I	E	C	I	E	C					
<i>Argiudol vértico, familia fina, illítica, térmica.</i>												
Ap	0-18	18	5	1	75	20	5	23,9	0,023	0,4	-	-
A	18-29	20	2	1	85	10	5	23,5	0,021	0,2	-	-
AB	29-37	20	2	1	85	10	5	23,9	0,026	0,2	-	xxx
Btss1	37-57	45	8	3	80	15	5	55,8	0,115	2,3	xx	xxx
Btss2	57-88	36	15	v.	70	30	v.	51,6	0,143	4,4	xxx	-
Btss3	88-115	29	13	2	65	30	5	44,2	0,100	<u>1,2</u>	xxx	-
BC1	115-160	18	16	2	50	45	5	36,3	0,081	-	-	-
2BC2	160-196	21	12	2	60	35	5	35,2	0,091	-	-	-
2C	196-220+	13	16	v.	45	55	v.	28,8	0,100	Σ 8,7	-	-
<i>Haplacual vértico, familia fina, illítica, térmica.</i>												
A	0-20	16	10	1	60	38	2	26,2	0,011	0,2	-	-
AC	20-40	18	10	1	63	35	1	28,4	0,022	0,4	-	-
2Cgss1	40-70	32	17	1	64	35	1	49,8	0,105	3,2	xxx	xxx
2Cgss2	70-130	nd	nd	nd	nd	nd	nd	45,2	0,187	<u>5,6</u>	xxx	-
3C	130-150+	25	14	1	63	36	1	38,9	0,131	Σ 9,4	-	-
<i>Albacualf vértico, familia muy fina, illítica, térmica.</i>												
A	0-23	19	6	v.	75	25	v.	25,8	0,020	0,5	-	-
E	23-31	12	5	v.	70	30	v.	17,2	0,011	0,1	-	-
EB	31-38	23	7	v.	75	25	v.	30,1	0,060	0,4	-	-
Btss1	38-76	38	25	v.	60	40	v.	63,0	0,150	5,7	xxx	-
Btss2	76-125	31	31	v.	50	50	v.	62,4	0,160	<u>3,8</u>	xxx	xxx
BCKss	125-148+	18	23	v.	55	45	v.	50,7	0,142	Σ 10,5	xx	-
<i>Natracualf vértico, familia fina, illítica, térmica</i>												
Enlame	0-1	11	3	v.	75	20	5	14,5	0,013	0,0	-	-
A	1-14	6	3	v.	60	35	5	9,3	0,040	0,5	-	-
Btngss	14-39	17	13	v.	55	45	v.	30,3	0,148	3,7	xxx	xx
Btss	39-65	26	19	2	55	40	5	46,9	0,152	4,0	xx	-
2BC	65-160	27	16	2	60	35	5	44,7	0,078	<u>2,7</u>	-	-
2C	160-230	23	8	2	70	25	5	33,2	0,049	-	-	-
2Ckg	230-260+	12	4	1	70	25	5	17,3	0,036	Σ 10,9	-	-
<i>Cromudert ácuico.</i>												
A	0-20	25	13	v.	65	35	v.	37,8	0,06	1,14	-	-
Btss1	20-50	30	20	v.	60	40	v.	50,6	0,15	4,41	x	-
Btss2	50-77	35	23	v.	60	40	v.	57,7	0,22	5,89	xx	xx
Btkss	77-93	34	18	v.	65	35	v.	51,9	0,18	2,86	xxx	xx
BC1	93-153	19	16	v.	55	45	v.	35,2	0,08	<u>0,57</u>	x	-
BC2	153-200	14	16	v.	45	55	v.	29,5	0,06	-	-	-
C	200-225+	12	15	v.	45	55	v.	27,7	0,05	Σ 14,9	-	-

Giménez, et al., 1993. I: illita; E: expandibles (esmeclitas + interestratificados); C: caolinita; ELP: expansibilidad lineal potencial (incluye los 100 cm superficiales). Superficies de deslizamiento y bloques cuneiformes: xxx abundantes; xx: comunes; x: escasos; -: ausentes; v.: vestigios; nd: no determinado.

gían el proceso de hidromorfia en la clasificación, aun cuando los suelos poseen más de 50 % de arcilla desde la superficie. Etchevehere (1975) y Osterrieth (1980) los denominan Natracualfes y Natracuales, mientras que Tricart (1973) y Sánchez et al. (1976) los clasifican como Solonetz. Vargas Gil et al. (1972) identifican Cromudertes acuénticos en el cangrejal alto de la bahía de Samborombón, con dos capas (0-8 cm y 8-22 cm); en la fracción arcilla de ambas domina la caolinita (40 %), seguida en partes iguales (30 %) por montmorillonita e illita. Esta composición sugiere la presencia de sedimentos provenientes de la cuenca alta y media del río Paraná. Desde la vertiente sedimentológica, Cavallotto (1995) determina argilominerales en suelos de la llanura costera del Río de la Plata, formados a partir de materiales estuáricos, con los siguientes contenidos relativos (en la fracción arcilla) de argilominerales de una muestra, sin mención de la profundidad de extracción: a) en la Facies Villa Elisa de la Formación Las Escobas (Llanura de fango interior en los partidos de Ensenada, Berisso y Berazategui): esmectita 59 %, illita 28 %, caolinita 9 % y clorita 4 %; b) en la Llanura costera de fango (partidos de Magdalena y Punta Indio): esmectita 52 %, illita 33 %, caolinita 10 %, clorita 5 %. En Acueres de la misma área desarrollados en la Facies Villa Elisa la fracción arcilla es predominantemente illítica en los horizontes A y B_{ssg1}, aumentando los minerales expandibles en los otros horizontes B, que generan abundantes superficies de deslizamiento con apariencia de barnices arcillosos de iluviación (Imbellone et al., 2006) (Figura 5.16, Tabla 5.6 y Tabla 5.7).

En la Provincia de Corrientes la información de mineralogía de arcillas es limitada, aunque en un trabajo reciente del sur de la provincia se es-

tudia tanto la variación de propiedades seleccionadas de Vertisoles y Subgrupos vérticos, como la relación entre las mismas y las propiedades mineralógicas y el comportamiento físico de los suelos (Cumba et al., 2005) (Tablas 5.8 y 5.9). Los datos muestran que la variación media de la fracción arcilla de los Vertisoles presenta menor dispersión que en los Subgrupos vérticos y el valor medio es menor que el de Vertisoles de Uruguay.

Además, se muestra la mineralogía de dos Vertisoles y un Argiudol vértico del sur de Corrientes, representativos de las Series La Esperanza, El Ombú y Santa María, respectivamente (Tabla 5.10). En la Serie La Esperanza los minerales expandibles están casi ausentes en el horizonte superior, con abundancia de caolinita e illita, en correspondencia con la baja expansión libre (EL) y escasez de rasgos vérticos. Los horizontes medios e inferiores poseen altas cantidades de los mismos y EL mayor que en la Serie El Ombú y evidencias de vertigénesis, excepto en el 2Ck. En la Serie El Ombú la fracción arcilla está casi totalmente constituida por minerales expandibles en todo el perfil. Illita y caolinita se encuentran en cantidades mínimas. En la Serie Santa María el contenido absoluto de minerales expandibles es alto pero la expresión de rasgos vérticos es débil, posiblemente por la presencia de gravilla que atenúa la movilidad del material. Contrariamente, en La Esperanza los rasgos vérticos son conspicuos por la abundancia de minerales expandibles en la masa del suelo, la textura más fina y la ausencia de fragmentos gruesos.

Comparando los tenores de especies mineralógicas en los suelos para las distintas zonas del país (Tabla 5.11), se observa que los valores máximos de minerales expandibles en alguna parte del perfil varían entre 23 % y 45 %, la illita entre 20 % y 44 % y la caolinita entre vestigios y 15 %.

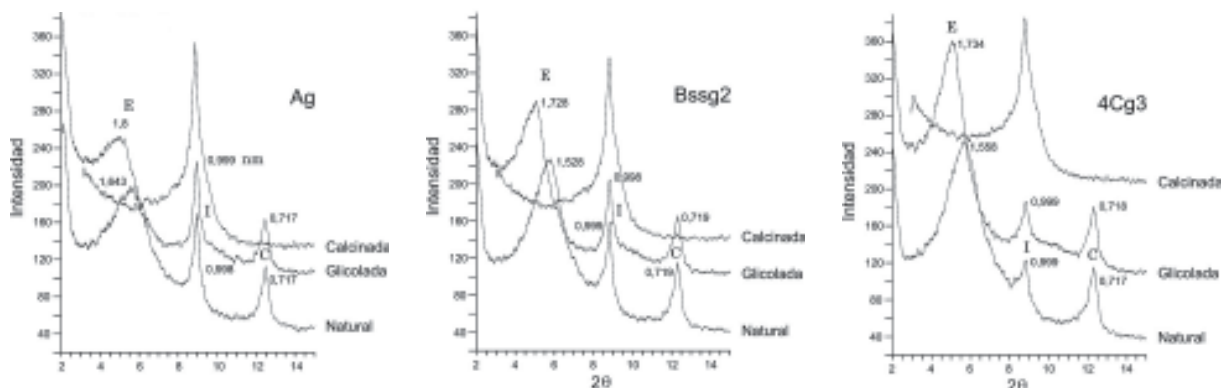


Figura 5.16. Registros difractométricos de un Acuert (Pedón 2, Tabla 5.6) de la Planicie costera del Río de la Plata provincia de Buenos Aire. Imbellone et al., 2006.

Tabla 5.6. Propiedades seleccionadas de Acuerter. Llanura costera del Río de La Plata. Provincia de Buenos Aires

Horiz.	Prof. (cm)	Color			Estructura tipo clase grado	pH	C.O. (%)	Are. Limo Arc.			Clase textural USDA
		rasgo	seco	húmedo				(%)	(%)	(%)	
<i>Pedón 1</i>											
A	0-10	matriz	10YR 6/2	10YR 2/2	bl. ang.med. mod.	7,6	4,2	3,9	47,4	48,7	arc.
Bssg1	10-31	matriz	2.5Y 6/2	2.5Y 3/2	bl ang. med. mod.	8,5	2,0	3,3	39,5	57,2	arc.
Bssg2	31-70	matriz	5Y 4/1	5Y 3/1	bl.ang. med. mod.	8,2	1,0	2,0	29,7	68,2	arc.
Bssg3	70-115	matriz	5Y 4/1	5Y 3/1	bl.ang. med.mod.	7,7	0,4	3,0	26,1	70,9	arc.
2Cg1	115-135	matriz	7.5YR 8/3	7.5YR 4.5/4	bl.ang. med.- mod.	7,3	0,1	27,4	62,1	10,3	fr.lim.
2Cg2	135+	matriz manchas	7.5YR 8/3 5Y 4/1	7.5YR 5/4	nd	7,2	0,1	14,0	67,4	18,5	fr.lim.
<i>Pedón 2</i>											
Ag	4-20	matriz	2.5Y 3/1	2.5Y 3/2	bl.ang.med-fin. f.	8,3	1,9	2,2	28,8	69,1	arc.
Bssg1	20-36	matriz conc.mot	2.5Y 4/2 7.5YR 5/8	2.5Y 3/2	bl.ang. med.-fin. f fuertes	8,3	0,9	2,6	24,2	73,1	arc.
Bssg2	36-57	matriz conc.	2.5Y 5/1 7.5YR 5/8	2.5Y 5/2	bl. ang. med-fin. f fuertes.	9,1	0,7	0,3	27,8	71,8	arc.
Bssg3	57-80	matriz conc.	2.5Y 6/1 2.5Y 5/4	2.5Y 5/2	bl.ang. gr.-fin. f. fuertes	9,0	0,3	3,4	40,0	56,5	arc.
2BCg	80-90	cap. are. cap. arc. mot.	2.5Y 6/3 2.5Y 4/3 2.5YR 5/6	2.5Y 4/3	laminar y bl. ang., med-finos, déb.	9,0	0,2	13,4	43,2	43,5	arc.lim.
2Cg1	90-100	cap. a.re. cap. arc. mot.	2.5Y 6/3 2.5Y 4/3 2.5Y 5/6	2.5Y 4/3	laminar y bl.ang. medios finos.; f.	8,8	0,2	19,3	52,9	27,8	fr. arc.
3Cg2	100-126	cap. are. cap. arc.	2.5Y 7/2 2.5 Y5/2	2.5Y 5/2 2.5Y 4/2	laminar y bl.ang. fin-muy fin; déb.	9,2	0,1	29,7	39,3	30,9	fr. arc.
4Cg3	126- 136+	cap. are. cap. arc.	2.5Y 6/2 2.5Y 5/2	2.5Y 4/2 2.5Y 3.5/2	laminar y bl ang. medios; débiles	7,8	0,2	10,4	44,3	45,3	arc.lim

Imbellone et al., 2006. *bl. ang.*: bloques angulares; *med.*: medios; *.gr.*: gruesos; *fin.*: finos; *déb.*: débiles; *mod.*: moderados; *f.*: fuertes; *conc.*: concreciones de Fe-Mn; *mot.*: moteados; *cap.*: capa; *arc.*: arcillosa; *are.*: arenosa; *fr.*: franco; *lim.*: limosa

La Familia mineralógica

La Familia mineralógica es un concepto taxonómico (Soil Survey Staff, 1999) y requiere para su definición, el conocimiento mineralógico del suelo, en distintos tamaños de partículas desde arena hasta arcilla según el tipo de suelo. En los suelos vertisólicos, por pertenecer casi siempre a las clases por tamaño de partículas arcillo-

sas, finas o muy finas, se exige la cuantificación de la mineralogía de fracción inferior a 2 µm. La familia más común es la esmectítica (montmorillonita, beidelita y nontronita) que cualquier otra clase de mineral de arcilla.

Debido a que los Vertisoles están altamente influenciados por la mineralogía del material

Tabla 5.7. Mineralogía de arcillas de Acuertes. Llanura costera del río de la Plata. Provincia de Buenos Aires.

Horizontes	Prof. (cm)	Mineralogía estimada de arcillas					
		fracción <2 mm			fracción < 2 µm		
		I	E	C	I	E	C
							(%)
<i>Pedón 1</i>							
A	0-10	36	6	6	74	13	13
Bssg1	10-31	34	11	11	60	20	19
Bssg2	31-70	22	33	14	32	48	20
Bssg3	70-115	30	27	14	42	38	20
2Cg1	115-135	6	3	1	62	32	8
3Cg2	135+	9	8	1	49	44	7
<i>Pedón 2</i>							
Ag	4-20	33	26	10	48	38	14
Bssg1	20-36	33	32	9	45	44	12
Bssg2	36-57	32	31	9	45	43	13
Bssg3	57-80	17	33	7	29	58	13
2BCg	80-90	11	27	5	26	62	11
2Cg1	90-100	7	18	3	26	64	10
3Cg2	100-126	9	18	5	28	57	15
4Cg3	126-136+	9	30	6	20	67	13

Imbellone et al., 2006. I: illita; E: expandibles (esmectitas+interestratificados); C: caolinita.

originario, la familia dependerá de la proporción relativa de cada una de las especies arcillosas provenientes del mismo. En muchos Vertisoles, y respondiendo a su explicación genética, predominan los minerales expandibles, pero esta no es una condición necesaria para la generación de rasgos vérticos pues éstos se pueden formar con alrededor de 20 % de filosilicatos expandibles en la fracción arcilla del suelo, y mayor cantidad de otras especies mineralógicas, cuando el material originario no es esmectítico y la neoformación de esas arcillas no es marcada. En los Subgrupos vérticos tanto de la provincia de Entre Ríos como en Buenos Aires y Santa Fe, la participación de las esmectitas es moderada. Asimismo, las cuatro Series de Argiudoles vérticos descritas por el INTA en la Pampa Ondulada (Ramallo, Labordeboy, Roldán y Peyrano) pertenecen a la

familia mineralógica illítica.

Propiedades físicas

Granulometría

Los suelos vertisólicos poseen una composición textural con dominancia de fracciones menores a 2 µm; el total de arcilla puede alcanzar el 90 % y la arcilla menor a 0,2 µm representar el 80 % de la arcilla total. Las partículas más pequeñas poseen alta superficie específica (desde 100 a 400 m²g⁻¹ y hasta 800 m²g⁻¹) y dejan entre sus microagregados de naturales (cuasicristales) abundante cantidad de nanoporos interparticulares que generan alto potencial de expansión.

En la Argentina no se desarrollan actualmente investigaciones sobre granulometría de suelos vertisólicos separando subfracciones granulométricas de la fracción arcilla según los intervalos pedológicos: arcilla gruesa (2-0,2 µm), arcilla media (0,2-0,08 µm), arcilla fina (menor a 0,08 µm), que se utilizaron en trabajos pioneros de la Región Pampeana (Scoppa, 1974). La escala sedimentológica (Udden-Wentworth) suele utilizarse en suelos donde la translocación de arcilla es limitada y con intervalos para distintos tamaños de arcilla elegidos por los autores, como por ejemplo arcilla gruesa (4-1 µm) y arcilla fina (menor a 1 µm) mostrado en el caso siguiente (Imbellone et al., 2006).

En Acuertes de la planicie costera del Río de la Plata, la fracción arcilla es dominante en el solum, (entre 48 y 73 %) y disminuye notablemente (entre 10 y 45 %) hacia la base de los suelos (Tabla 5.6). La arcilla fina (menor a 0,5 µm) predomina sobre la gruesa (2-0,5 µm) Figura 5.17a; esta relación se acentúa en los suelos del partido de La Plata donde la arcilla fina puede llegar al doble de aquella. La relación arcilla gruesa/fina no permite inferir procesos de movilización diferencial por tamaño de partículas, ya que en ningún horizonte o porción de los suelos se observa enriquecimiento de arcilla fina. Así, los rasgos de vertigénesis se generarían por las características litogénicas del material originario (Imbellone et al., 2006).

Los suelos poseen mayor proporción de materiales finos en la porción media y superior (Mz: 9 - 10,5 φ; limo muy fino-arcilla) e incremento de tamaño de partículas hacia la base (Mz: 5 - 6,7 φ; limo grueso-limo mediano), lo que sugiere una disminución de la energía del agente depositante (Figura 5.17b). Además, esta tendencia también se observa en los valores de las fracciones recalculadas eliminando la arcilla, a partir de las

cuales quedan verificadas las discontinuidades litológicas. Las discontinuidades son mejor expresadas por la arena muy fina y el limo grueso, con variaciones que marcan los cambios granulométricos de los diferentes depósitos del ambiente estuárico; también señalan el límite de estos depósitos que generan Vertisoles, de aquellos de origen continental que se encuentran en la base de los suelos a profundidades aproximadas de 1,5 m.

En suelos del sur de Corrientes (Tabla 5.8) los ma-

teriales originarios (Grupos Solari-Serra Geral y Toropí-Yupoí) tienen fuerte influencia en la composición granulométrica de Vertisoles y Subgrupos vérticos de Molisoles. La arcilla total en Vertisoles varía entre 30 y 40 % (media: 36 %, desviación típica: 3,4) en suelos desarrollados en el Grupo Solari-Serra Geral, y entre 30 y 50 % (media: 44%, desviación típica: 6,4) en el Grupo Toropí-Yupoí. Los suelos poseen un potencial vértico congénito, ya que los horizontes C de Series como El Ombú (clase textural franco arcillo

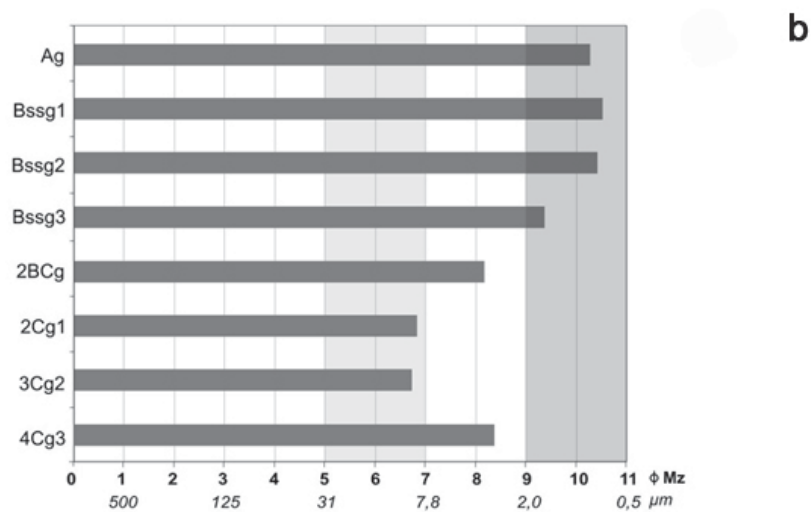
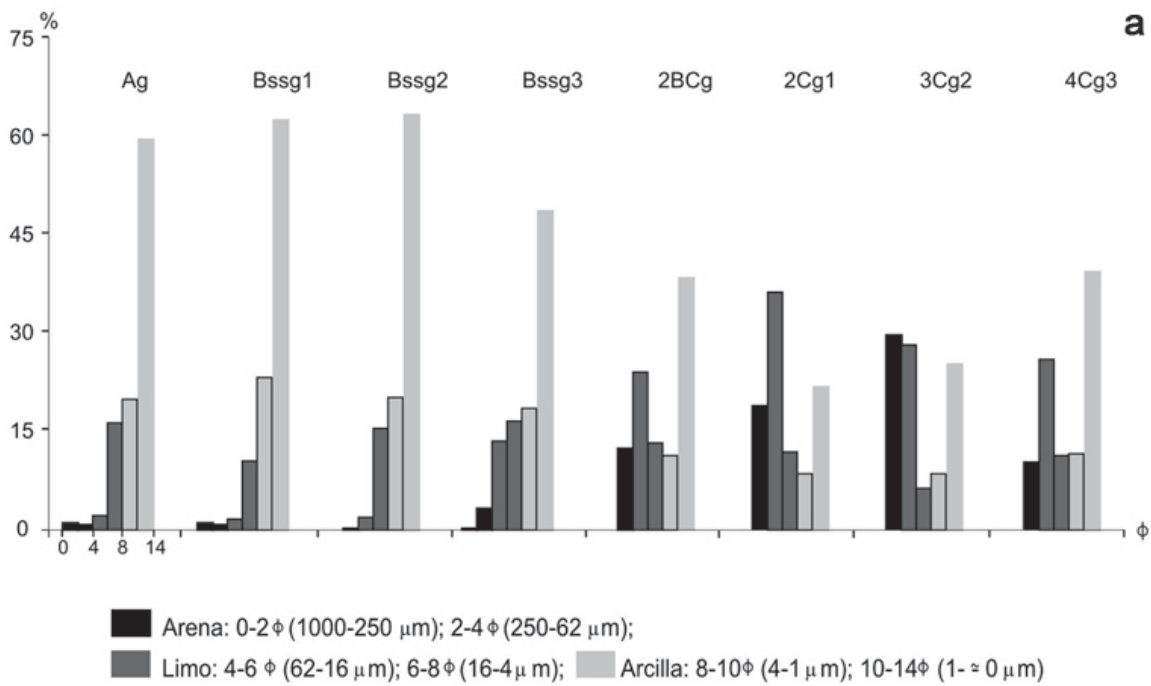


Figura 5.17. Distribución granulométrica de un Natracuert. Partido de Berazategui. a) Histograma, b) Media aritmética. Arena (1000-62μm, 0-4 φ) ; limo (62-4μm, 4-8φ); arcilla (4-1μm, 8-10φ); <1 μm valores inferidos a partir de la curva acumulativa. Imbellone y Mormeneo, información inédita.

limosa) y Santa María (clase textural franco arcillosa) poseen entre 23 y 36 % de argilominerales expandibles.

El fenómeno de contracción y expansión

La contracción es un proceso fundamental en Vertisoles y subgrupos vérticos generado por cambios en el potencial de agua y contenido de humedad y se refleja en la variación de la porosidad interparticular. Se distinguen tres fases de contracción: 1) contracción estructural, que corresponde a un pequeño o nulo cambio de volumen cuando el agua se elimina de los macroporos (porosidad estructural) a bajo potencial de succión (0-0,03 MPa); 2) contracción lineal en la cual hay una reducción de volumen proporcional a la pérdida de agua del sistema, por cada unidad de volumen de pérdida de agua (porosidad interparticular) hay una unidad de cambio en contracción. Esto acontece entre 0,03 y 1 MPa de potencial de agua y en suelos esmectíticos hasta menos de 1,5 MPa; 3) contracción residual donde a altos potenciales de succión el decrecimiento en volumen es menor que la pérdida de agua (Yule y Ritchie, 1980). La presión de expansión es una presión potencial y sólo se desarrolla completamente en expansión libre y un cambio de humedad máxima desde el límite de contracción hasta la máxima humedad de campo o saturación. Las curvas de expansión generalmente difieren

de las de contracción debido a los fenómenos de histéresis del material arcilloso, y está influido por cantidad y tipo de arcilla, iones intercambiables presentes, concentración de electrolitos, número, velocidad e intensidad de los ciclos de secado y humedecimiento (Wilson y Cerana, 2004; Castiglioni et al., 2005). Cuando el número e intensidad de estos ciclos aumentan, el tamaño de los conjuntos de arcilla aumenta y por tanto decrece la porosidad disponible para el almacenamiento de agua; así, la cantidad de agua retenida a un potencial específico es generalmente más baja después de ciclos de rehumedecimiento (Tessier, 1984). Los factores que promueven el proceso de expansión-contracción son: alto contenido de arcilla fina, alta superficie específica del material, presencia de partículas de arcilla mineral flexibles, cualquier mineral de arcilla desde esmectita a caolinita, bajo contenido de electrolitos con sales de sodio y cambios en el contenido de humedad.

Algunos parámetros para medir la expansión-contracción

Se utilizan diferentes métodos para calcular la expansión volumétrica y la presión de hinchamiento, que permiten hacer predicciones sobre el comportamiento del suelo ante usos agrícolas e ingenieriles. Algunos de los parámetros más co-

Tabla 5.8. Distribución de propiedades seleccionadas de Vertisoles y Subgrupos vérticos de Molisoles Departamentos de Sauce y Curuzú Cuatiá. provincia de Corrientes.

Suelos	Vertisoles			Subgrupos vérticos		
	Media aritmética (desvío estándar)			Media aritmética (desvío estándar)		
Horizontes	A	B	C	A	B	C
Arcilla (%)	35,0 (2,6)	42,4 (4,6)	41,0 (5,4)	24,9 (6,3)	38,0 (6,2)	34,9 (6,1)
Limo (%)	51,2 (7,1)	44,6 (6,9)	50,7 (5,9)	45,3 (13,0)	41,3 (10,8)	47,4 (14,1)
Arena (%)	13,7 (6,5)	12,9 (7,8)	8,2 (5,1)	24,9 (6,3)	19,8 (12,1)	17,4 (13,6)
C orgánico (%)	1,9 (0,5)	0,7 (0,4)	0,2 (0,1)	1,7 (0,4)	0,7 (0,3)	0,3 (0,18)
CIC (cmol kg ⁻¹)	25,7 (4,8)	31,6 (4,7)	27,5 (4,4)	20,4 (5,2)	26,3 (6,2)	23,7 (2,9)
pH (1:1 en agua)	6,1 (0,6)	8,2 (0,2)	8,2 (0,3)	5,7 (0,5)	7,0 (0,9)	8,0 (0,6)

Cumba et al., 2005. Datos calculados a partir de 16 Vertisoles y 29 Subgrupos vérticos de Molisoles; formados a partir de las Formación Serra Geral y Grupo Toropí-Yupoí.

Tabla 5.9. Propiedades seleccionadas de Vertisoles y Subgrupos vérticos de Molisoles. Departamentos de Sauce y Curuzú Cuatiá. Provincia de Corrientes.

Material originario	Horizonte	Prof. (cm)	Color (seco)	M.O. (%)	pH (pasta)	Clase textural USDA	C.I.C (cmol kg ⁻¹)	Cationes de intercambio				
								Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	
									(cmol kg ⁻¹)			
<i>Hapludert oxiácuico (Serie La Esperanza)</i>												
Grupo Toropí-Yupoí (areniscas - limolitas)	Ag	0-20	10YR 4/2	3,6	5,8	fr.arc.lim.	18,7	13,46	3,06	0,22	0,14	
	Btss1g	20-39	10YR 4/1	1,3	6,7	arc.lim.	31,1	22,84	5,61	0,56	0,17	
	Btss2g	39-62	10YR 4/1	1,4	7,9	arc.lim.	26,4	26,82	5,30	1,14	0,14	
	2Bck	62-86	10YR 4/1	0,6	8,3	arc.lim.	29,3	--	--	0,68	0,12	
	2Ck	86-115	10YR 6/3	0,5	8,5	arc.lim.	25,8	--	--	1,90	0,14	
<i>Epiacuert crómico (Serie El Ombú)</i>												
Grupo Solari-Serra Geral (basaltos y areniscas)	Ag	0-21	10YR 5/2	1,5	6,7	fr.arc.lim.	23,0	17,66	1,83	0,51	0,06	
	Bckss1g	21-56	10YR 4/1	1,3	6,7	fr.arc.lim.	28,7	23,46	3,66	2,27	0,09	
	Bckss2	56-75	10YR 4,5/1	0,8	7,1	fr.arc.lim.	29,1	--	--	2,35	0,15	
	Ckss	75-125	10YR 6/3	0,05	8,4	fr.arc.lim.	26,9	--	--	2,54	0,40	
<i>Argiudol vértico (Serie Santa María)</i>												
Grupo Solari-Serra Geral (basaltos y areniscas)	A	0-17	10YR 4/1	3,7	6,0	fr.lim.	17,0	11,79	2,28	0,25	0,12	
	BAt	17-28	10YR 3/1	2,5	6,1	fr.arc.lim.	20,8	14,48	2,65	0,34	0,10	
	Bt	28-46	10YR 4/1	1,7	6,4	fr.arc.	25,9	20,19	4,75	0,51	0,12	
	Btss	46-66	10YR 4/1	1,3	7,2	fr.arc.	25,9	22,03	4,65	0,60	0,13	
	Bck	66-84	10YR 5/2	0,7	7,8	fr.arc.	19,0	--	--	0,67	0,14	
	Ck	84+	10YR 6/4	0,3	8,3	fr.arc.	19,0	--	--	0,65	0,15	

Cumba et al., 2005. fr: franco; arc: arcillolarcillosa; lim: limosa.

munes se indican a continuación (Tablas 5.12).

Coefficiente de extensibilidad lineal (COLE, del inglés *Coefficient of Linear Extensibility*). Es el cambio de dimensiones que experimenta un agregado de suelo al pasar del estado húmedo al seco. Se obtiene relacionando la longitud de una muestra de suelo no disturbada aproximadamente en capacidad de campo (33 kPa) (longitud en húmedo: Lh) y su longitud luego de secarla en estufa a peso constante (longitud en seco: Ls).

$$COLE = Lh - Ls / Ls$$

Otra alternativa consiste en medir la densidad aparente de un agregado en capacidad de campo (Dah) y luego de secarlo en estufa (Das). Para medir el volumen del agregado por desplazamiento de agua, se requiere su impermeabilización mediante la resina «Saran» diluida en metiletilcetona, la cual es resistente al calor, impermeable al agua líquida y permeable al vapor de agua (Grossman et al., 1968). El disolvente debe manipularse con precauciones ya que es

inflamable y causa irritación por aspiración o contacto. Para calcular el COLE se aplica la siguiente fórmula:

Para simplificar el cálculo se puede utilizar también la relación Das/Dah.

El valor de COLE generalmente usado es adimensional, aunque también se puede expresar en forma porcentual; en este caso se denomina *Porcentaje de Extensibilidad Lineal*. La Tabla 5.12 incluye una escala interpretativa de clases por potencial de expansión-contracción o de riesgo para usos ingenieriles según distintas formas de expresar el COLE (USDA-NRCS, 2006).

Schafer y Singer (1976) idearon otro método para medir el COLE que no requiere muestras sin disturbar ya que se utiliza suelo seco al aire y pasado por tamiz de 2 mm. Se realiza una pasta ligeramente más seca que saturada que se coloca en una jeringa de 25 ml de capacidad con un

$$COLE = \sqrt[3]{(Das / Dah) - 1}$$

Tabla 5.10. Propiedades mineralógicas y físicas de Vertisoles y Subgrupos vérticos de Molisoles. Departamentos de Sauce y Curuzú Cuatiá. Provincia de Corrientes.

Horizonte	Profundidad (cm)	Mineralogía estimada de arcillas						Arc. (%)	Exp. Libre (%)	Rasgos vérticos
		fracción < 2mm			fracción < 2µm					
		I	E	C	I	E	C			
<i>Hapludert oxiácuico (Serie La Esperanza)</i>										
Ag	0-20	20.	vest.	10	65.	vest.	30	29,3	40	Microrrelieve gilgai lineal, grietas superficiales escasas
Btss1g	20-39	*vest.	45	vest	vest.	95	vest	46,5	80	Raíces aplanadas, caras de fricción escasas
Btss2g	39-62									Caras de fricción moderadas
2BCk	62-86	vest.	42	vest.	vest.	95	vest.	43,0	80	Ausentes
2Ck	86-115	vest.	44	vest.	vest.	95	vest.	44,6	90	Ausentes
<i>Epiacuert crómico (Serie El Ombú)</i>										
Ag	0-21	vest.	35	vest.	vest.	97	vest.	35,0	55	Microrrelieve gilgai circular, grietas superficiales cada 10 cm
BCkss1g	21-56	vest.	34.	vest.	vest.	96	vest.	34,9	70	Grietas rellenas, raíces aplanadas, caras de fricción abundantes
BCkss2	56-75									Caras de fricción moderadas, grietas rellenas, caras de fricción escasas
Ckss	75-125	*vest.	36	vest	vest.	95	vest	37,6	80	Caras de fricción moderadas, grietas rellenas, caras de fricción escasas
<i>Argiudol vértico (Serie Santa María)</i>										
A	0-17	*vest.	12	vest.	15	60	25	19,9	50	Ausentes.
BAt	17-28									Ausentes.
Bt	28-46									Ausentes.
Btss	46-66	*vest.	33	vest.	vest.	90	vest	37,5	60	Raíces aplanadas, caras de fricción escasas
BCk	66-84	vest.	32	vest.	vest.	95	vest.	31,9	70	Caras de fricción escasas
Ck	84+	vest.	28	vest.	vest.	95.	vest.	30,5	75	Ausentes

Cumba et al., 2005. I: illita; E: expandibles (esmeclitas + interestratificados); C: caolinita; vest.: vestigios (tenor de arcilla < 5 %); * Muestra compuesta de horizontes: Btss1g-Btssg2; BCkss2-Ckss; A-BAt; Bt-Btss.

Tabla 5.11. Valores comparativos de la mineralogía de arcillas de Vertisoles del centro - este de la Argentina.

Provincia	Arcilla (%)	fracción < 2 mm			fracción < 2 µm			
		I	E	C	I	E	C	
Corrientes	28 - 47	vest- 20	vest- 45	vest- 10	vest- 68	vest- 97	vest- 32	
Entre Ríos	31 - 52	7 - 20	13 - 41	vest- vest	15 - 93	43 - 85	vest- vest	
Buenos Aires	zona continental	28 - 58	12 - 35	13 - 23	vest- vest	45 - 65	35 - 55	vest- vest
	zona costera	59 - 80	6 - 44	5 - 37	vest- 15	33 - 74	13 - 52	7 - 20

Cumba et al., 2005. I: illita; E: expandibles (esmeclitas + interestratificados); C: caolinita.

orificio de salida de 1 cm de diámetro. Accionando la jeringa se producen varios cilindros sobre una superficie no adherente (teflón) y se mide su longitud con un calibre promediando los datos (Lh). Luego de dejarlos secar al aire se mide su longitud en seco (Ls), calculando el COLE con la fórmula $(Lh-Ls) / Ls$. La escala propuesta por estos autores para interpretar los valores calculados según este método difieren ligeramente respecto al COLE convencional. Este método ha sido utilizado por Simon et al. (1987) para evaluar la expansividad de Ultisoles y Alfisoles de EE.UU., pero interpretando los datos con otra escala (Tabla 5.12).

Extensibilidad lineal. Un parámetro derivado del anterior, es la extensibilidad lineal (EL), la cual se relaciona con el espesor de los horizontes que se consideren:

$$EL = COLE \times \text{espesor del horizonte (cm)}$$

La extensibilidad lineal se utiliza, como parámetro alternativo de los rasgos morfológicos (grietas, superficies de deslizamiento), para definir los Subgrupos vérticos en Taxonomía de Suelos, pero no se emplea en la definición del Orden Vertisol. La exigencia de extensibilidad lineal para esos subgrupos es de 6,0 cm o más, valor que se debe alcanzar sumando la EL de todos los horizontes minerales hasta una profundidad de 100 cm o hasta un contacto lítico o paralítico. En Subgrupos vérticos del partido de La Plata en que se calculó este parámetro, la EL mínima exigida era superada con bastante holgura, variando entre 8,8 y 20,7 cm. En la Tabla 5.14 se consignan las exigencias de COLE y EL de la Taxonomía de suelos, en las versiones de 1987 y 2007.

Ensayo de expansión libre (*free swell test*) (Holtz y Gibbs, 1956; Abete y Sánchez, 1970). Este ensa-

yo suele ser utilizado con propósitos ingenieriles; se realiza sobre la fracción de suelo seco en estufa (105° C) que pasa por el tamiz 40. En una probeta graduada que contiene 100 cm³ de agua se colocan 10 cm³ de la muestra. Una vez producida la sedimentación, se lee el volumen del material expandido. El resultado se expresa como aumento porcentual entre volumen final (V) y volumen inicial (10):

$$EL = (V-10/10) \cdot 100$$

La escala interpretativa de valores de expansión libre es la siguiente: <50% expansividad baja; 50-90% expansividad mediana; >90% expansividad alta.

Consistencia y límites de Atterberg. La consistencia es una propiedad crítica en el manejo de Vertisoles porque estos suelos poseen un intervalo limitado de consistencia y condiciones de humedad favorables para su laboreo y transitabilidad. La consistencia varía de plástica y adhesiva en mojado, friable en húmedo a dura y muy dura en seco. La consistencia es una propiedad empírica muy utilizada en suelos. La predicción de la consistencia en función del contenido de agua es una herramienta importante en la organización de las prácticas de manejo, equipos y métodos de cultivo.

Las constantes de Atterberg (*límite líquido* y *límite plástico*) son ensayos empíricos que se usan en ingeniería para caracterizar el comportamiento mecánico del suelo. Límite líquido es el contenido de agua al cual el suelo comienza a fluir, expresado como un porcentaje de suelo seco en estufa. Este límite está afectado por la cantidad y tipo de arcilla ya que aumenta con el contenido de arcilla, y para un contenido dado de la misma decrece en el siguiente orden: esmectita > illita > caolinita. También está afectado por

Tabla 5.12. Clases de potencial de expansión-contracción o de riesgo para usos ingenieriles según diferentes determinaciones del COLE.

Clase	COLE convencional *			COLE por pasta saturada	
	Valor adimensional	Porcentaje de extensibilidad lineal	Relación Das/Dah	Schafer y Singer (1976)	Simon et al. (1987)
Baja	<0,03	<3	<1,10	<0,03	<0,07
Moderada	0,03-0,06	3-6	1,10-1,20	0,03-0,08	0,07-0,14
Alta	0,06-0,09	6-9	1,20-1,30	0,08-0,14	0,14-0,20
Muy alta	>0,09	>9	>1,30	>0,14	>0,20

* USDA-NRCS, 2006.

distintos cationes: el sodio genera límite líquido más bajo, el potasio el más alto y el calcio y magnesio valores intermedios o iguales. Este comportamiento probablemente se deba al efecto de estos cationes sobre la microestructura (Coulombe et al., 1996). El límite plástico es el contenido de agua al cual el suelo puede ser moldeado en rollos de 3 mm de diámetro sin quebrarse y se expresa como un porcentaje de suelo seco en estufa. La diferencia entre el límite líquido y el límite plástico constituye el *índice de plasticidad*.

Propiedades químicas

Los Vertisoles poseen características químicas comunes resultantes de su granulometría y mineralogía. La capacidad de intercambio catiónico (CIC) es en general alta o muy alta. Dudal (1967) consigna valores entre 24 a 62 cmol kg^{-1} para EE.UU., 25 a 80 cmol kg^{-1} para países de Africa y 40 a 60 cmol kg^{-1} para la India. Isbell (1991) menciona valores de 20 a 80 cmol kg^{-1} para Australia. En los horizontes superficiales, la CIC puede ser algo mayor, pero en general varía poco en profundidad, o sea que la contribución más importante correspondería a la fracción arcilla. Para Vertisoles de Uruguay, Durán (1991) señala una tendencia inversa: valores de 30 a 55 cmol kg^{-1} para horizontes superficiales, aumentando en profundidad.

En Vertisoles de Entre Ríos la CIC varía generalmente entre 30 y 40 cmol kg^{-1} en los horizontes superficiales y 40 a 50 cmol kg^{-1} en los horizontes B. Para la CIC de la fracción arcilla, los valores oscilan entre 77 y 109 cmol kg^{-1} en los horizontes A y 69 a 92 cmol kg^{-1} en los horizontes subsuperficiales (De Petre y Stephan, 1998). En la provincia de Buenos Aires los Vertisoles reconocidos en materiales loésicos (Series Vieytes, Verónica (INTA, 1989), Gorina (Hurtado et al., 2006) la CIC varía entre 23-25 cmol kg^{-1} en los horizontes A y 32-42 cmol kg^{-1} en los horizontes B. En Vertisoles desarrollados en sedimentos estuáricos de la planicie costera del río de la Plata, la CIC es muy alta (50-70 cmol kg^{-1}) derivada principalmente de los tenores de arcilla extremadamente elevados (60-80 %) (Imbellone et al., 2006). En Vertisoles del sur de Corrientes, Cumba et al. (2005) encuentran valores medios de CIC de 25,7 cmol kg^{-1} para los horizontes A y 31,6 cmol kg^{-1} para los horizontes B. Para Subgrupos vérticos de Argiudoles, dichos valores son de 20,4 y 26,3 cmol kg^{-1} , respectivamente.

Otra característica común de los Vertisoles es la

alta saturación en bases, casi siempre superior al 50%, aumentando generalmente en profundidad y llegando con frecuencia al 100%, por la presencia de carbonatos. En Entre Ríos los horizontes superficiales tienen una saturación en bases del 80-95 % hasta aproximadamente los 70 cm, profundidad a la que aparece generalmente el carbonato de calcio. En ambientes continentales de la Argentina el catión que predomina ampliamente es el calcio. En Entre Ríos y Corrientes participa en general en más del 70%. En la provincia de Buenos Aires, dichos valores oscilan en general entre 50 y 70 %. En casi todos los casos se observa un porcentaje creciente en profundidad. El Mg es el catión que sigue al calcio en abundancia. En Vertisoles de las llanuras costeras de la Provincia de Buenos Aires el sodio alcanza valores elevados como consecuencia de la herencia marina y estuárica de los materiales originales.

La reacción varía generalmente de neutra a alcalina, dependiendo del material originario y el clima. Los horizontes superficiales tienen generalmente pH 6,0 a 7,5 aumentando en profundidad hasta alrededor de 8,5 por presencia de carbonatos. Se encuentran también Vertisoles más ácidos, con pH de 5 a 5,8 (Dudal, 1967). En Vertisoles de Australia, se encontraron horizontes subsuperficiales ácidos (pH 4 a 5) con valores anormalmente elevados de saturación con bases (60 a más de 90 %) (Isbell, 1991). En Entre Ríos la reacción es leve a moderadamente ácida en superficie (6,0-6,8) y neutra a moderadamente alcalina (7,0-7,5) en profundidad por la presencia de CaCO_3 en concreciones o en la masa. Los Vertisoles de la Provincia de Buenos Aires ubicados en áreas continentales suelen tener reacción más ácida en los horizontes superficiales (pH 5,0-5,8) (INTA, 1989). En Natracuertes de las planicies costeras, la reacción en superficie es levemente ácida, tornándose moderada a fuertemente alcalina (pH 8,0-9,0) en profundidad por presencia de contenidos elevados de sodio intercambiable.

El contenido de materia orgánica es muy variable en razón de la diversidad del clima y uso de la tierra. Durán (1991) cita valores medios de materia orgánica de 6,4 % en horizontes superficiales de Vertisoles profundos de Uruguay. En Vertisoles de Australia el carbón orgánico varía de 0,8 a 2,2% (Isbell, 1991). Comparando estos valores con los de la India, este autor atribuye los valores medios más bajos de este país (0,6 %) al uso agrícola mucho más prolongado. En EE.UU. (Alabama, Arkansas y Mississipi) los horizontes

Ap tienen valores que oscilan entre 2,3 y 4,4. En Vertisoles de la Región Pampeana, la materia orgánica es en general alta (4-6 %). Sin embargo, el uso agrícola tiende a producir una disminución, como se verá en la sección sobre manejo. El contenido de nitrógeno está estrechamente vinculado al de materia orgánica, variando en general entre 0,20 y 0,25 % en los horizontes superficiales de Vertisoles de la Región Pampeana. Son valores elevados si se los compara con otras regiones del mundo, por ejemplo Australia: 0,08-0,18 %; India: 0,03-0,05 %, Sudán, Níger: 0,04-0,06 % (Dudal, 1967). Según este autor, a nivel mundial la relación carbono/nitrógeno en horizontes A varía normalmente entre 10 y 14, llegando a 16 en suelos que se anegan periódicamente o en zonas áridas. En Vertisoles de Entre Ríos la relación oscila entre 9 y 14; esos valores indicarían una buena transformación de la materia orgánica (De Petre y Stephan, 1998).

Los Vertisoles suelen tener bajo contenido de fósforo asimilable. En la India y EE.UU. se registran valores medios de 10 y 4 ppm, respectivamente (Dudal, 1967). En la provincia de Entre Ríos la deficiencia de este elemento es generalizada debido a los bajos contenidos en los materiales originales. Se consignan valores inferiores a 15 ppm de P extractable en suelos agrícolas (Quintero et al., 2000). El fósforo total oscila entre 240 y 96 ppm, correspondiendo los valores más altos a los horizontes superficiales por la participación del P orgánico (De Petre y Stephan, 1998). El potasio intercambiable se suele encontrar en cantidades bajas: África Central, 0,1-0,3, EE.UU, 0,2-0,5; Ghana 0,05-0,4 Sudán 0,7-1,0 cmol kg^{-1} . En general, su participación en el complejo de intercambio no supera el 2 % (Dudal, 1967). En Vertisoles de Entre Ríos se consignan valores superiores a los mencionados arriba, con promedios de 1,5 cmol kg^{-1} en los horizontes A y 0,9 cmol kg^{-1} en los horizontes B. En los subgrupos vérticos de Molisoles y Alfisoles de las provincias de Buenos Aires y Santa Fe (Pampa Ondulada) se encuentran promedios de alrededor de 2 cmol kg^{-1} en ambos horizontes, valor que duplica al encontrado en Entre Ríos. Respecto a microelementos, De Petre y Stephan (1998) consignan para Vertisoles de Entre Ríos (series San Gustavo y Yeruá) los siguientes intervalos en ppm: cinc 0,5 -1,5, cobre: 2,2-3,6; níquel: 1,4-4,1; cobalto 3,1-6,8; boro 0,2-1,5.

Clasificación

Historia

Los suelos vertisólicos se reconocieron empírica-

mente especialmente por los agricultores desde hace mucho tiempo en razón de sus características bien definidas. Dudal (1967) indica los numerosos nombres vernáculos que reciben estos suelos en diferentes países: *adobe soils* (EE.UU.), *regur* (India, Indonesia), *Smolitz* (Bulgaria, Rumania), *sols de paluds* (Francia), *tirs* (África del norte). En muchos casos se hace referencia al color negro: *terra nera* (Italia), *barros pretos* (Portugal), *black clays* o *black earths* (África, Australia), *sols noirs tropicaux* (África), etc. Sin embargo, las clasificaciones reconocen tardíamente a estos suelos. Así, la clasificación norteamericana de 1938 (USDA, 1938), los incluye en el Orden Intrazonal, Suborden Calcimórficos y gran grupo Rendzina, que se extiende principalmente en tierras negras del norte y centro de Texas y praderas de Alabama y Mississippi. El término Rendzina se aplicaba a suelos con horizontes superficiales de color gris oscuro o negro que sobreyacen materiales arcillosos más claros, altamente calcáreos. En algunas Series se reconoce que debido al agrietamiento que experimentan se desarrolla una estructura granular en periodos secos. Más tarde, en la versión modificada de 1949 (Thorp y Smith, 1949) se diferenció el gran grupo Grumosoles, haciendo referencia al proceso de *autoestructuración* («*self-mulching*») que manifiestan algunos de estos suelos en los horizontes superficiales, *el cual le confiere estructura granular o en bloques finos angulares*. El nombre Grumosol deriva del latín *grumus*, grumo, gránulo. Posteriormente dicho nombre fue abandonado ya que la estructura granular puede estar ausente.

El sistema Taxonomía de Suelos

En este sistema (Soil Survey Staff, 1960) se acuñó el nombre Vertisol (del latín *vertere*, invertir), haciendo referencia a la alta capacidad de expansión y contracción que produce inversión de materiales desde las partes profundas del perfil hacia la superficie y viceversa. De todas maneras, estos movimientos que producen tal inversión no siempre se producen o son tan marcados, como se indica más adelante. El nombre Vertisol o con ligeras modificaciones se utilizó más tarde por otras clasificaciones (WRB, francesa, australiana, etc.).

En la versión 1992 del sistema Taxonomía de Suelos (Soil Survey Staff, 1992) se efectuaron substanciales modificaciones en el Orden. Así, se reintrodujo el Suborden Acuert, aplicado a Vertisoles que poseen «condiciones ácuicas» entre los 40 y 50 cm durante algún tiempo la mayoría de los años. Dentro de este Suborden, los

Grandes Grupos que tendrían difusión en la Región Pampeana serían los Epiacuertes, Endoacuertes y Natracuertes. En los Udertes se eliminaron los Peludertes y Cromudertes, reemplazados por los Distrudertes (poseen conductividad eléctrica inferior a 4 dS m^{-1} y $\text{pH} \leq 4,5$ en cloruro de calcio $0,01 \text{ M}$, o $\text{pH} \leq 5,0$ en agua 1:1) y los Hapludertes (no reúnen esas condiciones). De ellos, los Hapludertes son los de mayor difusión areal y los Subgrupos que estarían presentes en la Región Pampeana serían los ácuicos, oxiácuicos, crómicos y típicos.

Definición del Orden Vertisol. Los Vertisoles ocupan el 6° lugar en la clave de órdenes después de los Gelisoles, Histosoles, Espodosoles, Andisoles y Oxisoles (Soil Survey Staff, 2007). Deben tener las siguientes propiedades:

1. Capa de 25 cm o más de espesor con un límite superior dentro de los primeros 100 cm del suelo mineral, que posee superficies de deslizamiento (*slickensides*) o agregados cuneiformes con su eje mayor inclinado 10 a 60 grados respecto a la horizontal, y
2. Un promedio ponderado de 30 % o más de arcilla entre la superficie del suelo mineral y una profundidad de 18 cm o en un horizonte Ap, según cual sea más espeso, y 30 % o más de arcilla en todos los horizontes entre los 18 y los 50 cm o entre los 18 cm y un contacto dénsico, lítico, paralítico, un duripán o un horizonte petrocálcico, si están por encima de los 50 cm, y
3. Grietas que se abren y cierran periódicamente.

Clave de Subórdenes (*simplificada*)

Los regímenes de humedad del suelo tienen poca validez en los Vertisoles porque el agua de lluvia penetra por la superficie, pero principalmente por las grietas por flujo preferencial. Por ello, los subgrupos (salvo los Acuertes y Criertes) se han definido según el período en que las grietas permanecen abiertas o cerradas.

-Vertisoles que tienen condiciones ácuicas en uno o más horizontes dentro de los primeros 50 cm de la superficie del suelo mineral

Acuertes

-Otros Vertisoles que tienen régimen de temperatura del suelo críico.

Criertes

-Otros Vertisoles que tienen grietas abiertas (5 mm o más de ancho) de 25 cm o más de largo dentro de los primeros 50 cm del suelo mineral

durante 60 días consecutivos o más durante los 90 días que siguen al solsticio de verano y cerradas 60 días consecutivos o más durante los 90 días que siguen al solsticio de invierno.

Xerertes

-Vertisoles con grietas cerradas durante menos de 60 días consecutivos cuando la temperatura del suelo (a 50 cm) es superior a 8°C .

Torrertes

-Vertisoles que tienen grietas abiertas de 25 cm o más de largo dentro de los primeros 50 cm del suelo mineral durante 90 días acumulativos o más en el año.

Ustertes

-Otros Vertisoles

Udertes

La distribución mundial (km^2), según Taxonomía de Suelos (Soil Survey Staff, 1999) es: total del Orden: 3.160.000, (2,42 %), Ustertes: 1.767.000, Torrertes: 889.000, Udertes: 384.000, Xerertes: 98.000, Acuertes: 54.000, Criertes: 14.000.

Suelos transicionales. Existen suelos con características vérticas, que no reúnen la totalidad de las propiedades exigidas a los Vertisoles. En el sistema Soil Taxonomy (2007) estos suelos se diferencian a nivel de Subgrupo, como intergradados (transicionales) a los Vertisoles, incluyéndolos en los Subgrupos vérticos o, si además poseen condiciones ácuicas, en los Subgrupos acuérticos. Las exigencias para estos suelos han variado en el curso de los últimos años. Se redujo la exigencia de ancho y profundidad de grietas y se suprime la exigencia de COLE mínimo según el régimen de humedad. Se elimina la necesidad de un contenido mínimo de arcilla y por otro lado se introduce el requerimiento de superficies de deslizamiento o agregados cuneiformes (Tabla 5.13).

El Sistema «Base Referencial Mundial del Recurso Suelo» (WRB)

El sistema WRB (World Reference Base for Soil Resources) adoptó el término Vertisol de Taxonomía de Suelos y lo incluye en el nivel más alto (Grupo de Suelo de Referencia, *Reference Soil Group, RSG*) en 6° lugar de la clave, después de los Histosoles, Antrosoles, Tecnosoles, Criosoles y Leptosoles (IUSS Working Group WRB, 2006).

Una de las diferencias respecto al sistema Taxonomía de Suelos es la existencia del horizonte de diagnóstico «vértico», definido como un horizonte arcilloso subsuperficial que posee rasgos

generados por contracción y expansión, cuyos criterios de diagnóstico son:

1. 30 % o más de arcilla en todas sus partes, y;
2. Presencia de agregados cuneiformes cuyo eje longitudinal está inclinado entre 10° y 60° respecto a la horizontal, y
3. Presencia de caras de fricción (*slickensides*).

El sistema WRB posee un segundo nivel para destacar propiedades accesorias, que se indica mediante Calificadores grupo I (*Prefix qualifiers*), y Calificadores grupo II (*Suffix qualifiers*). Los primeros destacan características típicamente asociadas al mismo grupo de suelo o transicionales (intergrado) a otro. Para los Vertisoles se contemplan los Clasificadores: grúmico, mázico, técnico, endoléptico, sálico, gleico, sódico, estágnico, mólico, gípsico, dúrico, cálcico y háplico. Los clasificadores grupo II destacan otros atributos (de tipo morfológico, físico, químico, etc.) no asociados típicamente al grupo de suelo y que tampoco son transicionales a otro: tiónico, álbico, manganésico, férrico, gipsírico, calcárico, húmico, hiposálico, hiposódico, mesotrófico, éutrico, pélico, crómico y nóvico. El sistema prevé la inclusión de más de un calificador grupo I o II al nombre Vertisol.

Por otra parte, el calificador grupo I «vértico»

está contemplado para los siguientes Grupos de Suelos de Referencia: Leptosoles, Solonetz, Solonchaks, Planosoles, Stagnosoles, Chernozems, Kastanozems, Phaeozem, Gipsisoles, Durisoles, Calcisoles, Alisoles, Luvisoles y Cambisoles. Para aplicar dicho calificador el suelo debe poseer «propiedades vérticas», cuyos requerimientos son:

1. 30% o más de arcilla en un espesor de 15 cm o más y uno o más de los siguientes rasgos:
 - a. caras de fricción (*slickensides*) o agregados cuneiformes, **o**
 - b. grietas de 1 cm o más de ancho que se abren y cierran periódicamente, **o**
2. COLE de 0,06 o más en promedio hasta una profundidad de 100 cm desde la superficie.

Otras clasificaciones

Varios países han adoptado en sus clasificaciones el término Vertisoles o variantes del mismo. La clasificación de suelos de Australia incluye en el nivel más alto (Orden) a los *Vertosoles*, cuyos requerimientos son: 1) Textura arcillosa o ≥ 35 % de arcilla en todo el solum; 2) Grietas de ≥ 5 mm de ancho que llegan a la superficie en algún momento la mayoría de los años, y 3) Caras de fricción (*slickensides*) y/o agregados lenticulares en alguna parte del solum.

Tabla 5. 13. Diferenciación de subgrupos vérticos. Comparaciones entre versiones de Taxonomía de Suelos de 1987 y 2007.

Versión	1987	2007		
Grietas				
Ancho mínimo (cm)	1,0	0,5		
Profundidad en la que deben aparecer (cm)	50 superficiales	125 superficiales		
Largo mínimo (cm)	30	30		
Contenido de arcilla mínimo (%)	35 (en un espesor de 50 cm)	No se exige		
Presencia de superficies de fricción o agregados cuneiformes	No se exigen	En una capa 15 cm de espesor. Límite superior dentro de los 125 cm superficiales		
	Regímenes de humedad			
	Ácuico Údico	Ústico Xérico Aridico		
COLE (en un espesor de 50 cm)	0,09	0,07	0,05	No se exige
Extensibilidad lineal 6 cm entre la superficie y las profundidades siguientes (cm):	150	125	100	100

Soil Survey Staff. 1987, 2006

La clasificación de Canadá (Soil Classification Working Group, 1998) contempla el Orden *Vertisólico*, el cual debe poseer un *horizonte vértico* además de un *horizonte con slickensides*, ambos con la parte superior dentro de los primeros 100 cm desde la superficie mineral. El horizonte vértico (*Bv*) está fuertemente afectado por argiliturbación debido a expansión y contracción y presenta intrusiones irregulares y desordenadas de materiales desplazados dentro del solum y grietas verticales que a menudo contienen material caído desde horizontes superficiales. El *horizonte con slickensides* (*Bss*) debe poseer varios de estos rasgos (por lo menos más de dos).

En Uruguay se ubica a los *Vertisoles* en el segundo nivel taxonómico (Gran Grupo) dentro del Orden *Suelos Melánicos*. Se lo subdivide en dos Subgrupos: *háplicos* y *rúpticos*. Los *Vertisoles* háplicos tienen secuencias A-C (o con B estructural, no argilúvico) y los *Vertisoles* rúpticos, que se encuentran generalmente en la parte deprimida del microrrelieve, tienen horizontes A-(B)-C o A-Bt-C. Entre otras clasificaciones que también utilizan el término se puede mencionar las de Francia (*Vertisols*, Référentiel Pédologique) y Brasil (*Vertissolos*, Sistema Brasileiro de Classificação de Solos)

Suelos con características vérticas de la Región Pampeana

Los *Vertisoles* y Subgrupos vérticos ocupan en la Región Pampeana una superficie de alrededor de 50.000 km², distribuyéndose en las provincias de Entre Ríos, Buenos Aires y Santa Fe (Tabla 5.14).

Casi todos los *Vertisoles* de Entre Ríos corresponden al Gran Grupo de los *Peludertes* (Vesco, 1985), actualmente *Hapludertes*. La clasificación a nivel de Subgrupo planteó problemas pues Taxonomía de Suelos, sólo reconocía *Peludertes* típicos y énticos, sin contemplar la presencia de horizonte Bt y otros rasgos característicos de la región. Por ello, para el inventario de suelos de esa provincia se decidió crear una clave «*ad hoc*» donde se incluyen, además de los existentes, los siguientes Subgrupos: crómicos, argílicos, crómico-argílicos, argiudólicos y argiacuólicos (INTA-Gob. Entre Ríos, 1980). Los *Vertisoles* y Subgrupos vérticos de Entre Ríos se prolongan hacia el sur de la provincia de Corrientes donde cubren una superficie de aproximadamente 10.000 km² en la región «Cuchillas Mesopotámicas» (INTA, 1990).

En la provincia de Buenos Aires los *Vertisoles* y Subgrupos vérticos de *Molisoles* abarcan una superficie aproximada de 10.000 km². Dentro de los *Vertisoles* se han diferenciado *Cromudertes*, situados hacia el NE y formados principalmente sobre sedimentos continentales, y *Peludertes* que tienen distribución hacia el E de la provincia, en sedimentos marino-estuarícos (Vargas Gil et al., 1972; Sánchez et al., 1976; INTA, 1989; Imbellone y Giménez, 1990). Estos datos pueden requerir ajustes debido a las modificaciones efectuadas al Orden *Vertisol* desde 1992 y a la creación de nuevos Subgrupos vérticos en *Molisoles* y *Alfisoles*, por ejemplo en los Grandes Grupos *Argiacuol*, *Argialbol*, *Paleudol*, *Natracuol*, *Natracualf*, entre otros.

A la superficie indicada en la Tabla 5.14 habría que agregar algunos partidos del Área Metropolitana, no cartografiados por el INTA a nivel de semidetalle, donde se identificaron *Vertisoles* y Subgrupos vérticos. Por ejemplo, en el partido de La Plata, se ha registrado una superficie aproximada de 160 km² (cerca del 20 % del partido) ocupada por *Vertisoles* (principalmente *Hapludertes* típicos) y alrededor de 450 km² de subgrupos vérticos y acuérticos (50 % del partido) (Hurtado et al., 2006). El partido de Berisso, que se extiende prácticamente en su totalidad en la llanura costera del río de la Plata, está ocupado en su mayor parte (97 km², casi el 70 %) por *Natracuertes* y *Epiacuertes*, formados a partir de sedimentos marino-estuarícos de la transgresión holocena (IGS, 2005). En el partido de Berazategui, la llanura costera representa el 36 % del partido (80 km²), siendo los *Natracuertes* típicos (alrededor de 50 km²) los suelos más difundidos. En la Llanura Alta de este partido, constituida por sedimentos continentales, predominan los subgrupos vérticos y acuérticos, principalmente de *Argiudoles* y *Argialboles*, que alcanzan una superficie cercana a los 100 km² (IGS, 2006).

En la Región Pampeana de la provincia de Santa Fe se han identificado Subgrupos vérticos de *Argiudoles*, pero no *Vertisoles*. En las provincias de Córdoba y La Pampa no se describen *Vertisoles* ni Subgrupos vérticos (INTA, 1990).

Vertisolización y aspectos aplicados

La aptitud de los suelos evoluciona con el aporte de conocimientos edafológicos así como con los avances en otras ciencias: biología, genética, meteorología, etc. Las contribuciones de la ex-

Tabla 5.14. Superficie (km²) ocupada por Vertisoles y Subgrupos vérticos de la Región Pampeana.

Provincia	Entre Ríos	Buenos Aires	Santa Fe	Total
Vertisoles	22.833	7.052	-	29.885
Subgrupos vérticos	14.427	2.676	4.640	21.743
Total	37.260	9.728	4.640	51.628

INTA, 1990.

perimentación también posibilitan mejorar el enfoque del uso de las tierras; así, el manejo del suelo con los aportes de la maquinaria, la cobertura de rastrojos, manejo integrado de plagas, las rotaciones y alternancia de cultivos, entre otras, amplían las alternativas de uso y optimizan los rendimientos. En la provincia de Entre Ríos, especialmente hay una larga tradición de estudios básicos y aplicados en suelos vertisólicos; se estudian exhaustivamente propiedades, aspectos metodológicos, técnicas de manejo y comportamiento de los cultivos a través de la condición física de los suelos vertisólicos (Wilson y Cerana, 2004).

Los Vertisoles y suelos vertisólicos de la Región Pampeana tienen varias propiedades que favorecen su utilización agrícola tales como: alta capacidad de intercambio catiónico, alta saturación de bases con predominio del calcio, alto contenido de materia orgánica, autoestructuración en algunos casos y clima favorable. Por otra parte, poseen propiedades físicas y mineralógicas que condicionan y limitan el desarrollo de la vegetación natural y los usos agropecuarios, forestales e ingenieriles. El material originario en primer término y las condiciones climáticas y geomorfológicas, hacen que estos suelos presenten limitaciones para su destino, producción y manejo. A continuación se menciona una variada gama de propiedades que poseen relación de causalidad combinada e interdependiente e impactan negativamente en el uso y manejo de los suelos:

Propiedades físicas. Drenaje interno deficiente; encharcamiento local en microdepresiones; baja porosidad efectiva en húmedo; agrietamiento profundo durante las sequías, con ingreso de agua por flujo preferencial, causando humedecimiento irregular; muy baja permeabilidad y conductividad hidráulica; agua retenida a pF alto y baja eficiencia en su absorción; alta densidad aparente natural de algunos horizontes; alto contenido de arcilla expansible desde superficie o a

diferentes profundidades; susceptibilidad a la compactación y amasado por pisoteo animal, tránsito de vehículos y maquinaria; muy baja a nula aireación en la zona radicular; consistencias extremas: muy dura en seco y muy plástica y muy adhesiva en mojado; movimientos de contracción y expansión según las variaciones de humedad, que pueden producir rotura de raíces; dificultad para las labranzas por el escaso margen de humedad óptima; heterogeneidad espacial de propiedades; deterioro de la estructura por uso intensivo y/o inadecuado; importante demanda de energía para labrarlos; susceptibilidad a erosión hídrica; heterogeneidad dinámica en el perfil.

Las propiedades físicas también plantean numerosos problemas para usos ingenieriles tales como daños estructurales en muros, tuberías, pavimentos, pistas de aviación, etc. Para evitar o atenuar dichos daños se deben emplear técnicas especiales que elevan los costos de las obras. Al ser un riesgo geológico poco espectacular, su importancia suele ser subestimada. Sin embargo, según Nelson y Miller (1992), en EE.UU. los suelos expansivos causan cada año más daños a edificios y carreteras que cualquier otro riesgo geológico, incluyendo inundaciones y terremotos. Vincent (2003) afirma que en Francia el potencial destructivo de los suelos expansivos ocupa el segundo lugar después de las inundaciones. Como ejemplos en la Argentina se pueden mencionar el deterioro de las rutas nacionales 123 en la provincia de Corrientes y 127 en Entre Ríos (Vallejos, 2001) situadas en suelos expansivos. En el partido de La Plata, muchos de los suelos poseen horizontes Btss o Bss que pertenecen al Grupo CH (arcillas expansivas de alta plasticidad) según el Sistema Unificado de Clasificación de Suelos de Casagrande (1948); la aptitud de este grupo para fundaciones de edificios o subrasantes de caminos es calificada como «mala» según el Soil Survey Staff (1971). Estos materiales son causantes de muchos de los daños en estructuras observados en el partido (Hurtado et al., 2006). Situación similar existe en otros partidos del Conurbano Bonaerense, tanto en Vertisoles como en subgrupos vérticos de la llanura alta y la llanura costera del río de la Plata.

Propiedades químicas. Muy bajos tenores de P y N disponible; baja eficiencia en la absorción de nutrientes; deficiencia de algunos micronutrientes (Zn, Fe, que producen clorosis en plantaciones de sorgo); sectores con exceso de Ca por presencia de tosquillas en superficie.

Propiedades biológicas. Importantes restricciones para la actividad biológica, principalmente en profundidad, por las restricciones físicas; impedimentos para el desarrollo radicular; rápido decrecimiento en materia orgánica y biota después del cultivo.

Historia reciente y uso actual

La intervención antrópica puede ser negativa o positiva. En el primer caso, puede generar erosión hídrica o acentuar la existente en grado y extensión cuando se intensifica el uso agrícola sin la implementación de prácticas conservacionistas (AACS, 2004). Este hecho se observa en Entre Ríos donde un área extensa está erosionada por el uso no adecuado de los ambientes, principalmente aquellos con suelos vertisólicos. En esta provincia los suelos con características vérticas son susceptibles a la erosión hídrica cuando se encuentran en pendientes mayores a 2 %, debido a que la baja infiltración favorece el escurrimiento superficial (Boschetti y Quintero, 2006). En décadas pasadas se afirmaba en dicha provincia que los Vertisoles menos hidromórficos y no erosionados se dedicaban a cultivos tales como trigo, lino, sorgo y maíz, mientras que aquellos con drenaje deficiente a cultivo de arroz. De Battista (2004) afirma que en Entre Ríos tradicionalmente se alternaban cultivos anuales con ciclos ganaderos con pasturas, sin remoción del suelo, a fin de atenuar la pérdida de materia orgánica y el impacto de la erosión antrópica. Actualmente, con la expansión del cultivo de soja en suelos vertisólicos, se impacta negativamente por: 1) incremento de erosión hídrica, 2) disminución del contenido de materia orgánica y/o 3) balance negativo de nutrientes.

El cultivo de arroz en suelos con propiedades vérticas es tradicional en Entre Ríos y Corrientes desde hace varias décadas. Los Vertisoles en arroceras con distintas historias de manejo, muestran la influencia negativa de la saturación prolongada, ya que la falta de alternancia entre contracción y expansión puede afectar la estructuración natural de estos suelos. Luego de un período lluvioso (2000-2003), con más de 1500 mm anuales de promedio, el valor K de Hénin descendió en lotes sin arroz de 67,75 a 15,98 cm h¹ (76 %) y en arroz/raigrás de 12,32 a 4,98 cm h¹ (60 %) (Wilson y Cerana, 2004; Cerana et al., 2006).

En la provincia de Buenos Aires, también se reconocía que los Vertisoles tenían preferentemente uso pecuario, mientras que los intergrados

vérticos de Molisoles se dedicaban a la agricultura. En los Argiudoles vérticos se lograban rendimientos de trigo similares a los de los Argiudoles típicos, pero en maíz, con mayores exigencias hídricas y enraizamiento más profundo, los rendimientos eran marcadamente menores (INTA, 1973) (Tabla 3.9. Capítulo 3).

Degradación acelerada. Este es un proceso antrópico negativo. En los años recientes se está produciendo un proceso acelerado de «agriculturización» que se puede sintetizar de la siguiente manera: la existencia de montes degradados, principalmente por sobrepastoreo, y la posibilidad de lograr buenos réditos con agricultura a corto plazo, estimula el desmonte que, en innumerables casos, se realiza sin planificación del uso de las tierras (Romero y Zufiaurre, 2006). Se elimina la totalidad de la vegetación natural, se trabaja con pocas medidas de conservación de los suelos, o sin ellas, y los lotes se destinan a una secuencia de cultivos anuales con predominio de soja («sojización»).

Estas prácticas, y la falta de rotación e incorporación de materia orgánica dentro y sobre el suelo, hacen que los suelos, especialmente los vertisólicos, se degraden y erosionen a niveles no conocidos anteriormente. En Entre Ríos la expansión de la agricultura, especialmente por cultivo de soja, creció a un ritmo mayor que en el resto del país, muchas veces extrapolando sistemas productivos no sustentables, lo que llevó frecuentemente al fracaso productivo por erosión.

La degradación acelerada por agriculturización se estudió detalladamente en el distrito Chilcas, Entre Ríos (Romero y Brizuela, 1999). La Tabla 5.15 muestra la disminución de la superficie con grados de erosión hídrica leve y moderado entre 1965 y 1993, con incremento del nivel severo a expensas de los anteriores que llega a casi 60 %. Si bien el trabajo citado finalizó en 1996 y no hay información actualizada, E. Romero (comu-

Tabla 5.15. Evolución de la erosión hídrica en el distrito Chilcas. Provincia de Entre Ríos .

Grado de erosión	Superficie (ha)	Superficie (ha)	Variación de la superficie (%)
	1965	1993	
Leve	3.123	1.009	-67,7
Moderada	10.324	9.228	-10,6
Severa	5.402	8.612	+59,4
Total	18.889	18.849	

Romero y Brizuela, 1999.

nicación personal) opina que a partir de esa fecha varios campos de ese distrito debieron pasar de agricultura a ganadería por el grado de degradación física y química o de erosión.

Los ejemplos mencionados marcan la gravedad de la tendencia hacia un incremento de la degradación de los suelos. Tanto los impactos reversibles (pérdida de nutrientes) como los irreversibles (erosión), pueden ser enmascarados inicialmente por los altos rendimientos debidos a la productividad dejada por el monte y la continua aplicación de insumos, como fertilizantes, buena selección de cultivares, control de plagas y malezas, alta plasticidad de cultivos como soja, etc. (Figura 5.18).

Las características de los suelos vertisólicos y las condiciones climáticas donde se encuentran, generan impactos físicos como la compactación y amasado por el tránsito de maquinaria agrícola, especialmente para la cosecha de soja con alto porcentaje de suelo desnudo y húmedo. Esto fue evaluado por Behr y De Carli (2007) e Indelángelo et al., (2008) en trigo sobre soja, donde el rendimiento de granos en las huellas de la cosechadora de soja fue de 2280 kg ha⁻¹, mientras entre huellas alcanzó 3148 kg ha⁻¹; estos valores, llevados al total de la superficie, dan una pérdida de rendimiento de 248 kg ha⁻¹. La evaluación de la resistencia mecánica a la penetración registró valores que, en la zona de huellas, superan los mencionados por la literatura específica como limitaciones para el crecimiento radicular (>2 MPa), sobre todo entre los 4 y 15 cm. Los menores rendimientos se atribuyen a impedimentos físicos que marcaron diferencias en componentes de rendimientos (espigas/m² y granos/espiga), no así en los valores de nitratos a espigazón ni entre los valores de nitrógeno total en plantas, por lo que la absorción del mismo no fue deficitaria en la zona de huellas.

Adicionalmente a las consideraciones técnicas, la degradación de los suelos provoca un fenómeno social de éxodo de pequeños productores por la venta obligada de campos degradados que no es posible mantener como unidad económica. Las evidencias muestran tierras desmontadas y con agricultura continua no conservacionista que perdieron su capacidad de producción inicial en solo dos o tres años (J.J. De Battista, comunicación personal).

Uso con conservación y/o recuperación. Se debe destacar que con la tecnología actual es posible controlar la erosión hídrica y lograr rendimien-

tos similares a otras regiones productivas de nuestro país (Boschetti y Quinteros, 2006). Entre las tecnologías disponibles se puede mencionar: selección de los lotes por calidad del suelo, siembra directa, sistemas de rotación de cultivos y pasturas, fertilización balanceada, manejo integrado de plagas, sistematización para el control de erosión hídrica, etc. (Figura 5.19) Todas ellas evitan la pérdida de la capacidad productiva del suelo mediante el mantenimiento y/o aumento de la materia orgánica, los nutrientes, la cobertura, la estructura y otras propiedades que hacen a los rendimientos y la sustentabilidad.

Los Vertisoles pueden ser apropiados para cultivos como el arroz, que se realiza manteniendo diversos niveles de agua superficial, favorecido por el drenaje interno pobre (De Petre y Boschetti, 2006). Este cultivo se puede realizar teniendo en cuenta las limitaciones ambientales, como la calidad del agua y la saturación prolongada que afecta la estructuración, y así prevenir o reducir su degradación. Wilson et al., (2006) estudiaron el efecto del uso de aguas bicarbonatadas sódicas y encontraron «que la participación en menos del 20 % de arroz en la rotación no provocó efectos significativos respecto de lotes sin arroz. Los suelos se mostraron resilientes ante el disturbio producido por el uso arrocero y la estabilidad estructural logró reflejar dicha recuperación. La inclusión de pasturas en la rotación o la enmienda química con yeso agrícola permitieron proteger el potencial del recurso, manteniendo su capacidad productiva, que en algunos casos se vio reflejada en una respuesta biológica».

La evolución de propiedades de Hapludertes con diversas historias de manejo muestra que en los primeros 20 cm la pérdida de C es de 27,5 % en dos años de uso agrícola, un equivalente a una caída del 12,9 ton ha⁻¹ año⁻¹, mientras que con historias de 100 años de agricultura, la disminución de C es de 59,5 %. Entre los 2 y 8 años, la pérdida de C es de 2,56 ton ha⁻¹ año⁻¹. De los datos surge que la caída es importante en los primeros 8 años de actividad agrícola y se hace prácticamente nula luego de dicho período. El contenido de 1,5 a 2 % C estaría marcando la estabilización del decaimiento de materia orgánica de estos suelos (De Battista, 2004; Heredia et al., 2004). La calidad de los suelos vertisólicos se puede monitorear también con indicadores como el *índice de inestabilidad* y el *nitrógeno potencialmente mineralizable*.

Recomendaciones de manejo

Si estos suelos son trabajados correctamente,

considerando el manejo del agua, la fertilidad y las prácticas culturales, pueden tener excelentes respuestas productivas (Wilding, 2004). Así, desde hace décadas, se recomiendan rotaciones donde los cultivos no ocupen más del 30-40 % del tiempo, alternando con pasturas anuales y perennes, destinando las áreas más erosionadas a uso ganadero con baja carga para reducir la compactación por pisoteo y evitando labores culturales cuando los suelos están muy húmedos. (INTA-Gob. Entre Ríos, 1980).

Es destacable que en la provincia de Entre Ríos está vigente la Ley Provincial de Suelos (N° 8318/89) y hay estudios que muestran que, trabajando con tecnología conservacionista, se logra frenar o revertir el proceso de erosión hídrica. Los cálculos muestran que por cada peso invertido por el estado provincial en desgravación impositiva, en 10 años se recuperaron 49 pesos (E.S. Scotta, comunicación personal). A pesar de ello, el desmonte y posterior uso de las tierras generalmente no responde a una planificación de uso de acuerdo a su aptitud y con criterios de sustentabilidad. El valor del monte se minimiza y se elimina ante el gran estímulo de los resultados económicos que se pueden alcanzar en el corto plazo con cultivos como soja. De los montes nativos solo queda el 20 % y en solo ocho años (1995-2003) el área con monte natural se redujo un 32 %.

En un proyecto de investigación de la Universidad Nacional de Entre Ríos, desarrollado en 44 sitios experimentales, entre 1992 y 1998, se estudió la respuesta de trigo y maíz a N y P en Argiudoles vérticos y Peludertes y se fijaron los umbrales de respuesta para dichos nutrientes y sus interacciones. Las eficiencias de producción de trigo y maíz a cada unidad de N agregada fue de 23 y 17,5 kg de grano respectivamente, para dosis bajas. En el caso del maíz, la eficiencia de respuesta fue de 17 kg de grano por unidad de P y 15,7 kg para el agregado de NP. Se puntualiza que los rendimientos y las eficiencias de conversión presentan valores de igual magnitud a los obtenidos en experiencias similares en Molisoles de la Región Pampeana (FCA-UNER, 2003). Esto confirma que estos suelos tienen un potencial interesante si se evitan o atenúan los efectos de las propiedades que comprometen su integridad o los altos rendimientos sostenidos.

Para explorar el comportamiento del cultivo de maíz en suelos vertisólicos, se utiliza la modelización para comprender la estabilidad y alta producción de ese cultivo con la incorporación de tecnologías seguras y rentables

(Maddonni et al., 2004). El uso del modelo de simulación GESER identificó como determinantes del rendimiento a la oferta de agua durante el cultivo, el tipo de suelos y la fecha de siembra, como asimismo que las dosis necesarias de N en Argiudoles vérticos y en Peludertes son diferentes.

Prácticas que optimizan el uso de los suelos vertisólicos. Con los nuevos conocimientos teóricos y las experiencias obtenidas con la combinación de tecnologías probadas, se puede sintetizar una serie de conceptos y prácticas para lograr máximos rendimientos sostenibles en estos suelos:

- Utilizar la mayor cantidad de información existente para conocer la calidad y aptitud de las tierras y definir su destino y manejo antes de modificar o eliminar la vegetación natural.
- Estimar o cuantificar la superficie (%) de microlomas y microdepressiones para definir el potencial de un predio en áreas con microrrelieve gilgai.
- Trabajar el suelo en sus momentos de humedad óptima.
- Implementar sistemas de drenaje superficial para eliminar los excesos de agua.
- Ejecutar, monitorear y mantener las prácticas de control de erosión hídrica.
- Implementar siembra directa en cultivos y pasturas.
- Practicar rotaciones.
- Utilizar las prácticas más eficientes de fertilización.
- Realizar un manejo integrado de plagas y malezas.
- Reducir al máximo el tránsito, principalmente en suelos con exceso de humedad.
- Implementar sistemas de uso que aseguren la permanencia de niveles altos de MO y actividad biológica para favorecer la aireación y reciclado de materiales biodegradables.
- Mantener la máxima cobertura del suelo con materia orgánica de lenta descomposición.

En los dos Simposios Nacionales sobre Suelos Vertisólicos (AACS et al., 1999 y FCA-UNER, 2004) se enfatizó la dificultad para estudiar y evaluar algunas propiedades de estos suelos y estandarizar las metodologías. Se destacó la preocupación general sobre la degradación acelerada producida en los últimos años, principalmente por el uso más intensivo con cultivos anuales donde predomina la soja. Como un avance importante se presentaron aportes sobre índices de calidad de los suelos, donde se destacan indicadores como ma-

teria orgánica, estabilidad de agregados y nitrógeno. Un conjunto de protocolos para el monitoreo ambiental se encuentra disponible y en etapa de adaptación para establecer una metodología de evaluación de la calidad ambiental con criterios de conservación de la integridad del ecosistema productivo (Zaccagnini et al., 2007).

Como una reflexión sobre el uso y manejo de suelos susceptibles a la degradación, entre los que se encuentran los vertisólicos, es posible señalar que existe una doble óptica: por un lado la visión de negocios a corto plazo y por el otro la decisión de utilizar la tecnología disponible que permite rendimientos altos con respuestas eficientes. Los conocimientos disponibles, utilizados adecuadamente, pueden favorecer y lograr altos rendimientos sostenidos y evitar la actual

tendencia de «máximos rendimientos y máxima degradación» (Panigatti, 2006). Además, el manejo sustentable de estos suelos y ambientes tiene un nuevo desafío, que viene en gran parte aparejado por el cambio climático, el cual se manifiesta por una mayor irregularidad en la distribución, cantidad e intensidad de las lluvias (ver capítulo Melanización). Por ello, los cálculos que se realizan para implementar la sistematización de las tierras para el control de la erosión hídrica deben ser evaluados, revisados y monitoreados a campo para asegurar el éxito en el camino hacia la sustentabilidad. La Figura 5.19b muestra lotes sistematizados donde las prácticas conservacionistas, fueron insuficientes o se interrumpieron por diversos motivos, e ilustra la necesidad de revisar las metodologías y monitorear permanentemente los lotes y cultivos.

Bibliografía

- AACS, 2004. Manifiesto de Paraná, Asociación Argentina de la Ciencia del Suelo. XIX Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo. Paraná.
- AACS, FA (UBA), FCA (UNER) y CONICET, 1999. Primer Simposio Nacional sobre Suelos Vertisólicos. Asociación Argentina de la Ciencia del Suelo - Facultad de Agronomía (Universidad de Buenos Aires) - Facultad de Ciencias Agrarias (Universidad Nacional de Entre Ríos) - Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Oro Verde, Entre Ríos.
- Abete, L.A., Sánchez, M., 1970. Relación entre las constantes de Atterberg y su estimación rápida mediante el ensayo de expansión libre. Memorias Primera Reunión Argentina de Mecánica de Suelos e Ingeniería de Fundaciones. LEMIT y Sociedad Argentina de Mecánica de Suelos. La Plata. 241-250.
- Ahmad, N., 1983. Vertisols. En: Pedogenesis and Soil Taxonomy. II. The Soil Orders. Wilding, L.P., Smeck, N.E., Hall, G.F. (Eds.). Developments in Soil Science IIB. Elsevier Pub. CO., Amsterdam. 91-123.
- Baldwin, M., Kellogg, C.E., Thorp, J., 1938. Soil classification. En: Soils and Men. Yearbook of Agriculture 1938. USDA. 979-1001.
- Beckmann, G.G.; Hubble, G.D., Thompson, C.H., 1970. Gilgai forms, distribution and soil relationships in north-eastern Australia. En: Proceedings of Symposium on Soils and Earth Structures in Arid Climates. Sydney. 116-121.
- Behr, E., De Carli, R.A., 2007. Impacto del tránsito del equipo de cosecha en el rendimiento del trigo. Actualización técnica. Cultivos de invierno. INTA, EEA Paraná. Serie Extensión 42.
- Blackburn, G., Scharpenseel, H.W., 1973. Time and process in gilgai formation. Proceedings 9th INQUA Congress. Christchurch, New Zeland.
- Boschetti, N.G., Quintero, C.E., 2006. Suelos de la cuenca del río Paraná: Provincia de Entre Ríos (Argentina). Principales aptitudes y limitaciones. En: Bases para la conservación de suelos y aguas en la cuenca del Río Paraná. Xunta de Galicia-Universidad Nacional de Entre Ríos. 17-29.
- Bouma, J., Lovejoy, J., 1988. Characterizing the water regimes in swelling clay soils. En: Vertisols. Their distribution, properties, classification and management. Wilding, L.P., Puentes, R. (Eds.). Texas A&M University Printing Center. College Station, TX. 83-95.
- Brewer, R., 1964. Fabric and Mineral Analysis of Soils. Wiley, New York. 470 pp.
- Bruanda, A., Tessier, D., 1987. Étude de l'organisation d'un materiau argileux en microscopie: modifications intervenant lors de la deshydratation. En: Micromorphologie des Sols. Fedoroff, N., Bresson, L.M., Court, M.A. (Eds.). Association Française pour l'Étude du Sol, Paris. 31-35.
- Buol, F., Hole, D., Mc Cracken, R., 1980. Soil Genesis and Classification. 2a. ed. Iowa State University Press. Ames. 406 pp.
- Bullock, P., Fedoroff, N., Jongerius, A., Stoops, G., Tursina, T., 1985. Handbook for soil thin section description. Waine Research. 152 pp.
- Cappannini, D., Mauriño, V., 1966. Suelos de la zona litoral estuárica comprendida entre las ciudades de Buenos Aires al norte y La Plata al sur. INTA. Colección Suelos, Buenos Aires. 45 p.
- Casagrande, A., 1948. Classification and identification of soils. Transactions of the American Society of Civil Engineering 113, 901-931.
- Castiglioni, M., Morrás, H., Santanatoglia, O., Altinier, M., 2005. Contracción de agregados en Argiudoles de la Pampa Ondulada diferenciados en su mineralogía de arcillas. Ciencia del Suelo 23, 13-22.
- Cavallotto, J.L., 1995. Evolución geomorfológica de la llanura costera ubicada en el margen sur del Río de la Plata. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata. 237 pp.
- Cerana, J.A., Duarte, O.C., Fontanini, P.G., Benavides, R.A., 2006. La conductividad hidráulica saturada en suelos arroceros. En: El Arroz. 1. Su Cultivo y Sustentabilidad en Entre Ríos. Benavides, R.A. (Ed.). UNL-UNER. 221-234.
- Coulombe, C.E., Wilding, L.P., Dixon, J.B., 1996. Overview of Vertisols: characteristics and impacts on society. Advances in Agronomy 57, 289-375.
- Cumba, A., Imbellone, P.A., 2004. Organización de arcillas expansivas en Vertisoles. Planicie costera del Río de la Plata. XIX Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo. Paraná. En CDR.
- Cumba, A., Imbellone, P., Ligier, D., 2005. Propiedades morfológicas, físicas, químicas y mineralógicas de suelos del sur de Corrientes. Revista de la Asociación Geológica Argentina 60, 579-590.

- De Battista, J.J., 2004. Manejo de Vertisoles en Entre Ríos. *Revista Científica Agropecuaria* 8, 37-43.
- De Petre, A.A., 1988. Contribución al conocimiento de los Vertisoles argentinos con énfasis en los de la provincia de Entre Ríos. Génesis, clasificación, cartografía y micromorfología. *Relatos. 2as Jornadas de Suelos de la Región Pampeana*. La Plata. 69-92.
- De Petre, A., Stephan S., 1998. Características pedológicas y agronómicas de los Vertisoles de Entre Ríos, Argentina. *Universidad Nacional de Entre Ríos*. 65 pp.
- De Petre, A.A., Boschetti, N.G., 2006. Características de los suelos cultivados con arroz en la provincia de Entre Ríos. En: *El Arroz. 1. Su Cultivo y Sustentabilidad en Entre Ríos*. Benavides, R.A. (Ed.). UNL-UNER. 205-219.
- Del Valle, H. F., 1998. Patagonian soils: a regional síntesis. *Ecología Austral* 8, 103-123.
- De Vos, J.H., Virgo, K.J., 1969. Soil structure in Vertisols of the Blue Nile clay plains, Sudan. *Journal of Soil Science* 20, 189-206.
- Dixon, J.B., 1982. Mineralogy of Vertisols. En: *Vertisols and Rice Soils of the Tropics, Symposia Papers II, 12th ICSS*. New Delhi. 48-59.
- Dudal R., 1967. Suelos arcillosos oscuros de las regiones tropicales y subtropicales. *Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación. FAO: Cuadernos de Fomento Agropecuario*. Roma. 170 pp.
- Dudal, R., Eswaran, H., 1988. Distribution, properties and classification of Vertisols. En: *Vertisols. Their distribution, properties, classification and management*. Wilding, L.P., Puentes, R. (Eds.). Texas A&M University System. Technical Monograph 18. 1-22.
- Durán, A., 1991. Los suelos del Uruguay. *Editorial Agropecuaria Hemisferio Sur*. Montevideo. 398 p.
- Etchevehere, P. H., 1975. Suelos. *Relatorio Geología de la Provincia de Buenos Aires. VI Congreso Geológico Argentino*. Bahía Blanca. 219-229.
- FCA-UNER, 2003. Fertilización de cultivos en siembra directa. *Facultad de Ciencias Agrarias-Universidad Nacional de Entre Ríos. Informe final, PID N° 2027*. 169 pp.
- FCA-UNER, 2004. Segundo Simposio Nacional sobre Suelos Vertisólicos. *Facultad de Ciencias Agrarias-Universidad Nacional de Entre Ríos. Revista Científica Agropecuaria* 8, 120 pp.
- Ferrer, J., Sánchez, R., Luque, S., 1971. Características de un microrrelieve gilgai en Punta Piedras (provincia de Buenos Aires). *Actas 6a. Reunión Argentina de la Ciencia del Suelo*. Córdoba. 87-93.
- Giménez, J., Imbellone, P., Camilión, M.C., 1993. Suelos con rasgos vérticos desarrollados sobre loess del partido de La Plata. *Actas XII Congreso Latinoamericano de la Ciencia del Suelo*. Salamanca, España. 975-982.
- Grant, C.D., Blackmore, A.V., 1991. Self-mulching behavior in clay soils: Its definition and measurement. *Australian Journal of Soil Research* 29, 155-173.
- Greenland, D.J., 1971. Interactions between humic and fulvic acids and clays. *Soil Science* 111, 34-41.
- Grossman, R.B., Brasher, B.R., Franzmeyer, D.P., Walker, J.L., 1968. Linear extensibility as calculated from natural-clod bulk density measurements. *Soil Science Society of America Proceedings* 32, 570-573.
- Guedes, O.J., Pécora, E.J., 1964. Minerales de arcilla de algunos perfiles de suelos de la provincia de Entre Ríos. *Revista de Investigaciones Agropecuarias. INTA. Serie 3, 1*, 1-32.
- Hallsworth, E., Beckmann, G., 1969. Gilgay in the Quaternary. *Soil Science* 107, 409-420.
- Hénin, S., 1937. Asymétrie et orientation des micelles argileuses. *Comptes Rendues de l'Académie des Sciences* 204, 1498-1501.
- Herbst, R., Santa Cruz, J.M., 1985. Mapa litoestratigráfico de la provincia de Corrientes. *D'Orbigniana* 2, 1-50.
- Heredia, O.S., Cosentino, D., Conti, M., 2004. Calidad de suelo: Intensificación de uso de la tierra y materiales coloidales en Hapludertes de Entre Ríos. *Revista Científica Agropecuaria* 8, 57-64.
- Holtz, W.G., Gibbs, H.J., 1956. Engineering properties of expansive clays. *Transactions ASCE* 121, 641-677.
- Hurtado, M.A, Giménez, J.E., Cabral, M.G., 2006. Análisis ambiental del partido de La Plata. *Aportes al ordenamiento territorial. Consejo Federal de Inversiones. Instituto de Geomorfología y Suelos*. La Plata. 134 pp.
- IGS, 2005. Elaboración y transferencia de cartografía temática e implementación de un sistema de información geográfica para el planeamiento (partido de Berisso). *Instituto de Geomorfología y Suelos, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, UNLP. Comisión de Investigaciones Científicas Provincia de Buenos Aires. Informe Final*. 70 pp y mapas.
- IGS, 2006. Suelos del partido de Berazategui como base para el planeamiento ambiental y ordenamiento territorial. *Instituto de Geomorfología y Suelos, Facultad de Ciencias Naturales y Museo,*

- UNLP. Consejo Federal de Inversiones-Ministerio de Economía Prov. Buenos Aires. Informe Final. 109 pp y anexos.
- Imbellone, P.A., Giménez, J.E., 1990. Propiedades físicas, mineralógicas y micromorfológicas de suelos con características vérticas del partido de La Plata (provincia de Buenos Aires). *Ciencia del Suelo* 8, 231-237.
- Imbellone, P.A., Mormeneo, M.L., Cumba, A., Aguirre, E., del Soldato, S., 2006. Granulometría y mineralogía de Vertisoles de la planicie costera del río de la Plata. XX Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo. Salta. Resúmenes, p 509 y CDR.
- Indelángelo, N., Behr, E., De Carli, R.A., 2008. Efectos del tránsito en un Molisol con alto contenido de humedad sobre el rendimiento del cultivo de trigo. INTA, AER Crespo (Entre Ríos). En prensa.
- INTA, 1973. Carta de Suelos de la República Argentina. Hoja 3360-33 Pérez Millán. CIRN, Instituto de Suelos. Castelar. 78 pp.
- INTA, 1988. Carta de Suelos de la República Argentina. Hoja 3363-13 y 14. Cañada de Gómez, Rosario. Instituto de Suelos. 197 pp.
- INTA, 1989. Mapa de Suelos de la Provincia de Buenos Aires. Escala 1:500.000. CIRN, Instituto de Suelos. Castelar. 533 pp.
- INTA, 1990. Atlas de Suelos de la República Argentina. CIRN, Instituto de Suelos. Castelar. 2 Vol.
- INTA, 1996. Carta de Suelos de la República Argentina. Departamento Victoria. Entre Ríos.
- INTA, 1998. Carta de Suelos de la República Argentina, Departamento Paraná. Entre Ríos. Escala 1:100.000. Estación Experimental Agropecuaria Paraná. Serie Relevamiento de Recursos Naturales 17.
- INTA-Gobierno de Entre Ríos, 1980. Suelos y Erosión de la Provincia de Entre Ríos. Plan Mapa de Suelos de la Provincia de Entre Ríos. 2 Vol.
- Iñiguez, A.M., Scoppa, C.O., 1970. Los minerales de arcilla de los suelos «zonales» ubicados entre los ríos Paraná y Salado (provincia de Buenos Aires). *Revista de Investigaciones Agropecuarias*. INTA. Serie VII, 1-41.
- Iriondo, M.H., 1991. El Holoceno en el Litoral. Comunicaciones del Museo Provincial de Ciencias Naturales «Florentino Ameghino». Santa Fe. Nueva Serie 3, 1-39.
- Iriondo, M.H., 1994. Los climas cuaternarios de la Región Pampeana. Comunicaciones del Museo Provincial de Ciencias Naturales «Florentino Ameghino». Santa Fe. Nueva Serie 4, 1-48.
- Irisarri, J., López Cepero, E., Mussini, E., Schmid, P., Bianco, H., 1980. Los suelos del departamento Minas. Provincia de Neuquén. Actas IX Reunión Argentina de la Ciencia del Suelo, Paraná, Entre Ríos. 1049-1055.
- Isbell, R.F., 1991. Australian Vertisols. En: Characterization, classification and utilization of cold Aridisols and Vertisols. Kimble, J.M. (Ed.). Proceedings VI ISCOM, USDA-SCS. National Soil Survey Center, Lincoln NB. 73-80.
- IUSS Working Group WRB, 2006. World reference base for soil resources. World Soil Resources Reports 103. FAO, Roma. 128 pp. (Versión en castellano: Base Referencial Mundial del Recurso Suelo. Primera Actualización 2007. Traducción por M.S. Pazos. Versión Electrónica).
- Jensen, H.I., 1911. The nature and origin of gilgai country. Proceedings of the Royal Society of New South Wales 45, 337-358.
- Jongerius, A., Bonfils, G., 1964. Micromorfología de un suelo negro grumosólico de la provincia de Entre Ríos. *Revista de Investigaciones Agropecuarias*. Serie 3. 2, 33-53.
- Johnson, D. L., Watson-Stegner, D., Johnson, D.N., 1987. Proisotropic and proanisotropic processes of pedoturbation. *Soil Science* 143, 278-292.
- Knight, M.J., 1980. Structural analysis and mechanical origins of gilgai at Boorook, Victoria, Australia. *Geoderma* 23, 245-283.
- Krishna, P.G., Perumal, S., 1948. Structure in Black Cotton soils of the Nizamsagar project area, Hyderabad State, India. *Soil Science* 66, 29-38.
- La Manna, L., Buduba, C.G., Irisarri, J.A., Valenzuela, M.F., 2004. Vertisoles en los bosques de *Austrocedrus chilensis*. *Revista Científica Agropecuaria* 8, 73-78.
- Laya, H.A., 1981. Relevamiento semidetallado de suelos. Formulación de un plan integral de manejo hídrico para el Valle Inferior del Río Chubut. Consejo Federal de Inversiones, Provincia del Chubut, Convenio VIRCH. Vol. 1.
- Ligier, H.D., Kunz, D., Matteio, H., Perucca, R., Vallejos, O., 2001. Suelos y vegetación de los departamentos de Curuzú Cuatiá y Sauce. Provincia de Corrientes. INTA. Estación Experimental Agropecuaria Corrientes. 282 pp.

- López Taborda, O., 1967. Un vertisol typique de l'Uruguay. La série de Tala. *Science du Sol* 2, 97-108.
- Lynn, W., Williams, D., 1992. The making of a Vertisol. *Soil Survey Horizons* 33, 45-50.
- Maddonni, G.A., Mercau, J.L., Ruiz, R.A., Satorre, E.H., 2004. Esquemas de alta producción de maíz en la región litoral sur de AACREA (Provincia de Entre Ríos). Impacto de variables edáficas y climáticas. *Revista Científica Agropecuaria* 8, 79-90.
- McCormack, D.E., Wilding, L.P., 1973 Proposed origin of lattisepic fabric. En: *Soil Microscopy. 4th International Working Meeting on Soil Micromorphology*. Rutherford, G.K. (Ed.). The Limestone Press. Kingston, Ontario. 761-771.
- Moscatelli, G., Puentes, I., 2000. Suelos argentinos. En: *Principios de Edafología*. Conti, M. (Coord.). Editorial Facultad de Agronomía, Universidad de Buenos Aires. 393-414.
- Morrás, H.J.M., 1993. Caracterización submicroscópica de arcillas de suelos del Chaco Meridional Argentino. I. Caracterización morfológica. Resúmenes XIV Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo. Mendoza. 411-412.
- Morrás, E.J.M., Benayas, J., Ateiro, R., Cruzate, G., 1998. Micromorfometría comparativa en un suelo Vertisol de Entre Ríos. *Actas XVI Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo*. Villa Carlos Paz, Córdoba. 303-304.
- Nelson, J.D., Miller, D.J., 1992. *Expansive soils. Problems and practice in foundations and pavement engineering*. John Wiley & Sons. New York. 288 pp.
- Nordt, L., Wilding, L., Lynn, W., Crawford, C., 2004. Vertisol genesis in a humid climate of the coastal plain of Texas, USA. *Geoderma* 122, 83-102.
- Osterrieth, M.L., 1980. Aspectos mineralógicos de suelos de la zona costera del partido de Magdalena, Provincia de Buenos Aires. Simposio: Geología del Litoral Atlántico bonaerense. Mar del Plata. 173-205.
- Panigatti, J.L., 2006. Uso y manejo del suelo en Argentina XX Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo. AACCS. Salta, Resúmenes, p. 38.
- Paton, T.R., 1974. Origin and terminology for gilgai in Australia. *Geoderma* 11, 221-242.
- Pécora, E.J., Guedes, O.J., 1966. Minerales de arcilla en algunos perfiles de suelos de Buenos Aires, Santa Fe y Entre Ríos. *Revista de Investigaciones Agropecuarias*. INTA. Serie 3. 3, 25-57.
- Quintero, C.L., Riso, L., González, A., Izaguirre, M., 2000. Estado de fertilidad de los suelos de Entre Ríos. Principales limitaciones. *Revista Facultad de Agronomía, UBA* 20, 15-19.
- Romero, E.C., Brizuela, A.B., 1999. Comparación de la superficie erosionada del Distrito Chilcas en los años 1965 y 1993. Primer Simposio Nacional sobre Suelos Vertisólicos. Oro Verde, Entre Ríos. 65-66.
- Romero, E.C., Zufiaurre, J.L., 2006. Determinación del área ocupada por bosques nativos en la provincia de Entre Ríos mediante la aplicación de herramientas SIG. En: *Bases para la conservación de suelos y aguas en la cuenca del Río Paraná*. Xunta de Galicia-Universidad Nacional de Entre Ríos. 93-99.
- Sánchez, R.O., Ferrer, J.A., Duymovich, O.A., Hurtado, M.A., 1976. Estudio pedológico integral de los partidos de Magdalena y Brandsen. *Anales LEMIT*. La Plata 1, 1-130.
- Scoppa, C., 1974. The pedogenesis of a sequence of Mollisols in the Undulating Pampa. Tesis Doctoral. Universidad de Gante.
- Scoppa, C., 1976. La mineralogía de suelos de la llanura pampeana en la interpretación de su génesis y distribución. *Actas VII Reunión Argentina de la Ciencia del Suelo*. Suplemento IDIA 33, 659-673.
- Scoppa, C., 1978/79. Micropedología de series de suelos característicos del noreste bonaerense. *Revista de Investigaciones Agropecuarias* 14, 37-69.
- Schaetzl, R., Anderson, S., 2005. *Soils. Genesis and geomorphology*. Cambridge University Press. 817 pp.
- Schafer, W.M., Singer, M.J., 1976. A new method of measuring shrink-swell potential using soil pastes. *Soil Science Society of America Journal* 40, 805-806.
- Simon, J.J., Oosterhuis, L., Reneau Jr., R.B., 1987. Comparison of shrink-swell potential of seven Ultisols and one Alfisol using two different COLE techniques. *Soil Science* 143, 50-55.
- Soil Classification Working Group, 1998. *The Canadian System of Soil Classification*. 3er edition. Agriculture and Agri-Food Canada Publication 1646.
- Soil Survey Staff, 1960. *Soil classification, a comprehensive system*. 7th Approximation. USDA. Washington DC. 503 pp.
- Soil Survey Staff, 1971. *Guide for interpreting engineering uses of soils*. Soils Conservation Service. U.S. Department of Agriculture. Washington, DC. 87 pp.

- Soil Survey Staff, 1992. Keys to Soil Taxonomy. 5th edition. SMSS Technical Monograph 19. USDA. Blackburg, VA.
- Soil Survey Staff, 1999. Soil Taxonomy. Agriculture Handbook 435. U.S.Department of Agriculture. 2a. edición. 869 pp.
- Soil Survey Staff, 2007. Claves para la Taxonomía de Suelos. Traducción de la 10a. edición (2006) de Keys to Soil Taxonomy. U.S.Dep. of Agriculture. Washington DC. 331 pp.
- Spotts, J.W., 1974. The role of water in gilgai formation. Ph.D. Dissertation. Texas A&M University. College Station. Texas.
- Springer, M.E., 1958. Desert pavement and vesicular layer of some soils of the desert of the Lahontan Basin. Nevada. Soil Science Society of America Proceedings 22, 63-66.
- Stephan, S., Berrier, J., De Petre, A.A., Jeanson, C., Kooistra, M.J., Scharpenseel H.W., Schiffmann, H., 1983. Characterization of in situ organic matter constituents in Vertisols from Argentina, using submicroscopic and cytochemical methods. First report. Geoderma 30, 21-34.
- Stephen, I., Bellis, E., Muir, A., 1956. Gilgai phenomena in tropical black clays of Kenya. Journal of Soil Science 7, 1-9.
- Sunesen, P., 2000. Pedología y sedimentología de la zona costera del río de la Plata. Villa Elisa y alrededores. Informe Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires. Inédito.
- Tessier, D., Berrier, J., 1978. Observation d'argiles hydratés en microscopie électronique à balayage, importance et choix de la technique de preparation. En: Micromorfología de Suelos. Delgado, M. (Ed.). España. 117-135.
- Tessier, D., 1984. Étude expérimentale de l'organisation des matériaux argileux. Dr. Sc. Thesis Université de Paris VII. INRA. Versailles Publisher. 360 pp.
- Thompson, C.H., Beckmann, G.G., 1982. Gilgai in Australian black earths and some of its effects on plants. Tropical Agriculture 59, 149-156.
- Thorp, J., Smith, G.D., 1949. Higher categories of soil classification. Soil Science 67, 117-126.
- Tricart, J.L., 1973. Geomorfología de la Pampa Deprimida. INTA. Colección Científica XII. Buenos Aires. 202 pp.
- USDA-NRCS, 2006. NSSH Part 618 (23-41): Soil properties and qualities. Disponible en Internet: <http://soils.usda.gov/technical/classification/osd/index.html> (Verificado agosto 2009).
- Vallejos, H.R., 2001 Suelos expansivos y su relación con las obras viales. Revista Carreteras. Asociación Argentina de Carreteras 47, N° 165.
- Vargas Gil, J.R., Scoppa, C.O., Iñiguez, A.M., 1972. Génesis de los suelos de la región norte de la Bahía de Samborombón. Revista de Investigaciones Agropecuarias, INTA. Serie 3. 9, 29-52.
- Vesco, C.J., 1985. Algunos problemas de clasificación utilizando la Taxonomía de Suelos («Soil Taxonomy»). Propuesta para su solución. Primeras Jornadas Regionales de Suelos, Región Pampeana Norte. INTA. EERA Rafaela. Publicación Miscelánea 30. 119-142.
- Vincent, M., 2003. Retrait-gonflement des sols argileux: méthode cartographique d'évaluation de l'aléa en vue de l'établissement de PPR. Service Aménagement et Risques Naturels. Plan de Prévention de Risques (PPR). Marseille.
- Wilding, L.P., 1985. Genesis of Vertisols. En: Proceedings of the 5th International Soil Classification Workshop. Sudan. 47-62.
- Wilding, L.P., 2004. Advancement in the knowledge base of Vertisols genesis, classification, distribution and management. Revista Científica Agropecuaria 8, 45-54.
- Wilding, L.P., Hallmark, C.T., 1984. Development of structural and microfabric properties in shrinking and swelling clays. En: Proceedings of the International Soil Science Symposium on Water and Solute Movement in Heavy Clay Soils. Bouma, J., Raats, P.A.C. (Eds.). ILRI Pub. 37, Wageningen, The Netherlands. 1-22.
- Wilding, L.P., Puentes, R. (Eds.), 1988. Vertisols: Their distribution, properties, classification and management. Technical Monograph 18, Texas A&M University Printing Center, College Station, TX. 193 pp.
- Wilding, L.P., Tessier, D., 1988. Genesis of Vertisols: shrink-swell phenomena. En: Vertisols. Their distribution, properties, classification and management. Wilding, L.P., Puentes, R. (Eds.). Texas A&M University Printing Center. College Station, TX. 55-81.
- Wilding, L.P.; Williams, D.; Millar, W.; Cook, T., Eswaran, H., 1990. Close interval spatial variability: a case study in Texas. En: Proceedings of the Sixth International Soil Correlations Meeting (VI ISCOM): Characterization, Classification, and Utilization of Cold Aridisols and Vertisols. Kimble,

- J.M. (Ed.). USDA, Lincoln, NE. 232-247.
- Wilding, L.P., Kovda, I.V., Morgue, E.G., Williams, D., 2002. Reappraisal of the pedon concept for Vertisols: consociations or complexes. 17th World Congress of Soil Science. Tailandia. Paper 872: 1-12.
- Wilson, M.J., Cerana, J., 2004. Mediciones físicas en suelos con características vérticas. *Revista Científica Agropecuaria* 8, 11-22.
- Wilson, M.J., Cerana, J., De Battista, J.J., Valenti, R., 2006. Degradación y recuperación de suelos cultivados con arroz regados con aguas bicarbonatadas sódicas en la provincia de Entre Ríos, Argentina.. En: Bases para la conservación de suelos y aguas en la cuenca del Río Paraná. Xunta de Galicia-Universidad Nacional de Entre Ríos. 87-92.
- Yaalon, D.H., Kalmar, D., 1978. Dynamics of cracking and swelling clay soils: Displacement of skeletal grains, optimum depth of slickensides, and rates of intra-pedonic turbation. *Earth Surface Processes* 3, 31-42.
- Yule, D.F., Ritchie, J.T., 1980. Shrinkage relationships of Texas Vertisols: I. Small cores. *Soil Science Society of America Journal* 44, 1285-1291.
- Zaccagnini, M.E., Decarre, J., Gojman, A., Suárez, R., De Carli, R., Calamari, N., Bemardos, J., Panigatti, J.L., 2007. Monitoreo ambiental en establecimientos agropecuarios. INTA. Instituto de Recursos Biológicos. 200 pp.

Capítulo 6

Procesos de sodificación y salinización

Introducción

Los procesos de sodificación y salinización están estrechamente vinculados y en muchos casos se producen simultáneamente en los suelos, aunque cada uno de ellos tiene características particulares y originan suelos diferentes. La sodificación consiste en la evolución del suelo en condiciones de alta concentración de sodio intercambiable, con contenidos altos de sales solubles o sin ellas. Este proceso también es conocido como *alcalinización* o *solonización*. El proceso opuesto de disminución del catión sodio en el complejo de intercambio se denomina *solodización* o *desalcalinización*. Salinización es el proceso que conduce a un aumento excesivo de las sales solubles en el suelo. Se suele diferenciar entre *salinización primaria* y *secundaria*. La salinización primaria incluye principalmente la acumulación de sales por procesos naturales debido a alto contenido de sales en los materiales originarios o en el agua subterránea. La salinización secundaria es causada por intervención humana, como riego con agua con alto contenido de sales y/o drenaje insuficiente. El proceso opuesto de pérdida de sales por causas naturales o antrópicamente inducidas se denomina *desalinización*.

Los procesos de sodificación y de salinización dan origen a suelos agrupados bajo la denominación general de *suelos afectados por sales* o *suelos halomórficos* (del Griego $\alpha\lambda\zeta$ -hals-: sal). Estos términos no serían adecuados ya que parecen referirse a la presencia de sales solubles, las cuales pueden estar ausentes en los suelos con proceso de sodificación. En Francia algunos autores y la clasificación actual utilizan el término *suelos salsódicos* (Duchaufour, 1977; Baize, 2004), de-

signación que refleja mejor la realidad. De todas maneras, en este capítulo utilizaremos preferentemente la designación *suelos halomórficos* por ser amplia y estar muy difundida en el país, y ser utilizada, entre otros, por Bonfils (1966) en una de las primeras descripciones de los suelos pampeanos.

Los suelos halomórficos comprenden dos tipos principales: *suelos salinos* y *suelos sódicos*. Los suelos salinos son aquellos que tienen suficiente cantidad de sales solubles como para afectar el rendimiento de la mayoría de los cultivos. El límite establecido para tales suelos es una conductividad del extracto de la pasta saturada de 4 dS m⁻¹. Los suelos sódicos son aquellos que tienen suficiente proporción de sodio intercambiable como para producir deterioro en las condiciones físicas del suelo y afectar los cultivos. El límite establecido es de 15 % de sodio intercambiable respecto a la capacidad de intercambio catiónico (Richards, 1954). Los suelos que alcanzan o superan ambos límites se conocen como *suelos salino-sódicos*. Existen otros agrupamientos de los suelos afectados por sales, tales como el de Szabolcs (1988) presentado en la Tabla 6.1. Este esquema incluye, además de los suelos salinos y sódicos, a los suelos magnesianos, yesíferos y sulfato-ácidos, que no serán tratados en forma específica.

Distribución de los procesos en el mundo y la Argentina

Los suelos halomórficos ocupan en el mundo una superficie de 9,3 millones de km² (Szabolcs, 1989). Los suelos salinos representan una superficie aproximada de 3,5 millones de km². Se encuentran principalmente en regiones donde los climas árido y semiárido tienen amplia difusión.

Tabla 6.1. Distintos tipos de suelos afectados por sales.

Electrolitos causantes de salinidad y/o sodicidad	Tipo de suelo	Ambiente	Efecto adverso principal sobre la producción	Método de recuperación
NaCl y Na ₂ SO ₄ . En casos extremos NO ₃	Salino	Árido y semiárido	Alta presión osmótica de la solución del suelo. Efecto tóxico	Lavado del exceso de sales
Iones Na ⁺ capaces de hidrólisis alcalina	Sódico (Alcalino)	Semiárido, subhúmedo, húmedo	pH alcalino. Efecto sobre las propiedades hidrofísicas del suelo	Disminución o neutralización del pH alto con enmiendas químicas
Iones Mg ²⁺	Magnesiano	Semiárido, subhúmedo	Efecto tóxico. Alta presión osmótica.	Enmiendas químicas. Lavado.
Iones Ca ²⁺ , principalmente como CaSO ₄	Yesífero	Semiárido, árido	pH ácido. Efecto tóxico	Enmiendas alcalinas.
Iones Fe ³⁺ y Al ³⁺ , principalmente como sulfatos	Sulfato-ácido	Áreas costeras con sedimentos ricos en sulfatos	pH fuertemente ácido. Efecto tóxico.	Encalado

Basado en Szabolcs, 1988.

Los países que ocupan mayor superficie son la ex-URSS, China, Argentina, Irán, India, Paraguay y Australia. La superficie que ocupan los suelos sódicos es de 5,8 millones de km² (Tabla 6.2), siendo los países con mayor superficie de estos suelos Australia, la ex-URSS, Argentina, Canadá, Chad y Nigeria.

Tabla 6.2. Distribución regional de suelos salinos y sódicos en el mundo.

Región	Superficie (miles de km ²)		
	Suelos salinos	Suelos sódicos	Total
Australia	173	3400	3573
Asia del Norte y Central (China, Mongolia y ex -URSS asiática)	916	1201	2117
América del Sur	694	596	1290
Asia del Sur	833	18	851
África	535	270	805
Europa	78	229	307
Asia Sudoriental	200	-	200
América del Norte	62	96	158
América Central (incluye México)	20	-	20
TOTAL	3511	5810	9321

Basado en datos de Szabolcs (1989).

En la Argentina la mayor parte del territorio posee clima árido y semiárido con régimen hidrotérmico de los suelos que favorece la acumulación de sales solubles, yeso y carbonato de calcio, como arídico-térmico, arídico-mésico, o con contrastes estacionales como xérico. Según Ferrer (1986) la superficie ocupada por el régimen arídico es de 1.600.000 km², que representa el 58 % del territorio, ocupando el régimen xérico el 2 %. A ello habría que sumar un 13 % ocupado por el régimen ústico. De todas maneras, los suelos halomórficos cubren una superficie inferior a la indicada ya que bajo climas secos también se desarrollan suelos con acumulación de carbonato de calcio o yeso, suelos arenosos, etc. Por otro lado, en las zonas húmedas y subhúmedas como la Región Pampeana hay extensas áreas con suelos sódicos, o zonas localizadas donde alguna causa impide la eliminación de sales solubles, principalmente, la Pampa Deprimida, la región del noroeste en la provincia de Buenos Aires, los Bajos Submeridionales de la provincia de Santa Fe y la zona sudeste de Buenos Aires, La Pampa y este de Córdoba.

En todo el país se calcula una superficie total de suelos halomórficos de 856.000 km², que representa alrededor del 30 % del territorio. De la superficie total, 324.000 km² corresponden a suelos salinos y 531.000 km² a suelos sódicos

(Massoud 1977). Por lo tanto, la Argentina es el tercer país en el mundo en superficie ocupada por suelos halomórficos, después de Australia (3,57 millones de km²) y la ex-URSS (1,71 millones de km²). En la Región Pampeana estos suelos ocupan una superficie aproximada de 160.000 km², cuya distribución por provincias y categorías taxonómicas se indicará en la sección *Suelos halomórficos de la Región Pampeana*.

Además de los suelos halomórficos, en la provincia de Buenos Aires hay depósitos evaporíticos como salinas en el sector sur y sulfateras en el sector occidental, como así también depósitos de yeso en la cuenca del río Salado asociados a bajos sin salida o depresiones regionales y en las márgenes de los ríos Pescado Castigado, Quequén Grande y Quequén Salado (Del Blanco et al., 2005).

Factores de formación

Los procesos de salinización y sodificación se deben al efecto conjunto de varias características del sitio que se agrupan en (Lavado, et al., 1992):

- Ambientales: geología regional, geomorfología, clima (intensidad y distribución de las lluvias, evapotranspiración) e hidrología (régimen y calidad del agua freática);
- Propiedades del suelo: composición mineralógica, textura, contenido de materia orgánica, distribución del tamaño de poros y discontinuidades litológicas.
- Impacto del uso de la tierra: pastoreo intensivo, cambios de vegetación (Jobbágy y Jackson, 2004), riego, etc.

Clima

Los suelos salinos se encuentran principalmente en regiones áridas o semiáridas, donde no hay agua suficiente para lavar las sales que ingresan al suelo y llevarlas a zonas más profundas, y donde la elevada evapotranspiración tiende a concentrarlas en los suelos y el agua superficial. Bajo condiciones hiperáridas y baja temperatura se pueden acumular evaporitas de calcio y magnesio, cloruros, nitratos y otras sales solubles. Según Pariente (2001) los suelos que reciben una precipitación anual inferior a 200 mm son potencialmente salinos.

En climas húmedos y subhúmedos también existen suelos salinos y/o sódicos, dependiendo su presencia de la relación entre el aporte y egreso de agua pluvial e inundaciones, las característi-

cas del relieve que condicionan su permanencia en el suelo y la dinámica freática y también de propiedades intrínsecas de los materiales como porosidad permeabilidad y conductividad hidráulica. Los climas secos que poseen una estación seca y una húmeda, ambas bien marcadas, tienden a favorecer la acumulación de sales y sodio intercambiable. Durante la estación húmeda, la meteorización de los minerales da origen a las sales, las que son translocadas dentro del suelo y durante la seca se concentran en determinados horizontes.

Materiales del suelo

Los suelos lentamente permeables favorecen la acumulación de sales donde la lixiviación se ve disminuida o es mínima, naturalmente si hay aporte de sales de alguna fuente. Entre los principales materiales se incluyen loess y aluvios. Al respecto, Arens (1969) al referirse a paisajes geoquímicos de la Región Pampeana, atribuye la abundancia de calcio y sodio que se observa en los suelos a la presencia de minerales de relativamente fácil meteorización en el loess, destacando en la fracción liviana la abundancia de plagioclasas (26 %) y de vidrio volcánico (32 %), (promedio de siete análisis mineralógicos del norte de la provincia de Buenos Aires). En la Pampa Deprimida la gran difusión de suelos sódicos se atribuye en parte a las lluvias de cenizas volcánicas, región donde las condiciones deficientes de drenaje no permitieron la lixiviación del catión sodio (Tricart, 1973). En las llanuras costeras de la provincia de Buenos Aires, muchos de los suelos evolucionaron a partir de materiales depositados durante las intrusiones marinas holocenas, por lo cual el contenido de sales solubles y sodio intercambiable es elevado, especialmente en las llanuras de fango y las llanuras de mareas. Según FitzPatrick (1980) los suelos sódicos no se forman en materiales que contienen carbonato de calcio, salvo después de la descalcificación, ya que el calcio desplaza al sodio y al magnesio.

Relieve

Las sales se acumulan según su grado de solubilidad. En tierras altas y régimen lixivante, las más móviles se encuentran más profundas en el perfil. Sin embargo, en climas muy áridos las sales pueden no acumularse en tierras altas debido a la insuficiente meteorización para liberarlas de las rocas o por extrema profundidad de la capa freática.

En relieves ondulados suele haber una distribu-

ción espacial de condiciones que favorecen la salinización: a) En las *zonas bajas* donde los suelos están afectados por la capa freática como en depresiones, fondo de valles, las sales más móviles se mueven hacia la parte superior del perfil por capilaridad; b) Los suelos de *pie de pendientes* pueden tener sales aportadas por el agua de escurrimiento superficial. Por tanto para comprender la dinámica de las sales en el suelo hay que entender las fuerzas que actúan en el suelo y la capa freática y la variación en el tiempo y espacio; c) En los suelos de *zonas altas* la profundidad a la cual las sales son translocadas dependerá del régimen de precipitación, espacio poral del suelo, permeabilidad y topografía local. El frente de humectación no penetra tan profundamente en suelos viejos que tienen acumulado un manto de sedimentos eólicos limosos porque el suelo tiene menos espacio poral, especialmente poros largos que faciliten la penetración profunda y porque la superficie puede estar compactada o con una costra que los hace menos permeables y facilita el escurrimiento; d) En zonas de relieve plano todos los suelos poseen potencialmente riesgo de salinización y su ocurrencia y grado suelen depender de otros factores locales como ocurre en la Pampa Deprimida.

La capa freática. Como en los procesos de hidromorfia, la posición de la capa freática es fundamental en el desarrollo del proceso de salinización. Adicionalmente, en éste último es necesario considerar la composición del agua freática. Ambos factores están relacionados directamente con la geología y geomorfología de paisaje. A pesar de los distintos orígenes posibles de la salinidad y sodicidad en suelos de la Región Pampeana, y particularmente de la Pampa Deprimida, hay un acuerdo general en que la capa freática y el relieve plano son los principales factores generadores. En las llanuras planas como la Pampa Deprimida la capa freática es el principal aporte de sales al suelo (Lavado et al., 1992). Estos autores abordan la temática de los suelos salinos y alcalinos desde los '80 y analizan características del sitio, propiedades de los suelos, y dinámica del agua, sales y sodio en distintos trabajos (Lavado y Taboada, 1986, 1987, 1988).

A continuación se menciona el contenido salino del nivel freático de las distintas regiones hidrogeológicas de la provincia de Buenos Aires, que afectan directamente a los suelos (González, 2005). El contenido salino es bajo en dos regiones: en el Noreste donde el acuífero freático y el semilibre Pampeano ofrecen aguas de buena calidad con salinidad entre 500 y 2000 mg L⁻¹ y en

la Región Serrana con agua de muy baja salinidad, entre 300 y 1200 mg L⁻¹. Análisis de agua freática del sur de Santa Fe y norte de Buenos Aires dan promedios de residuo seco de 610 mg L⁻¹, con predominio del catión Na⁺ (173 mg L⁻¹) y del anión HCO₃⁻ (478 mg L⁻¹) (Arens, 1969). En la Región Interserrana-Periserrana el contenido salino del acuífero freático es variable: en el área Interserrana es bajo (menos de 2000 mg L⁻¹) y en la Periserrana puede superar ese valor. Las regiones del Noroeste y la del Salado –Vallimanca poseen aguas con elevados tenores salinos, hasta 30.000 mg L⁻¹ en la primera y entre 500 y 20.000 mg L⁻¹ en la segunda salvo en cuerpos medanosos donde se encuentran aguas con baja salinidad (500 -1500 mg L⁻¹). En la Región Costera las aguas dulces están limitadas a cordones litorales medanosos tanto en el acuífero libre como en el semiconfinado, con contenidos entre 2000 y 5000 mg L⁻¹; el resto son salobres y salinas (llegando a superar los 50.000 mg L⁻¹). En la Región del Delta el acuífero freático posee agua de baja a media salinidad con frecuente presencia de metano. En la Región Cuenca de Bahía Blanca el agua dulce se encuentra en acuíferos profundos sobre los que se encuentran acuíferos con mayor contenido salino que llegan al orden de 100.000 mg L⁻¹. En las regiones Norpatagónica y Endorreica del Suroeste el agua dulce freática está alojada en cuerpos medanosos; el resto de las aguas son salinas y salobres, hasta 18.000 mg L⁻¹ en la primera y con carácter de salmuera en la zona de los cuerpos lagunares en la segunda. En llanura costera correspondiente a la cuenca inferior del río Salado participa de las características del sistema Salado-Vallimanca, siendo la zona de mayor acumulación relativa de agua en el sistema, con un gradiente hídrico sumamente bajo y extrema anegabilidad donde el acuífero freático y Pampeano posee aguas predominantemente salinas con concentraciones de hasta 20.000 mg L⁻¹.

Las sales solubles

Las principales sales solubles que se presentan en los suelos salinos son cloruro de sodio (halita), sulfatos solubles de sodio (thenardita, mirabilita) y magnesio (hexahidrita, epsomita) y bicarbonatos de calcio, magnesio y sodio (trona y natron); ocasionalmente puede haber acumulación de nitratos y boratos.

Las sales están disueltas en el agua del suelo y la ubicación en el perfil es un indicador de microclima atmosférico o cercanía de capa freática salina. Las sales entran continuamente en los suelos provenientes del polvo atmosféri-

co, disueltas en el agua o como producto de meteorización química. Los procesos eólicos aportan sales como aerosoles secos del mar, como revestimientos de partículas clásticas y en materiales piroclásticos. Los aerosoles marinos y la niebla son los mayores orígenes de sales transportadas por el aire (Pye, 1987). En tierras altas el mayor origen es atmosférico, especialmente por depositación seca desde océanos y lagos salinos y meteorización de rocas. Los minerales primarios de los suelos y las rocas liberan durante los procesos de meteorización química distintos constituyentes que adquieren solubilidad. Los iones CO₃H⁻ se forman por solubilización del CaCO₃. En cambio, la acumulación de Na⁺ es frecuente en suelos de áreas bajas y en la capa freática de la Región Pampeana debido al pobre drenaje regional (Tricart 1973; Lavado 1983; Bui et al. 1998).

En suelos de la Pampa Deprimida el origen atmosférico de las sales de sodio no sería adecuado ya que la velocidad anual de depositación calculada solo explicaría menos del 10% del sodio acumulado en estos suelos. Además, la relación Na:Cl de suelos profundos, es cuatro veces más alta que los aportes atmosféricos, sugiriendo un aporte diferente de Na⁺ o bien una importante lixiviación de Cl⁻ fuera del sistema suelo (Jobbágy y Jackson, 2003).

En zonas secas las sales más comunes contienen sodio y, en menor proporción, magnesio. Las sales de sodio pueden provenir de: a) materiales originarios ricos en sodio, b) de agua de escurrimiento superficial ligeramente salina o salina o c) aerosoles atmosféricos. Los horizontes B enriquecidos por sodio se deberían a baja permeabilidad por ganancia de arcilla y/o lixiviación insuficiente para llevar el sodio más profundamente en el perfil. Los cationes Na y Mg son muy móviles en el suelo y la profundidad de acumulación variable. Se pone más énfasis en las sales de sodio porque en pequeñas cantidades provocan cambios morfológicos en el perfil al dispersar los coloides arcillosos haciéndolos fácilmente translocables.

Las diferencias en la composición química de las aguas salinas afectan de distinta manera a los suelos. La familia de las llamadas «sales neutras» incluye, además de cloruro de sodio, yeso, sulfato de sodio y varios otros sulfatos, bicarbonatos y cloruros. Si hay suficiente cantidad de sales se forman suelos salinos con pH 8,5 y una costra superficial blanquecina de sales (Schaetzl y Anderson, 2005) (Figura 6. 3). Cuando predominan sulfatos y cloruros no se altera la estructura

del suelo. En cambio, cuando el agua salina posee bicarbonatos, el efecto negativo en los suelos es más acentuado. En los suelos llamados salino-sódicos abundan carbonatos de sodio y potasio, altos niveles de iones Na^+ de intercambio y $\text{pH} > 8,5$. En esos suelos de *álcali negro* (Figura 6.3e), la materia orgánica se dispersa a través de la matriz del suelo, lo colorea de negro y se degrada la estructura (Taboada et al., 1999). La acumulación de arcilla iluvial sódica en los horizontes Btn, confieren a éstos consistencia muy adhesiva en mojado, tornándose muy duros, masivos y poco permeables al secarse.

Génesis de los procesos

Los procesos de sodificación y salinización pueden ser naturales o inducidos por el uso de la tierra y acciones antrópicas diversas. Los procesos son de naturaleza fisicoquímica producidos por intercambio iónico entre la solución del suelo y las micelas coloidales. En este sentido se debe diferenciar los iones adsorbidos por cargas eléctricas de los coloides inorgánicos y orgánicos en la *solución micelar*, donde generalmente hay un predominio de cationes, de los iones solubles ubicados en la solución intermicelar, donde la carga resultante es cero por estar equilibrados los cationes y aniones.

El aumento de sales en el suelo, varía continuamente el equilibrio entre cationes de la solución y los adsorbidos en los coloides, para equilibrar las cargas del sistema coloidal ante cambios en la composición y concentración de los cationes disueltos. Cuando aumenta el ión Na^+ en la solución del suelo, la proporción de Na^+ adsorbido en los coloides también aumenta. El Na^+ es retenido con menos fuerza por las arcillas que otros cationes y es lixiviados en suelos permeables de climas húmedos; por lo tanto su acumulación se origina por algún factor que impide o dificulta la lixiviación o por adiciones al perfil más rápidas que su eliminación. La permeabilidad puede estar restringida por una capa lentamente permeable, como un algún tipo de pan (densipán, fragipán, duripán, etc), estrato rocoso o un suelo antiguo. Así, para que se adsorba una cantidad apreciable su proporción debe ser muy superior al 50 %. Si por alguna causa, por ejemplo aumento de precipitaciones, las sales son lavadas, el suelo salino-sódico puede transformarse en sódico. Ello implica una serie de transformaciones en las características físicas y químicas del suelo (degradación de la estructura, reducción de las permeabilidad, elevación del pH, etc.). Si

continúa el lavado en ausencia de Ca^{2+} y Mg^{2+} , parte del Na^+ intercambiable es reemplazado por el ión H^+ y el suelo puede acidificarse ligeramente aunque con suficiente Na^+ como para desestabilizar la estructura (suelo sódico degradado).

Los procesos de enriquecimiento y lixiviación de sales de sodio son dinámicos, variando con la estación del año y posición en el paisaje. Raramente las sales cubren todo el paisaje, sino que se acumulan en zonas donde el balance es positivo. Típicamente, las sales de sodio están en áreas deprimidas o al pie de pendientes, donde el agua freática está cerca de la superficie, hacia donde asciende por capilaridad; en cambio, en los miembros más altos de la catena el sodio puede ser lixiviado del perfil. Las sales de magnesio y calcio son menos solubles y en caso de precipitar, podrían hacerlo separadas espacialmente en el perfil, por encima de las sales de sodio.

El ciclo salino

La escuela rusa elaboró un esquema evolutivo ideal de los suelos halomórficos que aún hoy se sigue conceptualmente para comprender las características de este tipo de suelos. El mismo parte de la acumulación de sales solubles, donde las sales de sodio a menudo predominan en las primeras etapas de la salinización, mientras que las sales de calcio y magnesio se acumulan más lentamente. Al aumentar la concentración de sales, también el Mg^{2+} puede precipitar como CO_3^{2-} y el Ca^{2+} como CO_3^{2-} y SO_4^{2-} . Estos procesos de concentración y precipitación causan la acumulación de CaCO_3 en los suelos y aumento gradual de Na^+ respecto a otros cationes en la solución.

Los términos para designar suelos afectados por sales de la escuela rusa se refieren a morfologías pedológicas asociadas a la acumulación de sales de sodio (*salinización*) seguida por su pérdida gradual (*solonización* y *solodización*). Numerosos autores aceptan el denominado «*ciclo salino*» que se desarrolla a través de esas tres fases evolutivas: salinización, solonización y solodización. Actualmente, aún se usa el término *suelos solonéticos* para referirse a suelos solonetz, solonetz solodizado y solod.

Un esquema evolutivo de los suelos afectados por sales muestra distintos posibles orígenes de un suelo sódico (Solonetz), es decir del proceso de alcalinización (Szabolcs, 1988) (Figura 6.1).

Los *Solonetz* pueden provenir de: a) suelos no halomórficos por adsorción de Na^+ en condiciones de baja salinidad o b) a partir de suelos sali-

nos (*Solonchaks*) por un proceso de desalinización creciente. Ambos procesos son reversibles; por ejemplo un Solonetz puede transformarse en *Solonchak* por un aumento de los electrolitos y éste a su vez desalinizarse por lavado. También, como resultado de la intensa lixiviación de sales un suelo puede transformarse en no-salino sin pasar por la fase de Solonetz, si se excluye la adsorción de iones Na^+ del complejo coloidal durante la lixiviación. Esto es posible en presencia de yeso u otros compuestos de reacción ácida, o en suelos de textura muy gruesa donde la cantidad de coloides es mínima. Finalmente, la lixiviación del Solonetz conduce a la formación de un *Solod*, suelo degradado, acidificado en gran parte del perfil.

Los Solonetz se originan por el proceso de *solonización*, que constituye la remoción/lixiviación de sales desde los horizontes superiores del suelo, ya sea debido a cambio en la hidrología superficial o subsuperficial, cambio climático o irrigación. Constituye el segundo estado en la génesis de suelos salinos donde las sales son lixiviadas pero los iones sodio aún permanecen en el complejo de intercambio. Así, la solonización es acompañada por la alcalinización del suelo y el complejo de intercambio está dominado por el ión Na^+ , con valores de pH mayores a 8,5 en alguna parte del perfil. Aun con un

tura columnar en el horizonte Btn con su parte superior cubierta con una zona eluvial pulverulenta blanquecina de arena y limo que pueden constituir *materiales álbicos* según Taxonomía de Suelos; el agua del suelo se desplaza entre los agregados pues la permeabilidad dentro de los mismos es lenta. Entre los suelos afectados por sales, los más difundidos en la Región Pampeana son los suelos sódicos, también denominados: suelos alcalinos, suelos nátricos o Solonetz.

Los Solonetz se incluyen dentro de los suelos afectados por sales, pero muchos de ellos tienen una concentración baja o muy baja de sales solubles, especialmente en los horizontes superiores. Un criterio diagnóstico es el porcentaje de sodio intercambiable, que debe ser por lo menos del 15%. El cumplimiento de este requisito puede definir a un suelo u *horizonte sódico*, pero un suelo Solonetz, posee además un horizonte B con estructura prismática o columnar y marcados rasgos de ilimerización. Sin embargo, en algunos lugares de la Región Pampeana (Cuenca del río Samborombón) cuando el contenido de sodio intercambiable es muy elevado, los horizontes Btn muestran una estructura en bloques angulares y subangulares muy finos producidos por acción dispersante del sodio. Cuando los prismas o columnas son muy gruesos, la penetración de las

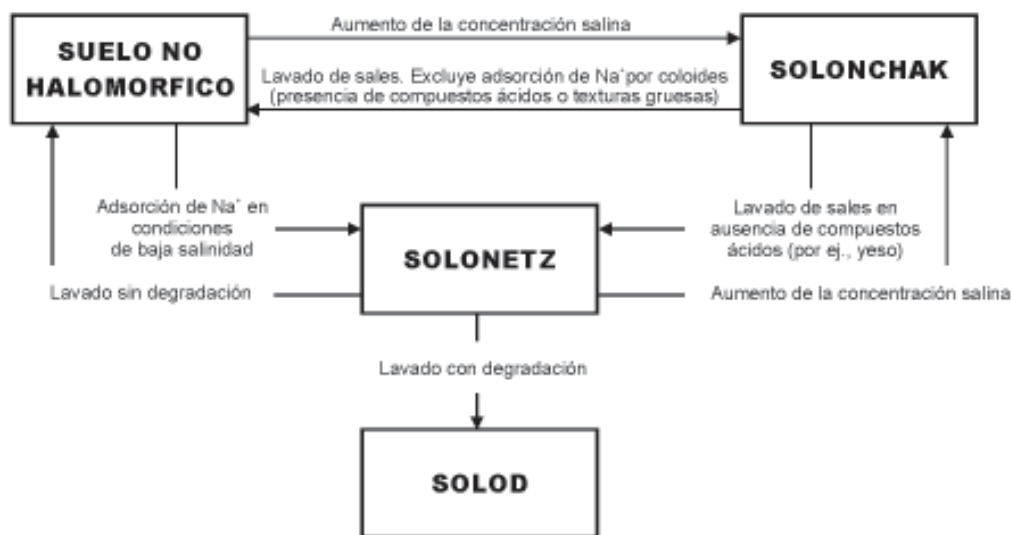


Figura 6.1. Esquema evolutivo de suelos, afectados por sales. Basado en datos de Szabolcs (1989).

15% de saturación con este catión la arcilla se dispersa, puede migrar en el perfil y finalmente formar un Bt o Btn con un horizonte superior eluviado de textura más gruesa y pobremente estructurado. Los Solonetz suelen tener estruc-

raíces se ve dificultada y el espesor del horizonte A determina la fertilidad física del suelo.

Los suelos sódicos pueden contener cantidades variables de sales dependiendo de las condicio-

nes de formación, ya sea elevada cantidad de sales solubles desde la superficie por condiciones locales, o en otros casos la máxima acumulación se presenta en la parte inferior del horizonte B, o la cantidad de sales puede ser mínima. Generalmente, la reacción es fuertemente alcalina, pero existen Solonetz de pH neutro o incluso levemente ácido. En el horizonte B se observa la máxima acumulación de materia orgánica soluble en agua y la mínima relación $\text{SiO}_2 / \text{R}_2\text{O}_3$.

Para la formación de Solonetz es necesaria tanto la presencia de sales de Na como el ascenso y descenso de las soluciones salinas en el suelo. Este hecho produce cambios importantes en el perfil, algunos reversibles y otros irreversibles. Por tanto, la evolución de un Solonetz requiere períodos alternantes de humedecimiento y desecación. Durante estas migraciones, la solución del suelo disuelve y acumula alternativamente ciertos compuestos y produce alteración de los materiales del suelo.

Los procesos de intercambio catiónico son reversibles teóricamente, pero pueden inducir procesos irreversibles en el suelo. El intercambio catiónico afecta a la superficie de los coloides y también la estructura cristalina de las arcillas y compuestos órgano-minerales. Un cambio irreversible de gran importancia se refiere a la transformación de las arcillas en productos de alteración móviles, con la consiguiente migración de compuestos de Si, Al y Fe dentro del perfil. Naturalmente, estos procesos están influenciados por la cantidad y tipo de la fracción arcilla. En suelos de texturas gruesas, los Solonetz generalmente no se desarrollan. Este hecho explica por qué los valores de Na intercambiable indican el estado de desarrollo, desde Solonetz incipientes (5-7 %) hasta otros de avanzada evolución (20-25%), debido a diferencias en la cantidad y calidad de la fracción arcilla (Lavado y Camilión, 1984).

Una vez que se producen cambios en la mineralogía de las arcillas y en la morfología del perfil, estas modificaciones persisten por largo tiempo, aún cuando se altere el equilibrio del proceso de intercambio catiónico. Así, si se produce un aumento en el contenido de sales solubles en un Solonetz, el horizonte B subsistirá, originándose un suelo salino-alcalino, o Solonetz-Solonchak. Si el suelo está afectado por una capa freática rica en sales solubles, la acumulación de las mismas se produce en el frente de fluctuación ascendente o descendente, y su composición es semejante a la de la capa freática.

La última etapa del esquema evolutivo mencionado constituye la *solodización* o *desalcalinización*, que consiste en la eliminación gradual del sodio, generalmente reemplazado por calcio, el cual facilita la floculación de las arcillas, regenerando o formando la estructura y disminuyendo la lixiviación. Los agregados columnares se quiebran y las grietas entre las columnas se rellenan de arcilla y materiales blanquecinos (*materiales albcos*) en forma de lenguas (horizonte *glósico*). La zona superior puede ser más ácida y arenosa y la zona no lixiviada inferior retener aún sodio con un pH cercano a 9. Se suele usar los términos *solonetz solodizado* o *de álcali degradados* para suelos que estuvieron saturados con sodio y luego son parcialmente lixiviados. Si hay suficiente Ca^{2+} el suelo se puede parecer a un *Planosol*. Si continúa la solodización, se remueve más Na^+ , la hidrólisis se hace dominante y el sodio es reemplazado por H^+ . La estructura se degrada completamente y los suelos se denominan *Solod*, *Soloth* o *Solodi*.

El esquema parece sencillo, pero los procesos involucrados son muy complejos. La concentración de Na^+ en la solución coloidal decrece al mismo tiempo que aumenta la influencia del H^+ ; la alternancia de estos procesos produce alteraciones en la estructura de los minerales de arcilla y consecuentemente la acumulación de sílice en los horizontes superiores. Una relación $\text{SiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3 > 2$ indica formación de *Solod* (Szabolcs y Darab, 1958). Algunos autores asignan su origen a un doble proceso: biológico y no biológico.

Se distinguen dos tipos morfológicos de Solods: a) con perfil A-Bt-C, y horizonte A solodizado; se desarrollan bajo la influencia de la capa freática que asciende hasta la superficie. El horizonte A muestra altos valores de sodio intercambiable y el pH generalmente es alcalino. La idea que el horizonte solodizado de los Solods es ácido no siempre se verifica; b) con perfil A-E-Bt-C, horizonte A húmifero y horizonte E solodizado con la menor relación $\text{SiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3$; a veces el proceso afecta al horizonte B. Estos suelos se desarrollan cuando la capa freática no afecta al perfil, y consecuentemente el movimiento descendente de la solución del suelo es más intenso que en el tipo anterior. Por esta razón, los horizontes A y E poseen reacción ácida, con bajo contenido de sales solubles. Los valores de sodio intercambiable son bajos, aún en el horizonte B.

El último tipo de Solod mencionado es el que parece tener mayor difusión en la Región Pampeana. En una microtoposecuencia de la pro-

vincia de Santa Fe, el suelo situado en la depresión tiene características de Solod y morfología solonéztica (Panigatti, 1980; Figura 6.2). Wilding et al. (1963) mencionan Solonetz formados a partir de materiales similares a los de la Región Pampeana, señalando que esos suelos no se habrían formado siguiendo el esquema evolutivo clásico y nunca habrían sido salinos. Miaczynski y Tschapek (1965) también consideran que los Solods de la Región Pampeana no han pasado por la etapa de salinización. Tricart (1973) considera que algunos Solonetz de áreas litorales de la Pampa Deprimida han sido inicialmente suelos salinos en períodos más secos, por recibir aportes eólicos de material salino desde cubetas sublitorales o estar situados en cangrejales arcillosos; además algunos Solonetz de zonas inundables se transformaron en Solods.

Efectos de la sodicidad y salinidad

Efectos físicos

La formación de costras superficiales es un fenómeno frecuente en suelos salino-sódicos. Los suelos con alto contenido de sodio intercambiable y baja salinidad tienen un elevado potencial electrocinético por la doble capa difusa producida por el Na^+ , que favorece la dispersión de los coloides y aumenta la inestabilidad estructural. Así, las gotas de lluvia pueden romper los agregados, induciendo el reacomodamiento de partículas en suspensión y la sedimentación diferencial por tamaño y densidad. De tal manera se forman costras que sellan la superficie, creando o magnificando los problemas de intercambio

de fluidos e impedancias para los vegetales (emergencia de plántulas) y actividad biológica. El incremento del porcentaje de Na^+ contribuye a la formación de costras más espesas y resistentes. También favorece el encostramiento superficial el alto contenido de limo que poseen gran parte de los suelos de la Región (Taboada y Alvarez, 2008), propio del material originario loésico (Teruggi, 1957).

La acumulación de cationes dispersantes como el Na^+ produce expansión y/o dispersión de las arcillas, lo cual altera la geometría de los poros, afectando a su vez a la permeabilidad y retención de agua en el suelo. La dispersión de las arcillas es influida también por el catión bivalente complementario que acompaña al Na^+ ; por ejemplo los agregados saturados con Na^+ y Mg^{2+} se dispersan con PSI más bajos que los que están saturados con Na^+ y Ca^{2+} (Ali, et al., 1985).

Además el «poder dispersante del sodio intercambiable depende de la salinidad del agua de lluvia o de riego, pues aún con elevada sodicidad, puede haber elevada velocidad de infiltración, si el agua posee elevada concentración de electrolitos. Ello se debe a que el suelo floclula por el denominado efecto salino» (Taboada y Alvarez, 2008).

También la permeabilidad del suelo está estrechamente condicionada por las características químicas y, en particular, el grado y tipo de salinidad y la composición del complejo de cambio. Así, la salinidad sería el principal factor re-

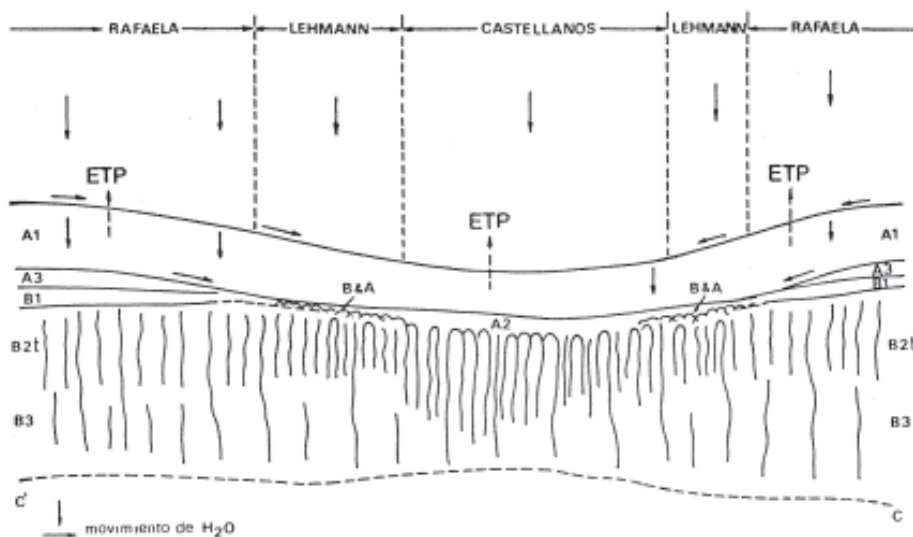


Figura 6.2. Microtoposecuencia de suelos hidrohalmórficos de la provincia de Santa Fe.

gulador de la conductividad hidráulica. Por el contrario, a medida que la concentración de sales solubles disminuye, se hace más manifiesta la influencia de la composición del complejo de cambio, del tenor de arcilla y de la proporción de minerales expandibles. En suelos no salinos se observó que la permeabilidad puede disminuir aún con un porcentaje relativamente reducido de sodio de cambio. La influencia respectiva del grado de sodicidad y de la proporción de arcillas expandibles debería ser todavía evaluada; sin embargo es probable que un PSI bastante inferior al 15% pueda ya actuar negativamente sobre las características de estos suelos (Morrás y Candiotti, 1981).

Efectos químicos

La alta concentración de sales en la solución del suelo afecta adversamente a las plantas principalmente por dos causas: a) efectos osmóticos que limitan la absorción de agua por las plantas y b) efectos de iones específicos; por ejemplo, en soluciones isoosmóticas, el NaCl afecta más a las plantas que el Na_2SO_4 . Las sales también alteran la germinación de las semillas al intervenir en las reacciones enzimáticas, produciendo efectos más perjudiciales el Na_2CO_3 , seguido por el Na_2SO_4 y el NaCl (Peinemann, 1997). Las plantas tienen diferente tolerancia a la salinidad, siendo el caso extremo el de aquellas especies que crecen en suelos altamente salinos denominadas *plantas halófilas*. Existen diferentes mecanismos responsables de dicha tolerancia, tales como capacidad para elevar el potencial osmótico de sus células por encima de la solución del suelo; supresión de la absorción de determinados iones (Na^+ , Cl^-), excreción de las sales a través de las hojas, etc. La tolerancia a la salinidad de las plantas cultivadas se suele expresar como reducción de rendimiento para determinados valores de conductividad eléctrica. Por ejemplo, los valores de conductividad (dS m^{-1}) indicados en los siguientes cultivos producen la reducción de rendimiento del 25 %: cebada 15,8, algodón 12,0, trigo 10,0, soja 7,2, maíz 6,2, lino 4,8 (Bernstein, 1970).

En los suelos sódicos, la elevada relación Na/Ca promueve la absorción alta de Na^+ y baja de Ca^{2+} en las plantas. Al respecto, la reducción en la absorción de Ca^{2+} constituye uno de los efectos nutricionales más adversos de los suelos sódicos ya que éste catión cumple importantes funciones nutricionales y fisiológicas en el metabolismo vegetal. En este sentido, se considera que la relación entre concentración de Ca^{2+} y concen-

tración total de cationes es mejor indicador de disponibilidad de Ca^{2+} que la simple concentración de este elemento. Una relación inferior a 0,1, a menudo encontrada en extractos de la pasta saturada de suelos sódicos, podría producir deficiencia de Ca^{2+} en muchos cultivos (Adams, 1974; Carter y Webster, 1990). En los suelos sódicos también puede haber deficiencias de Ca^{2+} con relaciones Mg/Ca elevadas. La alta absorción de Na^+ puede causar deficiencias de elementos tales como K, Zn, Cu y Mn. También promueve la elevada absorción de Ni, Pb, Se, Al y B, que pueden alcanzar niveles tóxicos (Levitt, 1980).

El alto contenido de sodio intercambiable es causante de la dispersión de la materia orgánica, con formación de humatos y fulvatos de sodio, que se suelen manifestar en la superficie del suelo en forma de manchones oscuros (Figura 6. 3e). Este rasgo explica el antiguo término «*suelos de álcali negro*» aplicado a los suelos sódicos (Hilgard, 1906). Son compuestos muy móviles y fácilmente transportables por el agua de escurrimiento superficial hacia depresiones, lagunas o cursos de agua, produciendo la pérdida de materia orgánica de los suelos. Esta movilización se comprobó por la presencia de sustancias húmicas en aguas de los ríos Samborombón y Salado por primera vez (Ringuelet, 1935). Más tarde, Lavado et al. (1982) y Taboada et al. (1987) determinaron el contenido de ácidos fúlvicos y húmicos en aguas superficiales, subterráneas y suelos (Natracuafes y Argialboles) de la cuenca del río Samborombón, provincia de Buenos Aires. También se comprobó el bajo grado de polimerización de la materia orgánica con predominio de ácidos fúlvicos y alta proporción de carbono soluble, hecho que genera gran aporte a las aguas de inundación o escurrimiento superficial, particularmente en los Natracuafes. Como se mencionó en el Capítulo 2 la presencia de sustancias húmicas en aguas sometidas a cloración para consumo humano puede tener consecuencias graves para la salud.

Clasificación de suelos sódicos y salinos

Historia

La presencia de suelos salinos y alcalinos fue reconocida desde la Antigüedad por los problemas que planteaban para el crecimiento de los cultivos. Así, en el Libro Segundo de las Geórgicas, Virgilio menciona los defectos de estas tierras y un método que podría denominarse

organoléptico para identificarlas (Bauza, 1989).

Mas la tierra salada y la que comúnmente llaman amarga (ésta no es fértil para los cereales, ni se ablanda al ararla ni mantiene la calidad del vino, ni de las frutas el nombre), para probarlo descuelga del techo ahumado los cestos de tupido mimbre y las coladeras para prensar, pon en ellos esa mala tierra y vierte el agua dulce de una fuente, toda el agua por cierto se escurrirá y grandes gotas se filtrarán a través de los mimbres, mas el sabor te manifestará claro el indicio y su amargor hará torcer horripilada la boca al catarla.

Las clasificaciones empíricas de los campesinos daban a los suelos nombres vernáculos, que en algunos casos se han trasladado a las clasificaciones formales, como por ejemplo los términos Solonetz y Solonchak (derivados de la palabra rusa *sol*: sal), que se siguen utilizando en las clasificaciones rusas modernas y en otras clasificaciones. Otros nombres vernáculos dados a los suelos halomórficos son *Szik* (Hungría) y *Zick* (en algunas regiones de Austria) según Kubiëna (1953).

En general, las primeras clasificaciones formales diferenciaban bien a los suelos salinos y sódicos. Así, en la clasificación rusa de Sibirtsev de 1895 se ubica a los Suelos Alcalinos en la división B (Suelos Intrazonales) (Sibirtsev, 2001). En EE.UU., Hilgard (1906) utiliza los términos *suelos de álcali blanco* y *suelos de álcali negro* para referirse a los suelos salinos y sódicos, respectivamente. La clasificación de Marbut (1922) diferencia *suelos salinos* (*salty soils*) y *suelos alcalinos* (*alkali soils*) en la Categoría III tanto en los Pedalferes como en los Pedocales. En la clasificación de EE.UU. de 1938 (Baldwin et al., 1938) los *Suelos Halomórficos* constituyen uno de los subórdenes del Orden *Intrazonal*, diferenciando los Grandes Grupos: *Solonchak* o *Suelos Salinos*, *Solonetz*, y *Soloth*. Kubiëna (1953) dentro de la División B (Suelos semiterrestres o inundables y afectados por agua freática) incluye la clase *Suelos con Sales* («*Salt soils*») con los tipos *Solonchak*, *Solod* y *Solonetz*.

La clasificación francesa de 1967 (CPCS, 1967) reserva la clase XII para los *Suelos sódicos* (*Sols sodiques*), aunque ella incluye a suelos salinos y sódicos, que se diferencian en niveles inferiores. En la nueva clasificación francesa (*Référentiel Pédologique*; AFES, 1995) los suelos halomórficos son incluidos dentro de los *suelos salsódicos* («*sols salsodiques*») que luego se diferencian según

posean los horizontes de referencia *sálico* o *sódico* en *Salisoles* y *Sodisoles*. Los requerimientos del horizonte sálico varían según la naturaleza de las sales: si predominan cloruros o sulfatos, con pH del extracto < 8,5 la conductividad eléctrica debe ser $\geq 15 \text{ dS m}^{-1}$; si predominan carbonatos o bicarbonatos con pH > 8.5 la conductividad debe ser $\geq 8 \text{ dS m}^{-1}$. Los Salisoles se diferencian en *Salisoles cloruro-sulfatados* y *carbonatados*. El horizonte sódico tiene estructura degradada y compacta o en prismas, columnas o bloques gruesos, con un PSI $\geq 15 \%$, que puede ser menor si el sodio faltante es compensado por Mg^{2+} intercambiable. Los Sodisoles se dividen en *Indiferenciados* (alta cantidad de Na^+ intercambiable), *solonézticos* (moderada lixiviación de Na^+ en la parte superior) y *solódicos* (fuerte lixiviación de Na^+ en la parte superior).

La clasificación australiana reconoce el orden *Sodosol* que agrupa a suelos con horizonte B textural que en su parte superior (20 cm) tiene un PSI ≤ 6 . La clasificación de Canadá incluye el orden Solonéztico que comprende suelos con horizonte B solonéztico (horizonte con estructura prismática o columnar y una relación $\text{Ca int.}/\text{Na int.} \leq 10$). Hungría tiene una amplia superficie con suelos afectados por sales (alrededor de un tercio de su territorio) y su clasificación incluye en el nivel más alto el tipo *Suelos Halomórficos*, en el que reconocen los siguientes subtipos: *Solonchak*, *Solonchak-Solonetz*, *Solonetz de pradera*, *Solonetz de pradera transicional a estepa*, *Solod* y *Suelos con salinización o sodificación secundaria* (Tóth y Várallyay, 2001). La clasificación de suelos de Uruguay tiene el Orden V para los Suelos Halomórficos que incluye a los Grandes Grupos *Solonetz*, *Solonetz Solodizados* y *Solod*, aunque también agrupa a dos Grandes Grupos no halomórficos como *Gleysoles* e *Histosoles*.

El sistema Taxonomía de Suelos

Como ocurre con el proceso de hidromorfismo y a diferencia de otras clasificaciones, el sistema Taxonomía de Suelos (Soil Survey Staff, 1999) no posee una categoría máxima que agrupe a los suelos afectados por halomorfismo, los cuales están subordinados a otros procesos. El nivel más alto en que se encuentran es el Suborden, lo que ocurre en un sólo caso (Salid en los Aridisoles). En la mayoría de los casos, se encuentra a nivel de Gran Grupo en diversos Ordenes (Alfisol, Aridisol, Molisol, Vertisol), apareciendo también a nivel de Subgrupo en varios Ordenes. El sistema reconoce dos horizontes de diagnóstico afec-

tados por este proceso, nátrico y sálico.

El horizonte nátrico es un caso especial de horizonte argílico en que además de las características de éste, debe poseer requisitos de tipo morfológico y químico

Requisitos morfológicos:

Estructura prismática o columnar generalmente en la parte superior del horizonte, que puede romper en bloques, o estructura en bloques y materiales eluviales con granos de limo y arena sin revestimientos que penetran más de 2,5 cm dentro del horizonte.

Requisitos químicos:

≥15% de sodio intercambiable (PSI) o una relación de adsorción de sodio (RAS) ≥13 en uno o más horizontes dentro de los 40 cm de su límite superior.

Si esta condición no se cumple en dicha profundidad, pero sí dentro de los primeros 200 cm desde la superficie, la condición de nátrico se cumple si la suma de Na⁺ + Mg²⁺ intercambiables es mayor que la suma de Ca²⁺ + acidez de intercambio (a pH 8,2) en uno o más horizonte dentro de los 40 cm del límite superior.

El *horizonte sálico* es un horizonte de acumulación de sales más solubles que el yeso en agua fría. Debe tener ≥15 cm de espesor y cumplir durante 90 días consecutivos o más las siguientes condiciones:

- una conductividad eléctrica del extracto de saturación (CE) ≥ 30 dS m⁻¹ y
- el producto: CE (dS m⁻¹) x espesor (cm) = ≥900.

En la Tabla 6.3 se indican suelos de distintas categorías taxonómicas reconocidos en la Región Pampeana, o de existencia probable, clasificados según la versión más reciente de Taxonomía de Suelos (Soil Survey Staff, 2007. Traducción al cas-

tellano de la versión 2006).

La Base Referencial Mundial del Recurso Suelo (Sistema WRB)

Como ocurre con los suelos afectados por hidromorfismo, este sistema reúne en el nivel más alto (Grupo de Suelos de Referencia) a los suelos halomórficos, siguiendo criterios genéticos de otras clasificaciones, particularmente europeas, aunque divergiendo respecto al sistema Taxonomía de Suelos. Incluye así en ese nivel a los *Solonetz* y *Solonchaks*, ubicados en el 8° y 9° lugar de la clave, respectivamente (IUSS Working Group WRB, 2006, Versión castellana de 2007).

Los Solonetz deben poseer un horizonte de diagnóstico *nátrico* dentro de los primeros 100 cm, mientras que los Solonchaks tienen un horizonte *sálico* dentro de los primeros 50 cm y no deben tener un horizonte *tiónico* (rico en ácido sulfúrico por oxidación de sulfuros) dentro de esa profundidad.

Las propiedades de estos horizontes de diagnóstico son las siguientes:

Horizonte nátrico: tiene características muy similares a Taxonomía de Suelos en lo que se refiere a requerimientos de horizonte argílico. La única diferencia es que además de tener estructura columnar, prismática o en bloques, puede ser también masivo.

Horizonte sálico. En este caso hay diferencias importantes respecto a Taxonomía de Suelos ya que tiene menores exigencias en cuanto a niveles mínimos de conductividad eléctrica del extracto de saturación (CE) y tiempo durante el cual dichos niveles deben encontrarse: Los requerimientos de este horizonte son:

- 1) promediada en todo su espesor, en algún momento del año, debe tener una CE (a 25 °C)

Tabla 6.3. Categorías de suelos halomórficos de la Región Pampeana.

Orden	Vertisol	Aridisol	Molisol	Alfisol	Inceptisol	Entisol
Suborden	Salid					
Gran Grupo	Salacuert Natracuert	Natrargid	Natracuol Natrudol Natrustol	Natracualf Natrudalf Natrustalf	Halacuept	
Subgrupo	Epiacuert hálico Epiacuert sódico Endoacuert hálico Endoacuert sódico		Duracuol nátrico Durustol nátrico Calciustol salídico Haplustol salídico Hapludol tapto-nátrico * Haplustol tapto-nátrico *			Endoacuent sódico Hidracuent sódico Psamacuent sódico

* No contemplados en Taxonomía de Suelos

- $\geq 15 \text{ dS m}^{-1}$, ó $\geq 8 \text{ dS m}^{-1}$ si el pH del extracto de saturación $\geq 8,5$, y
- 2) promediado en todo su espesor, en algún momento del año, el producto del espesor (cm) x la CE (en dS m^{-1}) debe ser ≥ 450 , y
- 3) el espesor debe ser $\geq 15 \text{ cm}$.

Los Solonetz y Solonchaks incluyen varios calificadores grupo I que son comunes a ambos; algunos que podrían aplicarse a suelos de la Región Pampeana son: *vértico*, *gleico*, *estágnico*, *mólico*, *cálcico*, *dúrico*, *gípsico* y *háplico*. También están contemplados los calificadores *sálico* para los Solonetz y *petrosálico* e *hipersálico*, para los Solonchaks.

Los calificadores grupo II que podrían asignarse a Solonetz de la Región Pampeana son: *glosálbico*, *álbico*, *abruptico*, *arcilloso* y *oxiácuico*. Para los Solonchaks se pueden mencionar los calificadores: *sódico*, *clorídico*, *sulfático*, *carbonático*, *oxiácuico*, entre otros.

Hay suelos que pueden tener horizonte sálico y no ser considerados Solonchaks por poseer características que los ubican por encima en la clave de grupos de suelos de referencia; ellos son: Histosoles, Antrosoles, Criosoles, Leptosoles, Vertisoles, Fluvisoles y Solonetz. En estos casos se clasifica en el segundo nivel mediante el calificador grupo I *sálico*, aplicado a suelos con horizonte sálico dentro de los primeros 100 cm (por ej.: *Vertisoles sálicos*, *Fluvisoles sálicos*).

Las características del horizonte sálico se puede precisar aún más mediante especificadores («specifiers»), por ejemplo:

- endosálico*: horizonte sálico que comienza entre 50 y 100 cm;
- episálico*: horizonte sálico que comienza dentro de los primeros 50 cm;
- hipersálico*: $\text{CE} \geq 30 \text{ dS m}^{-1}$;
- hiposálico*: $\text{CE} \geq 4 \text{ dS m}^{-1}$.

Suelos que tienen cantidades importantes de sodio intercambiable, pero que no se incluyen en los Solonetz por estar por encima de éstos en la clave o porque no poseen horizonte nátrico se pueden destacar mediante el calificador *sódico*, cuya definición de este calificador es: $\geq 15 \%$ de $\text{Na}^+ + \text{Mg}^{2+}$ intercambiables dentro de los primeros 50 cm en todo el espesor.

El calificador sódico se puede aplicar como del grupo I a los Vertisoles (por ej. *Vertisol Sódico*) y como del grupo II a: Leptosoles, Fluvisoles, Gleisoles, Planosoles, Stagnosoles, Kastanozems,

Phaeozems, Calcisoles, Luvisoles y Regosoles, dentro de suelos que podrían encontrarse en la Región Pampeana, por ejemplo: *Phaeozem Vértico (Sódico)*, *Luvisol gleico (Sódico)*.

El calificador sódico se puede también subdividir de la siguiente manera:

-*endosódico*: $\geq 15 \%$ de $\text{Na}^+ + \text{Mg}^{2+}$ intercambiables entre los 50 y 100 cm desde la superficie en todo el espesor.

-*hiposódico*: $\geq 6 \%$ de $\text{Na}^+ + \text{Mg}^{2+}$ intercambiables en una capa $\geq 20 \text{ cm}$ de espesor, dentro de los primeros 100 cm.

Asimismo, se contempla el calificador grupo I *solódico* para hacer referencia a una capa de $\geq 15 \text{ cm}$ de espesor dentro de los primeros 100 cm con estructura columnar o prismática propia de un horizonte nátrico, pero que no cumple con los requerimientos de saturación con sodio (por ej.: *Planosol solódico*).

Clasificaciones químicas de los suelos salinos

Aparte de las clasificaciones taxonómicas tratadas, los suelos salinos pueden clasificarse desde el punto de vista químico a partir de la concentración total de determinadas sales (por ejemplo, carbonato de sodio) o de los iones solubles del extracto de la pasta saturada. Esta caracterización puede ser útil para rastrear el origen de las sales o desde el punto de aplicado para el uso y manejo o para prever las consecuencias de la desalinización.

Una de las primeras clasificaciones químicas es la de Sigmond (1928), que fue utilizada sobre todo por botánicos y silvicultores. Establece cuatro clases según los contenidos de sales totales y carbonato de sodio en dos profundidades 0-30 y 30-120 cm:

Clase	Sales (sa)(%)	Carbonato de sodio (so)(%)
I	<0,1	0-0,05
II	0,1-0,25	0,05-0,1
III	0,25-0,5	0,1-0,2
IV	>0,5	>0,2

La clasificación prevé distintas combinaciones entre clases, por ejemplo: Ila = Ilsa/Iso o Isa/IIso, etc. La clasificación de Sigmond posiblemente sirvió de base para la clasificación de Hayward y Wadleigh (1949), que utilizó por primera vez la conductividad eléctrica (CE) y el pH, agregando

luego el porcentaje de sodio intercambiable (PSI). Estableció cuatro clases de suelos y tuvo luego amplia difusión en el Manual de Suelos Salinos y Sódicos del Laboratorio de Salinidad de Riverside, EE.UU (Richards, 1954):

Suelo	CE(dS m ⁻¹)	PSI	pH
No sódico - No salino	<4	<15	<8,5
Sódico - No salino Alcalino(=sódico)	<4	>15	>8,5
Sódico - Salino	≥4	>15	<8,5
Salino	≥4	<15	<8,5

En Francia se utilizan clasificaciones a partir del contenido de los cationes dominantes, en particular la relación entre cationes bivalentes y monovalentes (Duchaufour, 1988) (Tabla 6.4a). También se creó una clasificación basada en la composición aniónica donde se diferencian tipos de suelos y facies (Loyer, 1991) (Tabla 6.4b); esta clasificación se incluyó en la descripción de los Solonchaks del sistema WRB (Spaargaren, 1996). Asimismo, la clasificación francesa actual (Référentiel Pédologique. AFES, 1995) diferencia a los suelos salinos según la composición aniónica en: *Salisoles cloruro-sulfatados*, y *Salisoles carbonatados*. También utilizando la composición aniónica se establecieron «provincias de sales», que constituyen grandes regiones con cierta similitud en condiciones climáticas y composición salina más o menos constante en suelos y aguas, (Peinemann, 1997). Para la región euroasiática se establecen cuatro provincias (en las denominaciones dobles el anión predominante se indica en segundo lugar) (Kovda et al., 1973).

- salinización tipo cloruro: clima desértico; predominio de NaCl y MgCl₂; altos contenidos de boratos.
- salinización tipo sulfato-cloruro: clima continental seco; también se acumulan nitratos.
- salinización tipo cloruro-sulfato: regiones semidesérticas y estepas secas; los cloruros disminuyen en relación con los sulfatos; los nitratos son lavados.
- salinización tipo sulfato-carbonato: estepas y estepas boscosas; los cloruros disminuyen bruscamente; los carbonatos, bicarbonatos y sulfatos aumentan bruscamente; los nitratos están ausentes.

También utilizando relaciones aniónicas se han establecido clasificaciones de suelos, como la de Plyusnin (1964) a partir de la relación cloruros/sulfatos: <0,5 suelos sulfatados; 0,5-1,0 suelos

sulfatados-clorurados; 1,0-5,0 suelos clorurados-sulfatados y >5,0 suelos clorurados.

Suelos halomórficos de la Región Pampeana

En las provincias de la Región Pampeana los suelos halomórficos ocupan una superficie de alrededor de 160.000 km², que representa cerca de un 20 % respecto a la superficie total de las mismas, siendo Santa Fe la provincia de mayor porcentaje con cerca del 40 %. Esos valores son altos en comparación con otras regiones del mundo. Aquí dominan ampliamente los suelos sódicos no salinos. Los Natracualfes y Natracuoles son los suelos más difundidos, seguidos por Natralboles y Hapludoles tauto-nátricos. Los otros suelos sódicos y salinos ocupan escasa superficie (Tabla 6.5)

Los suelos halomórficos tienen mayor difusión en la Pampa Deprimida y el NO y SE de la provincia de Buenos Aires, norte de Santa Fe y parte de La Pampa y Córdoba. Los procesos de salinización están vinculados estrechamente con las características climáticas de la zona. Las series de registros pluviométricos históricos de estas zonas indican variaciones notables en las precipitaciones para el último tercio del siglo XX con un desplazamiento de las isohietas hacia el oeste de la región con diferencias entre 100 y 300 mm de aumento de los promedios anuales en ese sentido. Esta variación climática afectó principalmente a las regiones donde el relieve es muy plano y la condición geomorfológica hace que el exceso de agua no sea fácilmente eliminado, ocasionando inundaciones periódicas de las zonas más bajas, variación de la superficie del espejo de agua de lagunas y ascenso del nivel freático. Este es el caso de la Pampa Deprimida y de la Pampa Arenosa.

Suelos característicos de la Región Pampeana y sus propiedades morfológicas, físicas y químicas se presentan en la Figura 6.3 y la Tabla 6.6.

En la **Pampa Deprimida** (95.000 km²), el 50% de la superficie está ocupada por suelos sódicos y salino-sódicos. Exceptuando los suelos desarrollados en sedimentos marinos, con elevados tenores de sales y sodio, el origen de las sales es atribuible a los procesos de meteorización; las sales no son lavadas del suelo ya que el drenaje regional hacia el mar es deficiente, y principalmente endorreico debido al relieve sumamente plano (Scoppa y Di Giácomo, 1985).

El origen de los suelos alcalinos sería atribuible a

Tabla 6.4. Clasificaciones químicas de los suelos salinos.

a. Basada en la composición catiónica

Suelo	$\frac{Ca + Mg}{Na + K}$	$\frac{Ca}{Mg}$	$\frac{Na}{K}$	Consecuencias de la desalinización
Dominado por Ca	1 –4	≥ 1	-	Estabilidad de la estructura
Dominado por Mg	> 1	≤ 1	< 1	Hidrólisis del Mg adsorbido y generalmente degradación de la estructura
Dominado por Na	< 1	-	-	Degradación de la estructura

Según Duchaufour, 1988.

b. Basada en la composición aniónica

Tipo de suelo	Facies	Características
Suelos clorurados	Suelos clorurados ácidos	$Cl^- \gg SO_4^{2-} > HCO_3^-$ $Na^+ \gg Ca^{2+}$
	Suelos clorurados sulfatados ácidos	pH casi neutro
Suelos sulfatados	Suelos sulfatados neutros	pH casi neutro $Na^+ \gg Ca^{2+}$ $SO_4^{2-} \gg HCO_3^- > Cl^-$
	Suelos sulfatados ácidos	pH muy bajo ($< 3,5$)
Suelos carbonatados	Suelos bicarbonatados sulfatados	pH $> 8,5$ $HCO_3^- > SO_4^{2-} \gg Cl^-$ $Na^+ > Ca^{2+}$
	Suelos fuertemente alcalinos	pH > 10 $HCO_3^- \gg SO_4^{2-} \gg Cl^-$ $Na^+ \gg Ca^{2+}$

Según Loyer, 1991.

paleoclimas más secos y en parte al sodio aportado por lluvias de cenizas, según Tricart (1973). La evolución holocena bajo clima húmedo permitió la eliminación de las sales solubles, pero no del sodio intercambiable. Este autor distingue distintos tipos de Solonetz según la evolución geomorfológica del área.

a) suelos solonéticos de cangrejales formados a partir de sedimentos arcillosos en los cuales la lixiviación es muy difícil;

b) solonetz desarrollados a partir de materiales eólicos inicialmente salinizados, que se ubican en la región litoral;

c) solonetz de áreas deprimidas sin escurrimiento donde las aguas locales se concentran y evaporan y

d) solonetz de depresiones con alimentación hipodérmica, que serían los solonetz típicos.

La salinidad de muchos Solonetz de la **Pampa Deprimida** se atribuye al ascenso brusco y aumento de salinidad del agua freática después de un período de lluvias intensas. En un estudio realizado en la cuenca del río Salado se observó que

la conductividad del agua freática pasaba de 0,53-3,70 dS m⁻¹ antes de las lluvias a 33,3-44,5 dS m⁻¹ inmediatamente después de la inundación, disminuyendo luego rápidamente. Además se observó que el agua freática afectó al horizonte B31 pero el incremento de salinidad afectó hasta el horizonte B22, y en época de sequía hasta el horizonte A1. Muchos de estos suelos poseen horizontes B muy poco permeables que limitan el movimiento del agua en el perfil y su presencia resulta beneficiosa pues evita el ascenso del agua freática cuando ésta es salina, y evita la salinización de los horizontes superiores del suelo (Lavado y Taboada, 1986).

Por otro lado, se comprobó que muchos suelos de la Pampa Deprimida tienen cambios volumétricos por expansión no relacionados al contenido y tipo de arcilla, sino a la presión del aire entrampado en los poros del suelo cuando asciende la capa freática y existe una capa colgada en el suelo. De modo que el aire entrampado en el acuícludo se encuentra comprimido en su base por el nivel freático y en el techo por la capa colgada. Este comportamiento físico se con-

Tabla 6.5. Superficie (en km²) de suelos halomórficos en las provincias de la Región Pampeana.

Suborden	Buenos Aires	Santa Fe	Córdoba	Entre Ríos	La Pampa	Total
Natracualfes	18.300	24.800	11.200	2.100	-	56.400
Natrustalfes	1.700	-	-	-	-	1.700
Natrudalfes	600	-	-	-	-	600
Natracuoles	29.900	12.500	2.200	400	-	45.000
Duracuoles nátricos	20	10	-	-	-	30
Natralboles	2.200	4.500	7.600	-	20	14.320
Hapludoles tupto-nátricos	14.400	300	-	-	-	14.700
Natrustoles	400	-	1.500	-	-	1.900
Haplustoles salortídicos	-	-	200	-	-	200
Natrargides	2.000	-	600	-	-	2.600
Salortides	1.100	-	1.500	-	3.100	5.700
Halacueptes	-	-	-	1.800	-	1.800
Fase salina de Haplustoles y Ustortentes	-	-	700	-	-	700
Fase salina de Torrifluventes y Torripsamentes	-	-	-	-	2.600	2.600
No diferenciado*	-	10.400	3.300	-	-	13.700
TOTAL	70.620	52.510	28.800	4.300	5.720	161.950
Superficie provincial	307.500	133.000	165.300	78.800	143.400	828.000
Porcentaje de suelos halomórficos respecto a superficie provincial	23,0	39,5	17,4	5,5	4,0	19,6

*Comprende superficie de complejos indiferenciados con suelos sódicos y salinos Basado en INTA (1989 y 1990).

sidera positivo y produce una regeneración de la estructura, sobre todo si el suelo se inunda con agua de lluvia que alimenta la capa colgante no salina, y además evita el ingreso freático salino (Taboada et al., 2001).

Un amplio sector del **NO de la provincia de Buenos Aires** se caracteriza por la presencia de antiguas dunas lineales, actualmente estabilizadas, de más de 100 km de largo, orientadas en forma de arco de SO a N. La mayoría de los suelos halomórficos son salino-alcinos. Como consecuencia del ciclo húmedo iniciado a principios de la década de 1970 se produjo el anegamiento de las áreas interdunarias y el ascenso del agua freática, la cual por hallarse en una zona de descarga subterránea, posee elevados tenores de sales solubles, especialmente cloruros, cuya salinidad varía según la posición geomórfica, por ejemplo: cumbre de duna: 1,2 – 0,5 dS m⁻¹; depre-

sión interdunaria: 24,0 – 5,5 dS m⁻¹.

La **Pampa Ondulada**, N de la provincia de Buenos Aires y S de Santa Fe, es un área bien drenada en general, aunque posee amplias superficies con suelos sódicos, en general no salinos. En ese sentido, Etchevehere et al. (1969) afirman que llama la atención el gran número de suelos sódicos que acompañan a las Series dominantes en la región. Muchos Planosoles parecen haber pasado por la etapa de suelos sódicos, ya que a veces presentan tenores bajos de sodio en profundidad y podrían considerarse Solods en la antigua clasificación. Algunas de las Series con estas características son Navarro, Carabelas, Las Gamas, La Gringa, Pearson y Wheelwright. Los suelos sódicos se desarrollan en depresiones y pie de loma, donde los suelos están afectados por el nivel freático. Al respecto, el balance hídrico positivo durante la mayor parte del año permite: a) la percolación de la solución del suelo, rica en dióxido de car-

bono y cationes cálcicos y sódicos resultantes de la intensa actividad biológica y b) la alteración de los minerales, especialmente plagioclasas y vidrio volcánico del loess (Scoppa y Di Giácomo, 1985). Esta solución alcanza la capa freática y le transfiere su carácter bicarbonatado-sódico; consecuentemente, el agua freática de esta composición se encuentra en equilibrio con la atmósfera; por esa causa, al ponerse en contacto con ella, como ocurre en las partes deprimidas, pierde CO_2 produciendo la precipitación de Ca^{2+} como carbonato. Así se enriquece en iones monovalentes como Na^+ y K^+ . De 25 Series con suelos sódicos de la Pampa Ondulada en las provincias de Buenos Aires y Santa Fe sólo una (Serie Huemul, Natracualf típico) posee horizontes salinos (entre 7 y 13 dS m^{-1}).

En las llanuras costeras del río de la Plata y Bahía de Samborombón, predominan los Peludertes con tenores de sodio de hasta el 50%, nivel freático cercano a la superficie, desarrollados en sedimentos marinos arcillosos. Estos suelos corresponderían clasificarse según la nueva versión de Taxonomía de Suelos a Natracuertes típicos, Endoacuertes sódicos. En la llanura de mareas o antigua albufera son comunes los Natracualfes en áreas planas y Argialboles (Solods) en paleocanales de mareas, donde la mayor acumulación de agua produjo la lixiviación de gran parte del sodio intercambiable.

En el sudeste de La Pampa y sud de Buenos Aires con régimen de humedad arídico se encuentra una proporción importante de suelos salino-sódicos tales como Salortides (actualmente Salides) y Natrargides.

Existen otras áreas en la región con abundancia de suelos halomórficos tales como las llanuras aluviales de ríos y arroyos, Delta del Paraná (15-20% de los suelos) y la depresión del Sistema de las Encadenadas (Lagunas Epecuén, Venado, del Monte, Cochico y Alsina).

En los **Bajos Submeridionales** de la provincia de Santa Fe hay extensas áreas con suelos sódicos y salinos, cuyos rasgos y propiedades se asocian a las características geomorfológicas.

Aspectos aplicados

Es imposible considerar aspectos aplicados sin tener en cuenta la geomorfología del paisaje; por ese motivo reiteramos características del medio físico que se vinculan directamente con las propiedades, distribución y uso y manejo de los sue-

los. Los procesos de *alcalinización y salinización* generalmente están vinculados con el proceso de *hidromorfismo*; así pueden ser causa o efecto de drenaje deficiente. Este hecho trae aparejada la dificultad de separar los temas para su tratamiento, ya sea para disminuir los problemas que presentan para el uso o proponer manejos sustentables alternativos. En extensas áreas, como la Pampa Deprimida en Buenos Aires y los Bajos Submeridionales (BS) en Santa Fe, los suelos y ambientes presentan los tres procesos superpuestos. Una de las características de estas zonas es la heterogeneidad en la composición de los suelos y presencia de unidades cartográficas denominadas «Complejos». Tal grado de heterogeneidad se ve ilustrada en la visión aérea de un lote arado, desnudo, de los BS, con eliminación total de la vegetación natural para uso con especies introducidas (Figura 6. 4).

El manejo de los suelos afectados por los procesos mencionados puede tener resultados impactantes y muy diversos. Así, en la faz positiva, se pueden lograr grandes aumentos de la producción media actual mediante el mejoramiento de varias propiedades edáficas. En contraposición, hay usos y manejos que pueden comprometer la integridad de los suelos y ambientes, hasta el extremo de causar pérdidas irreversibles por degradación (Figuras 6.5 y 6.7).

En el centro y norte de Santa Fe, en la transición entre la Pampa Llana Santafesina (PLIS) y los Bajos Submeridionales (BS) existen extensas pendientes, generalmente inferiores a 0,3%, con una intrincada complejidad de suelos que en distancias de pocos metros pueden diferir a nivel de Subgrupos, Series o fases. A grandes rasgos se puede afirmar que coexisten dos tipos de suelos, uno que responde a la topografía general y otro, dentro de ésta (en cada unidad cartográfica), que corresponde a la microtopografía. Para representar esquemáticamente estas dos situaciones, que se superponen, se incorporan esquemas de variación de suelos entre la PLIS - BS en una transecta de unos 20 km (Figura 6.6).

En cada una de las unidades está presente el microrrelieve que tiene gran influencia como factor de formación, modificando la distribución mencionada y generando complejos cartográficos. Las tres unidades del sector más alto del relieve (PLIS) tienen aptitud agrícola, mientras que los complejos de las tres unidades de la parte más baja (BS) tienen menor aptitud y potencial de uso, los que disminuyen hacia el Este a medida en que los suelos se hacen más salinos y alcalinos y predominan los Natracualfes.

Tabla 6.6. Propiedades seleccionadas de suelos halomórficos de la Región Pampeana.

Horiz (cm)	Prof.	Estructura	Clase Textural	Compos. granulométrica (%)		Na ⁺ int. (%)	C.E. (dS m ⁻¹)	Cationes solubles (meq L ⁻¹)				CaCO ₃ (%)	pH pasta 2:5	Otros rasgos				
				arcilla	limo			arena	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺				K ⁺	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻
Natracuol típico, fina illítica, térmica. Serie General Guido. Pampa Depprimida. Provincia de Buenos Aires (INTA, inédito)																		
A1	0-14	b.sub. med. mod.	fr./fr.lim	25,7	40,0	34,3	10	-	-	-	-	-	6,8	7,3	barr.,mot.,conc. Fe- Mn y calc.			
B21t	14-34	pr./colum. med. mod.	arc.	57,5	27,2	15,3	32	2,47	-	-	-	-	8,2	8,9	caras de fricción			
B22t	34-52	b.sub. med. mod.	fr.arc.	38,9	33,8	24,8	33	3,85	-	-	-	2,5	8,4	9,1	barr.,conc.Fe-Mn y calc., caras de fricción			
B31ca	52-90	b.sub. med. mod / mas.	fr.	25,5	39,6	29,4	27	-	-	-	-	5,5	8,3	9,0	barr.,mot., conc. Fe -Mn y calc.			
B32ca	90-130	masivo	fr.	19,6	42,2	38,2	17	-	-	-	vest.	8,3	8,3	9,1	barr.,moteados, conc. calc.			
Cca	130+	masivo	fr.	20,6	38,9	35,0	16	-	-	-	-	4,5	8,3	9,1	moteados, conc. calc.			
Natrabol típico, fina, illítica, térmica. Serie Gelly, Pampa Ondulada. Provincias de Buenos Aires y Santa Fe (INTA, 1972)																		
A1	0-14	b.ang.sub. med. mod.	fr.lim.	19,3	73,3	7,4	10	-	-	-	-	0	5,9	6,2				
A2	14-24	b.sub. deb./ masivo	fr.lim.	15,0	78,9	6,1	14	-	-	-	-	0	7,2	7,5				
B21t	24-48	pr. med. mod./deb.	arc.lim.	41,3	54,1	4,6	23	-	-	-	-	0,1	8,3	8,6	barrices, caras de fricción			
B22t	48-75	pr. med. déb.	fr.lim.	21,1	73,5	5,4	32	-	-	-	-	3,7	8,7	9,2	barrices, mot. conc. calc.			
B3	75-150	pr. med. y gr.	fr.lim.	16,7	74,4	8,9	15	-	-	-	-	0,2	8,1	8,6	barrices, mot., conc.calc.			
C	150-170+	masivo	fr.lim.	15,1	77,1	7,8	6	-	-	-	-	5,2	8,0	8,3	concreciones calcáreas			
Natracualf típico. Perfil 014. Pampa Llana Santafesina, Bajos Submeridionales Sur. Dep. de San Cristóbal y San Justo. Provincia de Santa Fe (INTA-MAG Prov. Santa Fe, 1981)																		
A2	0-10	laminar	fr.lim.	24,7	72,0	3,3	27,5	-	-	-	-	0,0	7,8	8,3				
B21tca	10-25	prismas	f.arc.lim.	38,6	59,6	1,8	63,1	3,0	-	-	-	0,6	8,9	9,2				
B22tca	25-45	prismas	arc.lim.	46,9	52,0	1,1	70,0	5,4	2,0	1,2	63,0	3,8	5,4	33,5	26,4	1,2	8,9	9,2
B31ca	45-65	-	f.arc.lim	32,5	65,0	2,5	57,6	6,8	4,0	0,4	79,5	4,9	3,2	47,3	33,2	0,3	8,4	8,6
B32ca	65-120	-	f.arc.lim	28,4	68,9	2,7	57,2	3,0	-	-	-	-	0,2	8,2	8,5			
Cca	120-135+	-	f.arc.lim	29,9	66,6	3,5	44,6	1,9	-	-	-	-	0,2	8,3	8,6			
Hapludol tlapto-nátrico, franca fina, mixta, térmica. Serie La Albina. Pampa Arenosa. Partido Veinticinco de Mayo, Provincia de Buenos Aires (INTA, 1992)																		
A1	0-35	b.sub. finos déb	fr. are.	14,2	23,5	62,3	4,4	-	-	-	-	0,0	6,5	6,7	-			
AC	35-55	grano simple	fr. are.	13,8	23,8	62,4	14,7	-	-	-	-	0,0	7,0	7,1	-			
IIB2t	55-80	prismas gr/pr. finos	fr.arc. are.	23,3	10,2	66,5	26,0	-	-	-	-	0,0	7,7	7,9	barr.,mot.,conc. Fe-Mn y calc. calc			
IIB3ca	80-100	blsub. gr. fuertes	fr.arc. are.	26,2	10,9	62,9	26,1	-	-	-	-	1,9	8,3	8,8	barr.,mot.,conc.Fe-Mn y calc. calc.			
IICca	100+	grano simple	fr. are.	11,2	13,8	75,0	29,6	-	-	-	-	0,0	8,0	8,1	-			
Salortid típico, franco fino, Área de influencia del río Colorado. Provincia de Buenos Aires (INTA, 1989)																		
Ap	0-17	-	fr. are.	10,8	35,4	53,8	30	48,3	31,6	14,2	128,5	11,3	6,5	141,3	48,5	4,6	7,9	8,2
I	17-35	-	fr.	13,1	35,2	51,7	30	12,5	29,8	112,7	96,8	6,4	4,0	98,2	39,7	3,5	8,0	8,3
II	35-53	b.sub. medio	fr./fr.arc.	27,4	38,6	34,0	16	12,0	24,8	15,7	88,1	6,4	4,0	87,2	39,6	4,5	7,9	8,2
III	53-80+	masivo	fr. are.	12,8	22,5	64,7	17	7,4	21,1	7,5	43,5	2,5	3,0	43,8	38,7	1,4	7,7	8,1

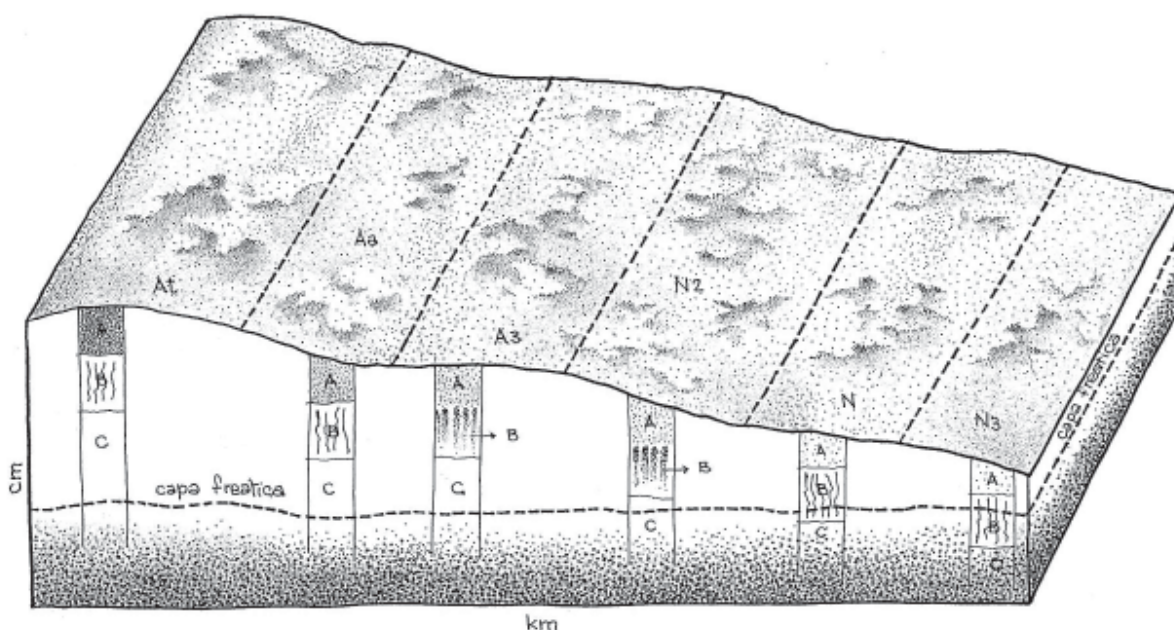


Figura 6.6. Representación esquemática de la secuencia de Subgrupos respondiendo a su ubicación en el relieve, desde la PLIS en el oeste hasta los BS en el este. Santa Fe, entre 30° y 32° S. (At A. típico; Aa A. ácuico; A3 Argialbol; N2 Natralbol; N Natracuol y N3 Natracualf).

Las unidades incluyen Argiudoles típicos de los sectores más altos y mejor drenados, acompañados por Argiudoles ácuicos y Argialboles en los sectores cóncavos. Cada unidad del microrrelieve convexo da lugar a suelos de mejor drenaje y cada sector cóncavo se expresa con otro suelo a nivel de Subgrupo o fase de Serie. Como ejemplo se puede citar que en el macrorrelieve, la UC correspondiente a los Argiudoles ácuicos incluye Argiudoles típicos en los microrrelieves convexos y Argialboles en las microdepresiones. Este es un concepto general aplicado a todas las unidades de la macrotoposecuencia. En algunas cartas de suelos la complejidad es tan grande que algunas UC están integradas por cuatro suelos o más, alguno de los cuales no se identifican por su escasa representación areal y por razones prácticas. La distribución y complejidad de las unidades varía de tal forma con la topografía que en el sentido O-E, a medida que baja la altura sobre el nivel del mar, la composición de los Complejos puede modificar las proporciones de los suelos desde un 70 % de Argiudoles típicos con 15 % de Argiudoles ácuicos y 15 % de Argialboles en la PLIS (Figura 6.2), hasta llegar a un 80% de Natracualfes con solo 10 % de Natracuoles y 10 % de Natralboles en los BS (Figura 6.6).

La heterogeneidad de los suelos se manifiesta en propiedades específicas. En los Bajos Submeridionales las diferencias marcadas en la permeabilidad del horizonte B de distintos sue-

los, se vinculan con las relaciones hídrico-topográficas y aún con la ubicación taxonómica de los suelos. Además, se puede inferir que, la eventual desalinización de los suelos salinosódicos de la zona baja sin las enmiendas adecuadas conduciría a una disminución de la conductividad hidráulica de los mismos. Este hecho podría resultar desfavorable no solamente para la vegetación, sino que también podría producir una generalización de los procesos de erosión mantiforme tal como se manifiestan actualmente en algunos sectores de suelos solodizados de la zona de transición (Irurtia 1985).

En la Pampa Deprimida la presencia de microrrelieve en ambientes con suelos halomórficos es también frecuente. En el norte de esta región sobre la cuenca media del río Samborombón, Miaczynski et al. (1969) encuentran variaciones de relieve en cortas distancias en Solonetz ubicados sobre pendientes muy suaves (0,3-0,1 %) y extendidas (hasta 4000 m de largo) situadas entre lomas y planos aluviales. La débil estructura del horizonte A originada por la acción dispersante del sodio y la baja permeabilidad del horizonte B, favorecieron la erosión hídrica en franjas donde el horizonte B con estructura columnar está casi aflorando, alternando con sectores donde el perfil está completo, con desniveles de alrededor de 30 cm. Asimismo, en un microrrelieve de la cuenca del río

Samborombón, donde se aplican los conceptos de pedón y polipedón se discute el problema cartográfico de la variabilidad lateral. Se describe una toposecuencia desde un micromontículo con un Argialbol típico hasta una microdepresión con un Natracualf glósico, separados por una distancia de 8 m (Sánchez et al., 1976). La variabilidad lateral de suelos en la Pampa Deprimida queda también reflejada por la cartografía en escala 1: 50.000. Así, mediante un recuento parcial de unidades cartográficas en algunas cartas de suelos del INTA (Cacharí, Chillar, Martín Colman, Las Flores, Gorchs, Manuel Cobo) se comprobó que de 143 unidades, 79 son complejos (55%) y 16 son grupos no diferenciados, con sólo 19 consociaciones (13 %).

En la Pampa Ondulada la presencia de complejos con suelos halomórficos es menor que en la Pampa Llana Santafesina y la Pampa Deprimida. De todas maneras, los complejos en diversas áreas como los mencionados en la hoja Pergamino, integrados por las Series Pergamino, Las Gamas y Faustina (esta última alcalina) se hallan en largas y suaves pendientes que bajan hacia las nacientes del arroyo Pergamino. Son unidades en las cuales la presencia del suelo alcalino se puede reconocer en el campo por el «manchonamiento» debido a microrrelieve. Las partes relativamente más altas se hallan ocupadas por la Serie Pergamino que, en algunos casos, manifiesta la influencia de drenaje interno algo deficiente. Además, algunos de los complejos de la Serie Pergamino se hallan ligera y moderadamente erosionados.

Hay varios factores que inducen a la salinización y alcalinización de los suelos, que se tratan a continuación.

Pastoreo intensivo

En la Región Pampeana se conocen detalladamente varios aspectos del proceso de salinización, particularmente en la Pampa Deprimida. Un aspecto que promueve la salinización de los suelos es el pastoreo intensivo. En la Pampa Deprimida donde la capacidad y uso de la tierra es predominantemente ganadero, la salinización de los horizontes superiores es un proceso generalizado, «independientemente de algunas propiedades de los suelos, del régimen de agua freática y de otras características del ambiente» (Lavado et al., 1992). La concentración de sales en los horizontes superiores de suelos pastoreados aumenta marcada y episódicamente después de cada inundación, en contraposición a los mismos sue-

los no pastoreados. La acumulación de sales en el suelo depende de: a) la salinización del subsuelo por elevación de la capa freática y su aumento en el contenido de sales cuando se producen inundaciones y b) el movimiento ascendente (de convección) de agua llevando esas sales a la superficie, cuando hay demanda de agua atmosférica por evaporación intensa. Ambos factores pueden seguir variaciones estacionales, aunque no siempre son simultáneos. Por lo tanto, la salinización ocurriría en pulsos que dependen de la sucesión de anegamientos y sequías. El subsuelo de los sitios no pastoreados también es salinizado, pero no superficialmente pues la capa húmifera controla el afloramiento de agua y sales (Lavado y Taboada, 1987). Este mecanismo ocurre de la misma manera en suelos distintos (Natracualf típico, cerca de la ciudad de Verónica, y Natracualf mólico, cerca de la ciudad de Rauch) y con características ambientales diferentes, hecho que permite generalizar la afirmación.

Compactación por pisoteo. Los horizontes superficiales pueden ser compactados y/o amasados por pastoreo de vegetación natural, pasturas mono o polifíticas, rastrojos o distribución de raciones «a campo». El efecto directo del pastoreo se puede manifestar por la eliminación de cobertura por ingestión, que reduce cobertura y por el pisoteo de animales, que puede compactar, amasar y hasta enterrar parte de la vegetación cuando hay exceso de humedad en el suelo (Taboada y Lavado, 1993). Estos efectos se ven favorecidos por la baja permeabilidad de los suelos sódicos y su frecuente encharcamiento en zonas húmedas, particularmente las degradadas.

El pastoreo en suelos secos no produce los efectos desfavorables mencionados pero, con contenidos de agua mayor de ciertos límites, el valor soporte pasa por un umbral, a partir del cual se produce la «falta de piso», con las secuelas mencionadas (Panigatti et al. 1983). Los suelos sometidos a pisoteo poseen menor aireación e infiltración ya que la macroporosidad es comparativamente más afectada por el pisoteo que la porosidad total en conjunto; además, como resultado del impacto de las pezuñas animales, los agregados superficiales se fragmentan mecánicamente y reducen su tamaño (Taboada y Alvarez, 2008).

Forestación

Otro aspecto que promueve la salinización de los suelos y capa freática es el cambio de uso de la tierra. La forestación de praderas en la Región Pampeana produjo tres efectos: a) salinización

de los suelos bajo las plantaciones, b) acidificación de los mismos y c) modificación del equilibrio regional de la capa freática. En un estudio de campo y laboratorio efectuado en áreas experimentales de la Pampa Ondulada, Pampa Deprimida, dunas litorales y sierras de Tandil, con distintas condiciones de sitio, se comprobó que la salinización ocurre como resultado de la reducción del drenaje profundo y depresión de la capa freática por la utilización de agua por los árboles. La vegetación arbórea, comparada con las gramíneas, genera mayor pérdida de agua por evapotranspiración debido a mayor superficie foliar, canopia y sistema radicular con acceso profundo al agua freática; por ello, se reduce el contenido de agua, en la zona vadosa y la recarga de la capa freática. Así, extensas plantaciones de árboles podrían causar depresión de la capa freática, sobre todo en suelos de textura media y relieve plano que permiten el flujo horizontal de la capa freática y sales disueltas hacia las zonas forestadas como también acidificación de los suelos. Se estableció que el agua freática es 10-20 veces más salina debajo de la plantación (aprox. $6-15\text{dSm}^{-1}$) que en la pradera adyacente (aprox. $0,7\text{dSm}^{-1}$). Además la plantación con *Eucalyptus camaldulensis* generó la depresión de la capa freática aproximadamente 38 cm con respecto a las áreas adyacentes. Estos resultados indican que la forestación modifica el equilibrio regional de la capa freática, hace descender el nivel freático, respecto a la zona no forestada y promueve la salinización del agua freática y del suelo (Jobbágy y Jackson, 2003; Jobbágy y Jackson., 2004). Otras observaciones muestran la variación de equilibrio entre el agua del suelo y las variaciones diarias, así, durante la noche las plantas usan el agua del suelo o freática según la disponibilidad de la misma (Engel et al., 2005).

Un mapeo geoelectrico regional muestra que la salinización de los suelos de plantaciones depende del clima y ocurre donde el balance anual de agua es menor a 100 mm a^{-1} , en una distancia con un gradiente climático entre 770 y 1500 mm a^{-1} y capa de agua somera, menor a 2,5 m de profundidad. A escala local, la salinidad de la capa freática en plantaciones de 50 años de diferentes especies se asocia a la tolerancia a la salinidad. La salinización ocurre rápidamente donde la lluvia es insuficiente para los requerimientos de las plantas y donde la capa freática lo compensa, promoviendo la acumulación de sales en el suelo (Nosetto et al., 2008).

La magnitud de las alteraciones del suelo producida por las implantaciones forestales en los últi-

mos 50 años pone de manifiesto la importancia del papel de la vegetación como factor dinámico en la formación del suelo y la potencial influencia sobre la fertilidad y biogeoquímica. Un fenómeno indirectamente relacionado al proceso de salinización-desalinización es la acidificación de los suelos. Así, los suelos bajo plantaciones de eucaliptos en la Región Pampeana tienen mayor acidez que bajo vegetación gramínea nativa. Los suelos desarrollados originalmente bajo gramíneas, después de 10 a 100 años de forestados tuvieron 1 unidad más ácida de pH y menor Ca^{2+} intercambiable en el horizonte superficial. Las diferencias en la acidez son marcadas en suelos de la Pampa Deprimida (Jobbágy y Jackson, 2003) y otras regiones (Amiotti et al., 2000). El aumento de acidez de intercambio anual estimado ($0,5$ a $1,2\text{ kmolc ha}^{-1}\text{ a}^{-1}$) se atribuye a las plantaciones de árboles ya que no existe lluvia ácida en la región (Lavado, 1983). Los suelos acidificados bajo plantaciones también mostraron disminución en la capacidad de intercambio efectiva, posiblemente debido a disminución de las cargas de los componentes orgánicos, ya sea por acidificación y/o alteración mineralógica de las arcillas. La acidificación del suelo después de la forestación podría explicarse por tres mecanismos complementarios: 1) aporte de ácidos orgánicos, 2) aumento de la respiración del suelo y 3) secuestro y redistribución de cationes. El patrón vertical de acidificación, junto con el balance estimado de elementos y mediciones de acidez, sugieren que el último mecanismo es el más adecuado en la Región Pampeana ya que el pH y la acidez de intercambio indican máxima acidificación en profundidades intermedias del suelo (10–35 cm), al igual que pérdida de Ca^{2+} intercambiable.

Irrigación

En áreas de riego la salinización se puede deber a la elevación del nivel freático y ascenso capilar de agua rica en sales disueltas, las que se depositan al evaporarse el agua. Estas condiciones son muy comunes en las zonas áridas y riego por manto.

En la Región Pampeana se implementó en la última década una importante superficie con riego complementario, para asegurar muy altos rendimientos en cultivos de maíz, soja y trigo. Se utiliza agua subterránea de calidades diversas que pueden perjudicar la calidad de los suelos (Andriulo et al., 1998). Para evaluar el efecto del uso de riego complementario con diversas calidades de agua, Mon et al. (2007) midieron el

comportamiento de 30 Argiudoles de la PO con y sin riego, aplicando una lámina de 30 mm (60 mm.h⁻¹) de lluvia con un simulador. Los resultados mostraron que: el suelo bajo riego presenta menor capacidad de infiltración (19,6 %), mayor escurrimiento (64,3 %) y mayor producción de sedimentos (89,4 %) o erosión. Estos valores se atribuyen a la utilización de aguas bicarbonatadas cálcico-magnésicas sódicas y carbonatadas-cloruradas, con alto peligro de salinización y moderado de sodificación.

En la Argentina existe una superficie bajo riego continuo en regiones áridas y semiáridas de 1.700.000 hectáreas, de las cuales alrededor de 600.000 tienen suelos afectados por sales (35 %). En el Valle Inferior del río Colorado existen 80.000 ha bajo riego, de las cuales 33.000 se encuentran salinizadas (más del 40%). Estos porcentajes de suelos salinizados respecto a superficie regada son elevados si se comparan con otros países (Egipto 33, Irán 30, Pakistán 26, Estados Unidos 23, India 17, China 15, Thailandia 10, Australia 9) o con el promedio mundial (20%) (FAO, 2000).

También se observó salinización de suelos de invernáculos en el área hortícola de La Plata y partidos vecinos (generalmente Argiudoles vérticos), con valores de conductividad eléctrica superiores a 4 dS m⁻¹ en los primeros 10 cm del suelo. Este deterioro se debe a la hiperfertilización (uso de fertilizantes en proporciones que exceden las necesidades de los cultivos) y a riego con aguas subterráneas que producen acumulación de iones a largo plazo al no recibir los suelos el efecto de lavado por el agua de lluvia (Alconada et al., 1998, 2000).

Introducción de especies forrajeras y cultivos agrícolas

La ingeniería genética abrió un nuevo rumbo para lograr cultivares de plantas forrajeras tolerantes a salinidad. Se han identificado genes que presentan estas características, con resultados satisfactorios como mayor germinación, aumento en la producción de materia seca y longitud de raíces (Xu y Shi, 2007). Este avance genético deberá ser acompañado por otras medidas y planificación del uso del territorio para no convertir una excelente herramienta en una amenaza. Actualmente en la Región Pampeana el potencial de producción está muy por encima de la media actual y con grandes posibilidades de seguir en aumento, aunque la homogeneización del uso del paisaje con el cultivo predominante de soja, conlleva una amenaza de pérdida de potencial productivo por reducción de variedad de cultivares y usos.

Menos satisfactorios son los resultados de los intentos de implantar cultivos agrícolas en suelos de diversas zonas como los que estamos considerando. En diversas oportunidades, se realizaron intentos de introducción de cultivos anuales con tecnologías que en décadas pasadas eran comunes en la Región Pampeana (quema de vegetación, arada con reja y vertedera, rastreadas y siembra). Algunos de los problemas que se podían prever y ocurrieron en suelos no aptos para esos manejo son:

Bajos rendimientos en cantidad y calidad

Mayor encharcamiento

Manchones de escaso desarrollo de los cultivos o sin germinación por exceso de sales y/o sodio

Falta de piso para control de plagas, malezas y, por sobre todo, cosecha

Productos de baja e irregular calidad

En muchos casos se pierde la vegetación natural, disminuye drásticamente el valor soporte del suelo (falta temporal de «piso») y se incrementa la salinidad en los horizontes superiores por menor transpiración, aumento de temperatura edáfica, mayor evaporación y ascenso capilar y aparición de eflorescencias salinas en la superficie (Figura 6.7).

Manejo y producción de suelos sódicos y salinos

El uso de los suelos salino-alcálinos transitó por varias etapas, basadas en parte en los aportes de nuevos conocimientos, y pruebas y errores, debido al bajo precio de estos predios, heterogeneidad de ambientes, baja densidad de población, falta de infraestructura y ausencia de políticas orientadoras con continuidad para estos ambientes y sus producciones.

Un conjunto de prácticas realizadas a lo largo del tiempo en campos sódicos-salinos se mencionan a continuación:

- Uso de la vegetación natural (generando problemas de sobrepastoreo y uso del fuego no prescripto).
- Pruebas de forrajeras
- Arado y siembra de especies forrajeras
- Arado para uso agrícola
- Intersiembras
- «Apotrerramiento» y manejo de rodeos por ambientes
- Sistematización para manejo de excedentes hídricos
- Planificación y uso por ambientes
- Nuevos aportes desde la genética

En estos ambientes, con suelos muy heterogéneos

y dinámicos, la agricultura y los sistemas de manejo deben estar basados en la mayor información y la integración de los suelos, dado que sus producciones actuales y potenciales son muy diversas, como se presentan en la Tabla 6.7.

Para la planificación del uso de estos suelos y ambientes en el largo plazo, en general no se justifica el relevamiento de suelos en escalas de semidetalle por la extrema heterogeneidad y las limitaciones naturales e inducidas que presentan.

En todo caso es más conveniente utilizar escalas de menor detalle para el relevamiento general y aplicar agricultura de precisión en casos muy particulares. Consideraciones vertidas acerca de la recuperación de suelos salinos de los BS señalan las dificultades que se presentan debido a la proximidad y salinidad de la capa freática, sumadas a las condiciones de relieve e hidrológicas particulares del área que requerirían la construcción de redes de drenaje sumamente densas; el

costo y dificultades de estas tareas parecerían actualmente excesivos en relación con las posibilidades de respuesta económica del área. Estas limitaciones hacen que la explotación en la zona estudiada requiera prácticas de manejo adecuadas a la singularidad del sistema. La producción ganadera mejorada mediante la utilización de técnicas y especies vegetales adecuadas sería la forma más racional de utilización de los suelos del área (Morrás y Perman, 1977).

Prueba e introducción de forrajeras resistentes a estrés

En numerosas unidades experimentales del antiguo Ministerio de Agricultura, luego integradas al INTA, en unidades provinciales, universitarias y en campos de productores, se realizaron ensayos de especies forrajeras introducidas y nativas. De estas experiencias surgieron cultivares probados y promisorios que son llevados a campo y actualmente algunos están in-

Tabla 6.7. Producción en suelos de los Bajos Submeridionales Sur, a) sorgo y b) girasol.

a.

	Suelos (Angélica)			Suelos (Pángaro)	
	Argialbol	Natralbol	Natracualf	Natralbol	Natracualf
Horizontes - prof. cm	A1 - 0 - 27 E - 27 - 41	A1 - 0 - 17 E - 17 - 28	E - 0 - 20	A1 - 0 - 20 E - 20 - 30	E - 0 - 18
Altura - cm	192	137	87	140	100
Macollos/ha	259.000	266.000	244.000	160.000	152.000
Largo panojas - cm	23	16	9	16	13
Número Granos/ muestra	8.759	4.875	1.178	18.247	10.049
Peso 1000 granos - g	19,2	23,3	18,5	17	13
M.S. rastrojo - g	337	287	203	907	493
Rendimiento - kg/ha	5.961	3.862	750	4.813	2.057
%	100	65	13	100	43

(*) Entre 31° 10' y 31° 50' S; 61° 10' y 61° 30' O

b.

	Suelos (Bella Italia)			Suelos (Aurelia)		
	Argialbol	Natralbol	Natracualf	Argialbol	Natralbol	Natracualf
Horizontes - prof. cm	A1 - 0 - 23 E - 23 - 33	A1 - 0 - 16 E - 16 - 22	E - 0 - 17	A1 - 0 - 25 E - 25 - 35	A1 - 0 - 17 E - 17 - 26	E - 0 - 17
Altura - cm	179	134	120	180	142	115
Plantas/ha	25.090	19.643	16.090	47.500	50.800	47.500
Diámetro capítulos - cm	23	22	17	15	13	9
Peso 1000 granos - g	63,3	56,6	48,7	52,7	48,6	36,8
Rendimiento - kg/ha	2.910	1.870	960	3.090	2.460	1.070
%	100	64	33	100	80	35

tegrados económica y técnicamente en sistemas de producción ganadera en campos salinos/alcalinos y con problemas hídricos (Carrillo, 2003; Fossati et al., 1979; Maddaloni y Ferrari, 2005; Veneciano et al., 2003).

Sistematización para manejo de excedentes hídricos

Muchos de los ambientes plano-cóncavos de la Región Pampeana tienen o pueden tener problemas de manejo de excesos de agua, por la irregularidad en las precipitaciones, la geomorfología y la baja permeabilidad de los suelos, particularmente los alcalinos. Estos excedentes no tienen regularidad en el tiempo. Tanto en PD, como en los BS y campos bajos hubo intentos de introducir manejos integrados del agua. Barbagallo (1983) presentó una propuesta con la finalidad del ordenamiento hídrico en campos de productores. Estos sistemas funcionaron parcialmente por la falta de implementación total de obras y aplicación de las tecnologías y manejos complementarios. Actualmente las propuestas de Damiano y Taboada (2005) y Parodi y Damiano (2008) ofrecen una visión e integración de conocimientos y técnicas cuantificadas para su implementación con éxito a nivel de cuenca y predio en las zonas que nos ocupa.

Recuperación de suelos salino-alcalinos

En la década de los '60 se registró un gran impulso para el uso, y principalmente recuperación, de estos suelos por la aplicación del denominado *método biológico*. La base del mismo es la siembra de maíz de Guinea o «sorgo de escobas» (*Sorghum technicum*), con posterior pastoreo e incorporación de los rastrojos, implantando luego pasturas polifíticas sobre la base de Agropiro, Festuca, Melilotus y otras especies adaptadas a condiciones de salinidad y alcalinidad (Sauberán et al., 1962; Sauberán y Molina, 1960, 1963). El mejoramiento de los suelos alcalinos se atribuye a la influencia del CO₂ que produce una disminución del pH, siendo un método económico para campos extensos, degradados por sobrepastoreo. El éxito de este método se basa además en la aplicación simultánea de otras técnicas que acompañan y complementan las mencionadas, como «apotrerramiento», selección del rodeo, manejo de la carga, sanidad animal, etc.

Con el objetivo de mejorar la producción de forraje y evaluar algunas propiedades químicas en un Natracuol, Costa y Godz (1999) aplicaron diversas dosis de yeso, hasta 60 Mg ha⁻¹, en condiciones de secano. «Para reducir el sodio hasta los

45 cm de profundidad fue necesario aplicar 60 toneladas de yeso por hectárea. La mejora del suelo inducida por el agregado de yeso favoreció la implantación de pasturas y duplicó la producción primaria de forraje». Después de 10 años se comenzó a revertir el efecto del enyesado. Esta enmienda puede producir incrementos relativos muy altos, aunque se debe tener en cuenta que se parte de producciones relativamente bajas por las limitantes del suelo; además el manejo y costo de materiales en dosis tan elevadas los hacen impracticables y antieconómicos, más aún con las posibilidades de implementación de otros manejos alternativos para la producción de carne.

Fronteras agropecuarias

La expansión de la agricultura se manifiesta de diversas maneras en la Región Pampeana, como el doble cultivo trigo/soja en los sectores de mayores precipitaciones. El cultivo de la soja también se extendió hacia los límites del área mencionada y fuera de ella, debido a ciclos climáticos más húmedos y a la disponibilidad de cultivares adaptados a diversas limitantes, tales como suelos hidromórficos, salinos o sódicos, por ser la soja un cultivo más plástico que otros de la región. Este hecho fue posible y estimulado por los precios favorables y el paquete tecnológico aplicado, aunque no siempre con la visión de la sustentabilidad, como está reiterativamente mencionado en diversos medios y ámbitos.

En la Región Pampeana la expansión desplazó otras producciones, principalmente la ganadera. Como se manifiesta en el capítulo de Hidromorfismo, la tecnología disponible y probada aplicada a la producción en ambientes hidromórficos, puede multiplicar varias veces la producción de carne por hectárea, hecho extensivo a este capítulo. Por razones no técnicas, en 2008 el stock ganadero se redujo en 1,3 millón de cabezas respecto a 2007; las exportaciones se redujeron el 45% desde 2005 y en el 2007, el proceso de liquidación de vientres lleva dos años ininterrumpidos; aunque se faenan más cabezas, se produce menos carne porque el peso de los animales es menor. La tecnología disponible es más que suficiente para lograr alta producción con desarrollo sustentable. Cabe afirmar que las decisiones políticas, los estímulos para la producción, la planificación del uso del territorio y la aplicación de tecnología, deben aunarse para que la sustentabilidad sea una realidad con la conservación de los recursos naturales.

Aptitud y calidad de productos y ambientes

El manejo adecuado de la empresa agropecuaria a lo largo del tiempo es una manera de conservar el suelo. En la medida en que la producción de forraje sea elevada, más material vegetal y deyecciones se incorporarán al suelo, contribuyendo a mantenerlo con buenas condiciones físicas y químicas (Rimieri et al., 2002).

El «refinamiento» de los campos con suelos salino-alcalinos, tiene un futuro promisorio, no sólo por el aumento de la producción, sino también desde el punto de vista de los nuevos conceptos de nutrición. Los factores nutricionales, de seguridad alimentaria y éticos, están afectando la imagen de la carne bovina. Así, los factores relacionados con principios éticos como el bienestar animal, la contaminación ambiental y la sustentabilidad del suelo toman fuerza, sobre todo en las nuevas generaciones y afectarán, sin

duda, el consumo de carnes en el futuro. Hay aspectos vinculados a la salud de gran trascendencia, asociados a la creciente importancia de los ácidos grasos omega 3, ácido linoleico y los antioxidantes y cancerígenos naturales, que pueden condicionar el consumo de carne. Numerosos estudios realizados en el INTA con el apoyo de diversas instituciones y empresas, han proporcionado suficiente información para que nuestra carne pastoril sea un verdadero producto diferenciado, mucho más adaptado a los requerimientos nutricionales que las carnes bovinas de sistemas intensivos (García, 2002). Por las limitaciones de los ambientes con suelos como los tratados en este capítulo, el pastoreo directo de pasturas mejoradas sería uno de los mejores destinos. Con la implementación del ordenamiento del uso del territorio, la mayoría de los campos con sodicidad y salinidad tendrían un destino pastoril mejorado.

Bibliografía

- Adams, F., 1974. The soil solution. En: The plant root and its environment. Carson, E.W. (Ed.). University of Virginia Press. Charlottesville, 441-480.
- AFES., 1995. Référentiel Pédologique. Baize, D., Girard, M.C. (Coord.). Association Française pour l'Étude du Sol. INRA Editions. Paris. 332 pp.
- Alconada, M., Minghinelli, F., Balcaza, L., 1998. Degradación de suelos de invernáculo. Gran La Plata. La calidad del agua de riego. En: Avances en el manejo del suelo y agua en la ingeniería rural latinoamericana. Balbuena R., Benez, H., Jorajuría, S.H. (Eds.). Asociación Latinoamericana y del Caribe de Ingeniería Rural. 88-95.
- Alconada, M., Giuffré, M., Huergo, L., Pascale, C., 2000. Hiperfertilización con fósforo en suelos Vertisoles y Molisoles en cultivo de tomate protegido. En: Avances en ingeniería agrícola. 1998-2000. Editorial Facultad de Agronomía (UBA). 343-347.
- Ali, O.M., Yousaf, M., Rhoades, J.D., 1985. Effect of exchangeable cation and electrolyte concentration on mineralogy of clay dispersed from aggregates. Soil Science Society of America Journal 51, 896-900.
- Amiotti, N.M., Zalba, P., Sánchez, L.F., Peinemann, N., 2000. The impact of single trees on properties of loess-derived grassland soils in Argentina. Ecology 81, 3283-3290.
- Andriulo, A., Galetto, M., Ferreyra, C., Cordone, G., Sasal, C., Abrego, F., Galina, J., Rimatori, F., 1998. Efecto de once años de riego complementario sobre un Argiudol típico pampeano. Ciencia del Suelo 16, 125-127.
- Arens, P.L., 1969. Algunos paisajes geoquímicos en la Región Pampeana. Actas 5ª. Reunión Argentina de la Ciencia del Suelo. Santa Fe. Relato Comisión Química del Suelo. 107-115.
- Baize, D., 2004. Petit lexique de pédologie. Editions INRA. Paris. 271 pp.
- Baldwin, M., Kellogg, C.E., Thorp, J., 1938. Soil classification. En: Soils and Men. Yearbook of Agriculture 1938. USDA. 979-1001.
- Barbagallo, J.F., 1983. Los Bajos Submeridionales del norte de Santa Fe y Chaco. Un planteo agrohidrológico para el ordenamiento del recurso hídrico. INTA, Unidad de Agrohidrología. Departamento de Suelos. Informe inédito. 51 pp.
- Bauza, H.F., 1989. Las «Geórgicas» de Virgilio Estudio y traducción. Edición bilingüe. EUDEBA. Buenos Aires. 212 pp.
- Bernstein, L., 1970. Salt tolerance of plants. Agriculture Information Bulletin 283. USA.
- Bonfils, C.G., 1966. Rasgos principales de los suelos pampeanos. Instituto de Suelos y Agrotecnia, INTA. Buenos Aires. Publicación 97. 66 pp.
- Bui, E.N., Krogh L., Lavado, R.S., Nachtergaele, F.O., Tóth, T., Fitzpatrick, R.W., 1998. Distribution of sodic soils: The world scene. En: Sodic Soils: Distribution, Properties, Management and Environmental Consequences. Sumner, M.E., Naidu, R. (Eds.). Oxford University Press, New York. 19-33.
- Carrillo, J., 2003. Manejo de pasturas. INTA, EEA Balcarce. 458 pp.
- Carter, M.R., Webster, G.R., 1990. Use of cation-to-total calcium ratio as an index of plant available calcium. Soil Science 149, 212-217.
- Costa, J.L., Godz, P., 1999. Aplicación de yeso a un Natracuol del sudeste de la Pampa Deprimida. Ciencia del Suelo 17, 21-27.
- CPCS, 1967. Classification des sols. Commission de Pédologie et de Cartographie des Sols. Orléans, France. 96 pp.
- Damiano, F., Taboada, M.A., 2005. Sistematización agrohidrológica predial en la cuenca del río Arrecifes, provincia de Buenos Aires. En: Avances en Ingeniería Agrícola 2003-2005. Barbosa, O. (Ed.) CADIR. San Luis. 235-239.
- Del Blanco, M., Marchioni, D., Romero, S., Cábana, C., 2005. Depósitos evaporíticos de la provincia de Buenos Aires. Geología y recursos minerales de la provincia de Buenos Aires. Relatorio del XVI Geológico Argentino, La Plata. 417-434.
- de Sigmond, A.A.J., 1928. The classification of sodic and salty soils. Proceedings First International Congress of Soil Science (USA, 1927). 1, 330-334.
- Duchaufour, P., 1977. Pédologie. 1. Pédogenèse et classification. Masson, Paris. 477 pp.
- Duchaufour, P., 1988. Abrégé de Pédologie. 2me Edition. Masson. Paris. 232 pp.
- Engel, V., Jobbágy, E.G., Stieglitz, M., Williams, M., Jackson, R.B., 2005. Hydrological consequences

- of Eucalyptus afforestation in the Argentine Pampas. *Water Resources Research*. doi: 41.W10409. 10.1029/2004WR 003761.
- Etchevehere, P.H., Musto, J.C., Olmos, J.E., 1969. Características y distribución de las principales series de suelos de la Pampa Ondulada. *Actas 5a. Reunión Argentina de la Ciencia del Suelo*. Santa Fe. 302-310.
- FAO, 2000. Global Network on Integrated Soil Management for Sustainable Use of Salt-Affected Soils. Land and Plant Nutrition Management Service. FAO. Dirección Internet: <http://www.fao.org/ag/agl/agll/spush/topic2.htm>
- Ferrer, J.A., 1986. Estado actual y perspectivas de los estudios de génesis, clasificación y cartografía de suelos de régimen árido. Relato. *Actas XI Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo*. Neuquén-Río Negro. 117-133.
- FitzPatrick, E.A., 1980. *Soils: their formation, classification and distribution*. Longman, London 353 pp.
- Fossati, J.L., Bruno, O.A., Panigatti, J.L., Gambaudo, S.P. 1979. Comportamiento de forrajeras estivales en los Bajos Submeridionales. Informe Técnico 1. INTA, EEA Rafaela. 36 pp.
- García, P.T., 2002. Limitaciones al consumo de carne bovina. Factores de riesgo. *IDIA XXI*, 2, 195-199.
- González, N., 2005. Los ambientes hidrogeológicos de la provincia de Buenos Aires. *Relatorio del XVI Congreso Geológico Argentina*. La Plata. 359-374.
- Hayward, H.E., Wadleigh, C.H., 1949. Plant growth on saline and alkaline soils. *Advances in Agronomy* 1, 1-138.
- Hilgard, E.W., 1906. *Soils. Their formation, properties, composition, and relations to climate and plant growth in the humid and arid regions*. New York. 593 pp.
- INTA, 1972. Carta de Suelos de la República Argentina. Hoja 3360-32 Pergamino. CIRN. Reconocimiento de Suelos. Buenos Aires. 106 pp.
- INTA, 1989. Mapa de Suelos de la provincia de Buenos Aires, Escala 1:500.000. Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria. Buenos Aires. 533 pp.
- INTA, 1990. Atlas de Suelos de la República Argentina. CIRN. Instituto de Suelos. Castelar. 2 Volúmenes.
- INTA, 1992. Carta de Suelos de la República Argentina. Hoja 3560-25 Carlos Casares. CIRN. Instituto de Suelos. Buenos Aires. 56 pp.
- INTA-MAG Prov. Santa Fe, 1981. Mapa de suelos de la provincia de Santa Fe. Vol. I. 246 pp.
- Irurtia, C.B., 1985. Influencia de la relación sodio/calcio y la salinidad en propiedades físicas de un suelo salino durante su recuperación. Tesis Magister. U.N. Sur. Bahía Blanca. 181 pp.
- IUSS Working Group WRB, 2006. World reference base for soil resources. *World Soil Resources Reports* 103. FAO, Roma. 128 pp. (Versión en castellano: Base Referencial Mundial para el Recurso Suelo. Primera Actualización 2007. Traducción M.S. Pazos. On-line)
- Jobbágy, E.G., Jackson, R.B., 2003. Patterns and mechanisms of soil acidification in the conversion of grasslands to forests. *Biogeochemistry* 64, 205-229.
- Jobbágy, E. G., Jackson, R.B., 2004. Groundwater use and salinization with grassland afforestation. *Global Change Biology* 10, 1299-1312. doi: 10.1111/j.1365-2486.2004.00806.x.
- Kovda, V.A., van den Berg, C., Hagan, R.M., 1973. *Irrigation, drainage and salinity*. Hutchinson-FAO-UNESCO. 510 pp.
- Kubiěna, W.L., 1953. *The soils of Europe*. Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid. Thomas Murby and Company, London. 318 pp.
- Lavado, R.S., 1983. Evaluación de la relación entre composición química del agua de lluvia y el grado de salinidad y sodicidad de distintos suelos. *Revista de la Facultad de Agronomía (UBA)* 4, 135-139.
- Lavado, R.S., Camilión, M.C., 1984. Clay minerals in salt-affected soils of Argentina. *Clay Research* 3, 68-74.
- Lavado, R.S., Taboada, M., 1986. Influencia de las inundaciones sobre la salinidad de un Natracuol de la Cuenca del Río Salado. *Actas XI Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo*. Neuquén-Río Negro. 135-136.
- Lavado, R.S., Taboada, M., 1987. Soil salinization as an effect of grazing in a native grassland soil in the Flooding Pampa of Argentina. *Soil Use and Management* 3, 143-148.
- Lavado, R.S., Taboada, M., 1988. Water, salt and sodium dynamics in a Natraquoll in Argentina. *Catena* 15, 577-594.
- Lavado, R.S., Rubio, G., Alconada, M., 1992. Grazing management and soil salinization in two Pampean Natraquolls. *Turrialba* 42, 500-508.

- Lavado, R.S., Duymovich, O.A., Giménez, J.E., Alvarez, L.A., 1982. Pérdidas de sustancias húmicas de suelos nátricos a través del río Samborombón. *Revista del Museo de La Plata (Nueva Serie). Serie Geología* 76, 97-103.
- Levitt, J., 1980. Responses of plants to environmental stress. Vol. 2. Academic Press. New York. 497 pp.
- Loyer, J.Y., 1991. Classification des sols salés: les sols salic. *Cahiers de l'ORSTOM, série Pédologie* 26, 51-61.
- Maddaloni, J., Ferrari, L., 2005. Forrajeras y pasturas del ecosistema templado húmedo de la Argentina. INTA-U.N. Lomas de Zamora. 2a. edición. 522 pp.
- Marbut, C.F., 1922. Soil classification. American Association of Soil Survey Workers. *Bulletin* 3, 24-32.
- Massoud, F.L., 1977. Basic principals for prognosis and monitoring of salinity and sodicity. En: *Proceedings International Conference on Management of Saline Water for Irrigation*. Technical University. Lubbock, Texas. 432-454.
- Miaczynski, C.R.O., Tschapek, M., 1965. Los suelos de estepa de la región pampeana. *Revista de Investigaciones Agropecuarias. Serie 3, Clima y Suelo* 2, 35-79.
- Miaczynski, C.R.O., Ferrer, J.A., Imbellone, P.A., 1969. Pedogénesis y actividad geomórfica en un sector de la cuenca del río Samborombón. *Actas 5a. Reunión Argentina de la Ciencia del Suelo*. Santa Fe. 413-416.
- Mon, R., Iruetia, C., Botta, G.F., Pozzolo, O., 2007. Effect on chemical and physical soils properties produced by supplementary irrigation in rolling pampa region of Argentina. *Ciencia e Investigaciones Agropecuarias (Chile)* 34, 187-194.
- Morrás, H.J.M., Perman, S., 1977. Características pedológicas y utilización de algunos suelos halomórficos de los Bajos Submeridionales, Argentina. *Turrialba* 27, 397-403.
- Morrás, H.J.M., Candiotti, L., 1981. Relación entre la permeabilidad, ciertos caracteres analíticos y situación topográfica en algunos suelos de los Bajos Submeridionales (Santa Fe). INTA, *Revista de Investigaciones Agropecuarias XVI*, 23-32.
- Nosetto, M.D., Jobbágy, E.G., Tóth, T., Jackson, R.B., 2008. Regional patterns and controls of ecosystem salinization with grassland afforestation along a rainfall gradient. *Global Biogeochemical Cycles* 22. GB2015, doi:10.1029/2007GB003000.
- Panigatti, J.L., 1980. Molisoles del norte de la zona pampeana. I. Génesis y morfología. IX Reunión Argentina de la Ciencia del Suelo, Paraná. 927-940.
- Panigatti, J.L., Fossati, J.L., Gambaudo, S., Bruno, O.A., 1983. Siembra aérea y convencional de trébol de olor de flor blanca en los Bajos Submeridionales. Informe Técnico 17. INTA, EEA Rafaela. 19 pp.
- Pariante, S., 2001. Soluble salts dynamics in the soil under different climatic conditions. *Catena* 43, 307-321.
- Parodi, G.N., Damiano, F., 2008. Bases y principios de manejo agrohidrológico de campos bajos. <http://www.parodi.nl/agrologia>.
- Peinemann, N., 1997. Formación, clasificación, manejo y recuperación de suelos salinos y sódicos. Ediciones Sur. La Plata. 120 pp.
- Plyusnin, I.I., 1964. Reclamative Soil Science. Foreign Languages Publishing House, Moscow. 398 pp.
- Pye, K., 1987. Aeolian dust and dust deposits. Academic Press. Londres. 334 pp.
- Richards, L.A. (Ed.), 1954. Diagnosis and improvement of saline and alkaline soils. Salinity Laboratory, USDA Handbook 60. Government Printing Office. Washington. (Traducción castellana: Diagnóstico y rehabilitación de suelos salinos y sódicos. Editorial Limusa, México, 1973. 172 pp).
- Rimieri, P., Scheneiter, O., Carrete, J.R., 2002. Pasturas cultivadas de la Región Pampeana. *IDIA XXI*, 2, 19-22.
- Ringuelet, E.J., 1935. Datos ecológicos sobre las aguas de los ríos Samborombón y Salado de Buenos Aires. *Notas del Museo de La Plata*. I, 7, 159-175.
- Sánchez, R.O., Mendía, J.M., Elicabe, R.L., 1976. El problema del microrrelieve en el estudio de suelos de la cuenca del río Samborombón. *Septima Reunión Argentina de la Ciencia del Suelo*. Bahía Blanca. *IDIA, Suplemento* 33, 425-433.
- Sauberán, C., Molina, J.S., 1960. Recuperación de bajos alcalinos. *Ciencia e Investigación* 16, 337-338.
- Sauberán, C., Molina, J.S., 1963. Recuperación de terrenos «salitrosos» por métodos biológicos. *Ciencia e Investigación* 19, 449-458.
- Sauberán, C., Molina, J.S., Fuentes Godo, P., Lundberg, G.A., 1962. Utilización de métodos biológicos en la recuperación de suelos «salitrosos» en regiones de secano. *IDIA* 171, 54-56.
- Scoppa, C.O., Di Giácomo, R.M.S., 1985. Distribución y características de los suelos salinos y/o alcalinos

- en la Argentina. IDIA, Mayo-Agosto, 49-77.
- Schaetzl, R., Anderson, S., 2005. Soils: Genesis and geomorphology, Cambridge University Press. 817 pp.
- Sibirtsev, N.M., 1901. Russian soil investigations. (Traducido y condensado por P. Fireman. Experiment Station Record, USA Part I: 12, 704-712. Part II: 12, 807-818).
- Soil Survey Staff, 1999. Soil Taxonomy. A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys. Agricultural Handbook 436. Washington, DC. 869 pp.
- Soil Survey Staff, 2007. Claves para la Taxonomía de Suelos. Traducción de la 10 edición (2006) de: Keys to Soil Taxonomy. U.S. Department of Agriculture. 331 pp.
- Spaargaren, O.C. (Ed.), 1994. World Reference Base for Soil Resources. Draft. IUSS, ISRIC, FAO. Wageningen, Rome. 161 pp.
- Szabolcs, I., 1988. Solonetz soils. Proceedings International Symposium of Solonetz Soils. Osijek, Yugoslavia. 9-25.
- Szabolcs, I., 1989. Salt affected soils. CRC Press. Boca Raton, Florida. 274 pp.
- Szabolcs, I. Darab, K., 1958. Accumulation and dynamics of silicic acid in irrigated alkali soils. Acta Agronomica Academiae Scientiarum Hungaricae. VIII.213.
- Taboada M.A., Lavado R.S., 1993. Influence of trampling on soil porosity under alternate dry and ponded conditions. Soil Use and Management 9, 139-143.
- Taboada, M.A., Alvarez, C.R., 2008. Fertilidad física de los suelos. Universidad Nacional de Buenos Aires. 2ª edición. 237 pp.
- Taboada, M.A., Lavado, R. S.; Svartz, H., Segat, A. M. L., 1999. Structural stability changes in a grazed grassland Natraquoll of the Flooding Pampa (Argentina). Wetlands 19, 50-55.
- Taboada, M.A., Lavado R.S., Rubio G., Cosentino D.J., 2001. Soil volumetric changes in natric soils caused by air entrapment following seasonal ponding and water table. Geoderma 101, 49-64.
- Taboada, M.A., Panuska, E.M., Lavado, R.S., Giménez, J.E., Duymovich, O.A. 1987. Pérdidas de sustancias húmicas de suelos nátricos a través del río Samborombón. 2. Comparación de suelos con horizonte nátrico y argílico. Notas del Museo de La Plata, Geología 74, 21, 67-76.
- Teruggi, M., 1957. The nature and origin of Argentinean loess. Journal of Sedimentology and Petrology 27, 322-332.
- Tóth, T., Várallyay, G., 2001. Past, present and future of the Hungarian classification of salt-affected soils. Soil Classification. Developing the basis for the systems of the future. European Soil Bureau. Research Report 7. 125-135.
- Tricart, J.L.F., 1973. Geomorfología de la Pampa Deprimida. Colección Científica XII. INTA. Buenos Aires. Argentina. 194 pp.
- Veneciano, J.H., Terenti, O.A., Funes, M.O., 2003. Valoración de recursos forrajeros nativos e introducidos. En: Aguilera, M.O, Panigatti, J.L. (Eds.). Con las metas claras. La Estación Experimental Agropecuaria San Luis. 40 años a favor del desarrollo sustentable. INTA. 125-140.
- Wilding, L.P., Odell, R.T., Fehrenbacher, J.B., Beavers, A.H., 1963. Source and distribution of sodium in solonetzic soils of Illinois. Soil Science Society of America Proceedings 27, 432-438.
- Xu, W.F., Shi, W.M., 2007. Mechanisms of salt tolerance in transgenic *Arabidopsis thaliana* constitutively overexpressing the tomato 14-3-3 protein TFT7. Plant and Soil 30, 17-28.

Las fotografías y figuras, todas corresponden a los autores, salvo aquellas donde se aclara la autoría.

Agradecimientos:

Arquitecta Gisel Andrade por el diseño y diagramación de tablas y figuras;
Señora Liliana Ponti por la diagramación del manuscrito.



EDICIONES INTA - GESyC
Gerencia de Comunicaciones
e Imagen Institucional
Chile 460 2º piso C.P. 1098 Bs. As.
Tirada: 500 ejemplares

La evolución de los conocimientos pedológicos en el país, y en la Región Pampeana, ponen de manifiesto la necesidad de analizar los principales procesos de formación de los suelos para la mejor interpretación de su comportamiento. Los procesos de formación tratados en esta obra son Melanización, Ilimerización, Hidromorfismo, Salinidad/Alcalinidad y Vertisolización, y se seleccionaron por su distribución areal en la Región Pampeana e influencia en aspectos aplicados de la Ciencia del Suelo.

La génesis de suelos y, específicamente, los procesos pedogenéticos, distan de ser temas puramente teóricos, sino que constituyen la base de los aspectos aplicados. Este conocimiento es esencial para la clasificación y manejo de los suelos de manera lógica, permite explicar su distribución y es esencial en la elaboración de cartografía básica y utilitaria.

En cada capítulo se describe la génesis del proceso, su fundamento teórico, evolución de los suelos, principales características morfológicas, micromorfológicas, físicas y químicas y consideraciones taxonómicas. Se incluyen ejemplos locales y regionales y sus implicancias para el destino, manejo y producción. Se acompaña una abundante bibliografía. Si bien no es una obra de manejo de suelos, se presentan resultados logrados con diversas producciones.

Aprovechar el potencial de uso y la resiliencia de los suelos es una necesidad y un desafío para los profesionales de varias ciencias. El conocimiento de los procesos que formaron los suelos permitiría predecir los cambios que pueden experimentar al modificarse factores naturales y/o antrópicos.

Los destinatarios de esta obra son estudiantes de grado y postgrado y/o profesionales vinculados a las Ciencias de la Tierra que deseen profundizar el conocimiento pedológico en la Región Pampeana y/o para quienes los conocimientos básicos le permitan adoptar decisiones a fin de implementar diversos usos y producciones, sobre bases sólidas.

ISBN 978-987-1623-40-2



Ministerio de
Agricultura, Ganadería y Pesca
Presidencia de la Nación

Rivadavia 1439 (1033) Ciudad Autónoma de Buenos Aires, Argentina