

Origen y desmantelamiento de lateritas paleógenas del sudoeste de Uruguay (Formación Asencio)

Eduardo S. BELLOSI¹, Mirta G. GONZÁLEZ¹ & Jorge F. GENISE²

¹ CONICET, Museo Argentino de Ciencias Naturales. Av. Ángel Gallardo 470, 1405 Buenos Aires. ebelosi@sei.com.ar. ² CONICET, Museo Paleontológico E. Feruglio. Fontana 140, 9100 Trelew, Chubut.

Abstract: Origin and dismantling of Paleogene laterites from southwest Uruguay (Asencio Formation). The Asencio Formation is a thin sequence of dark red sandstone beds bearing indurated paleosols with a very rich insect ichnofauna, exposed on the west margin of the Río de la Plata Cratón. Two interfingering facies, having transitional to sharp contacts, were recognized: ferruginized duricrusts and nodular beds. The pedogenized structure of the duricrusts ranges from prismatic to angular blocky (peds) with frequent insect (*Palmiraichnus* and *Teisseirei*) and root traces, to massive-alveolar and bioturbated but without discrete traces. The composition is quartzitic and the microstructure is spongy, with a ground mass composed of argillic-hematitic microgranules, showing argiloferrans and pedotubules. These features correspond to Bt (argillic) horizons of well-developed Ultisols. The nodular beds are clay-matrix, disorganized massive conglomerates. Nodule composition and texture are similar to the crusts. Trace fossils are also frequent (*Uruguay*, *Coprinisphaera*, *Monesichnus*) and commonly rotated. A residual origin by duricrust weathering and disintegration is suggested for these deposits. The facies association can be compared to the lateritic profiles of the tropical savannahs. The bio-geochemical metabolism of these profiles, controlled by climatic (hidrologic) changes, produced two constructive/destructive stages, transforming iteratively mature Ultisols into laterites: 1) The ferruginous duricrusts correspond to ferricretes, which would have developed in a warm and highly contrasted climate, where intense dryness would have produced dehydration and induration of the soils. 2) Subsequent solubilization because of increasing precipitation (rehydration), would have produced ferricrete dismantling and the residual nodular beds. Such climatic conditions for middle latitudes would be expectable for the Paleogene climate optimum. Thus, an early Eocene age is proposed, in accordance to the paleosol insect ichnofauna.

Key words: Paleogene laterites, Asencio Formation, Uruguay.

La Formación Asencio es una delgada secuencia silicoclástica de capas rojas, modificada y endurecida por procesos pedogénico-lateríticos, cuyas mejores exposiciones se distribuyen en el SO del Uruguay (Caorsi & Goñi, 1958) (Fig. 1). Su rasgo más destacado es el extraordinario elenco icnológico, seguramente el mejor preservado y el más diverso y numeroso conocido hasta la actualidad en trazas fósiles de insectos (Roselli, 1938, 1987; Frenguelli, 1946; Genise & Bown, 1995, 1996; Genise & Laza, 1998; Genise & Hazeldine, 1998 a y b; Genise, 1999; Genise & Verde, 2000; Genise *et al.* 2002, 2004; González *et al.*, 1998; Cilla, 2001). Desde la óptica sedimentológico-paleoedáfica, esta sucesión presenta dos atributos que son objeto de controversias: a) intercalación de supuestos conglomerados con abundantes y bien preservados nidos de insectos de arquitectura compleja, y b) estratos cuyas geometrías y contactos son incompatibles con depósitos de

alta energía (Ford, 1988a; Genise & Bown, 1996; Pazos *et al.*, 1998; entre otros). Por otra parte, también ha sido motivo de discusiones el posible diacronismo entre los procesos de sedimentación, pedogénesis y laterización (costrificación) de esta unidad (Ford 1988a,b; Veroslavsky & Martínez, 1996; González *et al.*, 1998; Pazos *et al.*, 1998; Goso & Guéréquiz, 2001). La definición de estas incertidumbres, objeto de este trabajo, resulta relevante para reconstruir la sucesión de eventos sedimentarios, edáficos, de bioturbación y diagenéticos que afectaron esta secuencia, e inferir su significado paleoambiental, paleoclimático y paleobiológico.

Los afloramientos estudiados se encuentran en las cercanías de Nueva Palmira y Carmelo (Uruguay), donde aflora el basamento del Cratón del Río de la Plata, junto a otras unidades cretácicas y cenozoicas (Fig. 1). En numerosas canteras explotadas para la obtención de ripio

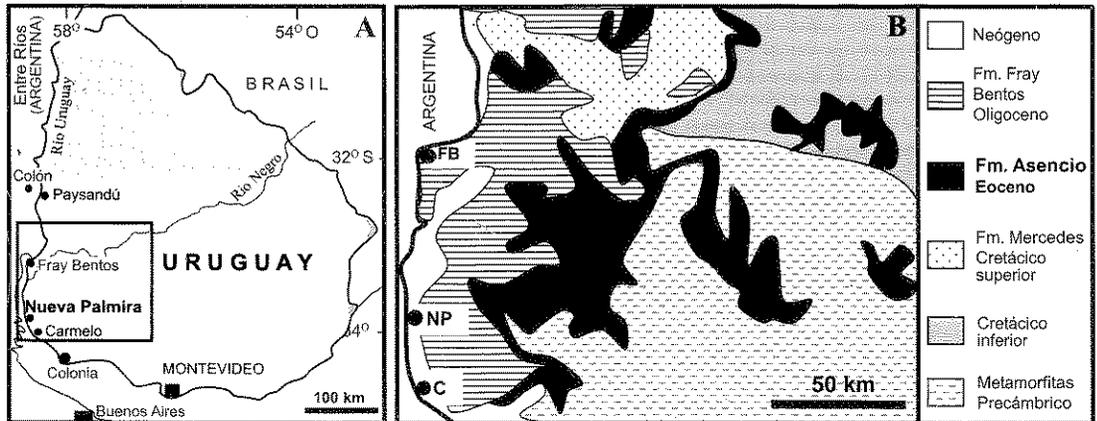


Fig. 1. A. Área de estudio de la Formación Asencio próxima a las localidades de Nueva Palmira y Carmelo (Uruguay). B. Distribución de la Formación Asencio y de otras unidades estratigráficamente relacionadas, expuestas en el sudoeste del Uruguay.

(canteras Maldonado, Espiga, Fracinelli, Banchero, Prati, Dumestre, entre otras) se expone la totalidad o la mayor parte de la Formación Asencio, cuyo espesor máximo no supera los 15 m. El estudio aquí presentado es el resultado de varias campañas efectuadas entre 1997 y 2002, en las que se colectaron muestras icnológicas y sedimentológicas. Estas fueron analizadas en secciones delgadas y por difracción de Rx (DRX) de roca total y de la fracción arcilla (Laboratorio de Rx, del Centro de Investigaciones Geológicas, La Plata).

MARCO ESTRATIGRAFICO

La Formación Asencio fue dividida por Bossi (1966) en los Miembros Yapeyú y Del Palacio. Ford (1988a) consideró que esta formación estaba sólo compuesta por "corazas de ferrificación" (aquí denominadas duricostras ferruginosas), las cuales estarían cubiertas discordantemente por la Formación Palmitas integrada por "conglomerados" (aquí denominados estratos nodulares) y otros paleosuelos "acorzados". La división estratigráfica de Ford (1988a) resulta poco práctica ya que las corazas ferrificadas se encuentran en ambas unidades, intercaladas con los conglomerados. Pazos *et al.* (1998, 2002) restringieron el alcance de la Formación Asencio sólo al Miembro del Palacio (niveles ferrificados rojo intenso) en razón de las afinidades genéticas y criterios lito y aloestratigráficos, ya que identificaron una importante discontinuidad (Paleosuperficie Yapeyú) entre los miembros Yapeyú y Del Palacio, que limita dos ciclos sedimentarios. En coincidencia con

tales autores, se considera aquí Formación Asencio al conjunto de duricostras ferruginosas y estratos nodulares ("conglomerados") interestratificados. En el subsuelo del NO de Entre Ríos (Argentina), Gentili & Rimoldi (1979) definieron la Formación Puerto Unzué, la cual correlacionaron con la Formación Asencio. Más tarde, Genise & Zelich (2001) encontraron afloramientos de esta unidad cerca de Colón (Fig. 1 A), donde comprobaron la similitud de las icnofaunas de ambas formaciones. La Formación Asencio yace sobre la Formación Mercedes de edad cretácica (Bossi, 1966) (Fig. 1). En el área de estudio las exposiciones no son muy apropiadas para reconocer la naturaleza de este contacto. Veroslavky & Martínez (1996) apreciaron que la relación entre ambas unidades en el centro-sur del Uruguay es indefinida. En la cantera Maldonado, la sección basal de la Formación Asencio presenta un difundido moteado y decoloración, mientras que en la cantera Espiga se observó una brecha con clastos rojos y cemento carbonático. El tope de esta unidad está marcado por una superficie discordante erosiva, a veces canalizada, sobre la que se apoya la Formación Fray Bentos (Fig. 1), integrada en esta región por limos macizos, intercalados con paleosuelos que incluyen trazas fósiles y calcretes.

En razón de la carencia de fósiles corpóreos y las discordancias que la limitan, la Formación Asencio no posee una edad segura, aunque ha sido asignada al Cretácico tardío - Eoceno. Esto se debe a su disposición por encima de la Formación Mercedes, portadora de restos de dinosaurios cretácicos, y por debajo de la Formación Fray Bentos que incluye vertebrados de la Edad Ma-

mífero Deseadense (Bond *et al.*, 1998) del Oligoceno-Mioceno temprano. Veroslavsky & Martínez (1996) y Goso & Guéréquiz (2001) propusieron que los sedimentos de la Formación Asencio se acumularon en el Cretácico tardío, pero fueron sometidos a laterización muy posteriormente (Paleoceno tardío-Eoceno), cuando se encontraban en la superficie. Recientemente, Genise *et al.* (2002) le asignan una edad probablemente eocena sobre la base de la discordancia que la separa del Cretácico (Pazos *et al.*, 2002), la similitud de su icnofauna con la del Paleógeno de Patagonia en contraste con la del Cretácico tardío de la misma región, y el alto número y variedad de trazas de escarabajos coprófagos. Tal abundancia y diversificación se correspondería con una alta disponibilidad de excrementos de herbívoros, los cuales tuvieron mayor expansión en el Eoceno que en el Paleoceno (Marshall & Cifelli, 1990; Pascual *et al.*, 1996).

FACIES

En los frentes de canteras, donde los estratos se disponen horizontalmente, se distinguen dos tipos litológicos principales (Fig. 2): duricostras ferruginosas y estratos nodulares macizos, los cuales se interdigitan y repiten verticalmente hasta 3 ó 4 veces dentro del espesor total de la unidad (Fig. 2 A). González *et al.* (1998) consideraron que ambas facies representarían dos horizontes de numerosos paleosuelos apilados. En las Grutas del Palacio, Goso & Guéréquiz (2001) habrían distinguido algunas estructuras mecánicas primarias (estratificación cruzada, laminación horizontal y pequeños canales). En general, la estratificación de esta unidad no es de carácter primario, sino que sería el resultado de procesos diagenéticos tempranos (pedogénesis, laterización) y posiblemente tardíos (removilización del Fe), los cuales suprimieron en gran medida sus rasgos depositacionales originales.

Duricostras ferruginosas

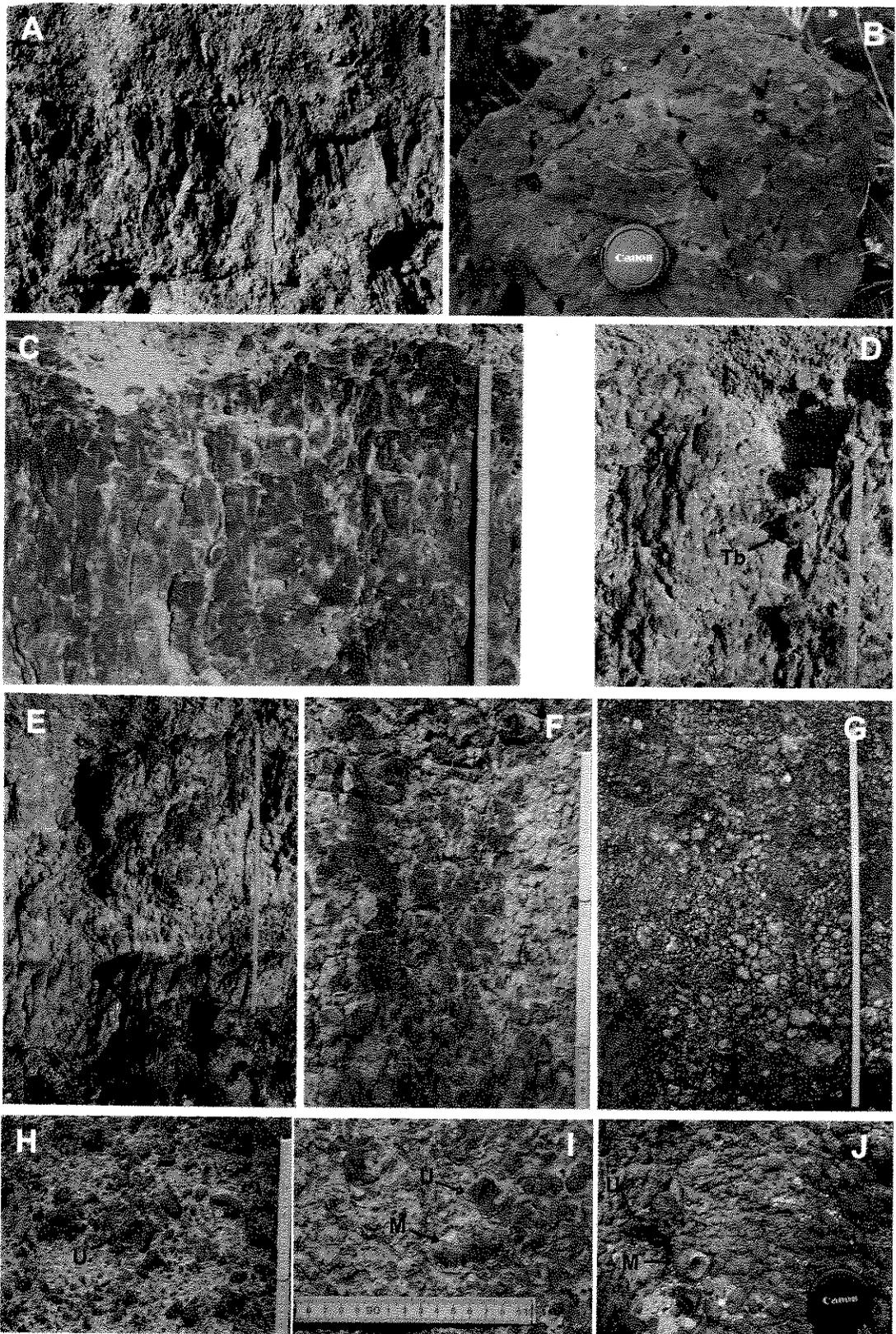
Descripción. Ford (1988a) denominó a esta facies "corazas de ferrificación" considerándola el único componente litológico de la Formación Asencio. Las duricostras ricas en hierro están formadas por areniscas rojas arcillosas, muy endurecidas y macizas, de 0,5 - 2,5 m de espesor (Fig. 2 A, B). La morfología de los estratos es por lo general tabular, aunque suele presentarse ondulada y lenticular. En el Departamento Soriano, las duricostras son cuneiformes y se extienden lateralmente por 300 m (Ford, 1988b). Los contactos con la facies nodular son por lo general transicionales y en pocos casos netos (Fig. 2 E).

El grado de compactación, arcillosidad, coloración y estructura interna de las duricostras no es uniforme. Las más compactas y macizas son rojo oscuras (5R3/4), poseen menor cantidad de material arcilloso y exhiben abundantes marcas de raíces y oquedades irregulares (alvéolos y canales), de 0,7-1,7 cm de ancho. Cuando la densidad de estas aumenta, le otorgan un aspecto esponjoso (Fig. 2 B). Generalmente, este tipo de duricostra no incluye trazas fósiles de insectos reconocibles.

Si bien González *et al.* (1998) no diferencian tipos de duricostras, describen estructuras similares a las mencionadas aquí para las más compactas (*i.e.* red de túneles de distinto diámetro e inclinación, de contornos irregulares), que en sus distintas formas sugerían desde un origen inorgánico, o raíces y hasta posibles termiteros. Por otra parte, las duricostras de menor consolidación exhiben una clara estructura edáfica prismática o en bloque (Fig. 2 C) e incluyen frecuentes icnofósiles (*Palmiraichnus castellanosi*, *Teisseirei barattinia*, escasos ejemplares de *Uruguay* y trazas de raíces) en posición original (Fig. 2 D) (González *et al.*, 1998; Genise *et al.*, 2004). Esta última característica va acompañada por incremento en el contenido de arcilla, tonalidades más claras y menor endurecimiento (Fig. 2F). Entre ambos tipos existen también costras intermedias.

En razón de sus rasgos internos esta facies ha sido interpretada como el resultado de procesos pedogénicos (Ford, 1988b; Veroslavsky & Martínez, 1996; González *et al.*, 1998; González, 1999). La diferenciación de horizontes edáficos discretos es dificultosa debido a frecuentes cambios en la estructura de las duricostras y al pasaje lateral hacia la facies nodular. Entre los macrorasgos edáficos se destaca la presencia de pedotúbulos (3-5 mm de diámetro), trazas de raíces, glébulas, alvéolos y cutanes (Ford, 1988b; González, 1999; Goso & Guéréquiz, 2001). Los alvéolos pueden aparecer parcialmente rellenos o tapizados por arcilla. Los niveles con estructura prismática son de color castaño rojizo oscuro (10R3/4), con pedes medianos a gruesos (3,5 a 8 cm de ancho) (Fig. 2 C), de superficies generalmente tapizadas con arcilla naranja rojiza (10R6/6). Los niveles con estructura en bloque son de idéntica coloración, presentan pedes medianos a muy gruesos (1,5 a 5 cm) y cutanes arcillosos también de colores más claros (Fig. 2 F).

A pesar de las diferencias macroscópicas, la micromorfología de los distintos tipos de duricostras es uniforme. Su microestructura es compleja, predominantemente esponjosa con una masa basal granular o grumosa (Fig. 3 A). El ca-



rácter esponjoso obedece a la variedad en las dimensiones, tipo, y densidad de los poros/alvéolos, los cuales gradan de 50 μm a 10 mm en tamaño, son equidimensionales a elongados, de paredes rugosas a lisas y su proporción varía de 10 a 30 %. Los de forma planar están frecuentemente interconectados. La relación material grueso/fino es porfírica. La fracción fina es arcilla autigénica muy birrefringente, teñida de color rojo intenso debido a la abundancia de hematita diseminada. La fracción gruesa (> 10 μm) ocupa el 30 - 50 % del total de la roca. Se constituye por granos de 50 a 750 μm (pobre selección granulométrica), en promedio 275 μm (arena media a gruesa). Los clastos son en su mayoría de cuarzo monocristalino (85-90 %), subredondeado a subanguloso, frecuentemente con bordes corroídos o con engolfamientos de masa basal hematítica. Le siguen en abundancia: cuarzo policristalino (7-4 %), chert (5-3 %), fragmentos de rocas graníticas (2 %) y feldespatos (1 %) (microclino, ortosa y algunas plagioclasas). La masa basal se compone íntegramente de microgránulos rojos argilo-hematíticos, por lo general soldados entre sí (Fig. 3 B). Éstos se encuentran separados en los sectores más porosos o formando parte del relleno de vacíos, donde se aprecia el diámetro (50 a 200 μm) y su forma redondeada (esférica). En los sectores soldados los microgránulos se distinguen al cruzar nicoles (Fig. 3 C, D), ya que la arcilla neoformada de la masa basal está orientada según el perímetro interno o externo (argiloferran). La b-fábrica es preponderantemente grano o poro-estriada.

La abundancia de arcilla autigénica constituye el pedorrasgo textural sobresaliente de la mayor parte de las duricostras, por lo que pueden ser caracterizadas como horizontes argílicos (Bt). Con frecuencia, los granos minerales, poros y espacios entre microgránulos están tapizados por argiloferranes rojos laminados, con muy buena orientación óptica y alta birrefringencia (Fig. 3 D, E). Los pedotúbulos son otro pedorrasgo común. Éstos miden casi 2 mm de ancho, se encuen-

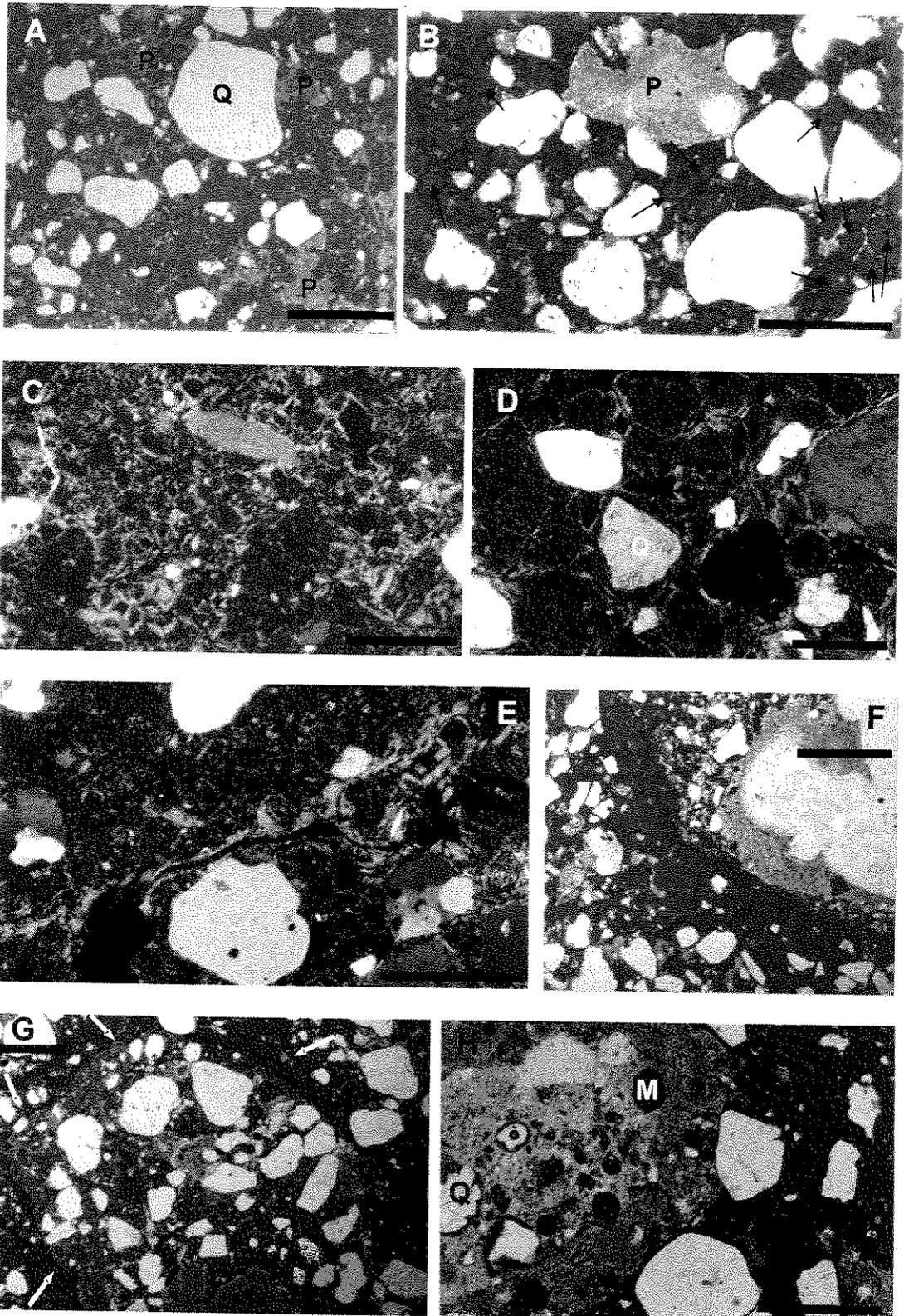
tran parcial o totalmente rellenos y sus paredes presentan material arcilloso orientado (Fig. 3 F, G). El relleno de algunos tubos difiere en composición de la masa basal, con menor proporción de hematita y algunos microgránulos dispersos (Fig. 3 H). Los minerales de arcilla identificados en dos muestras de duricostra (DRx), son esmectita, caolinita y posibles interestratificados de ambos grupos. Goso & Guéréquiz (2001) y Ford (1988 b,c) distinguieron una composición similar, con aumento en la proporción de caolinita hacia el tope de los perfiles pedogénicos.

Por otra parte, en recientes estudios micromorfológicos de duricostras bioturbadas (red de galerías sinuosas) se reconocieron los siguientes atributos (Cosarinsky, 2003): microagregados de arcilla, rellenos de material fino microgranulado, relación de distribución porfírica de materiales gruesos/finos e intercalaciones de posible pigmento orgánico; los cuales podrían vincularse a la actividad termitífica.

Interpretación. Caorsi & Goñi (1958) fueron los primeros en relacionar la ferrificación de la Formación Asencio con procesos de laterización. En el mismo sentido, Ford (1988b) entendió que el desarrollo completo de esta unidad se corresponde con el perfil de Oxysoles, formados en clima tropical húmedo, posiblemente durante el Paleoceno-Eoceno. Veroslavsky & Martínez (1996) reconocieron la existencia de varios ciclos pedogénicos superpuestos a lo largo de esta unidad.

Las características macro y micromorfológicas coinciden en marcar el alto grado de intemperización, reconocido por el color rojo (en muestras de mano y en la masa basal), y por la mineralogía de la fracción arena, donde el cuarzo es ampliamente dominante. Por otra parte y a pesar de las diferencias en las macroestructuras, en este conjunto de paleosuelos apilados resalta el fuerte enriquecimiento en arcilla iluviada, corroborado por la b-fábrica de la masa basal grano y

Fig. 2. Duricostras ferruginosas (DF) y estratos nodulares (EN), Formación Asencio. A, DF con estructura en bloque, 1 m de espesor en sector central, limitada por EN. Escala 1 m, cantera Maldonado. B, DF maciza, no arcillosa, muy endurecida y oscura, con alvéolos y canales sin patrón regular. Escala 4 cm, cantera Fracinnelli. C, DF con estructura prismática y en bloque; trazas de raíces verticales de 30 cm. Se le superpone un EN. Espesor 45 cm, cantera Maldonado. D, Detalle de una DF con estructura en bloque subangular más fino, que incluye *Teisseirei barattinia* (Tb), superpuesta por EN. Escala en cm, cantera Maldonado. E, Interestratificación de DF y EN, con contactos laterales y verticales transicionales. Los EN se reconocen por su mayor arcillosidad. Escala 1 m, cantera Maldonado. F, DF con estructura en bloque angular grueso-muy grueso, moderada arcillosidad. Escala en cm, cantera Espiga. G, EN de aspecto conglomerádico matriz y clasto-soportado. Escala 1 m, cantera abandonada próxima a Nueva Palmira. H, EN matriz-soportado (intenso desmantelamiento). Véase nódulos de variado tamaño y *Uruguay* isp. (U). Escala en cm, cantera Bancharo. I, Detalle de EN clasto-soportado (leve desmantelamiento) con *Uruguay* isp. (U) y *Monesichnus ameghinoi* (M). Véase corteza arcillosa de los nódulos, más dura que la matriz. J, EN clasto-soportado con *Uruguay* isp. y *Monesichnus ameghinoi* (M).



poro estriada y los abundantes argiloferranes de grano y poro. Estos cutanes de arcilla neoformada alrededor de pedes, granos, canales y vacíos evidencian que dicho material fue movilizado hacia abajo en el perfil (McCarthy *et al.*, 1998), durante la pedogénesis y previamente al soterramiento (Buurman *et al.*, 1998; Retallack, 2001). La profunda meteorización que condujo a la pérdida de granos químicamente inestables, alterándolos a arcillas y sesquióxidos, el color rojizo debido a la alta concentración de hematita y la abundancia de microgránulos, son atributos característicos de los Oxisoles y Ultisoles. Nettleton (1998) indica que un horizonte óxico puede distinguirse por su baja proporción (< 10%) de minerales meteorizables. Sin embargo, la presencia de Oxysoles es descartada porque en ellos la iluviación de arcilla no es de importancia, frente a los procesos de intemperización.

Los horizontes argílicos o Bt son diferenciados por sus: 1) revestimientos arcillosos sobre pedes (en muestras de mano y al microscopio), 2) lineamientos de arcilla orientada dentro de vacíos y 3) revestimientos arcillosos sobre clastos y microgránulos (en secciones delgadas). Tales características definen a los Argisoles, grupo que comprende a Alfisoles y Ultisoles, indiferenciables según Mack *et al.* (1993) en el registro fósil. En la taxonomía de suelos, el contenido de bases es utilizado para distinguir ambas clases, aunque en paleosuelos la diagénesis puede alterar dicho parámetro (Mack *et al.*, 1993). Otros especialistas en cambio, consideran incierto dicho criterio (Buurman, 1998). Con todo, el predominio de especies minerales estables (cuarzo, chert) y casi ausencia de feldspatos y granos inestables (fragmentos de rocas y minerales ferromagnesianos) se podría tomar como indicador indirecto de suelos *dístricos* o con bajo contenido de bases (Retallack, 1988), tal como ocurre en los Ultisoles. Asimismo, un alto porcentaje de hierro hematítico y la formación de costras ricas en Fe es poco frecuente en Alfisoles. Por estas razones, los

paleosuelos de la Formación Asencio han sido clasificados como Ultisoles (González, 1999).

Los microgránulos argilo-hematíticos que conforman la masa basal son comparables a los micropedes esféricos de arcilla teñida por hierro mencionados por Stoops (1983), o a los microagregados estables descritos por Jungerius *et al.* (1999), cuyo origen ha sido estrechamente vinculado a la acción de termitas. Jungerius *et al.* (1999) identificaron en Ferralsoles de Kenia, microagregados de 0,03–1,0 mm, elaborados por termitas (*Macrotermes*), los cuales son desprendidos del (sub)suelo y transportados hacia la superficie para construir el nido. Una vez que éste es abandonado y destruido, los microagregados son dispersados e integrados al suelo. Su alta estabilidad se debería a la impregnación con saliva o excrementos de las termitas. Las recientes observaciones de Cosarinsky (2003), en duricostras de la Formación Asencio, apoyarían la participación de termitas en la formación de estos paleosuelos.

Los frecuentes rasgos de iluviación de arcillas (argiloferranes laminados y espesos) y de libre drenaje reconocidos en los Ultisoles de la Formación Asencio son la respuesta a fluctuaciones en la saturación del suelo, en ambientes donde alternaba estacionalmente la sequedad (Miller, 1983). La ausencia de carbonato muy probablemente implique más de 800 mm de precipitación media anual (PMA) (Retallack, 2001). Además, la coexistencia de esmectita y caolinita reflejaría un clima húmedo con 1500–2000 mm PMA, rango en el que se favorece la transformación de esmectita a caolinita (Retallack *et al.*, 2000), considerando que los procesos diagenéticos tardíos no habrían alterado esta relación. Por otra parte, la abundancia de microgránulos (micropedes esféricos de Stoops, 1983) ha sido considerada como indicadora de *paleotemperaturas* elevadas (Retallack *et al.*, 2000).

Las costras ferruginosas de la Formación Asencio son aquí consideradas ferricretes autóctonos o *cuirasses*, en el sentido de Tardy

Fig. 3. Rasgos pedogénicos micromorfológicos, Formación Asencio. A, Aspecto esponjoso porfirico de duricostra ferruginosa; poros (P) en masa basal; composición argilo-hematítica, microgranular. Fracción gruesa integrada por clastos de cuarzo (Q). Barra 700 μm , nicoles sin cruzar. B, Microgránulos argilo-hematíticos de la masa basal (flechas), clastos de cuarzo. Barra 350 μm , nicoles sin cruzar. C, Masa basal: microgránulos soldados distinguidos por cutanes de arcilla, que también tapizan poros y clastos de cuarzo. Barra 250 μm , nicoles cruzados. D, Detalle de cutanes en microgránulos argilo-hematíticos y clastos de cuarzo. Barra 300 μm , nicoles cruzados. E, Poro longitudinal tapizado por argiloferran; clastos de cuarzo policristalino en la masa basal. Barra 350 μm , nicoles cruzados. F, Galería con pared externa de arcilla compacta (flechas) y relleno con material clástico con fábrica distintiva. Barra 700 μm , nicoles sin cruzar. G, Galería con relleno microgranular y clástico, pared externa de arcilla compacta. Flechas: margen del pedorrasgo. Barra 450 μm , nicoles sin cruzar. H, Detalle del extremo de galería cuya pared externa es arcilla compacta de la masa basal, relleno (desprendido de la pared) con microgránulos dispersos (M) y clastos con argiloferranes (Q). Barra 350 μm , nicoles sin cruzar.

(1992). Los abundantes rasgos macro y micromorfológicos edáficos, así como la diversa asociación de trazas de insectos indican un origen pedogénico, en contraposición a los ferricretes freáticos (Wright *et al.*, 1992). Las variaciones laterales apreciadas en la composición, estructura, mineralogía, endurecimiento y color, en exposiciones distantes algunos kilómetros entre sí, pueden ser comparadas con los cambios habituales que muestran los actuales ferricretes debido a diferencias locales de las precipitaciones, grado de evolución y edad, altitudes y relieve o en la roca parental (McFarlane, 1976; Leprum, 1979; Nahon, 1986). En tal sentido, es posible interpretar que los suelos más rojos y ricos en hematita se originaron en zonas altas y mejor drenadas (Tardy & Roquin, 1992).

El clima en el que se habrían desarrollado los Ultisoles resulta congruente con las condiciones necesarias para la formación de ferricretes, es decir fuertes variaciones en la profundidad del nivel freático. Goso & Guéréquiz (2001) interpretan que los suelos y "corazas" ferruginosas se originaron en un clima tropical a subtropical, húmedo a subhúmedo y estacional, en zonas de vegetación tipo pradera o sabana. Tales condiciones condujeron a la pérdida de cationes y sílice, acompañada por un fuerte enriquecimiento en hierro debido al material parental o las condiciones bioquímicas durante la intensa meteorización (Eswaran & Tavernier, 1980). La composición cuarzosa es reflejo del avanzado intemperismo de los sedimentos y la preservación de los minerales más resistentes. La meteorización bioquímica de rocas graníticas en regiones húmedas conduce hacia la ferralitización, produciéndose un residuo dominado por caolinita o gibbsita (Melfi *et al.*, 1983). Macias y Chesworth (1992) consideran que este es un lento proceso de alteración, en el cual se generan estadios intermedios tal como la formación de Ultisoles cuando la translocación de arcilla es evidente.

El desarrollo de glébulas (motas o nódulos) ricas en hierro es un proceso frecuente en la formación de costras lateríticas ferruginosas (Tardy, 1992). Se considera que en los ejemplos aquí estudiados, el avanzado grado de difusión del hierro soldó los nódulos de hematita otorgándole al nivel un aspecto homogéneo.

Siguiendo el criterio de Duchaufour (1978) esta facies puede ser considerada como *suelos rojos ferruginosos* en razón de la presencia de horizontes Bt con esmectita y caolinita, a diferencia de los *ferralíticos* en los que sólo se preserva cuarzo, predomina la caolinita y son ausentes o mínimos los rasgos de iluviación de arcilla. Tampoco correspondería denominarlos plintitas, ya que

éstas poseen un característico moteado (Birkeland, 1984), ausente en la Formación Asencio.

El endurecimiento de horizontes por deshidratación se produce juntamente con el incremento en el grado de cristalinidad y continuidad de la fase cristalina de los compuestos de hierro del suelo, resultando una red de cristales de hematita y goethita de efecto altamente cementante (Birkeland, 1984). No se hallaron evidencias microscópicas que indiquen otros procesos de consolidación (ver Gamermann, 1979), como por ejemplo neoformación de minerales (silicificación o feldespatización), sustitución epigénica (reemplazo por calcita, ceolita) o interpenetración de granos. Por consiguiente, los atributos composicionales y texturales apuntan a considerar la autigénesis de hematita o ferruginización como el principal responsable del marcado endurecimiento y enrojecimiento de los sedimentos de la Formación Asencio. La rubefacción (color rojo) es un proceso fundamentalmente favorecido por alta temperatura (Birkeland, 1984).

En conclusión, la repetición de ferricretes interstratificados con niveles nodulares en la Formación Asencio sería el resultado de varias fases de laterización (ferricretización y desmantelamiento), las cuales fueron subsiguientes a procesos de pedogénesis avanzada en sedimentos a su vez acumulados sobre lateritas previas.

Estratos nodulares

Descripción. Los cuerpos concrecionales o "niveles conglomerádicos" fueron descriptos como estratos irregulares y discontinuos, sin contactos netos ni geometrías canalizadas, internamente macizos, clasto-soportados, formados por individuos de tamaño y fábrica aleatoria (Ford, 1988a; González *et al.*, 1998; Pazos *et al.*, 1998). A esta caracterización podría agregarse que los mismos están formados por nódulos inmersos en material arcilloso claro y pueden también presentarse matriz-soportados (Fig. 2 G). Estos son los niveles explotados para la obtención de ripio en la industria vial, los cuales aparecen interdigitados con las duricostras, en espesores individuales de 1 a 2 m, aunque pueden alcanzar hasta 4 m de potencia, posiblemente por superposición ya que no se advirtieron discontinuidades. La base y tope son regulares y planos o levemente ondulados, casi siempre transicionales y ocasionalmente netos (Fig. 2 A y E). Son asimismo frecuentes los pasajes laterales de costras a estratos nodulares por aumento del volumen de arcilla y consiguiente aspecto matriz-soportado. La transición vertical o lateral desde la duricostra al estrato nodular es,

por lo general, cuando la primera posee estructura en bloque.

Internamente son homogéneos y sin superficies de discontinuidad. Los nódulos son de color rojo oscuro (5R3/4) a rojo grisáceo (5R3/6), redondeados a subangulares, de 1 a 10 cm de eje mayor. No muestran ningún tipo de organización ni selección. La matriz es arcillosa y de tonalidades amarillo grisácea (5Y8/4), rosado grisácea (5R3/2) y gris amarillenta (5Y8/1) (Fig. 2 H). La proporción de arcilla intersticial es bastante variable, del 5 al 75 %. Tal variación se verifica entre distintas exposiciones y también en niveles de una misma cantera. Los estratos nodulares más enriquecidos en arcilla (> 50 %), de apariencia matriz-soportada, presentan nódulos de dimensiones menores (Fig. 2 H) que en los de aspecto clasto-soportado. Asimismo, en los de más bajo porcentaje de arcilla, los nódulos (incluso los portadores de trazas fósiles) suelen exhibir una corteza arcillosa más compacta que la matriz (Fig. 2 I). En Pedro Chico, la Formación Asencio incluye en la base cuerpos de arena levemente canalizados y hacia arriba niveles nodulares ricos en Fe y clasto-soportados (Pazos et al., 1998). En algunas exposiciones (e.g. cantera Espiga) los estratos nodulares encierran sectores menores (aproximadamente 1 a 2 m²) de duricostras, manteniendo entre sí un contacto gradacional. En dicha cantera, la sección inferior de la unidad, en contacto con la Formación Mercedes, presenta porciones brechosas de cementación carbonática, localizadas en sectores ricos en arcilla, donde el cemento parece haber desplazado al material fino.

La composición mineral y microestructura de los nódulos es idéntica a la de las duricostras, descrita previamente. El análisis (DRx) de una muestra indica que la arcilla de la matriz es diferente a la de las duricostras, muy rica en esmectita y con posible participación de interestratificados illita-esmectita (IS) desordenados.

En los estratos nodulares resulta muy frecuente hallar trazas de insectos bien preservadas, generalmente rotadas (Fig. 2 H, I, J) y rizoconcreciones. Entre las primeras predominan *Uruguay ispp.* y *Coprinisphaera isp.* y *Monesichnus ameghinoi* (Roselli, 1938, Genise & Bown, 1996; González et al., 1998; Genise et al., 2004).

Interpretación. El aspecto conglomerádico de esta facies fue destacado por Ford (1988a) quien los describió como "clastos de formas concrecionales hematíticas", adjudicándolos a flujos densos de abanicos aluviales. Sin embargo, los indicios de transporte o acumulación aluvial o gravitacional son prácticamente inexistentes (Veroslavsky & Martínez, 1996; Pazos et al., 1998;

Genise et al., 2004). La morfología y contactos que exhiben los estratos nodulares o "conglomerados", así como las relaciones que guardan con las duricostras, indican un origen residual no vinculado a mecanismos de transporte. En los estratos nodulares no se observaron formas canalizadas (por corrientes fluidas), ni atributos asimilables a flujos densos o de detritos ya que los "clastos" no exhiben ningún tipo de fábrica u orientación. Por el contrario, los contactos con las duricostras son mayormente gradacionales, tanto en sentido vertical como lateral. La preservación de parches de duricostra rodeados o inmersos en estratos nodulares más extensos y los contactos transicionales en todos los sentidos (superior, inferior y laterales) sugieren que el origen de éstos se produjo por desintegración gradual de las costras ferruginizadas. Asimismo, el contraste composicional con las arcillas de las duricostras indica disimilitud en los procesos de meteorización de ambas facies.

La desintegración o meteorización química de ferricretes o cuirasses, conocida como desmantelamiento (*dismantling*), es parte del metabolismo de los perfiles lateríticos debido a procesos hidromorfológicos que favorecen la destrucción y reconstrucción de suelos ferruginosos (Tardy, 1992).

LATERIZACION: FERRICRETIZACION Y DESMANTELAMIENTO

La iteración de duricostras ferruginosas y estratos nodulares en la Formación Asencio responde a la superposición de perfiles lateríticos, los cuales resultaron de varias fases de laterización. El término "laterita" (del latín *later* = ladrillo) se aplica a materiales superficiales rojos de regiones inter-tropicales, ferruginosos y cementados, utilizados como bloques para la construcción. Asimismo, presenta otros dos significados, uno referido a los productos de alteración en climas tropicales ricos en hierro y aluminio, ya sean duros o sujetos a posterior endurecimiento (Pendleton, 1936) y en el que se excluyen las saprolitas y los suelos ferralíticos no endurecidos. El otro significado es de carácter amplio y se asocia con todos los materiales endurecidos producidos por intensa meteorización tropical (i.e. óxidos de hierro y aluminio, hidróxidos, caolinita y cuarzo) (Millot, 1964). De este modo, bajo la denominación de laterita se incluyen bauxitas, ferricretes, duricostras de hierro o aluminio, horizontes moteados, *carapaces*, *cuirasses*, plintitas, materiales pisolíticos y nodulares, correspondientes a formaciones u horizontes de suelos ferralíticos rojos o amarillos y suelos ferruginosos tropicales (Tardy, 1992).

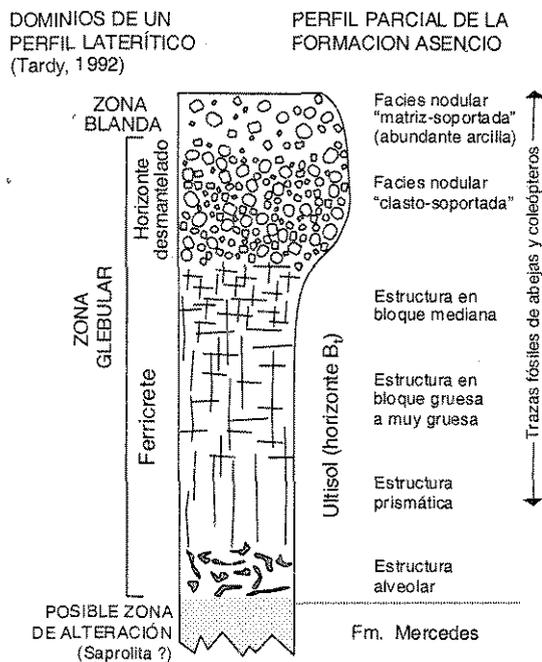


Fig. 4. Reconstrucción de un perfil laterítico de la Formación Asencio, a partir de las facies distinguidas en Nueva Palmira y Carmelo, y su comparación con las zonas/dominios diferenciadas por Tardy (1992).

Los perfiles lateríticos son el resultado de dos estadios metabólicos (Tardy, 1992): uno de carácter formativo o reconstituyente, con cementación de hierro (hematita) en un medio rico en arcilla, no saturado y con poros reducidos en horizontes profundos y temporariamente deshidratados (autigénesis de hematita en intervalos secos); y otro destructivo (desmantelamiento) donde ocurre disolución y desintegración, especialmente en el sector superficial saturado y con grandes poros (en intervalos húmedos). La figura 4 muestra la reconstrucción de uno de estos perfiles lateríticos de la Formación Asencio, en el que se establecen comparaciones con las tres zonas o dominios definidos por Tardy (1992). Estos perfiles miden en promedio 2 a 4 m de espesor y se repiten hasta cuatro veces dentro de la unidad, pudiendo aparecer amalgamados o modificados por el mismo metabolismo de la laterización. La relación con la Fm. Mercedes corresponde al perfil laterítico basal de la Fm. Asencio:

a) Zona inferior o de alteración (saprolita) formada debajo del nivel freático, en la cual no hay ganancia de Fe o Al. Esta alteración podría haber alcanzado la parte superior de la subyacente Formación Mercedes, la cual conserva parte de sus rasgos primarios. La precipitación de carbonato a

partir de soluciones circulantes, tal como se apreció en la cantera Espiga es, asimismo, un rasgo propio de este dominio, que en este caso habría afectado a los sedimentos paleógenos de la Formación Asencio.

b) La zona intermedia o glebular es el dominio más típico, caracterizado por redistribución y concentración de Fe y meteorización, dando lugar al ferricrete (Fig. 4). Distintos procesos combinados tales como: transferencia del Fe (hacia abajo), lixiviación/disolución y reprecipitación secundaria de caolinita o cuarzo, formación de oquedades y ferruginización de todas estas acumulaciones, originan una costra de hierro en la parte superior de un perfil laterítico (Nahon, 1986). Esta zona, compuesta por una duricostra y un estrato nodular, es la que se preservó en la Formación Asencio. El ferricrete o *cuirasse* es el sector más endurecido y enriquecido en hematita, de color rojo intenso; rasgos coincidentes con los de las duricostras descritas en varias canteras (Fig. 2 A, C, D, E y F). Comúnmente este horizonte está conformado por nódulos hematíticos que a medida que crecen se juntan y sueldan (McFarlane, 1976). El grado más evolucionado de un ferricrete estaría determinado por la continua acumulación de hematita en la masa basal, generando una estructura uniforme o ferricrete macizo (Nahon, 1976, 1986; Tardy, 1992). La migración de partículas en el sector inferior del ferricrete provoca oquedades (túbulos y alvéolos), secundariamente rellenas de arcilla, las cuales fueron vinculadas con la actividad de termitas (Eschenbrenner, 1986) y denominadas como costras vesiculares (Temgoua, 2002). Tales rasgos se asemejan a la duricostra reconocida en la cantera Fracinnelli (Fig. 2 B). Finalmente, un horizonte desmantelado se ubica en el tope del ferricrete (Figs. 2 G, I, J; 4) debido a rehidratación y solubilización, produciendo la desintegración de la duricostra por corrosión de la hematita (Tardy, 1992). En esta zona la caolinita es disuelta y la hematita transformada en goethita, tapizando los nódulos con una corteza concéntrica (Fig. 2 I). Temgoua (2002) describe horizontes nodulares por efecto de desmantelamiento de ferricretes de Camerún, los cuales se asemejan a los estratos nodulares de la Formación Asencio. Según Nahon (1976), los pseudo-conglomerados serían el grado más avanzado de desintegración de ferricretes.

c) Por encima del horizonte desmantelado pueden formarse localmente dos tipos de materiales blandos (Fig. 4). Uno de ellos corresponde a un horizonte de guijarros y arcilla (*pebbly layer*). En el caso de Asencio, se refieren a este tipo de horizontes los niveles de estratos nodulares más ricos en arcilla y de carácter matriz-soportado (Fig. 2

H). La alteración de los nódulos hematíticos residuales (guijarros) favorece con el tiempo el decrecimiento de su tamaño (Tardy, 1992), característica también observada en el ejemplo de Asencio.

Las posiciones relativas de diferentes horizontes del ferricrete pueden ser complicadas como resultado de desintegración subsuperficial. Los niveles freáticos "colgados" debajo del ferricrete producen solubilización del hierro y desestabilización de agregados de Fe-caolinita debido al agua circulante (Leprum, 1979). En tal sentido, Temgoua (2002) señala que el desmantelamiento puede ocurrir en sentido descendente, ascendente o en el interior. Las relaciones estratigráficas complejas entre duricostras y horizontes desmantelados de la Formación Asencio podrían responder a estos fenómenos. Las costras relicticas englobadas por estratos nodulares (e.g. cantera Espiga, Fig. 2 E) podrían ser un ejemplo de desmantelamiento no superficial.

DISCUSION

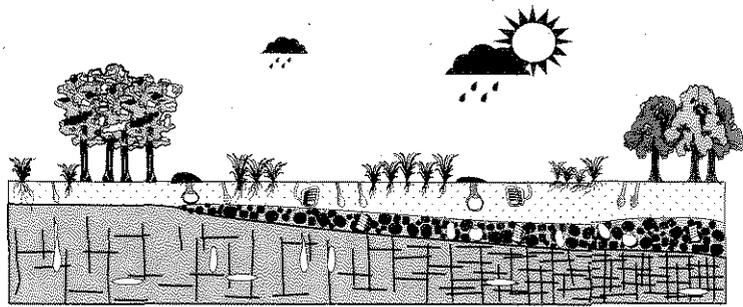
Las actuales lateritas de África intertropical, Brasil, India y Australia, mayormente desarrolladas en sabanas, involucran perfiles de meteorización de hasta 150 m dependiendo de la antigüedad, clima, roca parental y tectónica (Tardy, 1992). En los Escudos brasileño y africano, potentes mantos de lateritas han estado formándose desde el Cretácico medio (Tardy & Roquin, 1992; Banerjee, 1998). Distintos tipos de duricostras ricas en Fe de edad mesozoica y terciaria, algunas de ellas cubiertas por materiales residuales, fueron ampliamente estudiadas en Australia occidental (Conacher, 1991; Bourman & Conacher, 1998). Ha sido verificado que debajo de la selva ecuatorial amazónica y centroafricana existen ferricretes sometidos a desmantelamiento por rehidratación (Nahon *et al.*, 1989; Latrubesse *et al.*, 2000; Temgoua, 2002). En India, Sudáfrica y Burkina Faso los procesos superficiales actuales producen la ruptura y podsolización de la parte superior de las duricostras (Banerjee, 1998). Asimismo, los niveles desmantelados con matriz arcillosa blanda pueden ser nuevamente transformados en costras (Temgoua, com. pers.).

La diversa asociación de trazas fósiles de insectos (abejas y coleópteros) es un claro representante de la icnofacies de *Coprinisphaera*, la cual indica áreas dominadas por vegetación herbácea (Genise *et al.*, 2000). Las evidencias, aún no confirmadas, de actividad termitítica importante sugerirían, dentro del rango ambiental de la icnofacies de *Coprinisphaera* la presencia de sabanas cálidas y húmedas (Genise *et al.*, 2000). Este

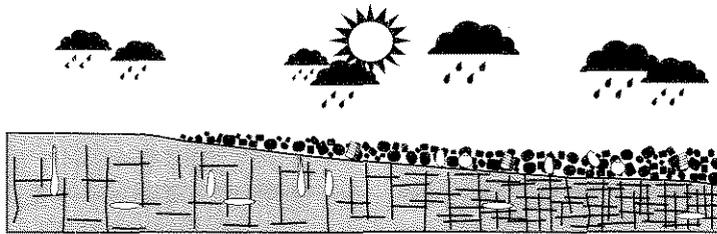
tipo de ambiente es congruente con el indicado por los Ultisoles.

La contribución de las termitas en la formación y/o descomposición de lateritas fue siempre un tema controversial. Algunos autores han desestimado su participación (Griffith, 1953; Millot, 1964), en tanto que muchos señalan que la estructura de los perfiles lateríticos (particularmente la zona glebular) depende de la actividad de estos Isoptera (Lee & Wood, 1971; Wood & Sands, 1978; Barros Machado, 1983a y b, 1994; Grassé, 1986; Eschenbrenner, 1986, 1996; Fontes & Vulcano, 1998; Graminha & Melfi, 2000). Grassé (1986) resumió la información sobre la relación entre termiteros pleistocénicos y formación de lateritas. Las estructuras descriptas se asemejan a una bioturbación difusa que se desarrolla en extensos sectores de paleosuelos, los cuales adquieren un aspecto esponjoso o vesicular, con tubos ramificados y anastomosados. Las primeras descripciones a cargo de Taltasse (1957) en Brasil y Tessier (1959) en Africa, describen a estas estructuras como compuestas por sectores con túneles verticales conectados con otros de estructura alveolar, similares a termiteros. Pero las discusiones continuaron hasta que Barros Machado (1983a y b), retomó y mejoró los estudios micromorfológicos iniciados por Tessier (1959), para confirmar que la actividad de termitas tendría un papel fundamental en el origen de las lateritas. Los análisis que utilizan técnicas micromorfológicas confirman este origen (Eschenbrenner, 1986, 1996; Fontes & Vulcano, 1998; Graminha & Melfi, 2000). En Asencio fueron advertidas macroestructuras alveolares en algunas de las duricostras (González *et al.*, 1998) y tentativamente adjudicadas a la posible actividad de termitas, no obstante no pudieron reconocerse fehacientemente termiteros de arquitectura definida. Las termitas pueden remover mecánicamente arcilla, limo o a veces arena, desde la zona glebular (hasta 12 m de profundidad) hacia la superficie en la forma de microagregados (Jungerius *et al.*, 1999); y también pueden efectuar movimientos descendentes y laterales de partículas del suelo (Tardy, 1992). Al margen de la dudosa evidencia macromorfológica, la ubicuidad de los microgránulos argilo-hematíticos (micropedes esféricos o microagregados), en la masa basal de todos los materiales estudiados, sugiere *a priori* la probable participación de termitas en el desarrollo de los Ultisoles de la Formación Asencio (ver Cosarinsky, 2003; Cosarinsky *et al.*, 2004).

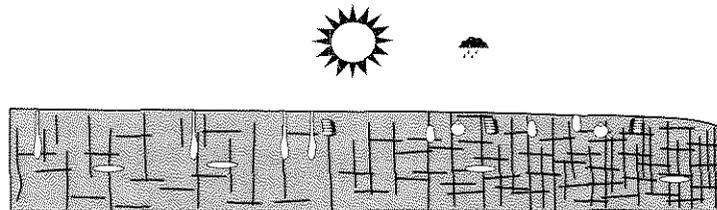
La evolución de las lateritas de la Formación Asencio es esquematizada en la figura 5, de acuerdo a los procesos metabólicos bio y geoquímicos



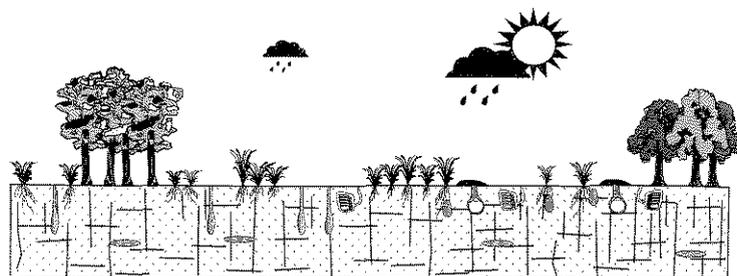
D. Sedimentación y posterior pedogénesis



C. Desmantelamiento de ferricrete



B. Formación de ferricrete



A. Desarrollo de Ultisoles y su fauna de insectos

Fig. 5. Etapas evolutivas de las lateritas de la Formación Asencio a través de su metabolismo bio-geoquímico controlado por cambios climáticos. A, Formación de Ultisoles bien desarrollados y abundante nidificación de abejas y coleópteros (Icnofacies de *Coprinisphaera*). Ambiente de sabanas en clima cálido, húmedo y estacional. B, Formación de duricostras ferruginosas (ferricretes) en lapsos de desecamiento prolongado, provocando el “congelamiento” de la icnofábrica original del suelo. C, Desmantelamiento superior del ferricrete por rehidratación y formación de estratos nodulares residuales, debido al fuerte incremento en las precipitaciones. Modificación de la icnofábrica original superficial (*upper tier*) por la movilización de nidos. D, Nuevo episodio de sedimentación (fluvial ?) de arenas, inicio de la edafización y retorno a las condiciones de A. Estas etapas conforman un ciclo, el cual se repitió 3 ó 4 veces durante el tiempo de Asencio.

cies nodular) en su sección superior. Esta última facies corresponde a los discutidos "conglomerados" de la Formación Asencio, los cuales se interpretan aquí como acumulaciones residuales por desintegración de los ferricretes.

3. La alternancia de ambas facies respondería a fluctuaciones en el régimen hidrológico, bajo un clima cálido y húmedo, posiblemente con precipitaciones de 1300-1700 mm/año. Los ferricretes se originaron en condiciones de fuerte contraste pluvial (desecamiento), mientras que el desmantelamiento ocurrió en lapsos de sostenido incremento en las precipitaciones y saturación del suelo (rehidratación).

4. Las lateritas apiladas de la Formación Asencio constituyeron individualmente paleosuperficies de meteorización en un ambiente tectónico estable (i.e. Cratón del Río de la Plata), de leve subsidencia. El avanzado grado de desarrollo reconocido tanto para los Ultisoles originales, como para las duricostras y horizontes desmantelados sugiere que cada ciclo que involucró procesos de sedimentación, edafización, ferricretización y desmantelamiento, habría consumido alguno a varios millones de años.

5. La presencia de ferricretes en latitudes intermedias (34° S) indica que en el pasado geológico los ambientes tropicales tuvieron una mayor extensión hacia el sur de América del Sur. Dentro del probable rango cronológico de la Formación Asencio (Neocretácico-Eoceno), dichas condiciones se expandieron particularmente durante el óptimo climático del Paleógeno (Eoceno temprano), tal como lo atestiguan numerosas evidencias bióticas y reconstrucciones paleoclimáticas (Zachos et al., 2001). En consecuencia, se sugiere que probablemente esta unidad data del Eoceno temprano, en congruencia con su asociación de trazas fósiles.

AGRADECIMIENTOS

A las autoridades del Museo Municipal de Nueva Palmira (Uruguay), Wilfredo Fernández y Jorge Frogoni, por su cooperación y continuos apoyos en los trabajos de campo. Asimismo, se agradece al Dr. Daniel Poiré (Centro de Investigaciones Geológicas, La Plata) los análisis de DRx, y a los revisores O. Limarino y H. Corbella. Los trabajos de campo fueron financiados por el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (PIP 4261/96) otorgado a E. Di Paola y C. Fernández Garrasino.

BIBLIOGRAFIA

- Banerjee, P.K. 1998. Basic research on laterites in tropical countries. *Quat. Internat.*, 51/52: 69-72.
- Barros Machado, A. 1983a. The contribution of Termites to the formation of laterites. Proceedings of the II Seminar on Lateritisation Process, Sao Paulo: 261-270.
- 1983b. Termitic remains in some bauxites. Proceedings of the II Seminar on Lateritisation Process, Sao Paulo: 251-254.
- 1994. Massive presence of fossil termitic intestinal flagellates in laterites. In: Smith, B. J. and Warke, P. A. (Eds.). *Laterites, Palaeoweathering and Palaeosurfaces*. p. 35-38.
- Birkeland, P.W. 1984. *Soils and Geomorphology*. Oxford Univ. Press, 372 pp. N. York.
- Blodgett, R.H., J.P. Crabaugh & E.F. McBride. 1993. The color of red beds: a geological perspective. En: *Soil Color*, J. Bigham y E. Ciolkosz (eds.). Soil Science Soc. of America, Sp. Publ., 31: 127-159.
- Bond, M., G. López, M. Reguero, G. Scillato-Yané & M. G. Vucetich. 1998. Los mamíferos de la Formación Fray Bentos (Edad Mamífero Deseadense, Oligoceno superior?) de las provincias de Corrientes y Entre Ríos. *Paleógeno de América del Sur y de la Península Antártica*. Asoc. Paleont. Argentina, Publ. Esp., 5: 41-50.
- Bossi, J. 1966. *Geología del Uruguay*. Dpto Publicaciones Universitarias, Colec. Ciencias N° 2. 411pp. Montevideo.
- Bourman, R.P. & A.J. Conacher. 1998. Genesis of "lateritic" duricrusts in Western Australia. *Quat. Internat.*, 51/52: 45-46.
- Buurman, P. 1998. Classification of paleosols - a comment. *Quat. Internat.*, 51/52: 17-20
- Buurman, P., A. Jongmans & M. Pipujol. 1998. Clay illuviation and mechanical clay infiltration: is there a difference? *Quat. Internat.*, 51/52: 66-69.
- Caorsi, J. & J. Goñi. 1958. Geología uruguaya. *Bol. Inst. Geol. Urug.*, 37: 1-73.
- Cilla, G. 2001. Morphological diversity in the ichnogenus *Uruguay Roselli* and its behavioral implications. 7° *Int. Symp. on Mesozoic Terrestrial Ecosystems*. Asoc. Paleont. Argentina, Publ. Esp., 7: 51-56.
- Conacher, A.J. 1991. A discussion; Lateritic duricrust and relief inversion in Australia. *Catena*, 18 (6): 585-588.
- Cosarinsky, M. 2003. Micromorfología de nidos de termitas de la República Argentina. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Tesis doctoral. 2 partes: 193 pp + 80 lám. Inédita.
- Cosarinsky, M., J. Genise & E. Bellosi, 2004. Micromorfología of modern epigeal termite nests and possible termite ichnofossils: a comparative analysis. *First Intern. Congr. on Ichnology*. Abstract Book, p 26. Trelew, Argentina.
- Duchaufour, P. 1978. *Manual de Edafología*. Edición española, Toray-Masson, 476 pp. Barcelona,
- Eschenbrenner, V. 1986. Contribution des termites a la micro-agregation des sols tropicaux. *Cahier Orstom, Serie Pedologie*, 22: 397-408.
- 1996. Termite activity and soil morphology in tropical areas. *Trabalhos del Congresso Latino-Americano de Ciencia do Solo* 13, Piracicaba, Brasil. CD.
- Eswaran, H & R. Tavernier, 1980. Classification and

- genesis of Oxisols. En: *Soils with variable charge*, B. Theng (ed.), New Zealand Soil Sci., p. 427-442. Lower Hutt.
- Fontes, L.R. & M.A. Vulcano, 1998. Cupins fósseis do Novo Mundo. En: Fontes, L. R. and Filho, E. B. (Eds.). *Cupins. O desafio do conhecimento*. Fundação de Estudos Agrários Luiz de Queiroz - FEALQ. Sao Paulo. p. 243-296.
- Ford, I. 1988a. Conglomerados con nidos de insectos fósiles: Formación Palmitas (provisorio) - Terciario Inferior (tentativo). *Actas del 6º Panel de Geología del Litoral y 1ª Reunión de Geología del Uruguay*. Salto, Uruguay. p. 47-49.
- 1988b. Paleoclima y paleogeografía del Cretácico Superior-Terciario Inferior en el Uruguay: un nuevo modelo interpretativo. *Actas del 6º Panel de Geología del Litoral y 1ª Reunión de Geología del Uruguay*. Salto, Uruguay. p. 50-53.
- 1988c. Asociación caolinita-montmorillonita en perfiles tipo de la Formación Asencio (Ks). *Actas del 6º Panel de Geología del Litoral y 1ª Reunión de Geología del Uruguay*. Salto, Uruguay. p. 42-46.
- Freguelli, J. 1946. Un nido de esfégido del Cretácico superior del Uruguay. *Notas Museo La Plata*, 11 (90): 259-267.
- Gamermann, N. 1979. Contribution a l'étude de la digénese des grés: couleur rouge, argiles authigéniques at induration. Formations D'Estrada Nova, de Rosario do Sul et de Botucatu (Brésil) et Buntsandstein des Vosges (France). Univ. Louis Pasteur, Institut de Géologie, *Sciences Géologiques*, Mem., 59: 1-121.
- Genise, J.F. 1999. Fossil bee cells from the Asencio Formation (late Cretaceous-early Tertiary) of Uruguay, South America. *Proceedings of the First Paleontological Conference* (Moscu): 27-32.
- Genise, J.F. & T.M. Bown, 1995. Memorial. Francisco Lucas Roselli (1902-1987). Homage to "Don Lucas". *Ichnos*, 3: 311-312
- 1996. *Uruguay* Roselli 1938 and *Rosellichnus*, n. ichnogenus: two ichnogenes for clusters of fossil cells. *Ichnos*, 4: 199-217.
- Genise, J.F. & P.L. Hazeldine, 1998a. 3D-reconstruction of insect trace fossils: *Ellipsoideichnus meyeri* Roselli. *Ichnos*, 5: 167-175.
- 1998b. The ichnogenus *Palmiraichnus* Roselli for fossil bee cells. *Ichnos*, 6: 151-166.
- Genise, J.F. & J.H. Laza, 1998. *Monesichnus ameghinoi* Roselli: a complex insect trace fossil produced by two distinct trace makers. *Ichnos*, 5: 213-223.
- Genise, J.F. & M. Verde, 2000. *Corimbatichnus fernandezii*: a Cluster of Fossil Bee Cells from the Late Cretaceous-Early Tertiary of Uruguay. *Ichnos*, 7(2): 115-125
- Genise, J.F. & M.R. Zelich. 2001. Trazas fósiles de insectos de la Formación Puerto Unzué (Cretácico superior-Paleógeno) de Entre Ríos. *4ª Reunión Argentina de Icnología y 2ª Reunión de Icnología del Mercosur*. Resúmenes, p. 44.
- Genise, J.F., E.S. Bellosi & M. González, 2004. An approach to the description and interpretation of ichnofabrics in paleosols. In: McIlroy, D. (ed.) The application of Ichnology to palaeoenvironmental and stratigraphic analysis. Special Publication of the Geological Society, London, 228 pp.
- Genise, J.F., J.H. Laza, W. Fernández, & J. Frogoni, 2002. Cámaras pupales fósiles de coleópteros: el icnogénero *Rebuffoichnus* Roselli. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales* (n.s.) 4: 159-165.
- Gentili, C.A. & H.V. Rimoldi. 1979. Mesopotamia. En: *Geología Regional Argentina*, Vol. 1: 185-223. Acad. Nac. Ciencias, Córdoba.
- González, M.G. 1999. Los paleosuelos de la Formación Laguna Palacios (Cretácico Superior) de Patagonia y la Formación Asencio (Cretácico Superior-Terciario Inferior) de Uruguay. Boletim do 5º Simposio sobre o Cretáceo do Brasil: 65-70.
- González, M., O. Tófaló & P. Pazos. 1998. Icnología y paleosuelos del Miembro del Palacio de la Formación Asencio (Cretácico superior-Terciario inferior) del Uruguay. *2º Congreso Uruguayo de Geología*, p. 38-42.
- Goso, A.C. & R. Guéréquiz. 2001. Hipótesis acerca del origen de las columnas en las Grutas del Palacio, Fm. Mercedes-Asencio (Ks), Dpto de Flores (Uruguay). *11º Cong. Latinoamer. Geol. y 3º Cong. Urug. Geol.*, CD Rom, Contribución N° 236., 8 pp. Montevideo.
- Graminha, C. & A.J. Melfi, 2000. Termitic activity and evolution of tropical soils. Case study around soil profiles under basic rocks in Sao Paulo state. *I International Meeting on Paleorhizology*. Riberao Preto, Brazil. Abstracts, p. 123-124.
- Grassé, P. 1936. *Termitologia*. Tome III. Masson Ed. Paris. 715 p.
- Griffith, G. 1953. Vesicular laterite. *Nature*, 171, p. 530.
- Grubb, P.L. 1979. Genesis of bauxite deposits in the Lower Amazon Basin and Guianas Coastal Plain. *Econ. Geol.*, 74: 735-750.
- Jungerius, P.D., J. van den Ancker & H. Múcher. 1999. The contribution of termites to granular microstructure of the soils on the Uasin Gishu Plateau, Kenya. *Catena*, 34: 349-363.
- Latrubesse, E., A. Rossi & E. Franzinelli. 2000. Geomorphology of the Pacaas Novos Range, southwestern Amazonia, Brazil: one example on the importance of geomorphological evidences to the reconstruction of Quaternary paleoenvironmental scenarios in Amazonia. *Rev. Brasileira de Geocienc.*, 30 (3): 517-521.
- Lee, K. & T. Wood, 1971. *Termites and soils*. Academic Press. London. 251 p.
- Leprun, J.C. 1979. Les cuirasses ferugineuses des pays cristallins de l'Afrique Occidentale sèche. Gènes-Transformation-Degradation. *Sci. Géol. Mém*, 58, 224 pp. Strasbourg.
- Macias, F. & W. Chesworth. 1992. Weathering in humid regions, with emphasis on igneous rocks and their metamorphic equivalents. En: *Weathering, Soils and Paleosols*. Martini, I. P. y W. Chesworth (eds.). Developments in Earth Surface Processes, 2: 283-306. Elsevier, Amsterdam.
- Mack, G.H., W.C. James & H.C. Monger. 1993. Classification of paleosols. *Geol. Soc. of Amer.*, Bull., 105: 129-136.
- Marshall, L.G. & R.L. Cifelli. 1990. Analysis of changing diversity patterns in Cenozoic land mammal age faunas, South America. *Paleovertebrata*, 19: 169-210.
- McCarthy, P.J., I.P. Martini & D.A. Leckie. 1998. Use of

- micromorphology for paleoenvironmental interpretation of complex alluvial paleosols: an example from the Mill Creek Formation (Albian) of southwestern Alberta, Canada. *Palaeogeog. Palaeoclim. Palaeoecol.*, 143: 87-110.
- McFarlane, M.J. 1976. *Laterite and landscape*. Academic Press, London, 151 pp.
- Melfi, A.J., C.C. Cerri, B. Kronberg, W. Fyfe & B. MacKinnon. 1983. Granitic weathering: a Brazilian study. *Jour. Soil Sci.*, 34: 841-851.
- Miller, B.J. 1983. Ultisols. En: L. Wilding, N. Smeck y G. Hall (eds.) *Developments in Soil Science 11 B*, Pedogenesis and Soil Taxonomy. The Soil Orders, p. 283-324. Elsevier, N. York.
- Millot, G. 1964. *Géologie des argiles*. Mason, 499 pp. Paris.
- Nahon, D. 1976. Cuirasses ferrugineuses et encroûtements calcaires au Sénégal Occidental et en Mauritanie, systèmes évolutifs: géochimie, structures, relais et coexistence. *Sci. Géol. Mém.*, 44. 232 pp.
1986. Evolution of iron crusts in tropical landscapes. En: S. M. Colman y D. P. Dethier (eds.), *Rates of Chemical Weathering of Rocks and Minerals*. Academic Press, p. 169-191. London.
- Nahon, D., A. Melfi & C. Conte. 1989. Présence d'un vieux système de cuirasses ferrugineuses latéritiques en Amazonie du Sul. Sa transformation in situ en latosols sous la forêt équatoriale actuelle. *C. R. Acad. Sci. Paris, Sér. II*, 308: 755-760.
- Nettleton, W.D. 1998. Report from working group on paleosol classification and horizon designation. *Quat. Internat.*, 51/52: 82-83.
- Parrish, J.T. & R.L. Curtis. 1982. Atmospheric circulation, upwelling and organic rich rocks in the Mesozoic and Cenozoic Eras. *Palaeogeogr., Paleoclimatol., Paleoecol.*, 40: 31-66.
- Pascual, R., E. Ortiz Jaureguizar, & J.L. Prado 1996. Land mammals: paradigm for Cenozoic South American geobiotic evolution. *Münchner Geowissenschaftliche Abhandlungen* (Reihe A), 30: 265-319.
- Pazos, P., O. Tófaló & M. González. 1998. La paleosuperficie Yapeyú: significado estratigráfico y paleoambiental en la evolución del Cretácico superior del Uruguay. *2º Congreso Uruguayo de Geología*, p. 59-63. Punta del Este.
- Pazos, P., O. Tófaló & L. Sánchez-Bettucci. 2002. El Neocretácico-Terciario de la Cuenca Chacoparanense en el Uruguay: aspectos estratigráficos y paleoambientales. *9ª Reunión Argentina de Sedimentología*, Resúmenes, p. 34. Córdoba.
- Pendleton, R.L. 1936. On the use of the term laterite. *Amer. Soil Surv. Bull.*, 17: 102-B.
- Retallack, G. 1988. Field recognition of paleosols. *Geol. Soc. of America*, Sp. Pap., 216: 1-20
2001. *Soil of the past*. 2ª Ed. Blackwell. 404 pp. Oxford.
- Retallack, G., E. Bestland & T. Fremd. 2000. Eocene and Oligocene paleosols of Central Oregon. *Geol. Soc. Amer.*, Sp. Paper, 344: 1-192.
- Romano, A. & O.R. Tófaló. 2000. Características diagenéticas del perfil tipo de la Formación Fray Bentos, Departamento Río Negro, Uruguay. *2º Congreso Latinoamericano de Sedimentología y 8ª Reunión Argentina de Sedimentología*, Resúmenes, p. 155-156.
- Roselli, F.L. 1938. Sobre insectos del Cretáceo del Uruguay descubrimientos de admirables instintos constructivos de esa época. *Bol. Soc. Amigos de las Ciencias Naturales "Kraglievich-Fontana"*, 1 (2): 72-99.
1987. Paleocnología: nidos de insectos fósiles de la cobertura mesozoica del Uruguay. *Public. Museo Municipal Nueva Palmira*, 1 (1): 1-56.
- Schwartz, T; M. Wipki & K. Germann. 1998. Greenhouse climate during Ordovician and Miocene?. *Quat. Internat.*, 51/52: 45.
- Stoops, G. 1983. Micromorphology of oxic horizons. En: *Soil Micromorphology*, Vol. 1, Bullock, P y C. Murphy (eds.). A. B. Academic, p. 419-440. Berkhamsted.
- Taitasse, P. 1957. Les Cabeças de Jacare et le role des termites. *Revue de Geomorphologie Dynamique*, 8: 166-170.
- Tardy, Y. 1992. Diversity and terminology of lateritic profiles. En: *Weathering, Soils and Paleosols*. Martini, I. P y W. Chesworth (eds.). Developments in Earth Surface Processes, 2: 379-405. Elsevier, Amsterdam.
- Tardy, Y. & C. Roquin. 1992. Geochemistry and evolution of lateritic landscapes. En: *Weathering, Soils and Paleosols*. Martini, I. P y W. Chesworth (eds.). Developments in Earth Surface Processes, 2: 407-443. Elsevier, Amsterdam.
- Temgoua, E. 2002. Les accumulations ferrugineuses actuelles de bas de versants en zone forestière humide du Sud-Cameroun: évolution pétrologiques des faciès et des éléments traces en relation avec le cuirassement. Ph. D. Thesis, *Université de Lausanne, Suisse. Mémoires de Géologie*, 38: 1-134.
- Tessier, F. 1959. Termitières fossiles dans la latérite de Dakar (Sénégal). Remarques sur les structures latéritiques. *Annales de la Faculté des Sciences* (Dakar), 4: 92-132.
- Valeton, I. & H. Beissner. 1986. Geochemistry and mineralogy of the Lower Tertiary in situ laterites on the Jos Plateau, Nigeria. *Jour. Afr. Earth Sci.*, 5 (5): 535-550.
- Veroslavsky, G. & S. Martínez. 1996. Registros no depositacionales del Paleoceno-Eoceno del Uruguay: nuevo enfoque para viejos problemas. *Rev. Univ. Guarulhos, Ser. Geocienc.*, 1 (3): 34-41.
- Wood, T.G. & W.A. Sands. 1978. The role of termites in ecosystems. En: M. V. Brian (ed.), *Production Ecology of Ants and Termites*. Cambridge Univ. Press, p. 245-292. Cambridge.
- Wright, V.P., R. Sloan, B. Garces & L. Garvie. 1992. Groundwater ferricretes from the Silurian of Ireland and Permian of the Spanish Pyrenees. *Sedim. Geol.*, 77: 37-49.
- Zachos, J., M. Pagani, L. Sloan, E. Thomas & K. Billups. 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, 292: 686-693