

**XVI
RAS**

TALLERES



**SEDIMENTOLOGÍA
SIN FRONTERA**

**26 al 30 de noviembre de 2018
General Roca - Río Negro**



T-S2

EDAFOLOGÍA Y PALEOSUELOS

Marcelo Krause¹, Eduardo Sergio Bellosi² y Pablo José Bouza³

¹ CONICET–Museo Paleontológico Egidio Feruglio. Avenida Fontana 140, (9100) Trelew, Chubut, Argentina; mkrause@mef.org.ar

² CONICET – Museo Argentino de Ciencia Naturales. Avenida Ángel Gallardo 470, (1405) Buenos Aires, Argentina; ebellosi@sei.com.ar

³ Instituto Patagónico para el Estudio de los Ecosistemas Continentales (IPEEC), CONICET, CCT CENPAT. Boulevard Almirante G. Brown 2915, (9120) Puerto Madryn, Chubut, Argentina; bouza@cenpat-conicet.gob.ar

ESTADO ACTUAL DEL CONOCIMIENTO

Paleosuelos pre-cuaternarios

La Paleopedología pre-Cuaternaria (>2,58 Ma) se ha expandido notablemente en los últimos 15 años debido a su efectividad para descifrar incertidumbres geológicas de diverso carácter (e.g. paleoclima, estratigrafía, paleopaisaje vinculado al bioma). La translocación, biorreciclaje y transformación de los materiales que ocurre en suelos es también aplicable a paleosuelos (Buol *et al.*, 2011). En un sentido paleobiológico, los paleosuelos constituyen el registro de ecosistemas fósiles; y por otro lado como ambientes preservacionales de diferentes fósiles (Retallack, 2001). El reconocimiento y tipificación de sus propiedades se ha vuelto más riguroso, accesible y objetivo, permitiendo explotar la utilidad de las características que presentan tanto paleosuelos individuales como sucesiones continentales dominadas por ellos. Con todo, son aun necesarios más esfuerzos para que los geólogos se familiaricen con el lenguaje y sus atributos, y sepan reconocer y aprovechar sus factores de formación.

La formación de suelos es un proceso multivariado, por lo que los paleosuelos aportan información sobre diferentes factores genéticos (*i.e.* relieve, material parental, clima, organismos y tiempo). De igual forma es dable examinar procesos y factores intrínsecos (e.g. frecuencia de avulsión) y alocíclicos (e.g. clima) que a su vez gobiernan el desarrollo de secuencias

sedimentarias. En todos los casos, resulta imprescindible considerar las posibles alteraciones diagenéticas post-soterramiento, que modifican o se confunden con los rasgos edáficos.

La posición del suelo en el **relieve** afecta sus propiedades debido a la vegetación, textura, porosidad y lluvias (Buol *et al.*, 2011; Retallack, 2001; Birkeland, 1999; Kraus, 1999; McCarthy y Plint, 1998). La reconstrucción de la topografía suele llevarse a cabo a partir de las condiciones de drenaje inferidas por macro y micro-rasgos de paleosuelos. El reconocimiento de cambios laterales (paleo-catena), de niveles aterrizados, de horizontes cumúlicos o sobrecrecidos y de cárcavas erosivas, resultan útiles para inferir antiguas posiciones geomorfológicas, zonas interfluvio y profundidad del paleonivel freático (Kraus, 1999; McCarthy y Plint, 1998). La evaluación de las características de **material original**, sea roca o sedimento, como factor formador de suelos resulta significativa pues es una variable independiente. Más allá de los procesos pedogénicos, las propiedades del material original condicionan el suelo resultante y su grado de desarrollo (Buol *et al.*, 2011; Retallack, 2001; Birkeland, 1999; Kraus, 1999). El **clima** puede ser inferido de forma cualitativa y cuantitativa. Las técnicas utilizadas incluyen técnicas de campo y laboratorio (*e.g.* micromorfología y geoquímica) (Sheldon y Tabor, 2009). Estudios multi-*proxy* aumentan la confiabilidad de los resultados. Una primera aproximación al régimen climático surge de la clasificación de paleosuelos (órdenes taxonómicos), basada sobre comparaciones con análogos actuales (Retallack, 2001; Kraus, 1999; Bellosi *et al.*, 2016). Otras formas de conocer condiciones paleoclimáticas consideran la profundidad de niveles cálcicos, o el espesor de horizontes argílicos (Sheldon y Tabor, 2009). Las trazas fósiles también brindan información sobre condiciones del suelo y paleohidrología (Bellosi *et al.*, 2016; Genise, 2017). Los métodos cuantitativos comprenden la mineralogía de arcillas (DRX) y técnicas analíticas en roca total (FRx, ICP/AES) de elementos principales, traza y raros (Sheldon y Tabor, 2009). Estas últimas permiten evaluar diferentes procesos de meteorización química durante la pedogénesis (*e.g.* hidrólisis, salinización, calcificación, hidratación, lixiviación y oxidación-reducción) (Retallack, 2001; Sheldon y Tabor, 2009). Dependiendo del tipo de paleosuelo, diversas relaciones moleculares (climofunciones) permiten calcular la precipitación (PMA) y

temperatura (TMA) media anual, aunque esta última posee mayor incertidumbre (Sheldon y Tabor, 2009; Krause *et al.*, 2010). Mediante el modelado termodinámico también se han establecido condiciones paleo-atmosféricas (Sheldon y Tabor, 2009). Finalmente, la composición isotópica de minerales pedogénicos puede ser utilizada para inferir el tipo de agua, gases, humedad y temperatura del suelo. La **biota** como factor pedogénico interno y externo, resulta el menos cuantificable (Buol *et al.*, 2011). Vegetación y clima se hallan ampliamente vinculados y ejercen un fuerte control sobre los suelos. En menor medida, la fauna se relaciona con ambos factores. En paleosuelos, estas variables pueden ser evaluadas por las trazas fósiles, y otras evidencias menos directas (estructura y perfil del suelo). Los microorganismos, numerosos e importantes en suelos actuales, son raramente reconocidos en paleosuelos. La conjunción de fósiles corpóreos y su paleosuelo guarda valiosa información sobre el paleoecosistema terrestre y procesos tafonómicos. La integración de las trazas fósiles con su paleosuelo (orden y grado de desarrollo) permite distinguir además comunidades tempranas, intermedias y clímax (Genise, 2017). Las trazas vegetales más frecuentes corresponden a raíces (Kraus y Hasiotis, 2006; Genise, 2017; Klappa, 1980). La caracterización de su morfología, disposición, composición química y mineral, y su agrupamiento permiten hacer inferencias sobre el tipo y densidad de vegetación, drenaje y humedad del suelo. Su taxonomía es aun materia pendiente para la Icnología. En contraposición, las trazas de invertebrados y vertebrados en paleosuelos poseen un tratamiento más completo y riguroso (Icnotaxonomía). Últimamente el conocimiento (neo y paleoicnológico) de trazas producidas por invertebrados e insectos ha crecido notablemente, posibilitando avanzar en la caracterización del ambiente biótico y en la definición de diferentes icnofacies de paleosuelos (Genise, 2017). El **tiempo** involucrado en la formación del suelo es un factor independiente. Su significado en estudios de pre-Cuaternarios refiere al lapso de estabilidad ambiental en el que actúan principalmente clima y biota. Suele asumirse que durante la pedogénesis la superficie (y el volumen) del suelo se mantiene constante, sin embargo la erosión y adición de material son procesos comunes (Buol *et al.*, 2011; Retallack, 2001; Birkeland, 1999; Kraus, 1999). Los paleosuelos y secuencias de paleosuelos permiten interpretaciones a diferentes escalas cronológicas, desde eventos que registran periodos de 1-10

ka en suelos individuales, a lapsos de prolongada estabilidad de 0,1-1 ma. Las estimaciones del grado de desarrollo (“madurez”) y los cálculos de edad (cronofunciones) de paleosuelos pueden concretarse de diversas formas cuali y cuantitativas, y en parte dependen del tipo de suelo. Tanto la tasa de pedogénesis (1–750 años/cm, Buol *et al.*, 2011), como la formación de determinados rasgos edáficos son muy variables y están controlados básicamente por el material parental y el clima. El tiempo de formación calculado para cada paleosuelo puede utilizarse para conocer el tiempo total de una secuencia de determinado espesor. Las tasas de acumulación así obtenidas suelen ser un orden de magnitud mayores que las calculadas con datos radimétricos y/o paleomagnéticos. En el análisis **estratigráfico**, los paleosuelos permiten evaluar superficies de discontinuidad y establecer capasuía en correlaciones a escala variada (McCarthy y Plint, 1998; Markewich *et al.*, 1990; Wright y Marriott, 1993). Los paleosuelos son también útiles para interpretar la historia y relaciones entre agradación/erosión y no-depositación (Kraus, 1999; Wright y Marriott, 1993); para reconocer variaciones de aporte clástico, y acomodación/ subsidencia; y para estudiar cambios en los procesos de meteorización física, química y biológica. Los paleosuelos de secuencias aluviales registran la tasa puntual de acumulación (*short-term*), longevidad de las planicies y la frecuencia y extensión de los desbordes de canal (Kraus, 1999) y su ordenamiento en la vertical permite detectar cambios en el espacio de acomodación del sistema (Kraus, 1999; Shanley y McCabe, 1994).

Relaciones suelo-geomorfología y rasgos pedológicos como indicadores paleoambientales en el registro estratigráfico o en cronosecuencias

La diferenciación de horizontes edáficos (horizontalización) en la columna estratigráfica, es la evidencia principal de la pedogénesis, esto es - considerando un sistema abierto, la acción combinada entre adiciones, pérdidas, translocaciones, transformaciones y neoformaciones es producto de una serie de factores activos (clima, organismos, relieve y tiempo) sobre un material pasivo (material parental) (Buol *et al.*, 2011). El estudio de la relación suelo-geomorfología ha cobrado interés, especialmente para las investigaciones sobre la evolución del paisaje y del suelo, y sobre la estratigrafía del Cuaternario (Birkeland, 1999). El estudio de la relación suelo-

geomorfología, requiere de tres aspectos investigativos: 1) el conocimiento de la estratigrafía superficial y de los materiales parentales, 2) la superficie geomórfica definida en espacio y tiempo (Ruhe, 1975), y 3) la correlación de las propiedades del suelo con los rasgos del paisaje (Olson, 1989). La superficie geomórfica es una unidad que puede ser mapeada y que incluye una serie de formas de relieve y paisajes. Esta superficie puede ser de erosión o de acumulación y con frecuencia es una combinación de ambos (Daniels *et al.*, 1971). El conjunto de superficies geomórficas de igual génesis y materiales parentales, constituyen una cronosecuencia. En general, ésta puede ser post-incisiva (e.g., terrazas fluviales, marinas, glaciares, etc.) o pre-incisiva, es decir cuando los suelos comienzan a formarse al mismo tiempo, pero el desarrollo de algunos de ellos fue interrumpido por enterramientos a diferentes tiempos. En este esquema, se reconocen tres tipos de suelos cuaternarios (enterrados, relícticos y exhumados) (Ruhe, 1965). Los suelos enterrados están sepultados por depósitos sedimentarios y son los que se identifican en las sucesiones cuaternarias. Los suelos relícticos y los suelos exhumados son paleosuelos situados en la superficie actual, la diferencia entre ambos estriba en la historia geomorfológica experimentada. Los suelos relícticos han estado siempre en la superficie y tienen rasgos adquiridos tanto en condiciones ambientales del pasado (clima, vegetación) como actuales. Los suelos exhumados son aquellos que estuvieron enterrados, pero la erosión eliminó la cubierta sedimentaria que los sepultaba, exponiéndolos a la superficie nuevamente y a la pedogénesis actual. En estas dos últimas situaciones pueden ocurrir suelos soldados (Olson y Nettleton, 1998) donde se registra una pedogénesis sobreimpuesta, incluso sobre paleosuelos, que fueron truncados. Los suelos/paleosuelos exhiben discontinuidades que delimitan unidades de sedimentación, alternativamente afectadas por procesos pedogenéticos. El rasgo en común es la poligénesis determinada por episodios de acumulación y erosión (Amiotti *et al.*, 2001; Bouza *et al.*, 2005).

Los rasgos pedológicos que evidencian condiciones paleoambientales pueden ser observados a partir de una muestra en todas las escalas de observación, siendo la micromorfología y las observaciones submicroscópicas (microscopía electrónica de barrido o de transmisión; SEM, TEM) unas de las técnicas utilizadas a la hora de identificar indicadores de procesos formadores

de paleosuelos (Kemp, 1998). Los rasgos pedológicos preservados fueron formados bajo una misma condición estable o afectados por una combinación de procesos pedológicos (pedogénesis sobreimpuesta) o geomórficos (erosión, adición). Entre los indicadores indirectos (proxy) en paleosuelos cuaternarios, existe una variedad basada sobre las propiedades físico-químicas que imperaron durante la pedogénesis.

La presencia de **carbonatos pedogenéticos** indicaría, no solo evidencias de paleo-precipitaciones (profundidad de ocurrencia), sino también de paleo-temperaturas y de paleo-vegetación, estas dos últimas a partir de las composiciones isotópicas $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$, respectivamente (Kemp, 1998; Cerling *et al.*, 1991). El $\delta^{13}\text{C}$ del carbonato pedogenético refleja la composición isotópica del CO_2 del suelo, la cual se relaciona con el $\delta^{13}\text{C}$ de la biomasa (proporciones de plantas C3 y C4). Por otro lado el $\delta^{18}\text{O}$ del carbonato pedogenético es controlado por el $\delta^{18}\text{O}$ de las aguas de precipitación de la superficie del suelo, la cual es determinada por la temperatura. Los **argilominerales** formados por neoformación y transformación constituyen otro indicador paleo-pedológico (Ruffell *et al.*, 2002). La formación de **hierro pedogenético** evaluada a través de la relación Fe_o/Fe_d (óxidos de hierro extraídos con soluciones de oxalato amónico y ditionito-citrato-bicarbonato, respectivamente), en combinación con la mineralogía de los óxidos de hierro, constituye una herramienta para determinar la edad relativa de los suelos y las condiciones paleoclimáticas (McFadden y Hendricks, 1985). El contenido de Fe_o -que representa ferrihidrita- se relaciona con la materia orgánica, dado que ésta forma complejos con óxidos amorfos de hierro e inhibe la formación de óxidos de hierro cristalinos (Schwertmann y Taylor, 1989). La relación Fe_o/Fe_d (relación de actividad) y la diferencia $\text{Fe}_d - \text{Fe}_o$ (menos activo) son usadas generalmente para indicar el grado de cristalinidad de las formas del hierro pedogenético y la edad de los suelos (Kendrick y McFadden, 1986). Luego, el mineral de óxido de Fe predominante que se forma en un suelo es en parte una función del régimen climático. Un régimen climático fresco y húmedo favorece el desarrollo de los colores pardos amarillentos asociados a goethita (10YR), mientras que los climas más cálidos con estaciones contrastantes tienden a favorecer los colores del suelo más rojos (5 YR-10R) que indican que la hematita es

dominante (Kendrick y McFadden, 1986). Finalmente, los procesos de acumulación de carbonatos pedogenéticos, de iluviación de arcillas y de Fe_o son dependientes del tiempo, por lo que también son usados para correlacionar depósitos inconsolidado y paleosuelos (Gile *et al.*, 1966). Estos indicadores pueden a su vez estar afectados por algún cambio en las condiciones del ambiente (climático, diagenético), por lo que es necesario un estudio integral convergente.

OBJETIVOS

El objetivo del Taller T-S2 es dar a conocer y discutir algunos criterios para la obtención de indicadores pedológicos directos o indirectos (proxy) que nos ayuden a dilucidar las condiciones paleoambientales, no solo en secuencias estratigráficas (suelos cumúlicos y compuestos), sino también en cronosecuencias, estas últimas definidas por superficies geomórficas.

METODOLOGÍA APLICADA EN EL TALLER

El Taller se iniciará con exposiciones acerca del estado del conocimiento de la Paleopedología pre-cuaternaria y cuaternaria y las principales líneas de estudio vigentes, mostrando ejemplos colectados por los coordinadores. La segunda parte del Taller estará orientada a la Discusión de las contribuciones, especialmente aquellas referidas a la utilización de diferentes *proxies* y el registro de incongruencias con el *status quo* paleopedológico. Una tercera parte estará orientada a la revisión de coronas, la cual mediante el reconocimiento de rasgos paleopedológicos, permitirá mostrar el potencial de su estudio en subsuelo.

BIBLIOGRAFÍA

- Amiotti N., Blanco M., Sanchez L.F. 2001. Complex pedogénesis related to differential aeolian sedimentation in microenvironments of the southern part of the semiarid region of Argentina. *Catena* 43, 137-156.
- Bellosi E., Genise J, Gonzalez M, Verde M. 2016. Paleogene laterites bearing the highest insect ichnodiversity in paleosols. *Geology* 44, 119-122.
- Birkeland, P. 1999. *Soils and Geomorphology*, (3th ed.). Oxford Univ Press, 448 pp.

- Bouza, P., Simón, M., Aguilar, J., Rostagno, M., del Valle, H. 2005. Genesis of some selected soils in the Valdés Peninsula, NE Patagonia, Argentina. En: Faz Cano, A. *et al* (eds.), *Advances in Geo Ecology*, vol. 36. Catena Verlag GMBH, Reiskirchen, pp. 1-12.
- Buol, S.W., Southard, R.J., Graham, R.C., McDaniel, P.A. 2011. *Soil genesis and classification* (6th ed.). John Wiley & Sons, Ltd., Publication. 542 pp.
- Cerling, T.E., Quade, J. 1993. Stable carbon and oxygen isotopes in soil carbonates. En: Swart, P.K. *et al* (eds) *Climate change in continental isotopic records*. Geop. Monog. 78, 217-231.
- Cerling, T.E., Solomon, D.K., Quade, J., Bowman, J.R. 1991. On the isotopic composition of carbon in soil carbon dioxide. *Geochim. et Cosmochim.* 55, 3403-3405.
- Daniels R.B., Gamble E.E. y Cady J.G. 1971. The relation between geomorphology and soil morphology and genesis. *Adv. Agron.* 23, 51-88.
- Genise, J.F. 2017. *Ichnoentomology. Insect traces in soils and paleosols*. Springer, 695 pp.
- Gile, L., Peterson, F., Grossman, R.B. 1966. Morphological and genetic sequences of carbonate accumulation in desert soils. *Soil Science* 101, 347-360.
- Kemp, R.A. 1998. Role of micromorphology in paleopedological research. *Quatern. Int.* 51-52, 133-141.
- Kendrick, K.J., McFadden, L.D. 1996. Comparison and contrast of processes of soil formation in the San Timoteo Badlands with chronosequences in California. *Quaternary Research* 46:149-160.
- Klappa, C.F. 1980. Rhizoliths in terrestrial carbonates: classification, recognition, genesis and significance. *Sedimentology* 27, 613-629.
- Kraus M, Hasiotis S. 2006. Significance of different modes of rhizolith preservation to interpreting paleoenvironmental and paleohydrologic settings: examples from Paleogene paleosols, Bighorn Basin, Wyoming, U.S.A. *J. Sed. Res.* 76, 633-646.
- Kraus M.J. 1999. Paleosols in clastic sedimentary rocks. *Earth Sci. Rev.* 47, 41-70.
- Krause M., Bellosi E., Raigemborn M. 2010. Lateritized tephric palaeosols from Central Patagonia, Argentina: a southern high-latitude archive of Palaeogene global greenhouse conditions. *Sedimentology* 57, 1721-1749.
- Markewich H., Pavich M., Buell G. 1990. Contrasting soils and landscapes of the Piedmont and Coastal Plain, eastern United States. *Geomorphology* 3, 417-447.
- McCarthy P, Plint A. 1998. Recognition of interfluvial sequence boundaries: integrating paleopedology and sequence stratigraphy. *Geology* 26, 387-390.
- McFadden L.D., Hendricks D.M. 1985. Changes in the content and composition of pedogenic iron oxyhydroxides in a chronosequence of soils in Southern California. *Quatern. Res.* 23, 189-204.
- Olson C.G. 1989. Soil geomorphic research and the importance of paleosol stratigraphy to quaternary investigations, midwestern USA, *Catena supplement*. 16, 129-142.
- Olson C.G., Nettleton W.D. 1998. Paleosols and the effects of alteration. *Quatern. Int.* 51-52, 185-194.

- Retallack G. 2001. Soils of the past. An introduction to Paleopedology. Blackwell, 404 pp.
- Ruffell A., McKinley J.M., Worden R.H. 2002. Comparison of clay mineral stratigraphy to other proxy palaeoclimate indicators in the Mesozoic of NW Europe. Roy. Soc. 360, 675-693.
- Ruhe, R.V. 1965. Quaternary paleopedology. In: Wright, H.E. and Frey, D.G. (eds). The Quaternary of the United States, pp. 755-764, Princeton University Press.
- Ruhe, R.V. 1975. Geomorphology, geomorphic processes, and surficial geology. Houghton Mifflin Co., p. 24.
- Schwertmann U., Taylor R.M. 1989. Iron oxides. En: Minerals in soil environments (2th ed.) Soil Sci. Soc. Am. 8, 379-438.
- Shanley K., McCabe P. 1994. Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata. AAPG Bull. 78, 544-568.
- Sheldon N., Tabor N. 2009. Quantitative paleoenvironmental and paleoclimatic reconstruction using paleosols. Earth Sci. Rev. 95, 1-52.
- Wright V, Marriott S. 1993. The sequence stratigraphy of fluvial depositional systems: the role of floodplain storage. Sed. Geol. 86, 203-210.