

ESTUDIO DE PERFILES DE ALTERACION EN ABANICOS ALUVIALES NEOGENOS SOBRE EL ZOCALO HERCINICO IBERICO

R. Espejo*, E. Molina** y M. A. Vicente***

* *Dpto. Edafología; E. T. S. I. Agrónomos; Ciudad Universitaria, 28040 Madrid.*

** *Dpto. Geología. Universidad de Salamanca.*

*** *I. R. N. A., C. S. I. C., Apto. 257. Salamanca.*

RESUMEN

En el presente trabajo se hace un estudio de las características sedimentológicas y mineralógicas de tres perfiles de alteración desarrollados sobre sedimentos de tres abanicos aluviales neógenos, uno de edad Mioceno medio y los otros dos posteriores y asociados a dos niveles de raña (I y II) situados en las cuencas interiores de sedimentación terciaria de la Península Ibérica. Se establecen diferencias en base a la mineralogía de arcillas: mayor predominio de caolinita en el abanico aluvial mioceno y en el correspondiente al nivel Raña-I frente al de Raña-II; mineralogía de óxidos de Fe: mayor predominio de hematites en las dos primeras formaciones frente a la tercera y presencia de abundante "gravilla" con pátina negra y núcleo rojo en los 50 cm más superficiales de la formación Raña-I.

Palabras clave: Alteración. Abanico aluvial neógeno.

SUMMARY

STUDY OF WEATHERING PROFILES IN NEOGENE ALLUVIAL FANS IN IBERIAN HERCINIC MASSIF

The sedimentological and mineralogical features of three weathering profiles are studied. The profiles affect neogene alluvial fans in the Tertiary basins of the Iberian Peninsula; one of them is from the middle Miocene age and the other two belong to different "Raña" levels (Raña I and Raña II). Mineralogical differences have been found: Raña-I level Miocene sediments and materials are mostly caolinitic whereas Raña-II level has more illite, feldspars and also montmorillonite and less hematite. In the Raña-I level, the presence of abundant fine gravel with a hard black, patine and a red core is a characteristic feature.

Key words: Weathering. Alluvial fans.

INTRODUCCION

El Macizo Hercínico o Ibérico y Llopis (1952) como la entidad (M. H. I.) fué definido por Solé geológica fundamental y más abti-

gua de la Península Ibérica. Ocupa su mitad occidental (Fig. 1) y está compuesta por materiales geológicos afectados por la orogenia Hercínica, siendo sus litologías más comunes los granitos, gneises, cuarcitas, pizarras y calizas. Al finalizar esta orogenia, el M. H. I. se divide en una serie de bloques que con posterioridad van a ser desnivelados por los efectos de la orogenia Alpina a lo largo del Terciario, dando origen a los sistemas montañosos del interior de la Península (Sistema Central, Montes de Toledo etc.) y a las cuencas terciarias interiores (Cuenca del Duero, del Tajo y del Guadiana).

Un rasgo característico del relleno de estas cuencas terciarias es la existencia de extensos abanicos aluviales asociados a los frentes de sierra que fueron activados en las distintas etapas de la orogenia Alpina. El último gran impulso tectónico se sitúa hacia el Mioceno Medio, dando origen a un sistema complejo de abanicos aluviales cuyos restos más o menos conservados se localizan desde Extremadura hasta los Montes de León y borde sur de la cordillera cantábrica. Estos abanicos están formados fundamentalmente por cantos y bloques de cuarcitas y cuarzo embutidos en una matriz arcillosa de tonos predominantes rojos y ocre.

En el Plioceno medio, los conglomerados miocénicos versicolores y las pizarras del basamento sufren un arrasamiento que da origen a una superficie denominada superficie Pre-Raña (Cantano *et al.*, 1987).

Con posterioridad, y a partir del Plioceno medio-superior se desarrollan nuevos sistemas de abanicos aluviales, por lo general morfoló-

gicamente encajados por debajo de los anteriores y denominados con el nombre genérico de "Rañas". Se han descrito diferentes niveles de Raña; Jordá, (1983) Espejo, (1985); Cantano *et al.* (1987), describen dos niveles principales de raña, uno superior o más viejo, que aquí denominamos nivel Raña-I y otro inferior y encajado en el anterior, que aquí denominamos nivel Raña-II. Pérez González y Gallardo (1987) describen hasta tres niveles de raña al sur de la Somosierra de Ayllón, existiendo posiblemente una correspondencia entre los niveles más viejo y más joven y los Raña-I y Raña-II aquí considerados.

Las rañas pueden ser definidas como: "Formaciones de piedemonte asociadas a niveles cuarcíticos, posteriores a la fase de colmatación-erosión con que termina la morfogénesis terciaria de las cuencas interiores peninsulares y anteriores a los primeros depósitos de terrazas fluviales". Para algunos (Jordá, 1983), en la formación de raña más joven (nivel II), el sistema de abanicos aluviales generadores está ya relacionado con el sistema fluvial cuaternario, situándolo en el Pleistoceno inferior. Otros (Heraíl, 1984; Martín-Serrano, 1988) correlacionan a estas con un paisaje fin de colmatación.

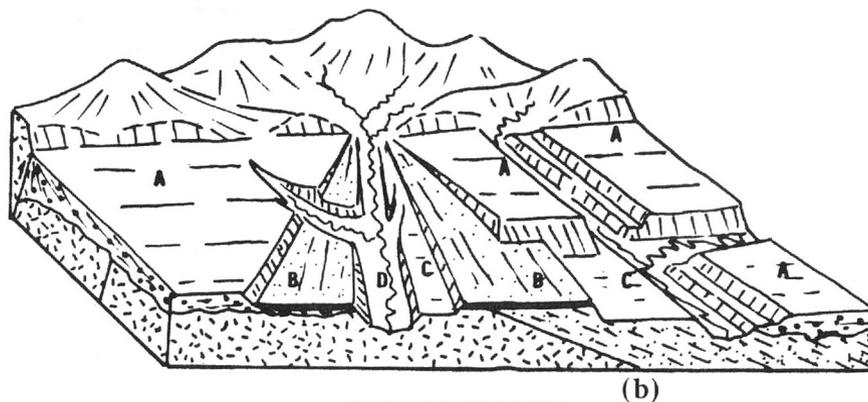
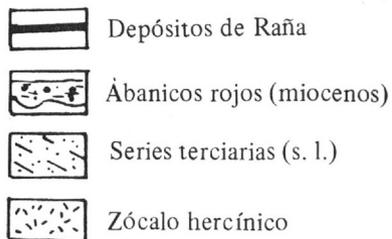
En cuanto a los factores que controlaron el origen de las Rañas, los diferentes autores que las han estudiado destacan tanto el papel jugado por el clima y sus variaciones como la actividad tectónica.

Las rañas se apoyan sobre el zócalo hercínico, sobre las series terciarias premiocenas o sobre los restos de los abanicos miocénicos no erosionados (Fig. 1). En este último



(a)

GEOLOGIA



(b)

GEOMORFOLOGIA

- A.— Superficie de los abanicos miocenos
- B.— Superficie de las Rañas
- C.— Sistema de terrazas
- D.— Cauces actuales

FIG. 1 (a).—*Situación del Macizo Hespérico en la Península Ibérica.* (b). *Bloque diagrama mostrando la relación entre formaciones detríticas neógenas y posteriores en el Macizo Hespérico.*

caso, resulta a veces difícil separar los materiales de la Raña s. s. de los del abanico mioceno, maxime al darse la circunstancia de que parte de los materiales de la primera se han heredado del segundo. Al sur de los Montes de Toledo y Sierra de las Villuercas, a veces resulta difícil definir donde empieza la Raña-I y donde acaba la serie miocena; en estos casos la Raña-I podría significar el episodio final de colmatación de la serie miocena. Además, como señala Martín Serrano (1988), la proliferación de secuencias sucesivas de plataformas con características aná-

logas y el tránsito gradual desde el techo de la sedimentación neógena a las terrazas de los cursos fluviales, plantea graves problemas para la identificación de las formaciones de raña fuera del ámbito de los Montes de Toledo o Extremadura que es donde fueron definidas.

El objetivo del presente trabajo es ofrecer, a modo de síntesis, un estudio comparado de los principales procesos de alteración y características mineralógicas y sedimentológicas de los abanicos aluviales miocenos y de los dos niveles de Raña, I y II.

MATERIAL Y METODOS

Para el estudio se han seleccionado una serie de abanicos aluviales miocenos y postmiocenos situados en la submeseta norte y en las estribaciones de Los Montes de Toledo y Sierra de las Villuercas. En la obtención de los datos, algunos ya publicados y otros inéditos, se emplearon las siguientes técnicas:

— El estudio mineralógico se hizo mediante difracción de rayos-X en muestras totales pulverizadas; en las muestras de matriz se estudió además la fracción inferior a las dos micras, que en algunos casos se hizo sobre muestras desferrificadas. También se

empleó la técnica del Análisis Térmico diferencial y Termo-Gravimétrico en muestra total pulverizada y en la fracción arcillosa de la matriz.

— El contenido en oxihidróxidos de Fe se determinó por el método del ditionito - citrato - bicarbonato, de acuerdo con Mehra y Jackson (1960); el contenido en Fe total se determinó, previa destrucción de los silicatos con HF, de acuerdo con el método de Pratt (1965).

— El análisis textural se hizo sobre muestras pasadas a través de un tamiz de 2 mm de luz, por el método de Kilmer y Alexander (1949).

CARACTERISTICAS GENERALES DE LAS FORMACIONES SELECCIONADAS

El estudio mineralógico y sedimentológico del abanico aluvial mioceno se realizó en el corte natural de Morasverdes, en el piedemonte N de la Sierra de Francia, junto a la localidad del mismo nombre (Provincia de Salamanca), a unos 900 m de altitud. En dicho enclave los sedimentos

miocenos tienen una potencia visible superior a los 10 m y están fosilizados por la formación de Raña-I, de unos 3 m de potencia y de menor proporción matricial.

En los sedimentos miocenos se distinguen dos niveles claramente diferenciados, uno inferior, de más

de 7 m de potencia, con matices predominantes rojos (10 R 4/6) y otro superior, de unos 3 m, con matices predominantes ocre (5 YR 5/8); tanto uno como otro, en las zonas de circulación preferencial del agua, presenta enclaves decolorados (7.5 YR 7/1) que afectan tanto a la matriz arcillosa como a los elementos gruesos; estos, de tamaño variable pero por lo general menores de 20 cm, son cuarcíticos y aparecen "arenizados", principalmente en el nivel superior ocre. En todo el perfil, los elementos gruesos presentan una coloración, tanto externa como interna, análoga a la de la matriz.

La formación de raña que fosliza a estos sedimentos presenta en superficie abundantes gravillas duras, con una pátima de varios mm de espesor de color negruzco (10 R 3/1) y núcleo rojizo (5 R 4/6); está encajada en los sedimentos miocenos y presenta una pendiente superficial sensiblemente menor a la de la superficie intrapliocena desarrollada sobre el abanico aluvial mioceno.

Las formaciones de raña relacionadas con la vertiente S de las sierras de las Villuercas, Altamira y Montes de Toledo, pertenecen al nivel I o más viejo (Espejo, 1985; 1987). Tienen una potencia comprendida entre los 2 y 7 m y están constituidas por un conglomerado heterométrico de cantos y bloques cuarcíticos y cuarzosos embutidos en una matriz psamopélfica.

Los procesos edafogenéticos post-sedimentarios han provocado cambios notables en el sedimento originario, provocando una anisotropía con la profundidad que afecta a la

matriz y a los elementos gruesos (Espejo, 1986; 1987). En líneas generales, en estas formaciones se distinguen tres niveles: uno superior, de 50-75 cm de potencia, arenoso, coincidente con los horizontes A y AB del suelo en ellas desarrollado (Palexerults y Palehumults, Soil Taxonomy, 1975) y con un 40-50% de elementos gruesos tipo gravilla, con núcleo rojo burdeos (7.5 R 4/6) y pátima dura pardo negruzca (10 YR 3/1). Este nivel con "gravilla" es característico de la formación de raña correspondiente al nivel Raña-I. Sigue una zona intermedia que llega hasta los 120-150 cm de profundidad, coincidente con horizontes argílicos en la que predominan los matices ocre-amarillentos (10 YR 5/7) y en la que los cantos y bloques de cuarcita, de hasta 80 cm de tamaño, aparecen completamente arenizados por pérdida del cemento silíceo; estos suelen presentar un núcleo rojo-burdeos y una corteza de varios cm, de análogo color al de la matriz arcillo-arenosa. Por último, y hasta el contacto con el basamento sigue un nivel que presenta una segregación de colores en tonos rojos, ocre y blancos que afectan por igual a la matriz arcillo-arenosa y a los elementos gruesos cuarcíticos, arenizados, aunque en menor medida que en el nivel anterior.

El basamento de estas formaciones está constituido en unos casos por materiales paleozoicos o precámbricos previamente erosionados y arrasados y en otros, por unos sedimentos miocenos finos, con niveles intercalados de cantos de cuarcita y cuarzo, afectados también por una superficie erosiva (Espejo, 1978); estos sedimentos pudieran correspon-

derse con los materiales de los abanicos miocenos anteriormente estudiados.

La formación de raña situada al sur de la Somosierra de Ayllón, que fué estudiada por Espejo (1985), pertenece al nivel Raña-II; dicha superficie aparece encajada por debajo de otras (Espejo, 1985; Pérez González *et al.*, 1987).

El basamento de dicha formación de raña está constituido por sedimentos arcósicos psamo-pelíticos con intercalaciones arenosas y con episodios de gravas cuarzosas y cuarcíticas, de edad miocena.

Las características sedimentológicas mineralógicas y edafológicas de esta formación de raña han sido descritas con anterioridad, por lo que al igual que en el caso anterior, nos limitaremos a destacar los rasgos principales.

La potencia visible, en el enclave donde se estudió la formación es cercana a los 3 m (Espejo, 1985). Los procesos edafogenéticos han provocado, al igual que en el nivel Raña-I, variaciones con la profundidad en las propiedades del sedimento, aunque no tan intensas como en el caso anterior. Se distingue un nivel

superior, de unos 50 cm de espesor, arenoso, coincidente con los horizontes A del suelo desarrollado (Palearalf, Soil Taxonomy, 1975) con un 20-40% de gravas cuarcíticas y sin "gravillas". Sigue, hasta los 260 cm, una capa arcillosa, con abundantes elementos gruesos cuarcíticos de hasta 40 cm parcialmente arenizados y con elementos pizarrosos dispersos y raros muy alterados; la arenización de las cuarcitas, que en ningún caso alcanza el grado de las del nivel Raña-I, es más marcada hacia el límite inferior; el color predominante es el pardo (7.5 YR 5/5), aunque a partir de los 180 cm de profundidad aparecen enclaves rojos (10 R 3/5) y grises (2.5 Y 7/1) que afectan por igual a la matriz y al interior de los elementos gruesos.

En las proximidades del punto estudiado y dentro de la misma formación, aparecen acumulaciones calizas a partir de los 175 cm de profundidad; lo mismo sucede en las formaciones de raña más jóvenes relacionadas con la vertiente N de los Montes de Toledo, donde son frecuentes los nódulos calizos a partir de los 160-170 cm de profundidad (Espejo, datos no publicados).

RESULTADOS Y DISCUSION

La Tabla 1 recoge la composición mineralógica de la formación miocena y de la raña de Morasverdes (Nivel-I), así como una síntesis de la mineralogía de las formaciones de raña relacionadas con la vertiente S de los Montes de Toledo-Sierra de las Villuercas, pertenecientes también al nivel Raña-I y de la formación de raña relacionada con la ver-

tiente S de la Somosierra de Ayllón del nivel Raña-II.

Tanto en el abanico mioceno, como en las formaciones de raña del nivel I, el componente principal de la fracción arcilla es la caolinita, que en la matriz de los enclaves blancos llega a superar el 60%; las micas son dioctaédricas, lo que es de esperar en un material tan evolucionado; las

TABLA 1

Mineralogía obtenida por difractogramas rayos-X, A. T. D. y T. G.

FORMACION	MUESTRA	Kaolinita	Ilita Mica	Mica abierta	Esmeclita	Goetita	Hematite	Cuarzo	Otros	
Abanico Aluvial Mioceno (Moras- verdes)	Enclave blanco en zona roja	Total	XXX	X	X	—	t	—	XXX	F (t)
		Arcilla	XXXX	XX	—	—	t	—	X	F (t)
		Canto	XXX	X	—	—	t	—	XXX	F (t)
	zona roja	Total	XX	X	—	—	X	XX	XXX	F (t)
		Arcilla	XXX	XX	—	—	X	XX	X	F (t)
		Canto	XX	X	—	—	X	XX	XXX	F (t)
	zona ocre	Total	XX	X	—	—	—	—	—	—
		Arcilla	XXX	XX	—	—	XXX	—	—	—
		Canto	XX	X	—	—	—	—	—	—
Raña - I (Moras- verdes)	Capa arcillosa	Arcilla	XXX	XX	—	—	—	—	—	—
		Canto ocre	XX	X	X	—	XX	—	XXX	F (t)
	Capa superficial are- nosa	Gravilla negra	T	T	—	—	T	XXXX	XXXX	—
Raña - I Cañamero Castill- blanco	Capa arcillo- arenosa	Enclave rojo	XXX	X	—	—	XX	XX	XX	—
		Enclave amarillo	XXX	X	—	—	XXX	—	XX	—
Raña - II Sur Somosierra de Ayllón	Capa arcillo- arenosa	Enclave rojo	XXX	XXX	—	X	XX	(t)	XXX	F (t)
		Enclave amarillo	XXX	XXX	—	X	XXX	—	XXX	F (t)

F: Feldespatos; (t): trazas; X, XX, XXX, XXXX: abundancias relativas.

micas trioctaédricas, presentes en las rocas inalteradas del área madre de estas formaciones evolucionan y/o se destruyen como consecuencia de los procesos de alteración que han afectado a estas formaciones tan antiguas (Vicente *et al.*, 1990). Se observa que tanto en los enclaves blancos de estas formaciones como en los cantos ocreos de la formación de rañas de Morasverdes, una parte de las micas dioctaédricas aparece abierta a vermiculita (Vicente *et al.*, 1990; Molina *et al.*, 1990); este proceso se intensifica en medios ácidos y en presencia de compuestos orgánicos en solución (Vicente *et al.*, 1977; Robert *et al.*, 1979). Espejo (1988), señaló la influencia de la dinámica del nivel freático juntamente con los compuestos orgánicos en la génesis de las segregaciones blancas, rojas y amarillas de estas formaciones de raña. En los difractogramas de muestras desferrificadas, se observan restos de goetita con el espaciado (111) desplazado a ángulos más altos, lo que parece indicar sustituciones de Fe por Al (Schulze, 1984).

Es de destacar la abundancia de hematite en los enclaves rojos de estas formaciones; en los ocre-amarillentos predomina la goetita. En las "gravillas" de pátina negra y núcleo rojo de la formación Raña-I, tanto la difracción de rayos-X como el DTG-TG muestran diferencias entre el núcleo y la pátina; en el núcleo, los componentes fundamentales son el cuarzo y la hematite, existiendo además cantidades apreciables de caolinita, mica, algo de goetita y restos de feldespato; en la aureola exterior desaparecen todos los componentes

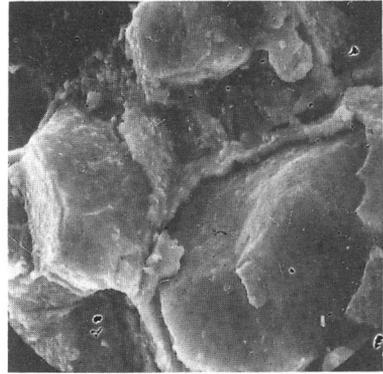


Foto 1
X 3900

excepto el cuarzo y la hematite. Un estudio con microscopio electrónico de barrido - microsonda, confirma esta composición y muestra el aspecto de ambas zonas: en la aureola negruzca aparecen grandes bloques de hematite entre los granos de cuarzo y recubriendo los mismos (Foto 1); en el límite entre la aureola y el núcleo, el recubrimiento de hematite no es continuo y se ven las figuras típicas de corrosión del cuarzo (Foto 2); en el núcleo, los granos de cuarzo presentan con niti-

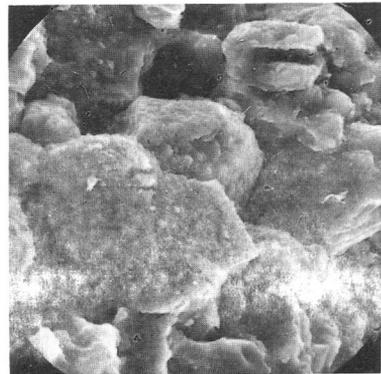


Foto 2
X 2000

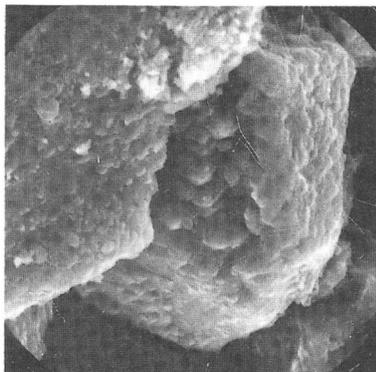


Foto 3
X 4700

dez figuras de corrosión (Fotos 3 y 4). Esta corrosión es un reflejo del proceso de disolución del cemento silíceo de las cuarcitas que condujo a la arenización de las mismas.

En la formación de raña relacionada con la vertiente S de la Somosierra de Ayllón (Nivel Raña-II), se observa un menor predominio de caolinita, siendo más abundantes las illitas-micas; existen cantidades apreciables de montmorillonita y feldes-

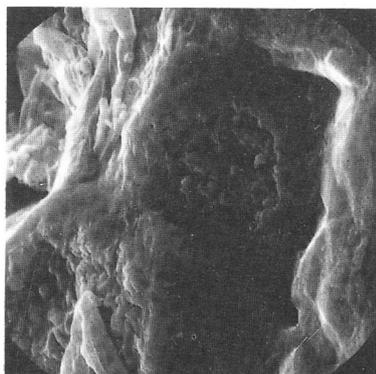


Foto 4
X 3900

patos. La concentración de hematite, incluso en los enclaves rojos, es mínima.

La Tabla 2 muestra los datos referentes al análisis textural del abanico mioceno y de la formación de raña de Morasverdes. En el abanico mioceno se pone de manifiesto como la matriz de los enclaves blancos es más arcillosa que la de los rojos u ocres; es posible que parte de la arcilla en las áreas coloreadas esté atrapada por los oxihidróxidos de Fe y haya pasado a formar parte de otras fracciones texturales más gruesas dado que el proceso de segregación de oxihidróxidos en estas formaciones fué posterior al de redistribución de la fracción arcilla (Espejo, 1986; Vicente *et al.*, 1990).

Por último, la Tabla 3 recoge los datos referentes a contenidos en oxihidróxidos de hierro libres y en hierro total del abanico mioceno y de la formación de raña de Morasverdes; destaca el contenido mínimo en oxihidróxidos de Fe de los enclaves blancos del abanico mioceno. La relación hierro libre/hierro total en la formación de raña de Morasverdes es sensiblemente menor al obtenido para las formaciones de Raña-I relacionadas con las vertientes S de los Montes de Toledo (Espejo, 1986; 1987).

Diferencias edáficas concordantes con las aquí apuntadas han sido encontradas por Gallardo *et al.* (1987) en un estudio sobre paleosuelos de piedemonte villafranquienses.

TABLA 2

Análisis granulométrico del Abanico aluvial mioceno y formación Raña - I de Morasverdes.

Formación	Muestra	Arena gruesa (2000 μm - 200 μm)	Arena fina (200 μm - 20 μm)	Limo (20 μm - 2 μm)	Arcilla ($< 2 \mu\text{m}$)
Abanico	Matriz blanca	8.0	22.5	9.4	60.7
Aluvial	Matriz roja	28.0	24.0	8.5	40.4
Mioceno	Matriz ocre	4.0	59.5	10.1	27.1
Raña	Matriz areno-arcillosa	14.0	50.5	10.6	25.4

TABLA 3

Contenido en Fe libre y total en abanico aluvial mioceno y formación Raña - I de Morasverdes.

Formación	Muestra	Fe_2O_3 (l) %	Fe_2O_3 (t) Total Fe_2O_3 %	$\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3 (l)}{\text{Fe}_2\text{O}_3 (t)} \times 100$
Abanico	Matriz blanca	0.37	1.33	27.81
Aluvial	Matriz roja	4.72	5.39	69.33
Mioceno	Matriz ocre	4.60	5.60	82.14
Raña - I Morasverdes	Matriz arcillo-arenosa	3.30	4.76	69.32

l: libre. t: total.

CONCLUSIONES

Las anteriores consideraciones parecen indicar que los sedimentos de los abanicos aluviales miocenos y del nivel de Raña-I, han experimentado transformaciones más intensas que las de los niveles de raña posteriores. Ya un trabajo de Vicente *et al.* (1991) puso de manifiesto que el nivel Raña-I experimentó, previamente al inicio del Pleistoceno, un proceso de alteración caolinizante muy intenso que afectó a la totalidad de la formación y a los materiales de su basamento; como es obvio, esta alteración afectó también a los sedimentos del abanico aluvial mioceno, de ahí la similitud mineralógica de ambas formaciones.

El nivel Raña-II se ha visto también afectado por procesos de alteración que han transformado sus sedimentos aunque no de forma tan intensa. La menor proporción de caolinita, el mayor contenido en feldespatos e illita, el contenido de apreciables cantidades de montmorillonita y la presencia de acumulaciones calizas dentro de la formación, indican unas condiciones de hidrólisis y de lavado menos intensas. Desde el punto de vista no sólo mineralógico, sino también edafológico, esta formación está más próxima a

los niveles de terraza fluvial del Pleistoceno inferior.

Un rasgo interesante que define y caracteriza al nivel Raña-I, y que consideramos netamente precuaternario, es la presencia en la parte superior del mismo, de abundante gravilla de pátina negra y núcleo rojo. Sorprende que los abanicos miocenos no presenten tal peculiaridad. La ausencia de gravilla de su superficie podría justificarse por la mayor pendiente superficial de la superficie Pre-Raña desarrollada sobre estos abanicos miocenos; posiblemente, el proceso tectónico reactivador del abanico aluvial de la formación Raña-I afectó a la anterior superficie incrementando su pendiente. Tal vez la génesis de estas gravillas, que de algún modo parece estar relacionada con los núcleos rojos de las cuarcitas "arenizadas", requiera superficies de poca pendiente; o simplemente pudiera haber sucedido que en los abanicos miocenos dicha gravilla se perdió con posterioridad a su formación por un proceso erosivo.

AGRADECIMIENTO

Los autores agradecen a J. Berrier, del I. N. R. A. (Francia) las observaciones al M. E. B.

BIBLIOGRAFIA

- CANTANO, M. y MOLINA, E., 1989. Aproximación a la evolución morfológica de la Fosa de Ciudad Rodrigo (Salamanca). Bol. R. Soc. Esp. Hia. Nat. (Geol.), 82: 87-101.
- ESPEJO, R., 1978. Estudio del perfil edáfico y caracterización de las superficies tipo raña del sector Cañamero-Horcajo de los Montes. Tesis doctoral, E. T. S. I. Agrónomos, Madrid, Pub. por el I. N. I. A. en 1981 en la col. "Tesis doctorales", 27.
- ESPEJO, R., 1985. The ages and soils of two levels of raña surfaces in Central Spain. Geoderma, 35: 223-239.
- ESPEJO, R., 1986. Procesos edafogénicos y edad de las formaciones tipo raña relacionadas con las estribaciones meridionales de los Montes de Toledo. A. Edafol. Agrobiol., 35: 655-680.
- ESPEJO, R., 1987. The soils and age of the raña surfaces related to the Villuercas and Altamira mountain ranges (western Spain). Catena, 14: 399-418.
- ESPEJO, R., 1988. Génesis de las segregaciones de oxihidróxidos de Fe en algunos suelos de raña. Com. II Cong. Nac. Ciencia Suelo. Sevilla, 309-312.
- GALLARDO, J., PEREZ GONZALEZ, A. y BENAYAS, J. 1987. Paleosuelos de los piedemontes villafranquienses y de las terrazas pleistocenas de la región del valle del Henares - Alto Jarama. Bol. Geol. Min., 98: 27-39.
- HERAIL, G., 1984. Geomorphologie et litologie de l'or detritique. Piedemonts et bassins intramontagneux du Nord-Ouest de L'Espagne. C. N. R. S., 1-456.
- JORDA, J., 1983. Evolución morfogenética de la vertiente NO de la sierra de Francia y su relación con la fosa de Ciudad Rodrigo. Rev. Prov. de Estudios. Salamanca, 8: 129-168.
- KILMER, V. J. and ALEXANDER, R. L. T., 1949. Methods of making mechanical analysis of soils. Soil Sci., 68: 15-24.
- MARTIN SERRANO, A., 1988. Sobre la posición de la Raña en el contexto morfo-dinámico de la Meseta. Planteamientos antiguos y tendencias actuales. Bol. Geol. Min., 99: 855-870.
- MEHRA, O. P. and JACKSON, M. L., 1960. Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. Proc. Natl. Conf. Clays and Clays Min. 7th, Pergamon Press, New York, 317-327.
- MOLINA, E., CANTANO, M., VICENTE, M. A. and GARCIA RODRIGUEZ, P., 1990. Some aspects of paleoweathering in the Iberian Hercynian Massif. Catena, 17: 333-346.
- PEREZ GONZALEZ, A., 1982. Neógeno y cuaternario de la Llanura Manchega y sus relaciones con la cuenca del Tajo. Tesis doct. Univ. Complutense, Madrid.
- PEREZ GONZALEZ, A. y GALLARDO, S., 1987. La Raña al sur de la Somosierra y Sierra de Ayllón: un piedemonte escalonado del Villafranquiense medio. Geogaceta, 2: 29-32.
- PRATT, P. F., 1965. Digestion with hydrofluoric and perchloric acids for total potassium and sodium. In C. A. Black et al. (Eds). Methods of Soil Analysis, I. Agronomy Series, Am. Soc. Agron. Madison, 1019-1021.
- ROBERT, M., RAZZAGHE, M. H., VICENTE, M. A. and VENEAU, G., 1979. Role du facteur biochimique dans l'altération des minéraux silicatés. Sci. du Sol., 23: 153-174.
- SCHULZE, D. J., 1984. The influence of aluminium in iron oxides. Clays and Clays Min., 32: 36-44.
- SOIL TAXONOMY, 1975. Soil Survey Staff. A basic system of soil classification for

making and interpreting soil surveys. U. S. D. A. Handbook 463, Washington D. C. Gov. Printing Office.

SOLE, L. y LLOPIS, N., 1952. España. Geografía Física. Vol. I de la obra "Geografía de España y Portugal. Montaner y Simón, Barcelona.

VICENTE, M. A., RAZZAGHE, M. and ROBERT, M., 1977. Formation of aluminium hydroxy vermiculite (intergrade) and smectite from mica under acidic conditions. Clay Minerals, 10: 101-110.

VICENTE, M. A., MOLINA, E. and ESPEJO, R., 1991. Clays in paleoweathering processes: Study of a typical weathering profile in the hercynian basement in Montes de Toledo (Spain). Clay Minerals, 26: 81-90.

*Recibido de la Comisión: 21-5-91.
Aceptado para publicación: 23-10-91.*