

CONSIDERACIONES SOBRE ALGUNOS ASPECTOS PALEOCLIMATICOS EN EL VALLE DEL JERTE (Cáceres)

J. L. CRUZ*

J. F. GALLARDO LANCHO**

E. JIMÉNEZ***

J. SAAVEDRA** y ***

INTRODUCCION

El Valle del Jerte se encuentra en el extremo oriental del sector extremeño-salmantino del Sistema Central.

Las piezas fundamentales del Sistema en este sector occidental, de este a oeste, son las Sierras de Béjar, Peña de Francia y Gata. Son los eslabones que forman el enlace serrano entre la gran mole de Gredos y las Sierras lusitanas. La distinción responde a realidades morfológicas: son piezas bien diferenciadas mediante bloques longitudinales más o menos levantados.

La Cordillera Central tiene también otros bloques hundidos en dirección paralela. Aquéllos y éstos se enlazan entre sí y, a su vez, marcan la transición, a uno y otro lado, hacia zonas más bajas de ambas submesetas. Así, traspuesto el Puerto de Castilla o Tornavacas el Valle es continuidad natural de tránsito hacia Barco de Avila, nudo al que llegan o desde el que irradian otros corredores, como el de la fosa longitudinal del alto Tormes. Se comunica éste también con la vertiente meridional de Gredos, más al este, mediante el Puerto del Pico.

Desde Barco hay fácil acceso a otro corredor longitudinal, el del Corneja, que se prolonga hacia el este con el Valle de Amblés, y no menos fácil es el tránsito, río Tormes adelante, hacia Puerto del Congosto, en la provincia de Salamanca y hacia la capital de ésta. El Valle del Jerte es, pues, corredor natural que facilita el cruce del Sistema Central y relaciona la Alta Extremadura con otros valles longitudinales y, en general, con la submeseta norte.

El Valle, que desde Tornavacas se abre de manera paulatina hacia el SW, hasta Plasencia, es estrecho y profundo. Las aguas que recogen sus paredes montañosas laterales, Traslasierra y San Bernabé, vierten al fondo y resulta colector natural de ellas el río Jerte, de quien toma nombre.

Debemos resaltar que la génesis y evolución del Valle ha tenido un fuerte condicionamiento estructural y litológico, habiéndose deducido una serie de movimientos tectónicos y de reajuste isostático durante, incluso, el cuaternario con hundimientos

* Departamento de Geografía, Facultad de Filosofía, Universidad de Salamanca.

** Instituto de Edafología y Biología Aplicada, Salamanca.

*** Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca.

escalonados hacia Plasencia y la formación de una fosa entre los dos horsts de Traslasierra y San Bernabé (JIMÉNEZ y CRUZ, 1975).

Un estudio geomorfológico evidencia que el relieve actual no es patrimonio exclusivo de movimientos tectónicos o isostáticos. Son muy de tener en cuenta los efectos glaciares y periglaciares, destacados sobre todo en la periferia de la mitad NE del valle. Igualmente los niveles de erosión —cuaternarios y más antiguos— cuyo origen hemos de considerar complejo, son también importantes módulos a considerar en el paisaje de la comarca.

En suma, debido a su estrechez y profundidad, hasta el punto de producirse entre el área de Barco y el Valle uno de los mayores contrastes térmicos del centro peninsular y también a su apertura meridional, el Valle tiene en la actualidad rasgos climáticos propios. La personalidad derivada de todo ello obliga así a estimarlo —y así se considera también en la región— como una unidad comarcal, cuyo estudio completo es objeto de la Tesis Doctoral de uno de nosotros (CRUZ, 1976).

Uno de los aspectos tratados en el estudio de la comarca es la sucesión de estadios paleoclimáticos de los cuales nos ocupamos en este trabajo.

Hasta el momento todas las monografías sobre glaciario en el Sistema Central español consideran al Würm responsable de la morfología cuya génesis se debe, en parte, a la gliptogénesis del hielo.

MARTÍNEZ DE PISÓN y MUÑOZ (1972), que logran felizmente una nueva interpretación acerca del relieve glaciario de Gredos, tampoco se apoyan en otras ciencias para explicar ciertos hechos que ayudan a una mejor comprensión del paisaje de formas glaciares en el alto Gredos. Explican, magistralmente, el condicionamiento preglaciario, basándose fundamentalmente en la tectónica.

Ningún geógrafo ha intentado explicar las formas del relieve, relacionando tectónica, petrología y paleoclimas. Por ello, en el trabajo de Tesis Doctoral de uno de nosotros sobre la comarca del Valle del Jerte hemos procurado profundizar por igual en los tres aspectos citados (C. R., J. L.).

Los resultados, sin que excluyamos posteriores investigaciones y posibles giros en la interpretación, nos han permitido explicar el paisaje de formas existentes en el Valle y las repercusiones económicas y humanas interrelacionadas, a su vez, con el medio físico. Pero, y en lo que a este avance se refiere, la combinación de los estudios citados nos ha permitido establecer una teoría sobre la evolución física del Valle del Jerte y cuyas bases han sido: la morfología glaciario de los circos y valles de tipo pirenaico del Noreste de Traslasierra; las formas glaciares alpinas existentes en San Bernabé; el nivel de erosión cuaternario no dislocado, aunque puede estar afectado por movimientos neotectónicos; las superficies o niveles de cumbre dislocadas y el estudio de las series estratigráficas comentadas en este estudio. No hemos olvidado tampoco que todo ello nos ha servido, además, para comprender ciertas formas superficiales y las consecuencias edáficas y de vegetación.

Deseamos insistir en que sólo la integración final de los hechos estudiados y a los que hemos aludido, sin olvidar pendientes, orientación, altitud, clima actual, etc., nos ha posibilitado explicar las diferencias paisajísticas dentro del propio Valle del Jerte que, por otra parte, ofrece un "ravinement" de un efecto sensorial impresionante.

Pasamos, pues, a la descripción de las series objeto del presente trabajo, cuyo estudio no pretende ser definitivo. Si despierta alguna inquietud favorable en nuestros compañeros de manera que permita profundizar también en esta línea de interpretación de formas nos daremos por satisfechos.

DESCRIPCION DE SERIES

En el recorrido de Barco de Avila a Plasencia, pasado Puerto de Castilla, llama poderosamente la atención la morfología del relieve, con suaves lomas alargadas paralelas a la carretera, y que, en su base, muestran una naturaleza conglomerática de bloques.

Resulta muy sugestiva la idea de suponer un relieve glacial en el que las suaves colinas serían morrenas de fondo con aspecto de drumlins, pero la exploración de la zona desecha estas primeras impresiones.

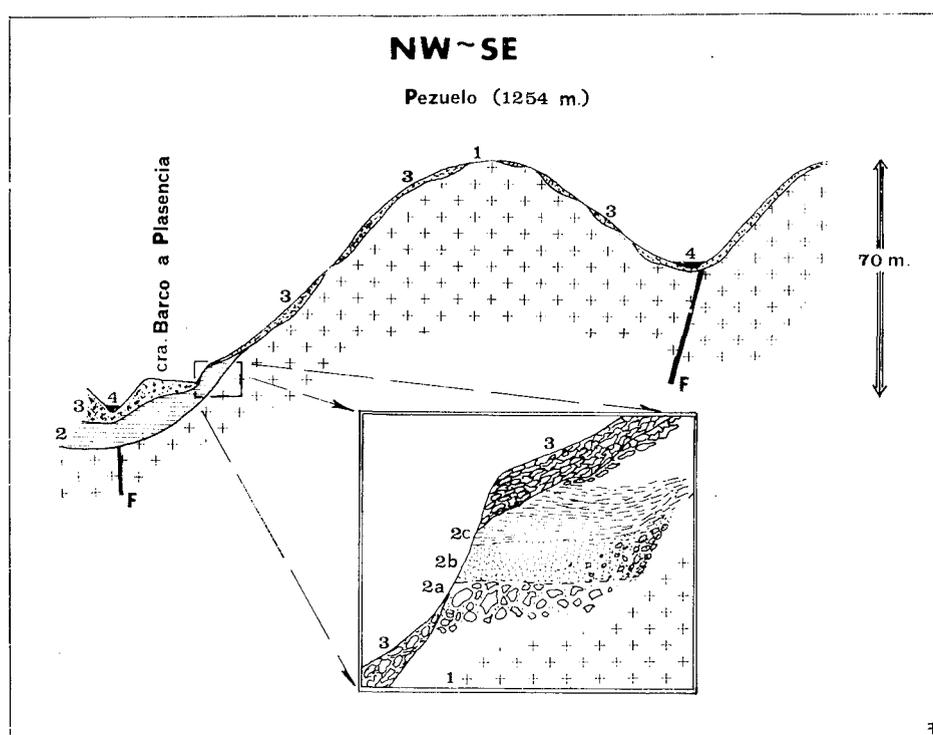


FIG. 1

Efectivamente, las colinas no son sedimentarias, sino graníticas (Fig. 1, 1) como lo demuestran los afloramientos dispersos entre una delgada, pero uniforme, capa de bloques angulosos desprendidos (Fig. 1, 3). Tan sólo en la ladera NW del Cerro del Pezuelo (a unos 2 km. al SW de Puerto Castilla) el desmonte de la carretera deja ver una cubierta algo más potente y heterogénea, que debe formar con la masa granítica de dicho cerro una discordancia muy abrupta.

En dicho lugar, la sucesión de materiales de muro a techo es la siguiente (altura: 1.200 m.).

CORTE A: *Cerro Pezuelo (km. 55 de la carretera Plasencia-Barco)*

1. Granitos muy cubiertos.
- 2a. Sobre la carretera, 1 a 2 m. visibles de cantos caóticos de granulometría muy heterogénea desde el punto de vista volumétrico y morfológico.

El volumen oscila entre el tamaño arenoso y el de bloques de 1 m³. El color de la escasa matriz arenosa, es pardo. Los cantos y bloques son predominantemente graníticos, pero también se encuentran esquistos y, lo que es más importante, diabasas (pertenecientes, sin duda, al dique de Plasencia, que se localiza a unos dos km. al SE de este punto).

- 2b. 0,3 m. de arenas gruesas y pardas, aluviales, con buenas estratificación y clasificación.

El muro de esta capa es irregular, subhorizontal.

- 2c. 0,7 a 0,8 m. de suelo con rubefacción que se detallará más adelante.
3. Cubierta irregular de cantos angulosos, formada por la demolición actual del relieve.

Opinamos que el origen de las formas alomadas que se dan en este corredor se debe a la yuxtaposición de factores tectónicos y erosivos; lo abrupto del contacto con los materiales descritos en el corte A implica un fuerte régimen erosivo con una compleja fase posterior de relleno.

Poco antes de la culminación del Puerto de Tornavacas se puede ver la misma sucesión de materiales con la exclusión del nivel 2c; el nivel de cantos 2a, reposa directamente sobre un paleosuelo constituido por granito meteorizado a través de cuyas fisuras han emigrado arcillas y materia orgánica, formando compartimentos perfectamente definidos.

El corte B (Fig. 2) se ha efectuado sobre la carretera de Cabezuela del Valle a Hervás en un recorrido de 5 km.

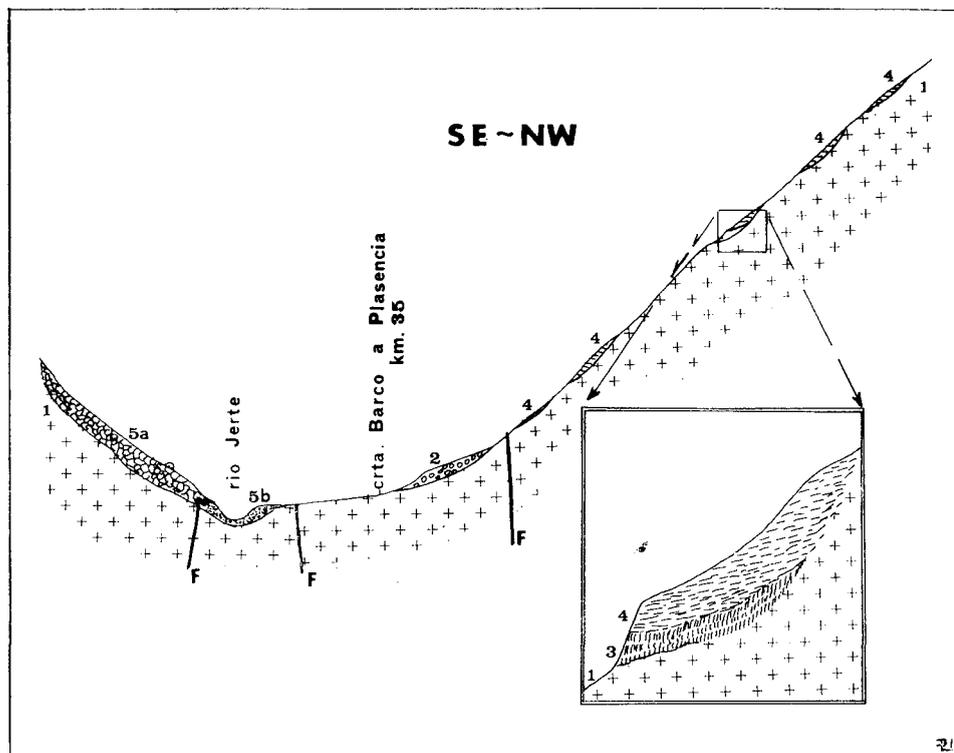


FIG. 2

En el cruce con la carretera Plasencia-Barco (km. 35) (altura 500 a 520 m.) puede verse un nivel de cantos de características muy similares a los descritos en A (2a) con una potencia visible máxima de 6 m. Son muy patentes sobre la carretera durante un recorrido de 300 m. (Fig. 2, 2).

Más adelante, a 5 km. del cruce, tras un recorrido sobre granitos en grado de alteración variable y fenómenos de enrojecimiento esporádico y desigual intensidad, se observa la sucesión siguiente:

CORTE B: Proximidades de Cabezuela del Valle, sobre la carretera a Hervás

1. Granito meteorizado en condiciones climáticas semejantes a las actuales.
3. Paleosuelo con todas las características de un gley fósil de unos 0,3 m. de potencia.
4. Suelos rojos [los cuales han sido citados también por BADORREY *et als* (1969), en la parte occidental de Gredos].

La altura de esta sucesión se sitúa entre 800 y 900 m. (5a y 5b representan las superficies de cantos de ladera y aluviales, respectivamente).

Los suelos rojos citados en B-4 aparecen en retazos a alturas superiores e inferiores a la indicada (incluso en las proximidades del río Jerte). Estos suelos son morfológicamente muy desiguales ya que aparecen más o menos truncados y con una profundidad variable. Se encuentran en diferentes puntos del valle, desde el mismo Puerto de Tornavacas, hasta las cercanías de Plasencia; los más desarrollados, sobre el dique de roca básica, presentan un horizonte B_t fuertemente estructurado (prismático); otros son claramente alóctonos, por posible solifluxión. Que estos suelos permanezcan actualmente es incompatible con fuertes fases erosivas Wurmienas o post-Wurmienas, ligadas a glacialismos o periglacialismos; por tanto, es de suponer que en el lugar donde aún se conservan, o, incluso, se formen con alguna intensidad, ha faltado, al menos, la última fase glacial.

Los suelos rojos mediterráneos o fersialíticos son aquellos que presentan un color rojo (no heredado del material original) y con un horizonte B textural, es decir, con presencia de cutanes y acumulación de arcilla (la estructura suele ser de poliédrica a prismática y existe una considerable proporción de caolinita).

Recientemente GUERRA y cols. (1972), han dedicado todo un tratado sobre tales suelos, y concluyen en datarlos como de origen Cuaternario en su mayoría, aunque no recientes, ya que no encuentran rubefacción en los sedimentos actuales y en la primera terraza.

El color rojizo crece con la edad de los suelos, lo que hace pensar que durante el cuaternario han existido, al menos dos fases climáticas favorables a la rubefacción (VAUDOUR, 1974).

Que actualmente la extensión de tales suelos sea grande, hace pensar que el clima actual no altera grandemente estos suelos y que incluso en las zonas climáticas mediterráneas con pluviometría mayor de 400 mm. pudiera darse el fenómeno de rubefacción ocasional pero lentamente. Sin embargo los horizontes húmicos o autrópicos, al menos, evolucionan hacia el suelo pardo, actual formación "climax". El fenómeno de rubefacción es poco conocido, aunque se supone un fenómeno lento y que sucede tras previa decarbonatación del perfil; es claro que el color se debe al hierro; pero se discute bajo qué forma, ya que no hay relación con la cantidad total de éste.

Se puede, pues, concluir que los suelos rojos son pre-Würm, ya que aunque el fenómeno de rubefacción pudiera ser más rápido, la formación del horizonte B_t requiere muchos milenios, al igual que la previa decarbonatación. VAUDOUR (1974) supone que los suelos rojos que encuentra en la Cordillera Central española son post-villafranquienses formados en los períodos interglaciares Mindel-Riss y/o Riss-Würm, ya que los derrubios post-Wurmienses presentan solamente rankers. Aquellos suelos se conservan por diferentes causas (v.g.: un manto aluvial), pero de todas maneras, ofrecen un perfil complejo, con empobrecimiento superficial en dichas zonas húmedas o subhúmedas, y con una intensidad de lixiviación variable. Los suelos pueden encontrarse hasta altitudes de 1.400 m., con tal que el material original posea suficiente hierro. Tales suelos, por la topografía de la zona, están expuestos a una erosión considerable, por lo que su existencia está también condicionada a la intensidad de ésta. Así es frecuente encontrar suelos rojos alóctonos en pie-de-monte de montañas, procedentes de las partes más altas donde, en realidad, se formaron (BOTTNER & LOSSAINT, 1967).

Las observaciones antes reseñadas nos llevan a presentar las siguientes hipótesis sobre la evolución paleoclimática del Valle del Jerte:

A) Siguiendo un orden cronológico creciente, los materiales más antiguos corresponden al nivel de cantos y bloques descritos [fig. 1 del corte A (2a) y en la parte inferior del corte B (2)]. Las deducciones que se obtienen de dichos materiales son:

- 1.º Rellenan una superficie antigua que responde a una morfología muy similar a la actual, lo que quiere decir que los rasgos fisiográficos principales estaban ya definidos.
- 2.º La forma redondeada de los cantos y bloques podría indicar un transporte relativamente prolongado, pero a esto se opone la absoluta falta de clasificación de los fragmentos. El único criterio para establecer alguna distancia es que se encuentran cantos de diabasas, cuya área madre se localiza a 2 km. ("Dique de Plasencia").

Estas observaciones descartan posibles orígenes fluvial, torrencial, etc., y sólo se explican de dos maneras:

- a) o que es una morrena, lo que no parece probable por sus características morfológicas y por la escasa altura a que se encuentra en el fondo del valle.
- b) o que es el producto de desintegración de morrenas con transporte posterior. Esta última suposición nos parece la más acertada por sus relaciones topográficas.

Si esto es cierto, dichas morrenas corresponderían a una glaciación anterior a la formación de los materiales rubefactados que se sitúan por encima de este nivel de cantos y bloques. Sus características son análogas a la formación de grandes bloques dada por VAUDOUR (1974) como plio-villafranquiense.

B) Estratigráficamente se sitúan por encima los niveles aluvial (corte A) y gley (corte B). Ambos indican un proceso de débil erosión con sedimen-

tación y alta humedad con temperatura posiblemente no elevada. Algunos autores franceses conceden importancia al fenómeno de gleyzación, que suponen ligado al período Mindel-Riss (u Olsteimiense).

- C) El fenómeno de rubefacción, que se sitúa cronológicamente encima de los anteriores (cuya datación pre-Würm se ha discutido en el apartado correspondiente), es notable. Debido a la intensidad de rubefacción y a la existencia de un horizonte B_t en los suelos menos aiterados y no truncados se piensa que estos suelos son indudablemente pre-Würm pero es más difícil asegurar que fueran pre-Riss. Han debido formarse en un clima similar al actual mediterráneo (sequía estival, pero inviernos más suaves).

Sin embargo, suponemos que tales suelos rojos son pre-Riss no sólo por su notable grado de evolución, sino porque VAUDOUR (1974) señala esta edad para los suelos rojos análogos que encuentra en la sierra de Guadarrama.

- D) La superficie actual está frecuentemente cubierta por una delgada capa de cantos angulosos heterométricos que coinciden con los descritos por VAUDOUR (1974) con duda sobre su exacta cronología (Riss o Würm). Efectivamente su origen en el valle del Jerte puede haber continuado hasta época muy reciente. El clima deducido sería por tanto, periglaciario.

CONCLUSION

Se deduce una glaciación, probablemente Mindel, que algunos autores coinciden en señalar como la más intensa en latitudes más septentrionales. Posteriormente las condiciones climáticas, al ser más benignas, han permitido la formación de suelos que se han conservado hasta la actualidad en retazos más o menos erosionados. Los posteriores períodos fríos (Riss y/o Würm) han debido solamente afectar y/o retocar los relieves preexistentes en los circos y valles glaciares que se observan en la cabecera del Valle.

BIBLIOGRAFIA

- BADORREY, T.; GALLARDO, J.; RIEDEL, W. (1969): *Los suelos de la parte occidental del Macizo de Gredos y el problema del rotlehm*. Anal. Edaf. Agrobiol., 28, 155-177.
- BOTTNER, P. y LOSSAINT, P. (1967): *Etat de nos connaissances sur les sols rouges du Bassin Méditerranéen*. Sci. Sol., (1), 49-80.
- CRUZ REYES, J. L. (1976): *Condicionamiento geográfico del Valle del Jerte*. Tesis Doctoral, Univ. Salamanca.
- GUERRA, A. et als. (1972): *Los suelos rojos en España. Contribución a su estudio y clasificación*. Inst. de Edaf. Biol. Veg., C.S.I.C. Madrid.

- JIMÉNEZ FUENTES, E. y CRUZ REYES, J. L. (i.l.): *Los sistemas de fracturas del Valle del Jerte (provincia de Cáceres). Consideraciones sobre su evolución durante el Cenozoico.* Bol. Geol. y Min., Madrid.
- MARTÍNEZ DE PISÓN, E. y MUÑOZ JIMÉNEZ, J. (1972): *Observaciones sobre la morfología del Alto Gredos.* Est. Geogr., 129, 597-690.
- VAUDOUR, J. (1974): *Age et signification de quelques sols rouges sur gneiss et sur micaschistes dans la Cordillère Centrale espagnole.* Trab. s. Neógeno-Cuaternario, 2, 181-197. Madrid.

(Recibido el 16 - XII - 75)

(Aceptado el 2 - II - 76)