

Los glacis de raña en el «macizo» de Valronquillo (sector noroccidental del Campo de Calatrava, Ciudad Real).

José Luis GARCÍA RAYEGO y Julio MUÑOZ JIMÉNEZ

I. Damos el nombre de «macizo de Valronquillo» a un pequeño territorio densamente accidentado por relieves montañosos de poca elevación que se localiza en el sector centro-occidental de la provincia de Ciudad Real inmediatamente al N. del valle del Guadiana y a Poniente de la desembocadura en éste del río Bullaque. Desde el punto de vista topográfico se define como un conjunto de sierras de altitud comprendida entre los 750 y los 950 m. y dirección mayoritaria WNW-ESE. enmarcado, salvo al W. por donde enlaza con los relieves meridionales de los Montes de Toledo (sierras de Arroba) por áreas relativamente deprimidas cuyo fondo se sitúa algo por debajo de los 600 m.: la depresión de Alcoba-Porzuna, al N., la «hoya» de Piedrabuena, al E., y el tramo citado del valle del Guadiana —entre Luciana y el puente de Retama—, al S. (vid. F. Pillet et al., 1985). Dentro del propio conjunto montañoso existen también varios sectores deprimidos, de algo menos de 700 m. de altitud media, que tienen el carácter de pasillos alargados —«valles» de La Madroña, Bullaquejo, La Plata, La Viuda y Valdelamadera—, con excepción de una llanada interior relativamente ámplia enmarcada por las alineaciones —la «cuenca» de Las Arripas—.

Modelado sobre materiales pizarrosos y cuarcíticos de edad precámbrica, cámbrica, y ordovícica correspondientes a la «Zona Centroeibérica» del zócalo herciniano peninsular (vid. I.G.M.E., 1971), el macizo de Valronquillo coincide básicamente con una pequeña área anticlinoria que prolonga hacia el E. el Anticlinorio de Navalpino-Aroba, una de las macroestructuras plegadas que, arrancando de las Villuercas, se desarrolla en la parte Sur de los Montes de Toledo (Comisión Nacional de Geología, 1983), y presenta un relieve de aspecto apalachense muy similar al de éstos (vid. J. Muñoz Jiménez, 1976); no obstante, la presencia de algunos materiales y formas derivados de procesos recientes de actividad volcá-

nica, lo vinculan ya significativamente al Campo de Calatrava (F. Hernández-Pacheco, 1932). Aunque no puede hablarse de una «superficie de cumbres» en sentido estricto —las diferencias altitudinales entre culminaciones cercanas son apreciables y nada indica que se deban a dislocaciones verticales de edad alpina—, el territorio estudiado muestra una organización morfológica sustancialmente controlada por la litología y la disposición de las estructuras hercinianas, en la que las alineaciones se adaptan a los afloramientos cuarcíticos, fundamentalmente de la «cuarcita armoricana» del Arenig, y las áreas deprimidas que se sitúan entre ellas y las enmarcan, se encuentran modeladas en los materiales pizarrosos pre y post-arenigienses.

Este entramado morfoestructural resultante de la puesta en relieve por la erosión diferencial de una vieja estructura plegada constituye la base y el marco en que se acogen —además de los ya citados asomos volcánicos— formaciones sedimentarias continentales de edad terciaria y cuaternaria, entre las que la más importante, por la extensión que recubre y por su asociación sistemática con una forma de relieve específica —el glacis de acumulación—, es el fanglomerado denominado «raña».

Al igual que en otras áreas cercanas de la Meseta Sur, se trata de un depósito formado por cantos subangulosos, heterométricos y apreciablemente rubefactados de cuarcita empastados por una matriz arcillo-arenosa, carente de estructura en lechos, con potencia muy desigual pero siempre reducida —4 ó 5 m. como máximo— y claramente discordante sobre todos los materiales que fosiliza, la mayoría de los cuales presentan un claro frente de alteración (vid. R. Espejo Serrano, 1981; C. Martín Escorza, 1977; E. Molina, 1975; J. Muñoz Jiménez y I. Asensio, 1975). En el territorio estudiado tiene una gran extensión de afloramiento y se encuentra prácticamente en todos los sectores deprimidos, tanto en los interiores situados entre las sierras cuarcíticas como en los exteriores que las enmarcan, y su presencia coincide siempre con topografías planas suavemente inclinadas en sentido contrario a la ubicación de los relieves destacados, es decir con glacis o sistemas de glacis.

II. Junto con la raña, pero con una extensión de afloramiento y una trascendencia geomorfológica directa muy inferior, aparecen en el macizo de Valronquillo depósitos de cantos de cuarzo y cuarcita fuertemente cementados con aspecto de corazas ferruginosas, acumulaciones de arenas con lechos de gravas, depósitos de ladera sueltos y empastados y formaciones aluviales relacionadas con los cursos fluviales actuales. Todos ellos, de uno u otro modo y con mayor o menor amplitud, entran en contacto con la formación fanglomerática y, pese a que ninguno ha sido objeto de una datación plenamente fiable, del análisis de sus facies y de su forma de relación con ella se pueden obtener datos que permiten avan-

zar en la interpretación de cuándo y cómo se produjo la morfogénesis de la raña.

a) Al pie de las laderas externas de las sierras paleozoicas, concretamente en el enlace de éstas con las depresiones de Piedrabuena y del Guadiana, se encuentran restos de una brecha muy dura de aproximadamente 5 m. de potencia constituida por clastos de cuarzo y cuarcita dispuestos en lechos subhorizontales y fuertemente cementados por óxidos de hierro. Esta formación muestra unos caracteres y una localización totalmente similares a los de otros retazos reconocidos y estudiados en áreas inmediatas de Campo de Calatrava (vid. E. Molina, 1975; E. Redondo y E. Molina, 1980). Se trata de una coraza ferralítica que no parece haber sido deformada ni dislocada, pero sí casi totalmente destruida por la erosión, cuya base está siempre constituida por pizarras arcillosas ordovícicas profundamente alteradas. En el territorio estudiado su presencia es muy reducida, limitándose a dos pequeños afloramientos: en uno, situado a 600 m. de altura en el borde meridional del macizo, los materiales de la raña recubren el techo de la coraza, la cual es visible debido al corte realizado por la incisión de un pequeño arroyo afluente al inmediato río Guadiana; en otro, localizado a 620 m. en el borde oriental, muy cerca del bajo curso del Bullaque, la brecha ferruginosa aflora directamente y constituye pequeñas mesas que destacan ligeramente —entre 20 y 30 m.— sobre la superficie de los glacis fanglomeráticos. De esto se deduce que la morfogénesis de la raña es muy posterior al desarrollo de esta formación, propia de condiciones tropicaloides, ya que cuando dicha morfogénesis se produjo ya la coraza, pese a su resistencia, se encontraba casi totalmente desmantelada. La edad que, con base en el estudio de otros pequeños afloramientos cercanos donde se ha podido observar su relación con el relleno terciario de la cuenca manchega, se ha atribuido a ésta es pre-miocena, sin que sea posible mayor precisión (E. Redondo y E. Molina, 1980).

b) En diversos puntos de las áreas deprimidas interiores del macizo de Valronquillo —valles de La Madroña y de Bullaquejo— y de las depresiones que los enmarcan se observa la existencia de acumulaciones de arenas rojizo-amarillentas y blanquecinas con estratificación cruzada y algunos lechos de cantos cuarcíticos, cuya potencia, aunque es muy variable y difícil de determinar con precisión, llega a superar los 10 m. visibles. Se apoya en discordancia sobre materiales pizarrosos apreciablemente alterados de edad cámbrica y ordovícica y en la mayoría de los casos se encuentra recubierto por la raña, siendo el contacto entre ambas formaciones muy nítido por medio de un nivel erosivo irregular en el que se aprecian paleocauces. Estudiado desde los años treinta por los geólogos, este depósito arenoso, cuyo aspecto recuerda mucho al de los materiales oligocenos de Extremadura, lo designamos con el impreciso nombre de «serie terciaria», ya que su datación sigue sin estar claramente determinada: para unos es oligocena (F. Hernández-Pacheco y E. Cabañas, 1952;

F. Mingarro, 1958), para otros es miocena (F. Hernández-Pacheco, 1932) y no faltan datos que lleven a pensar que su sedimentación es postmiocena. Tampoco se ha dado una interpretación coherente de sus facies y de su génesis. El análisis sedimentológico de la fracción gruesa de este depósito, concentrada en lechos poco numerosos y discontinuos, muestra una litología exclusivamente cuarcítica y un espectro granulométrico altamente seleccionado en el que predominan los cantos de tamaño pequeño —entre 40 y 50 mm.—, afectados por un notable desgaste —del orden de 220 en la escala de Cailleux-Tricart—; por su parte la fracción fina, abrumadoramente mayoritaria, está constituida por arenas medias y finas —el calibre mediano es de 0,09 mm.—, cuya distribución granulométrica da una curva acumulativa de tipo hiperbólico. Todos estos caracteres y datos parecen corresponder a un medio de borde de cuenca continental en el que se decantan los materiales transportados por cursos de agua de régimen no torrencial y con poca carga detrítica gruesa.

c) Las laderas de las alineaciones del macizo, por su parte, se encuentran recubiertas por depósitos coluviales de potencia muy irregular, pero siempre reducida, constituidos por fragmentos angulosos de la misma cuarcita que aflora en los «riscos» de sus cumbres. Pese a que todos ellos se caracterizan por el reducido desgaste de sus componentes —sus índices oscilan entre 45 y 85— y por su ausencia de estructura, se diferencian con claridad dos formaciones: una compuesta por cantos heterométricos y bloques, a veces de gran tamaño, sin matriz fina de ningún tipo, que da pedreras o canchales prácticamente descubiertos de vegetación; y otra formada por clastos de mayor homometría, con claro predominio de los tamaños medios o pequeños, empastados en una matriz arcillo-areno-limosa amarillenta o parda, que ocupa una mayor extensión y mantiene un recubrimiento vegetal relativamente denso. La fracción fina de esta última se caracteriza siempre por la ausencia de clasificación de sus elementos —las curvas acumulativas obtenidas en todos los análisis son de tipo logarítmico— y su color tiende a oscurecerse ladera abajo. Por su localización y sus parámetros sedimentológicos el coluvión suelto presenta todos los caracteres de un depósito de gravedad alimentado por una intensa fragmentación de las crestas cuarcíticas, mientras que el coluvión empastado tiene los rasgos básicos de una formación solifluidal, en la que los clastos, resultantes también de una intensa meteorización mecánica, se desplazaron por la vertiente envueltos en una masa fangosa que evitó su desgaste. Ambos se pueden interpretar como correlativas a condiciones bioclimáticas caracterizadas por una elevada frecuencia de ciclos hielo-deshielo, capaces de someter los afloramientos cuarcíticos a una eficaz y generalizada gelifracción, y por una escasa fitoestabilización de las vertientes, susceptible de permitir una amplia dinámica coluvial. Sin embargo es indudable que la «pedriza» corresponde a un episodio más reciente, ya que siempre se encuentra en-

cima de la formación empastada o se acoge en sectores donde ésta ha sido parcialmente destruída, entrando en contacto directo con su substrato pizarroso. Al igual que se observa en los Montes de Toledo (vid. J. Muñoz Jiménez, 1976), este depósito de ladera solifluidal relativamente más antiguo enlaza sin solución de continuidad topográfica con el arranque de los glaciares de raña, con la cual no presenta en superficie un contacto nítido desde el punto de vista sedimentológico. Parece no obstante que este contacto es por superposición: en algunos cortes realizados por la arroyada en la parte baja de las vertientes se observa cómo los colores pardo-amarillentos de la colada cambian rápidamente hacia abajo y se superponen a los rojizos propios de la formación fanglomerática. Así pues, los coluviones que recubren las laderas del macizo de Valronquillo son básicamente posteriores a la morfogénesis de la raña y —teniendo en cuenta su grado de conservación, así como la datación que se ha atribuído a depósitos idénticos en otras áreas de la meseta Sur (E. Molina, 1975; J. Muñoz Jiménez y I. Asensio, 1975; J. Vaudour, P. Birot y J. Sudries, 1979) —parecen corresponder a dos períodos fríos del Cuaternario, de los cuales el último, responsable de la formación de la «pedriza», es muy reciente.

d) En las márgenes de algunos de los cursos fluviales de la zona, en especial de los correspondientes a la cuenca del Bullaque, y evidentemente relacionados con su dinámica se encuentran sedimentos aluviales constituídos por cantos redondeados, en su casi totalidad cuarcíticos, envueltos en una matriz areno-limosa de tono rojizo, amarillento o pardo, dispuestos en lechos cruzados bastante bien reconocibles. En el tramo final del citado río Bullaque y de su afluente el arroyo Bullaquejo, así como en el Guadiana, estos depósitos se disponen en varios niveles de terraza, todos los cuales se encuentran claramente por debajo de la superficie de los glaciares de raña. Los análisis sedimentológicos de estas terrazas en sus sectores incluídos dentro del territorio estudiado o inmediatamente próximos a él muestran una fracción gruesa en la que la litología es cuarcítica en al menos un 80% —el resto son cuarzos—, existe un marcado predominio de los cantos de tamaño medio —40-80 mm. —y el desgaste del material se sitúa entre los índices 240 y 280. La fracción arenosa, por su parte, presenta un espectro granulométrico notablemente seleccionado, típico de la dinámica fluvial (todas las curvas acumulativas son de carácter sigmoidal). Estos aluviones en los ríos dotados de mayor capacidad de incisión se localizan en fondos de valles profundamente encajados que disecan las superficies de raña y atraviesan decenas de metros de los materiales recubiertos por ésta; en los de menor potencia erosiva el desnivel es escaso y ambas formaciones entran en contacto directo, observándose como el fanglomerado aporta lateralmente elementos gruesos ya afectados por un cierto desgaste a las formaciones aluviales, lo que explica el elevado redondeamiento de sus cantos incluso en cursos pequeños o en tramos cercanos a cabecera. Dichas formaciones, por lo

tanto, son evidentemente posteriores a la génesis de la raña —bajo cuyas superficies de glacis se encajan y cuyos materiales en parte removilizan— y a una mayor o menor parte de su destrucción y fragmentación por la red hidrográfica actual.

III. Junto con las sierras coronadas por crestones cuarcíticos, los glacis de raña constituyen un elemento básico en el paisaje morfológico del macizo del Valronquillo. Según se indicó al comienzo, estos glacis pedregosos enlazados sin solución de continuidad con las laderas ocupan amplias extensiones tanto en las grandes depresiones de carácter sinclinatorio que enmarcan el conjunto montañoso como en las pequeñas cuencas y surcos «apalachenses» situados dentro de él. Teniendo en cuenta su notable grado de conservación —pese a la deleznableidad y la escasa potencia del fanglomerado— y el modo de relacionarse con las formaciones sedimentarias que se acaban de analizar, su morfogénesis parece ser relativamente reciente y situarse en el intervalo de tiempo que va desde el final del relleno de la cuenca manchega, a comienzos del Plioceno, hasta la instalación de la red hidrográfica en su trazado actual y el desarrollo de las últimas fases climáticas frías a lo largo del Pleistoceno medio y superior. No obstante su básica homogeneidad morfográfica y sedimentológica y su carácter monogénico (no hay ni un solo dato que haga pensar en la existencia de más de un nivel de raña), se pueden distinguir en el área estudiada varios tipos según su localización, su amplitud y pendiente y su grado de disección. Conforme a estos criterios se observa una notable diferenciación entre los glacis exteriores y los acogidos en el interior del macizo.

a) El más extenso de los glacis exteriores —y también el mayor de todos los del territorio analizado— es el que se localiza en la cuenca sinclinatoria del Guadiana. Desciende con muy suave pendiente desde el pie de las elevaciones de Valronquillo, a 660 m. de altura por término medio, hasta las cercanías del lecho de este río, a 570-600 m., y su amplitud oscila entre los 2 y los 4,5 kilómetros. En él la formación flanglomerática llega a alcanzar una potencia visible de 4 ó 5 m., que es la máxima de las observadas, y se apoya sobre pizarras arcillosas del Llandeilo apreciablemente alteradas y recubiertas en algún pequeño sector por restos de la coraza ferruginosa. Debido a la alta capacidad erosiva de una serie de cortos cursos de agua que descienden del macizo al inmediato río Guadiana y a la deleznableidad de la mayor parte de los materiales tanto del recubrimiento como del sustrato, el glacis se encuentra profundamente disecado y su configuración actual es la de una serie de «mesas de raña» separadas entre sí desde el mismo pie de los relieves montañosos por valles en V cuyo fondo, en el que prácticamente no existen depósitos aluviales, se encuentra hasta 100 m. por debajo de su plana superficie culminante.

La relación de estas mesas con las laderas de las sierras meridionales

de Valronquillo es, sin excepción, de clara continuidad topográfica: no existe ruptura de pendiente de ningún tipo, y dado que los arroyos afluentes al Guadiana también han incidido en dichas sierras y las han fragmentado aprovechando viejas línea de desenganche, puede decirse que cada tramo de alineación posee su propio sector de glacis. Desde un punto de vista morfoestructural estos relieves montañosos marginales se definen como crestas monoclinales con fuerte buzamiento hacia el S. constituidas por cuarcita masiva arenigiense, la cual se sumerge en plena concordancia estratigráfica bajo las citadas pizarras del Llandeilo, que rellenan el fondo del sinclinorio del Guadiana y sustentan la raña. Esta tiene, pues, su cabecera en el dorso de las crestas, donde la cuarcita aflora ampliamente, y nada hay que indique que la diferencia de altura existente entre ellas y el basamiento pizarroso del resto del glacis se deba a otra cosa que a la erosión diferencial y a la disposición de las estructuras plegadas hercynianas. No se observa, pese a las facilidades dadas por los limpios y completos cortes realizados por la incisión de la red fluvial, fractura alguna entre el área fuente y el área de recubrimiento de esta raña, cuya reactivación pudiese haber sido el factor determinante de la morfogénesis de ésta. según se ha propuesto por otros autores para sectores cercanos (vid. E. Molina, 1975; C. Martín Escorza, 1977).

Los caracteres sedimentológicos de este gran glacis meridional se encuentran bien representados en los datos resultantes del análisis de la formación fanglomerática realizado en las cercanías del caserío del Chiquero (39°00'40"N-0°43'30"W de Madrid) a 620 m. de altura y a una distancia superior a los dos kilómetros de los relieves montañosos de cabecera, que figuran en el Cuadro I y en la Fig. 1.

CUADRO I
RAÑA DEL CHIQUERO (Fracción gruesa)

Espectro litológico:

Cuarcita 100%

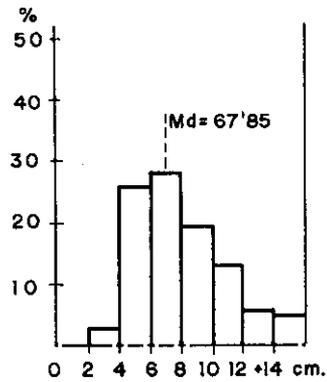
Espectro granulométrico (en mm.):

20-39 2,5%
40-59 25,5%
60-79 28,0%
80-99 19,5%
100-119 13,5%
120-139 6,0%
140 y más 5,0%

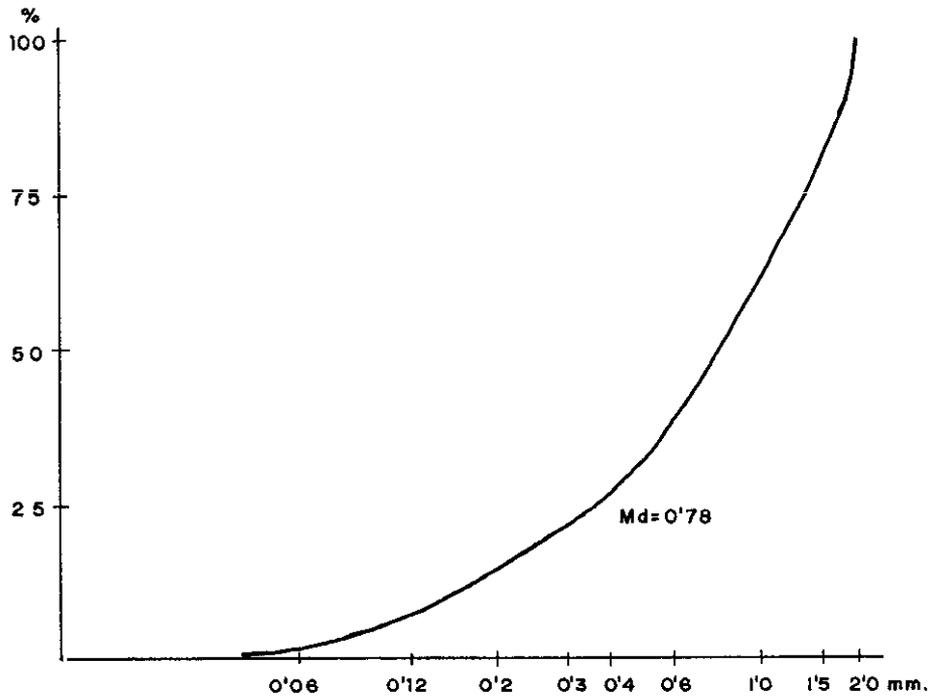
Centilo: 360 mm.
Mediana: 67,8 mm.

Morfometría:

Indice de desgaste: Clase modal 50-99
Mediana 183,3
Indice de aplanamiento: Clase modal 1,50-1,99
Mediana 1,92

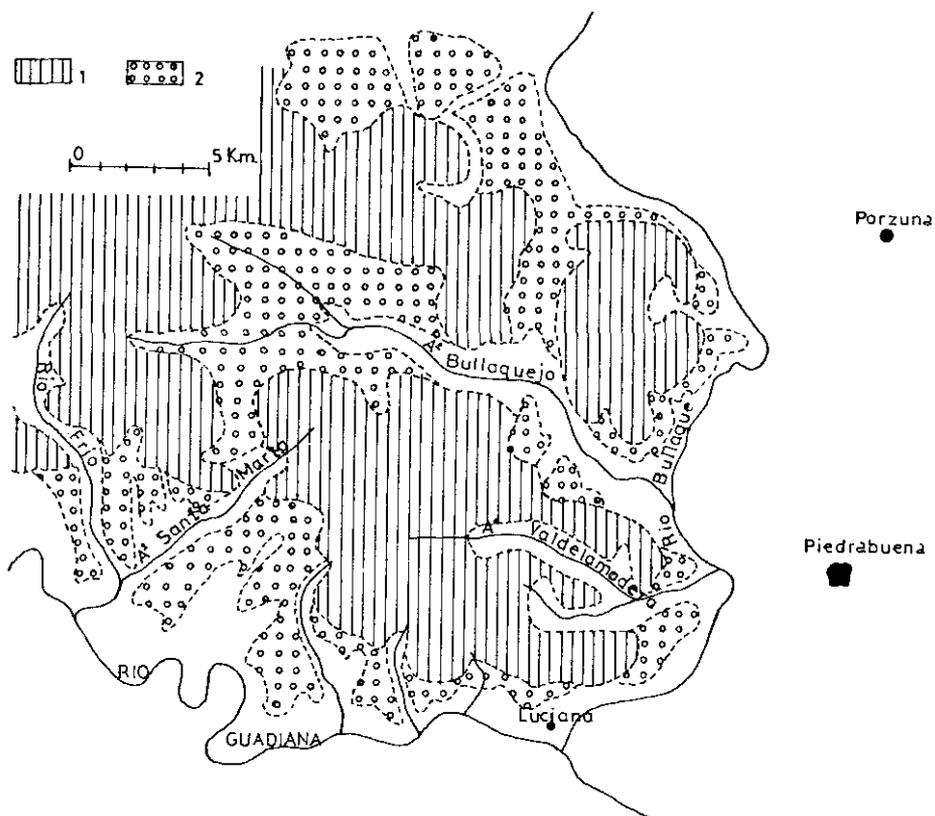


HISTOGRAMA DE GRANULOMETRIA



CURVA ACUMULATIVA DE LA FRACCION FINA

FIG. 1. Raña de El Chiquero.



MAPA 1. El macizo de Valronquillo: localización y elementos geomorfológicos fundamentales.
1: Relieves apalachenses destacados. 2: Glacis detriticos de «raña».

Estos datos indican, en principio, una procedencia del material grueso limitada a los crestones cuarcíticos que dominan el arranque del glacis, sin que existan aportes laterales mínimamente significativos, y un medio de transporte escasamente selectivo dotado de una más que notable capacidad de arrastre. La curva granulométrica de las arenas de la fracción fina (vid. Fig.1.) presenta, por su parte, una forma parabólica propia de acumulaciones forzadas generadas por la acción torrencial o la arroyada. El valor mediano del índice de desgaste, aun siendo bastante elevado, queda claramente por debajo de los propios de los depósitos fluviales —también de los de la «serie terciaria»— y muy por encima de los registrados en las formaciones coluviales; de ello se deduce un transporte de amplitud moderada en el que el roce de los fragmentos rocosos resulta algo atenuado por la presencia de elemento finos, como una pasta fangosa, entre ellos. Los valores de aplanamiento no son apenas significativos, ya que son prácticamente idénticos en los cantos cuarcíticos de todos los depósitos analizados sean del tipo que sean, y muestran una decisiva influencia de la estructura de la roca in situ, concretamente del diaclasado de los bancos de cuarcita armoricana, como se ha observado también en sectores próximos (vid. E. Molina, 1975; J. Muñoz Jiménez y I. Asensio Amor, 1975).

Unos rasgos morfológicos similares en línea generales a los del glacis del Guadiana, aunque menos vigorosos y a una escala dimensional menor, presentan las rañas que enlazan los relieves orientales de Valronquillo con la cubeta de Piedrabuena, también de carácter sinclinorio, en el tramo final de la cuenca del Bullaque. Constituyen una rampa que desciende desde los 600-620 m. del pie de las sierras de Hornias, Solezuelo y Peñaflor hasta los 560-570, donde comienza el relleno aluvial del citado río, y tiene un desarrollo que sólo excepcionalmente alcanza los dos kilómetros. Dicha rampa se encuentra fragmentada por la red fluvial y su configuración en forma de mesas separadas por valles de cortos afluentes y adosadas a los relieves destacados recuerda, aunque con menor extensión y desnivel, la del glacis meridional. En ella la formación fanglomerática tiene un espesor algo más reducido que en éste y se apoya tanto sobre las pizarras ordovícicas alteradas con pequeños restos de coraza como sobre las arenas y gravas de la «serie terciaria». Los caracteres sedimentológicos de esta raña externa nor-oriental están significativamente representados por los datos que se exponen en el Cuadro 2 y en la Fig. 2., obtenidos en el análisis realizado en el paraje conocido como Tabla de la Yedra (39°02'10"N; 0°31'20"W. de Madrid), a 580 m. de altura, a menos de un kilómetro de distancia del arranque de las laderas exteriores del «macizo» y sólo a una decena de metros de distancia del lecho del Bullaque, sobre cuya plana aluvial destaca poco, aunque a través de un nítido escalón, la superficie del glacis.

Teniendo en cuenta que la localización de este depósito es similar a la del Chiquero (Cuadro 1 y Fig. 1), ya que ambos se encuentran en la termi-

CUADRO 2

RAÑA DE LA TABLA DE LA YEDRA (Fracción gruesa)

Espectro litológico:

Cuarcita	96,5%
Cuarzo	3,5%

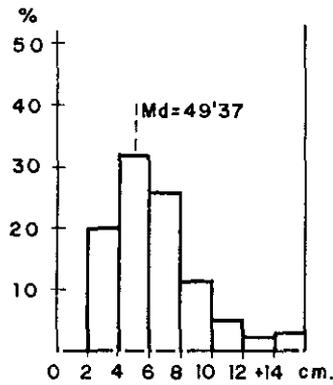
Espectro granulométrico (en mm.):

20-39	20,0%	Centilo: 167 mm. Mediana: 49,4 mm.
40-59	32,0%	
60-79	26,5%	
80-99	11,0%	
100-119	5,0%	
120-139	2,5%	
140 y más	3,0%	

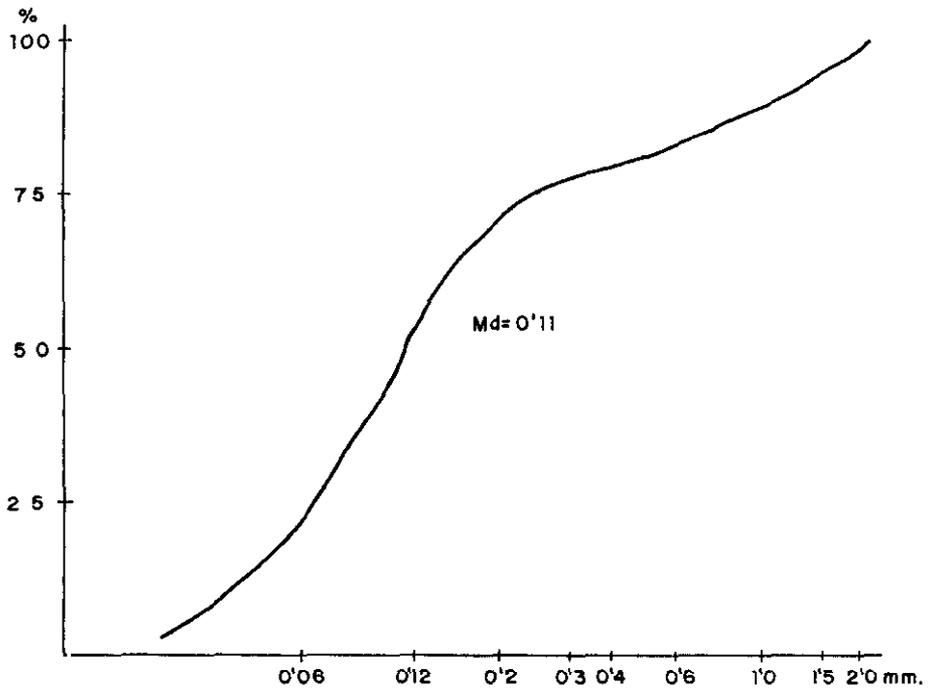
Morfometría:

Indice de desgaste: Clase modal	150-199
Mediana	156,45
Indice de aplanamiento: Clase modal	1,50-1,99
Mediana	1,91

nación de la rampa detrítica dónde ésta queda truncada por la acción erosiva de los ríos principales, se aprecia con claridad que el medio de transporte y acumulación es básicamente el mismo, pero su competencia y la amplitud espacial del arrastre parecen notablemente menores que en la cuenca sinclinal del Guadiana, donde el volumen, el vigor y la continuidad de los relieves montañosos de los que arranca la raña son mayores. El limitado y relativamente heterogéneo desgaste de los cantos, así como el bajo nivel de selección de las arenas de la fracción fina, indican efectivamente un desplazamiento en masa impulsado por aguas corrientes de carácter esporádico. Sin embargo, los valores apreciablemente bajos del centilo, la clase modal y la mediana granulométrica de la fracción gruesa, junto con la reducida proporción de cantos de más de 100 mm., ponen de manifiesto una cierta incapacidad para alejar del área fuente los fragmentos de mayor calibre; el índice de desgaste registra una mediana que apenas supera 150, significativamente inferior al obtenido en El Chiquero, pero muy superior al de las formaciones coluviales empastadas, y propio de sistemas de arroyada de corto recorrido. Por su parte, la curva acumulativa de la fracción fina muestra una forma irregular cercana a la logarítmica, indicando que la amplitud del desplazamiento



HISTOGRAMA DE GRANULOMETRIA



CURVA ACUMULATIVA DE LA FRACCION FINA

ha sido insuficiente para determinar una selección apreciable en los elementos arenosos del sedimento. La presencia de algunos fragmentos de cuarzo filoniano, prácticamente sin desgastar, puede interpretarse como resultado de la incorporación al depósito de elementos procedentes de los diques de esta naturaleza que en este sector atraviesan con frecuencia las pizarras ordovícicas.

Así pues, las rañas exteriores de Valronquillo reúnen unos rasgos morfológicos y sedimentológicos comunes suficientes para ser considerados una misma forma de acumulación detrítica, bien diferenciada de cualquiera de las demás que existen en las áreas deprimidas que enmarcan el «macizo» y de las que recubren sus vertientes, y correlativa a un mismo y único episodio morfogenético. Este episodio se sitúa inmediatamente antes de la incisión del sistema fluvial Guadiana-Bullaque, así como del modelado de sus terrazas más antiguas, y consiste en la extensión por el piedemonte de derrubios profusamente generados en las crestas apalachenses coronadas por bancos de cuarcita. Tanto los procesos de accionamiento y de transporte inicial desarrollados, previa o simultáneamente, en dichas crestas como los agentes de evacuación de sus productos tienen carácter generalizado, es decir, no manifiestan una concentración en sectores determinados del área fuente o del área de recepción, y carecen de un control tectónico apreciable.

b) Los glacis de raña del interior del macizo se localizan en las depresiones «apalachenses» de mayor amplitud y menor altura que lo accidentan, concretamente en la cuenca sinclinal de Las Arripas y en los «surcos», correspondientes a anticlinales desventrados, de La Madroña, Bullaquejo y La Plata. Su desarrollo es en general más reducido que el de los exteriores, con los que en algún caso llegan a enlazar, pero conservan su morfología originaria mejor que éstos al no estar apenas disecados por la red fluvial; como es lógico, dada la topografía en que se acogen, constituyen sistemas que convergen y llegan a coalescer en el centro de las depresiones citadas, confiriendo al fondo de éstas el aspecto de «llanadas» pedregosas donde apenas aflora el sustrato de la formación fanglomerática.

Estos caracteres morfológicos —idénticos a los observados en importantes sectores del interior de los Montes de Toledo (vid. J. Muñoz Jiménez, 1976)— alcanzan su mayor perfección en la denominada cuenca de Las Arripas. Es ésta una depresión relativamente amplia —12 Km. de E. a W. por 5 Km. de N. a S.— adaptada a un corto, pero marcado y complejo, sinclinal herciniano que se localiza en la parte centro-occidental del territorio estudiado; su fondo se sitúa entre los 620 y los 700 m. y queda totalmente enmarcado, con la única excepción de una angosta garganta o «boca» abierta en su extremo oriental, por crestas coronadas por bancos de cuarcita armoricana cuya elevación va de los 800 a los 950 m. Arrancando de la base de los dorsos de estas crestas, a 700-720 m., los glacis de raña se extienden hacia el centro de la cuenca donde coalescen, dando lugar a

un recubrimiento continuo y marcadamente plano que fosiliza y anula las irregularidades de las pizarras supra-arenigienses que lo rellenan en concordancia, las cuales sólo afloran muy excepcionalmente. Esta amplia llanada interior aparece superficialmente recorrida por un conjunto de arroyuelos temporales que, al confluír dan lugar al arroyo Bullaquejo, el cual tiene su salida por la «boca» oriental antes señalada. Dicha red de pequeños cursos de agua, adaptada a la inclinación de los glacis y a sus líneas de convergencia, no se encuentra apenas encajada y presenta un cierto carácter divagante: su incisión no ha sido capaz de atravesar el recubrimiento fanglomerático, cuyo espesor no pasa de los 3 m., pero en torno a sus inestables y anastomosados lechos existe una franja de varias decenas de metros en las que éste aparece evidentemente removido y parcialmente lavado de su matriz fina.

Con la excepción de esta escasa disección y de su carácter convergente, derivados de la situación y de la topografía de la cuenca sinclinal, el sistema de rañas de Las Arripas muestra unos rasgos morfológicos idénticos a los de los glacis exteriores: enlace sin solución de continuidad y generalizado con las laderas de las alineaciones cuarcíticas «apalachenses», ausencia de todo indicio de control tectónico, espesor limitado a unos pocos metros, basamento irregular de pizarras arcillosas alteradas, etc. Y esta misma identidad se registra desde el punto de vista sedimentológico, como se puede constatar en los datos que se presentan en el Cuadro 3 y en la Fig. 3, resultantes del análisis realizado en el paraje denominado El Casarejo (39°06'30" N.; 0° 40'30" W. de Madrid), a 630 m. de altura cerca de la salida oriental de la cuenca.

La fracción gruesa, cuarcítica en su totalidad, y la fracción arenosa presentan una granulometría prácticamente igual, tanto en sus valores medianos y máximos como en su espectro dimensional, a la de la raña de la Tabla de la Yedra y el índice de desgaste de los cantos no difiere mucho del obtenido en el depósito de El Chiquero, manteniéndose dentro del margen característico de los arrastres realizados por la arroyada laminar.

Las restantes rañas interiores de Valronquillo se sitúan en el fondo de depresiones mucho más estrechas que la cuenca de Las Arripas, todas las cuales pueden definirse como «combes», ya que —según se ha dicho— corresponden a anticlinales hercinianos que han sido desventrados y vaciados por la erosión. Debido a ello los glacis detríticos de los «surcos» de La Madroña, Bullaquejo y La Plata no tienen su arranque en el dorso, sino en el frente de las crestas cuarcíticas y sus depósitos fosilizan, no las pizarras arcillosas superiores al Arenig, sino las pizarras síliceas y areniscas situadas estratigráficamente debajo de este piso de la base del Ordovícico, las cuales se encuentran local e irregularmente recubiertas por retazos de la «serie terciaria».

Situadas entre los 580 y los 660 m. de altura, estas rampas de acumulación presentan un desarrollo menor —sólo excepcionalmente superan

CUADRO 3

RAÑA DE LAS ARRIPAS (Fracción gruesa)

Espectro litológico:

Cuarcita 100%

Espectro granulométrico (en mm.):

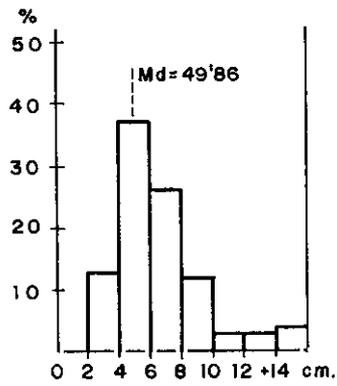
20-39	13,0%	Centilo: 183 mm. Mediana: 49,8 mm.
40-59	37,5%	
60-79	26,5%	
80-99	12,0%	
100-119	3,5%	
120-139	3,5%	
140 y más	4,0%	

Morfometría:

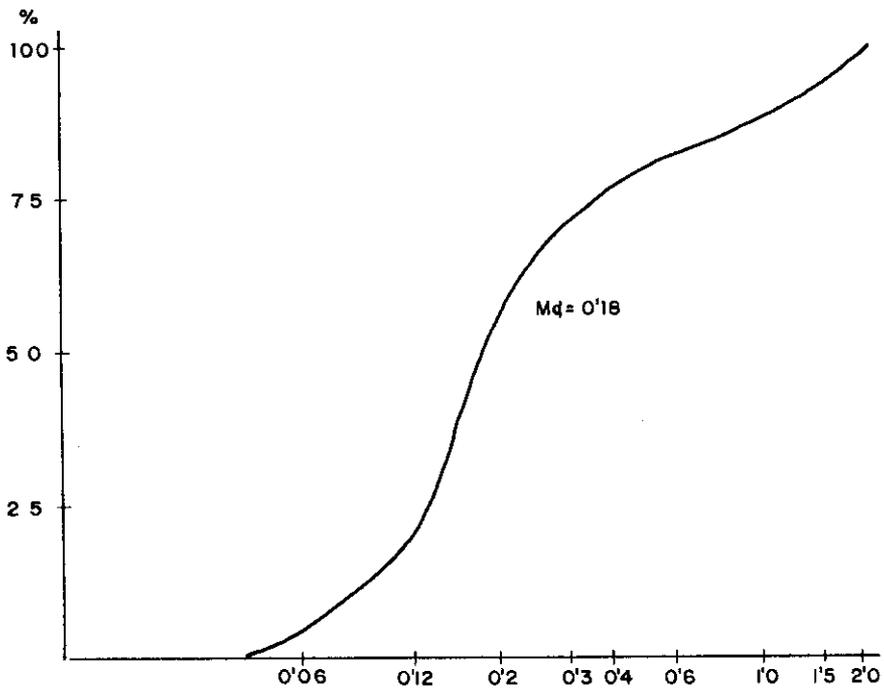
Indice de desgaste: Clase modal	150-199
Mediana	196,77
Indice de aplanamiento: Clase modal	1,50-1,99
Mediana	1,82

1 Km.— y una pendiente más marcada en general que las analizadas hasta aquí, así como una mayor imperfección formal. Su morfología actual no es la de mesas de raña ni la de verdaderas llanadas pedregosas: las variaciones de amplitud y pendiente derivadas de los frecuentes cambios de anchura de las «combes», junto con los numerosos, aunque poco profundos, rehundimientos realizados por la red de arroyos que por ellas circulan, dan a estas rañas un aspecto suavemente alomado. Sin embargo la formación fanglomerática presenta en todas partes un aspecto totalmente idéntico al indicado en Las Arripas y en los piedemontes externos; identidad que se ve confirmada por el resultado de los análisis sedimentológicos. El más representativo de éstos es el obtenido en el extremo Sur del citado surco de La Madroña muy cerca de su enlace con el del Bullaquejo (39°06'30" N.; 0°36'45" W. de Madrid), a 600 m. de altura en un punto donde el depósito, con algo más de 2 m. de potencia, se apoya sobre las arenas terciarias (vid. Cuadro 4 y Fig. 4).

Se trata de un depósito cuyos caracteres no difieren sustancialmente de los de las estaciones antes descritas: fracción gruesa de naturaleza cuarcítica con predominio de gravas y ausencia de verdaderos bloques de fracción arenosa con escasa selección dimensional. No obstante, la granulometría de ambas fracciones es algo más gruesa y el redonde-

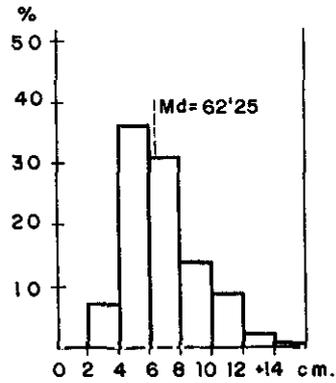


HISTOGRAMA DE GRANULOMETRIA

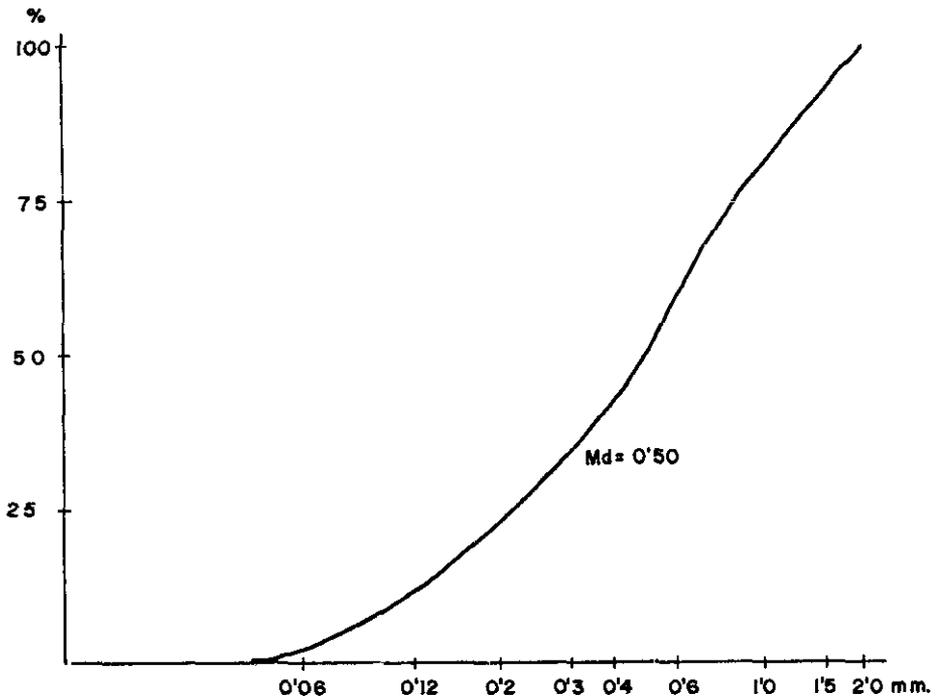


CURVA ACUMULATIVA DE LA FRACCION FINA

FIG. 3. Raña de Las Arripas.



HISTOGRAMA DE GRANULOMETRIA



CURVA ACUMULATIVA DE LA FRACCION FINA

FIG. 4. Raña de la Madroña.

tas. Parece, por el contrario, que el intenso proceso geomorfológico responsable del modelado de las rañas responde a una crisis climática que afectó de forma generalizada y sumamente eficaz a las crestas coronadas por cuarcita y arrastró en masa los derrubios hacia todas las áreas deprimidas, grandes o pequeñas, del relieve «apalachense» previo, donde, a falta de mecanismos de transporte concentrados capaces de evacuarlos o esparcirlos a mayores distancias, quedaron retenidos manteniendo su enlace con las laderas de las sierras que actuaron como su área-fuente.

IV. Acerca de los caracteres morfogenéticos concretos y de la ubicación en el tiempo de esta crisis climática, los datos obtenidos en el «macizo» de Valronquillo permiten avanzar las siguientes conclusiones:

1^a. Dado que el accionamiento de los grandes volúmenes de material cuarcítico, mayoritarios en las formaciones de raña no está producido ni facilitado por acciones tectónicas recientes y descartando por su inviabilidad o su insuficiente competencia los restantes procesos mecánicos de meteorización (termoclastia, hidroclastia, etc.), el único mecanismo capaz de producir una fragmentación tan intensa y generalizada resulta ser la gelifracción, cuya acción se encuentra facilitada por la extrema rigidez y el denso diaclasamiento de las cuarcitas arenigienses aflorantes a alturas próximas a los 1000 m.

2^a. Teniendo en cuenta la morfología de los glacia —cuya localización, topografía y forma de enlace con las laderas no son las propias de «abanicos aluviales» coalescentes—, así como sus caracteres sedimentológicos, parece que la arroyada no concentrada es el agente responsable del transporte al piedemonte y al fondo de las depresiones interiores de los materiales generados en las crestas.

3^a. Considerando el enlace siempre suave y sin ruptura de pendiente entre la cebecera de los glacia y las vertientes montañosas, así como la continuidad sedimentológica de la raña con los niveles más bajos y enrojecidos de los coluviones empastados existentes en las base de éstas, hay que pensar que los derrubios resultantes de la meteorización de los crestones cuarcíticos tuvieron temporalmente, antes de su arrastre por las aguas de arroyada el carácter de depósitos de ladera; unos depósitos que parecen pertenecer a una generación anterior a las dos que hoy recubren mayoritariamente las faldas de las sierras (el coluvión empastado amarillento y la «pedriza» suelta).

4^a. Con base en las tres conclusiones anteriores, la morfogénesis de la raña parece haberse desarrollado bajo unas condiciones en las que se combinan el frío y una pluviosidad de tipo semiárido.

5^a. Dado que el color rojo de la matriz y la rubefacción de los cantos sólo se da en los depósitos de raña y en los coluviones antiguos con los que enlaza y que ambos fenómenos no son compatibles con las condiciones climáticas que se acaban de indicar como responsables de sus rasgos sedimentológicos fundamentales, resulta claro que los citados caracteres fueron adquiridos por la formación fanglomerática después del

modelado de los glacis y antes de la deposición de los coluviones amarillentos bajo unas condiciones más cálidas y húmedas que las actuales, las cuales no parecen haberse vuelto a registrar.

6^a. Teniendo en cuenta la ubicación de las rañas dentro del marco morfoestructural y sus relaciones con el sustrato paleozoico y con las formaciones sedimentarias que recubren, su morfogénesis es posterior: a) al desarrollo del proceso de erosión diferencial del zócalo herciniano hasta el establecimiento del relieve «apalachense» que en sus líneas y volúmenes esenciales hoy se observa; b) a la alteración generalizada, profunda y acompañada de fenómenos de acorazamiento ferruginoso, propia de condiciones tropicales, de los afloramientos pizarrosos de los sectores deprimidos; c) a la destrucción casi total de las corazas acompañada por un incipiente e irregular ataque al manto de alteración; d) al relleno de las depresiones más importantes por los depósitos de la «serie terciaria»; y e) a la erosión parcial de estas formaciones arenosas por agentes relativamente concentrados y dotados de cierta capacidad de incisión, probablemente de carácter fluvial.

7^a. Teniendo en cuenta su relación con las formaciones aluviales y coluviales, la raña es anterior: a) a la incisión pleistocena de la red hidrográfica actual y a la génesis de las terrazas y los rellenos aluviales más antiguos; y b) a la formación y deposición de todos los coluviones sueltos y de la mayor parte de los empastados.

8^a. Dado el alto grado de conservación de los glacis detríticos, pese a la deleznablez y la escasa potencia del material que los constituye, y la inexistencia de huellas o formaciones correlativas de procesos de erosión desarrollados entre la deposición del fanglomerado y el establecimiento de la red hidrográfica actual, desarrollado básicamente durante el Pleistoceno y afectado por las pulsaciones climáticas que en él se registran, parece lógico datar la morfogénesis de la raña al comienzo de este período o en la transición Plioceno-Cuaternario; y también lo parece atribuir a la llamada «serie terciaria», sólo separada de la raña por un nítido plano de discontinuidad erosiva, una edad más reciente de los que se ha pensado, probablemente pliocena.

Estas consideraciones, fundadas en el reconocimiento de un pequeño territorio, no pretenden ser válidas para todas las formas de acumulación constituídas por depósitos similares a los aquí analizados y denominadas «rañas». Sólo son generalizables, sobre todo en los aspectos referentes a la concentración de los mecanismos de arrastre y a la importancia de los factores tectónicos recientes, a las áreas situadas en el interior de anteclises caracterizadas por una morfología «apalachense» del mismo tipo y en las que no hay evidencia de dislocaciones verticales terciarias. No implican, por lo tanto, un rechazo a priori de la posibilidad de que en áreas de contacto entre anticlisis y sineclisis generadas por la tectónica de edad alpina y afectadas por una gran movilidad —como las que enlazan Somosierra con las fosas del Duero y del Tajo (M.D. Fernández

Caballero y J.J. Sanz Donaire, 1985) o Las Villuercas con esta última y la cuenca extremeña del Guadiana (R. Espejo, 1981) o el Macizo Asturiano con la Cuenca del Duero (C. Ferreras, 1981) —el incremento de la energía del relieve y la elaboración de formas capaces de canalizar las aguas hagan que las rañas tengan un apreciable control tectónico y presenten el carácter de grandes abanicos con «vértices» bien determinados.

BIBLIOGRAFIA

- Comisión Nacional de Geología (1983), *Libro Jubilar J.M. Ríos*, Madrid, I.G.M.E.
- Espejo Serrano, R. (1981), *Estudio del perfil edáfico y caracterización de las superficies tipo raña en el sector Cañamero-Horcajo de los Montes*, Madrid, Instituto Nacional de Investigaciones Agrarias.
- Fernández Caballero, M. D. y Sanz Donaire, J. J. (1985), «Las rañas de Somosierra (Sistema Central Español)», *Paralelo 37*, 8-9, pp. 219-234.
- Ferreras Chasco, C. (1981), *El Norte de la Meseta Leonesa*, León, Institución Fray Bernardino de Sahagún.
- Hernández-Pacheco, F. (1932), «La región volcánica de Ciudad Real», *Bol. de la Sociedad Geográfica Nacional*, 72, pp. 131-134 y 145-213.
- Hernández-Pacheco, F. y Cabañas, F. (1952), «Las características fisiográficas y geológicas del Guadiana entre Luciana y Puebla de Don Rodrigo». *Bol. de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 50, pp. 263-279.
- Instituto Geológico y Minero de España (1971), *Mapa geológico de España E. 1:200.000. Hoja 61. Ciudad Real*, Madrid, I.G.M.E.
- Martín Escorza, C. (1977), «Aplicación de las imágenes Landsat al estudio de las relaciones entre la raña y la tectónica pliocena en la Meseta Central Española», *Tecniterrae*, 20, pp. 8-22.
- Mingarro, F. (1958), «Estudio fisiográfico y geomorfológico del valle del Guadiana entre Luciana y Puebla de Don Rodrigo (Ciudad Real)», *Bol. de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 56, pp. 168-184.
- Molina Ballesteros, E. (1975), *Estudio del Terciario superior y del Cuaternario del Campo de Calatrava (Ciudad Real)*, Madrid, Instituto Lucas Mallada (C.S.I.C.)
- Muñoz Jiménez, J. (1976), *Los Montes de Toledo. Estudio de Geografía Física*, Oviedo, Departamento de Geografía-Instituto J.S. Elcano (C.S.I.C.)
- Muñoz Jiménez, J. y Asensio Amor, I. (1975), «Los depósitos de raña en el borde noroccidental de los Montes de Toledo». *Estudios Geográficos*, 36, pp. 779-806.
- Pillet, F. et al. (1985), *El espacio geográfico de la provincia de Ciudad Real*, Ciudad Real, Biblioteca de Autores Manchegos.
- Redondo, E. y Molina, E. (1980), «Bosquejo morfológico de la cuenca del río Bullaque», *Boletín Geológico y Minero*, pp. 472-480.
- Vaudour, J., Birot, P. y Sudries, J. (1979), «Étude comparée de la géomorphologie de la Sierra de Guadarrama (s.l.) et de la région de Tolède», *Méditerranée*, n.º 3, pp. 71-83.

RESUMEN

El macizo de Valronquillo es un pequeño conjunto montañoso situado en el Campo de Calatrava, muy próximo al extremo meridional de los Montes de Toledo, dentro de un área interior de anteclise donde no se aprecian desnivelaciones tectónicas recientes. Tanto en sus bordes como en las depresiones o surcos «apalachenses» interiores se desarrolla una típica morfología de glacis de acumulación constituidos por formaciones sedimentarias de

«raña». El carácter generalizado de estas formas detríticas, que aparecen al pie de todas las crestas cuarcíticas, su conexión con el conjunto de las vertientes, su grado de conservación y los caracteres sedimentológicos del depósito apoyan la idea de una génesis relativamente reciente y puramente climática, descartando la existencia de un origen o de un control tectónico en su modelado.

RÉSUMÉ

Le massif de Valronquillo est un petit ensemble montagneux très proche à la terminaison méridionale des Montes de Toledo placé dans un secteur intérieur de l'antéclise du Campo de Calatrava où on ne a apprécié pas des dénivellations tectoniques récents. Sur ses piémonts externes mais aussi sur les fonds de ses dépressions et sillons «apalachiennes» on développe une typique morphologie de glaciers d'accumulation constitués par des formations sédimentaires de «raña». Le caractère généralisé de ces formes detríticas, présents au pied de toutes les crêtes quarcitiques, son connexion avec la totalité des versants, son degré de conservation et la sédimentologie du dépôt témoignent une gènesse relativement récente et purement climatique et ne concordent pas avec l'hypothèse d'un origine ou d'un control tectonique dans son modelé.

ABSTRACT

The massive of Valronquillo is a small group of mountains located in the Campo de Calatrava, close to the south end of the Montes de Toledo, within an antecline interior area where recent tectonic changes of level are not found. In both its typical morphology of accumulative glaciers develops, which is made up by sedimentary formations of «raña». The generalized character of these detritic forms which appear at the base of all the quarcitic crests, their connection with all the slopes, their degree of conservation and the sedimentological characters of the deposit, support the idea of a relatively recent and purely climatic genesis, dismissing the existence of a tectonic origin or control of their modelling.