

Cuadernos I. Geográfica	17	1-2	37-45	Logroño	1991
-------------------------	----	-----	-------	---------	------

LA RED FLUVIAL CUATERNARIA EN EL PIEDEMORTE DE SIERRA MORENA OCCIDENTAL

J. RODRIGUEZ VIDAL*
L. CACERES PURO**
A. RODRIGUEZ RAMIREZ*

RESUMEN.- Se describen los principales niveles de terrazas de los ríos de este sector atlántico suroccidental y su evolución cuaternaria. Estas evidencias geomorfológicas indican inicialmente una orientación fluvial NE-SO, para ir paulatimamente cambiando hacia trazados N-S por control tectónico y variaciones del nivel del mar.

ABSTRACT.- The main alluvial terraces of the southwestern atlantic area are defined and also the evolution of theirs rivers. The geomorphological evidences shows a NE-SW fluvial directions in the begining and N-S tracing later, controlled by tectonic deformations and the Quaternary sea level fluctuations.

Palabras clave: Terraza fluvial, Geomorfología, Cuaternario, Sierra Morena, Depresión del Guadalquivir.

Key words: Fluvial terrace, Geomorphology, Quaternary, Sierra Morena, Guadalquivir Basin.

1. Introducción

Los estudios relativos a la evolución de la red fluvial cuaternaria ejercen un fuerte interés entre los geomorfólogos, debido a la importancia de este sistema morfogenético en las áreas continentales y su interrelación con las oscilaciones del nivel del mar.

El piedemonte de Sierra Morena se elabora sobre materiales detríticos del relleno de la cuenca neógena del Guadalquivir, a lo largo de cuya historia

* Dpto. Geología y Minería, Facultad CC. Experimentales (Huelva), Universidad de Sevilla.

** Inst. Recursos Naturales y Agrobiología (CSIC), Sevilla.

geológica ha existido un estrecho vínculo entre cambios del nivel marino y sistemas fluviales. También en el Cuaternario ha sucedido así, aunque la regresión pliocena dejó expuestas amplias superficies de la cuenca a los procesos subaéreos. Los máximos transgresivos neógenos ya no han vuelto a alcanzarse y, en consecuencia, la red fluvial cuaternaria se ha elaborado en una estrecha banda de terreno constreñida entre Sierra Morena y la costa atlántica. Sólo los ríos Guadiana y Guadalquivir superaron aquella barrera y realizan un recorrido más prolongado.

Los primeros estudios geomorfológicos (VIGUIER, 1974) concebían este piedemonte como una rampa detrítica suave y lateralmente uniforme, con material procedente de la Sierra y morfología de glacis, llegando a diferenciar hasta tres niveles escalonados. Otros trabajos cartográficos posteriores (PENDÓN y RODRÍGUEZ VIDAL, 1986-87) descartan estos modelos y describen el pié de la Sierra como formado por valles amplios, de escaso desnivel respecto de los interfluvios, con ríos estacionales y energéticos que elaboraron terrazas escalonadas. Es en este modelo de terrazas fluviales en el que se han continuado las investigaciones geomorfológicas, planteándose nuevas e interesantes perspectivas.

2. La margen derecha del Guadalquivir

Este sector suratlántico constituye en la actualidad una gran unidad interfluvial, formada por materiales neógenos marinos y con una orientación general NE-SO, desde el Aljarafe sevillano pasando por la comarca del Condado hasta las inmediaciones de Huelva. En la actualidad, esta gran unidad morfoestructural se encuentra desconectada por el Norte con su enlace de borde de Sierra Morrena, debido al encajamiento cuaternario N-S del valle del río Guadiamar. En las zonas culminantes de este relieve y con morfología de pendiente suave hacia el S y SE, se encuentra una alteración caolínica — ferruginosa (180-130 m), de hasta 14 m de espesor, que afecta a un sustrato constituido por la formación Arenas de Bonares (RODRÍGUEZ VIDAL *et al.*, 1985). En el horizonte más superficial, con gran contenido en óxidos de hierro, se aprecian estructuras prismáticas poligonales recubiertas por un aglomerado de pisolitos ferruginosos (laterita), que caracterizan este tipo de perfil de alteración. La génesis de esta alterita, de posible edad Plioceno superior s. l., se relacionaría con un clima tropical estacional, relieve suavizado, abundante cubierta vegetal y niveles freáticos próximos a la superficie.

La instauración de la red fluvial en esta zona, parece fundamentarse en un descenso relativo del nivel del mar y/o un posible ascenso tectónico. La alteración laterítica continuaría desarrollándose en relación con las terrazas pleistocenas más antiguas, aunque en la mayor parte del Cuaternario el medio fue de tipo rexistásico.

La posición interfluvial de esta unidad no ha impedido reconocer en su superficie antiguos trazados de cursos fluviales secundarios que, con una

orientación NO-SE —consecuente con la pendiente del piedemonte—, se dirijían hacia el curso de un antiguo Guadalquivir (NE-SO), que discurría por todo el flanco Sur de esta unidad.

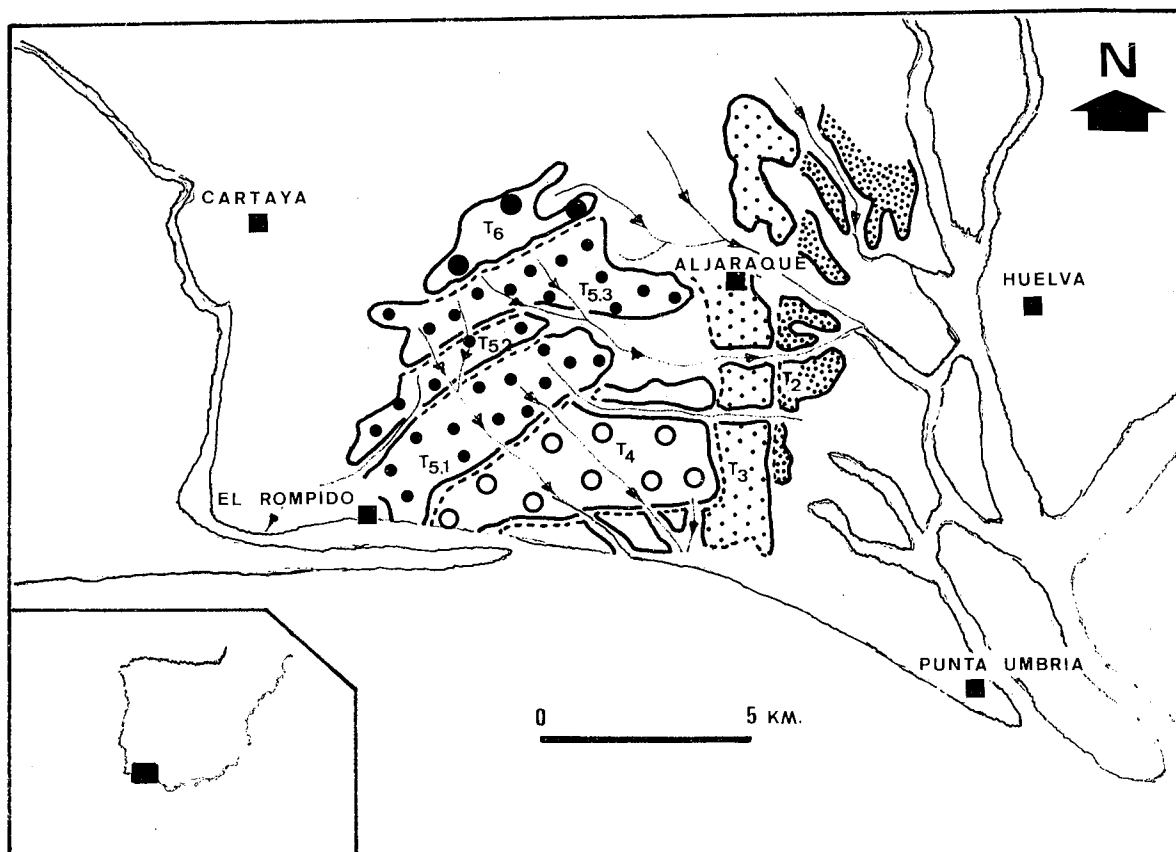


Fig. 1. Esquema geomorfológico de las terrazas media-bajas del río Odiel en la margen derecha de su desembocadura (sg. Cáceres y Rodríguez Vidal, 1991).

En esta zona del borde meridional del Aljarafe y El Condado, entre Coría del Río y Villamanrique de la Condesa, rodeado por las marismas, se encuentran unos niveles aluviales que han sido definidos tradicionalmente como depósitos de glacia (VIGUIER, 1974). En la superficie ocupada por este modelado, hemos podido diferenciar cuatro niveles de terrazas escalonadas del río Guadalquivir, que se orientan de E.N.E. a O.S.O., desapareciendo en este sentido por erosión antes de llegar a El Rocío. El nivel más alto de terraza (+40-50 m) se localiza al Oeste de Villamanrique, en la zona denominada como Pinos Altos; el siguiente nivel (+30-40 m), de mayor representación cartográfica, se extiende desde el Sur de Almensilla hasta Villamanrique, a modo de amplias plataformas disectadas por una densa red de arroyos; el tercer nivel de terraza (+20-30 m) forma una banda casi continua al S.O. de la Puebla del Río, creando un claro escalón morfológico en el borde de la marisma; el nivel más bajo de terraza (menos de 20 m) se adosa a la actual llanura aluvial y marisma del Guadalquivir, desde

Coria del Río hasta la desembocadura del Guadiamar, donde desaparece por erosión y fosilización bajo los depósitos de la marisma.

Por correlación con los trabajos realizados en este tramo inferior del Guadalquivir (DÍAZ DEL OLMO *et al.*, 1988), estos niveles de terrazas se elaboraron durante el Pleistoceno medio y superior, ubicándose en los tramos medio-recientes de la secuencia de terrazas de este río. Así, en este sector de la desembocadura fluvial, el mayor desarrollo de terrazas se localiza en la margen derecha, al contrario que aguas arriba de Sevilla.

3. El sistema Tinto-Odiel

El río Odiel está siendo objeto de un estudio geomorfológico y evolutivo, a partir del conocimiento cartográfico de las terrazas en su actual margen derecha. Este estudio ha aportado ya datos interesantes para la secuencia de niveles medios y recientes (CACERES, 1991), que han supuesto una nueva concepción respecto al modelo anterior de "glacis" de VIGUIER (1974).

Las evidencias aluviales más antiguas del río Odiel (fig. 2) nos sugieren un trazado subparalelo al que actualmente presenta su cabecera (NE-SO), al Sur

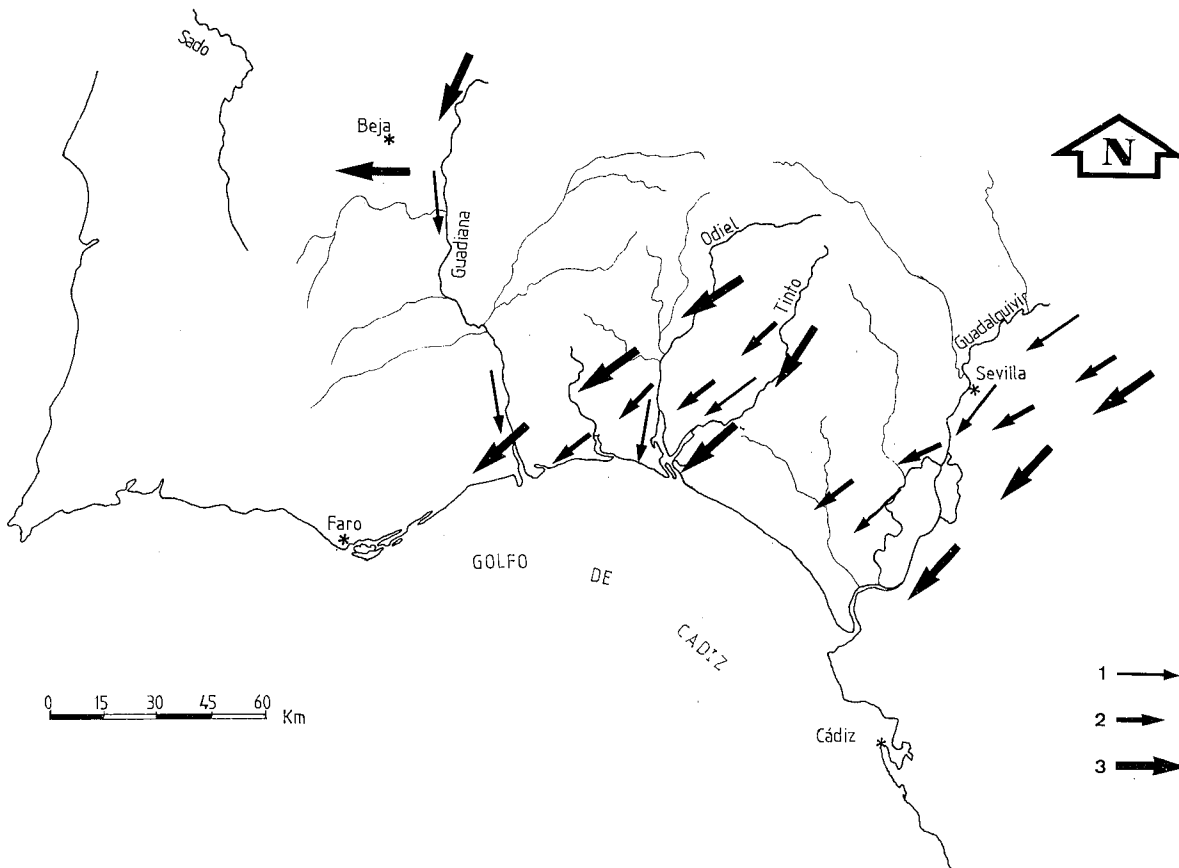


Fig. 2. Modelo evolutivo del trazado fluvial, según las terrazas cuaternarias de los principales ríos en el SO peninsular: 1. terrazas bajas. 2. terrazas medias. 3. terrazas altas.

de Calañas, para continuar adosado al pie de la Sierra del Granado que le servía de barrera occidental. Ya dentro de la cuenca del Guadalquivir, y acorde con su antiguo contacto de Sierra Morena, el río Odiel discurría hacia el S.O., internándose en el sector más oriental del Algarve.

A partir de estos aluvionamientos iniciales y por descenso paulatino del nivel de base, el cauce del Odiel se desplazó uniformemente hacia el S.E., dejando hasta nueve niveles de terraza reconocidas. La evolución de este río, desde su nivel más antiguo hasta la actualidad, nos demuestra un "abaniqueo" de N.E.-S.O. a N.-S. (fig. 2), cuyo punto de inflexión se localizaría en el antiguo contacto de Sierra Morena con la cuenca neógena del Guadalquivir; este mismo proceso evolutivo ha generado en la sierra una fuerte incisión (N.E.-S.O.) sin desplazamiento lateral del río.

La distinta orientación de la costa actual E-O, respecto de una antigua orientación N.O.-S.E., deducible del trazado de las terrazas, y la fuerte pendiente de éstas en comparación con la de los ríos actuales, motiva que las secuencias transversales de terraza sean distintas en función del lugar donde se midan, aumentando rápidamente de altitud relativa aguas arriba. De igual forma, y debido al cambio experimentado por la línea de costa, a una misma altitud sobre el nivel del mar las terrazas van siendo más modernas de Oeste a Este.

El transecto más representativo de las terrazas antiguas es el realizado desde las inmediaciones de Villablanca hasta la playa de las Antillas, donde se han diferenciado cuatro niveles a +140-150 m, +100-110 m, +60-70 m y +35-40 m. Para los niveles medio-recientes de terrazas del Odiel, se cuentan con datos de mayor precisión, al haber sido objeto de estudios más detallados (CÁCERES, 1991); así, en el tramo inferior del interfluvio Odiel-Piedras —al Este del transecto anterior— se han llegado a diferenciar hasta cinco niveles de terraza (fig. 1), uno de ellos con tres subniveles, que se escalonan a +65-70 m, +50-60 m, +20-30 m, +10-20 m y <10 m (fosilizado bajo las marismas del Odiel).

En cuanto a las características sedimentológicas de los depósitos aluviales, se puede hablar de una cierta uniformidad para todos los niveles; se trata, en general, de material grueso, resistato, procedente del Macizo Ibérico (cuarcita, cuarzo, ígneas básicas). Se han llegado a medir hasta 9 m de potencia en algunos afloramientos, contituidos por facies conglomeráticas de barras (Gm. y Gp. de Miall), algunas de relleno de canal (Gt) y tramos arenosos asociados de dunas y barras arenosas (Sr), así como fondos planos (Sh). Son frecuentes las superficies de reactivación y las estructuras de carga. Estas secuencias, así como la morfología tabular y continua de los cuerpos sedimentarios, nos hace pensar en cursos meandriformes o al menos de alta sinuosidad, poca potencia y probablemente carácter estacional (CÁRACTER y RODRÍGUEZ VIDAL, 1991).

Respecto al río Tinto, los conocimientos que se tienen de sus terrazas corresponden a trabajos anteriores (TORRES, 1975; PASTOR y LEYVA, 1976; ZAZO y GOY, 1981; RAMÍREZ y LEYVA, 1983; SANTOS *et al.*, 1983; PENDÓN y RODRÍGUEZ VIDAL, 1986-87), que se ciñen al tramo inferior del valle y establecen correlaciones espaciales en sentido amplio. Se han identificado en este tramo cinco niveles, que se sitúan a cotas relativas sobre el río de +100-110 m, +50-60 m,

+30-40 m, +15-20 m y +5-10 m; desapareciendo este último, aguas abajo, por erosión y fosilización bajo la marisma.

Los sedimentos que constituyen estas terrazas presentan alguna diferencia en la proporción y composición, según el nivel de que se trate; pero, de forma general, son gravas silíceas (algo de caliza y pizarra), arenas y fracción lutítica. En el nivel superior (PENDÓN y RODRÍGUEZ VIDAL, 1986-87) se han identificado secuencias de cursos entrelazados (braided), de carácter dominante, que varían localmente a otras de tipo meandriforme; en los niveles más bajos (RODRÍGUEZ VIDAL *et. al.*, 1988) se observan sets tabulares con estratificación cruzada planar, en los que se intercalan niveles poco potentes de detríticos finos, asimilables a cursos meandriformes.

4. El Valle del Guadiana

El Guadiana es el único de los grandes ríos atlánticos peninsulares que, teniendo un recorrido general E-O, desemboca en el Golfo de Cádiz con trazado N-S. Esta anomalía en su orientación no ha sido tratada aún en la literatura geomorfológica, aunque son factibles varias explicaciones.

Los datos hasta ahora disponibles sobre las terrazas del río Odiel nos indican que, en los estadios iniciales de su evolución, este río discurría por el contacto geológico entre los materiales paleozoicos de Sierra Morena y los neógenos de la cuenca del Guadalquivir, internándose en el Algarve oriental (fig. 2); esto significa que el Odiel inicial atravesaba el curso fluvial del Guadiana actual, por lo que ambos ríos deberían confluir en alguna zona más occidental. Otro hecho significativo es la carencia de terrazas en este trayecto N-S del Guadiana, donde se labra un valle encajado, a veces con morfología de cañón (BRUM FERRERIRA, 1981), sobre una extensa superficie de erosión que se extiende por todo el Baixo Alentejo y alcanza Sierra Morena occidental (superficie preterciaria de la Meseta); además, sobre este aplanamiento, existe una banda detrítica aluvial E-O al Sur de Beja (formación Panoias: GAIDA, 1984) con un origen aún incierto. Debemos tener en cuenta, además, que la red fluvial septentrional de la Serra do Caldeirao es de tipo "barbado"; con trazado inicial S-N, incurvación posterior O-E y, por último confluencia con el Guadiana NO-SE, con abundantes encajamientos, significativo todo ello de capturas fluviales recientes.

Los datos morfológicos de la plataforma submarina son igualmente significativos. La desembocadura del Guadiana es un pequeño delta sumergido, que se apoya sobre un aplanamiento no incidido o cañón submarino próximo; por el contrario, la desembocadura del río Sado, con una pequeña cuenca de drenaje actual, posee un cañón submarino de entidad semejante al de su vecino Tajo.

La síntesis de todos estos datos, parece apuntar a un trazado muy reciente (Pleistoceno superior?) N-S del Guadiana. El curso inicial discurría posiblemente al Sur de Beja (fig. 2), realizando una incurvación al Oeste y dirigiéndose hacia la actual cabecera del Sado; por lo que la formación Panoias serían terrazas del

antiguo Guadiana. Un rápido retroceso de cabecera de un pequeño río procedente del Sur, rompió el suave interfluvio y capturó al Guadiana, generando y dejando casi inactivo al nuevo río Sado.

5. Transgresión flandriense y nivel de base

La evolución de los sistemas fluviales de la región refleja las variaciones del nivel de base general, tanto en lo relativo a la posición absoluta del nivel del mar como a la situación evolutiva costera (progradante o retrogradante). Así pues, las diferentes orientaciones de niveles antiguos de terrazas, la interrupción brusca de éstos por la actual línea de costa, junto con las características sedimentológicas de estos depósitos, nos sugieren que la red fluvial inicial estaría relacionada con niveles de base marinos más bajos que el actual o, al menos, en posición más alejada. De esta tendencia se han conservado evidencias hasta en el Pleistoceno superior; MELIERES (1974) estima para esta costa atlántica, en el período de máxima regresión würmiense (hace 18.000 años), un nivel de base situado a 100 m por debajo del actual.

La fusión de los hielos iniciada hace unos 13.000 años supuso la invasión, por las aguas marinas, de regiones emergidas (transgresión Flandriense), con la consiguiente erosión y/o fosilización de las morfologías previas. En este sentido, el estudio de la plataforma marina, sin la cubierta sedimentaria reciente (IGME, 1974), marca la existencia de amplias plataformas de escaso relieve incididas por paleovalles que, en algunos casos, son la continuación de actuales cursos emergidos.

El ascenso del nivel del marino va a configurar una costa recortada, fruto de la invasión de los tramos inferiores fluviales que se convierten en amplios entrantes, mientras que las áreas interfluviales constituyen marcados salientes. La paulatina regularización costera generó tramos alternos de zonas acantiladas y llanuras mareales, muchas de ellas estuarinas.

Esta situación reciente-actual ha favorecido el descenso energético de los ríos, con el transporte preferente de detríticos finos y, ocasionalmente, por causas climático-antrópicas, material grueso. Todos estos depósitos están colmatando las áreas de desembocadura, generando marismas.

6. Modelo evolutivo

El inicio de la red fluvial no está cronológicamente definido, aunque podría situarse a comienzos del Cuaternario, en relación con el retroceso marino plioceno. Su trazado primitivo NE-SO (fig. 2) estaba condicionado por los contactos litológicos entre Sierra Morena y cuenca del Guadalquivir (río Odiel) y entre ésta y las sierras subbéticas (río Guadalquivir); es de suponer, que el río Guadiana tenía un recorrido hacia el Oeste, dirigiéndose hacia la cuenca actual del Sado. La línea de costa en el Golfo de Cádiz debería estar mucho más alejada

que en la actualidad, con una dirección NO-SE desde la costa del Algarve hasta la de Cádiz.

Los estados evolutivos intermedios vienen marcados por los desplazamientos laterales hacia el eje central de la cuenca del Guadalquivir, posiblemente motivados por una actividad tectónica intracuaternaria (compresión S a SSE); todo ello se vió facilitado por la labilidad de los detríticos neógenos.

La evolución más reciente marca una clara tendencia de los ríos hacia un trazado N-S, con "abaniqueo" de las terrazas, retroceso de cabeceras, capturas fluviales (Guadiana) y sensibles encajamientos. Estos fenómenos serían indicativos de una costa E-O, coincidente con un marcado descenso del nivel marino.

En la actualidad, esta costa suratlántica está en franco retroceso continental (retrogradación); los trazados fluviales son heredados de la fase anterior, aunque han sido invadidos y modificados por la transgresión Flandriense.

Agradecimientos. Este trabajo es una contribución al grupo de investigación de la Junta de Andalucía n.º 4.079 (Cuaternario y Geomorfología) y al Proyecto IGCP-274.

Referencias bibliográficas

- BRUM FERREIRA, D. (1981). Carte geomorphologique du Portugal. *Mem. C. Est. Geogr.*, 6, 55 p. + 1 mapa.
- CACERES, L. M. (1991). *Geomorfología del interfluvio Odiel-Piedras en su zona costera*. Tesis de Licenciatura, Univ. Sevilla, 166 p.
- CACERES, L. M. y RODRIGUEZ VIDAL, J. (1991). Sistema inferior de terrazas fluviales del río Odiel en la margen derecha de su desembocadura (Huelva). *VIII Reunión Nacional sobre Cuaternario*, Valencia.
- DÍAZ DEL OLMO, F.; VALLESPI, E.; BAENA, R. y ALVAREZ, G. (1988). Aluviones y terrazas cuaternarias. En: *Aluvionamientos cuaternarios en la Depresión inferior del Guadalquivir*. AEQUA-Grupo Andaluz de Cuaternario, 41-54, Sevilla.
- GAIDA, R. (1984). Pedimentation in south Portugal. *Flnsterra*, XIX, 37, 37-49.
- I.G.M.E. (1974). *Investigación minera submarina en el subsector "Huelva I" Golfo de Cádiz*. Colección-Informe, 465 p., Madrid.
- MELIERES, F. (1974). *Reserche sur la dynamique sedimentaire du Golfe du Cadiz (Espagne)*. These Doct., Univ. Paris VI, 325 p.
- PASTOR, F. y LEYVA, F. (1976). *Memoria del Mapa Geológico de España*, E. 1:50.000, 2.ª serie, n.º 1.000 (Moguer), I.G.M.E. 32 p., Madrid.
- PENDÓN, J. G. y RODRÍGUEZ VIDAL, J. (1986-87). Caracteres sedimentológicos y geomorfológicos del Alto Nivel Aluvial cuaternario en el litoral de Huelva. *Acta Geol. Hisp.*, 21-22, 107-111.
- RAMÍREZ, J. y LEYVA, F. (1983). *Memoria del Mapa Geológico de España*, E. 1:50.000 2.ª serie, n.º 982 (La Palma del Condado), I.G.M.E. 61 p., Madrid.
- RODRÍGUEZ VIDAL, J.; MAYORAL, E. y PENDÓN, J. G. (1985). Aportaciones paleoambientales al tránsito Plio-Pleistoceno en el litoral de Huelva. *Actas I Reunión del Cuaternario Ibérico*, I, 447-459. Lisboa.

LA RED FLUVIAL CUATERNARIA EN EL PIEDEMONTTE DE SIERRA MORENA OCCIDENTAL

- RODRÍGUEZ VIDAL, J.; MAYORAL, E.; CASTIÑEIRA, J. y GARCÍA RINCÓN, J. M. (1988). Tránsito marino-continental y aluvionamientos cuaternarios en los alrededores de Huelva. En: *Aluvionamientos cuaternarios en la Depresión inferior del Guadalquivir*. AEQUA-Grupo Andaluz de Cuaternario, 7-35. Sevilla.
- SANTOS, A.; FERNÁNDEZ F. y LEYVA, F. (1983). *Memoria del Mapa Geológico de España*, E. 1:50.000, 2.ª serie, n.º 981 (Gibraleón), I.G.M.E. 44 p., Madrid.
- TORRES, T. (1975). *Memoria del Mapa Geológico de España*, E. 1:50.000, 2.ª serie, n.º 999-1.016 (Huelva-Los Caños), I.G.M.E., 35 p., Madrid.
- VIGUIER, C. (1974). *Le Neogene de l'Andalousie Nord-occidentale (Espagne). Histoire géologique du Bassin du Bas-Guadalquivir*. These Doct. Univ. Bordeaux, 450 p.
- ZAZO, C. y GOY, J. L. (1981). Arroyo Domingo. *Gütas de excursiones V Reunión del G.E.T. Cuaternario*, 354-356. Sevilla.

