

Universidad de Huelva

Departamento de Geología



Geomorfología del sector occidental de la depresión del Guadalquivir

Memoria para optar al grado de doctor
presentada por:

Luis Miguel Cáceres Puro

Fecha de lectura: 21 de septiembre de 1995

Bajo la dirección de los doctores:

Joaquín Rodríguez Vidal
Luis Clemente Salas

Huelva, 2010

ISBN: 978-84-92944-54-5

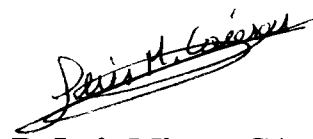
D.L.: H 90-2010

UNIVERSIDAD DE HUELVA
FACULTAD DE CIENCIAS EXPERIMENTALES
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

TESIS
UHU
1995
2

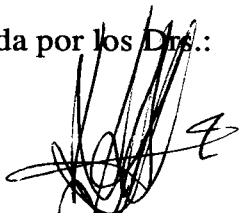
GEOMORFOLOGÍA DEL SECTOR OCCIDENTAL DE LA DEPRESIÓN DEL GUADALQUIVIR

Memoria para optar al Grado de Doctor
en Ciencias Geológicas, presentada por:



D. Luis Miguel Cáceres Puro

Dirigida por los Dts.:



Juan Rodríguez Vidal
Investigador Científico de Geodinámica

&



Luis Clemente Salas
Investigador del CSIC



TESIS
UHU
1995
2

Huelva, septiembre de 1995

INDICE

I. INTRODUCCIÓN

1. OBJETIVOS	1
2. SITUACIÓN GEOGRÁFICA	3
3. METODOLOGÍA	5
4. ANTECEDENTES GEOMORFOLÓGICOS	13

II. MARCO GEOLÓGICO

1. INTRODUCCIÓN	18
2. MACIZO IBÉRICO MERIDIONAL	20
2.1 Zona Surportuguesa	22
2.2 Materiales mesozoicos y terciarios pretortonenses	24
3. NEÓGENO DE LA DEPRESIÓN INF. DEL GUADALQUIVIR	28
3.1 Materiales del Mioceno superior	29
3.2 Materiales del Plioceno	33
4. CUATERNARIO DE LA DEPRESIÓN INF. DEL GUADALQUIVIR	37
5. NEOTECTÓNICA REGIONAL	40

III. ESTUDIO GEOMORFOLÓGICO

1. ANÁLISIS DEL RELIEVE	44
1.1 Dominio continental	44
1.2 Dominio marino	57
1.3 Relación temporal entre las unidades del relieve	60
2. MODELADOS EN ZÓCALO	63
2.1 Introducción	63
2.2 Rasgos generales del relieve en el Macizo Ibérico	63
2.3 Modelados en el margen ibérico suroccidental	65
2.4 Relación de la paleotopografía con la cobertera	70
3. MODELADOS ESTRUCTURALES	72

3.1	Introducción	72
3.2	Morfoestructuras en calcarenita	73
3.3	Morfoestructuras en conglomerados	76
3.4	Relieves alomados residuales	86
4.	MODELADOS DE ALTERACIÓN	92
4.1	Suelos y paleosuelos en Geomorfología	92
4.2	Paleosuelos ferruginosos	95
4.2.1	Introducción	95
4.2.2	Perfil de alteración y ferricreta	95
4.2.3	Otros relieves condicionados por el perfil de alteración	99
4.3	Paleosuelos en margas	100
5.	MODELADOS FLUVIALES	103
5.1	Análisis de la red fluvial actual	103
5.2	Aluvionamientos antiguos	112
5.3	Terrazas fluviales	116
5.3.1	Introducción	116
5.3.2	Análisis morfológico de terrazas	128
5.3.2.1	Terrazas altas	128
5.3.2.2	Terrazas medias	133
5.3.2.3	Terrazas bajas	141
5.3.2.4	Terrazas del río Piedras	144
5.3.3	Sedimentología de terrazas	147
5.3.3.1	Terrazas altas	152
5.3.3.2	Terrazas medias	155
5.3.3.3	Terrazas bajas	158
5.3.3.4	Terrazas del río Piedras	161
5.3.4	Procesos de deformación postsedimentarios	164
5.3.4.1	Deformación por carga	165
5.3.4.2	Deformación por colapso kárstico	166
5.3.4.3	Deformación tectónica	170
5.3.5	Cronología de terrazas	177
5.3.5.1	Criterios edafológicos	179
5.3.5.2	Criterios arqueológicos	183
5.3.6	Evolución de la red fluvial	186
5.3.7	Correlaciones regionales	190

6. MODELADOS DE VERTIENTE	194
6.1 Laderas en materiales paleozoicos y mesozoicos	195
6.2 Laderas en materiales neógenos y cuaternarios	197
6.3 Cronología de laderas	198
III. BIBLIOGRAFÍA	199

I. INTRODUCCIÓN

1. OBJETIVOS

A la hora de planteamos un trabajo de estas características, el objetivo básico que inicialmente nos condiciona es el de conseguir un grado de formación suficiente en unas técnicas de investigación, que nos permitan en un futuro poderlas aplicar con garantía. Con ello, además de especializarnos en un determinado campo de la ciencia, pretendemos alcanzar la madurez científica que al grado de "Doctor" se le supone.

Una vez realizado este primer planteamiento, se ha de proceder a la elección de una zona de trabajo adecuada, en la que aplicar las técnicas antes mencionadas. Esta elección deberá responder, además, a una serie de necesidades científicas, como pueden ser el interés general que plantea dicha zona o que en ella la especialidad que nos interesa se encuentre nula o escasamente desarrollada.

Para este trabajo hemos elegido una zona localizada en el borde occidental de la Depresión del Guadalquivir, que responde a los planteamientos y necesidades anteriormente citados. Por un lado, se trata de un área con gran interés, pues posee un relieve muy dinámico relacionado, en última instancia, con las variaciones del nivel de base próximo, es decir, con el mar. Mientras que por otro lado, y a pesar de dicho interés, ha sido escasamente estudiada desde el punto de vista geomorfológico, que es la temática de investigación que se presenta.

El objetivo fundamental de este trabajo ha sido la realización de una **cartografía geomorfológica** a escala de detalle (1:25.000). Dicho documento constituye una necesidad básica en el campo de la geomorfología, pues supone la base y la referencia para la realización de trabajos más específicos.

A través de la cartografía geomorfológica y de un **análisis del relieve** pretendemos diferenciar y caracterizar las diferentes unidades que lo componen, así como las relaciones entre ellas.

El objetivo final de este estudio, al que se podrá llegar a partir de los resultados obtenidos en los apartados anteriores, es el de establecer un **modelo de evolución espacio-temporal del relieve**. Este modelo, enmarcado en un contexto geográfico más amplio, servirá para mejorar el conocimiento de la geología reciente de este sector de la Depresión del Guadalquivir.

2. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La zona de trabajo (Fig. 1) se localiza en el sector suroccidental de la provincia de Huelva (España), aunque una pequeña porción corresponde al extremo más suroriental del Algarve (Portugal). En su conjunto posee una extensión aproximada de 1.750 Km².

El límite occidental está marcado por el contacto entre las formaciones neogeno-cuaternarias de la Depresión del Guadalquivir y el zócalo hercínico, que le sirve de sustrato. Dada la orientación de este contacto, aproximadamente NE-SO, se diría más que límite occidental, límite noroccidental. Su trazado discurre desde las proximidades de Vila Real de Santo António (Algarve), en sentido NE, hasta las cercanías de San Bartolomé de la Torre (Huelva).

El límite septentrional va desde San Bartolomé de la Torre hacia el Este, siguiendo aproximadamente la latitud de dicha población, hasta unos dos kilómetros pasado el río Tinto. Este límite, en algunos tramos, coincide con el contacto del neógeno-cuaternario con el hercínico y, en otros, está condicionado únicamente por las dimensiones del conjunto del trabajo.

Por el oeste, el límite de la zona va desde las proximidades de la población de Villarrasa, en sentido SO, hasta la costa. Este límite coincide, aproximadamente, con la divisoria de aguas de la cuenca del Tinto en este tramo.

El límite meridional está definido por la línea de costa atlántica. La plataforma continental sumergida, próxima a la zona de trabajo, también ha sido tenida en cuenta, aunque sólo como complemento del área emergida a la que corresponde la cartografía geomorfológica.

Toda la zona de trabajo está cubierta por las hojas topográficas a escala 1:50.000 nº: **998**, **980** (cuadrantes 1:25.000, 980-II y 980-IV), **999** (999-I, 999-II, 999-III y 999-IV), **981** (981-I, 981-II, 981-III y 981-IV), **982** (982-I, 982-II, 982-III y 982-IV) y **1000**.

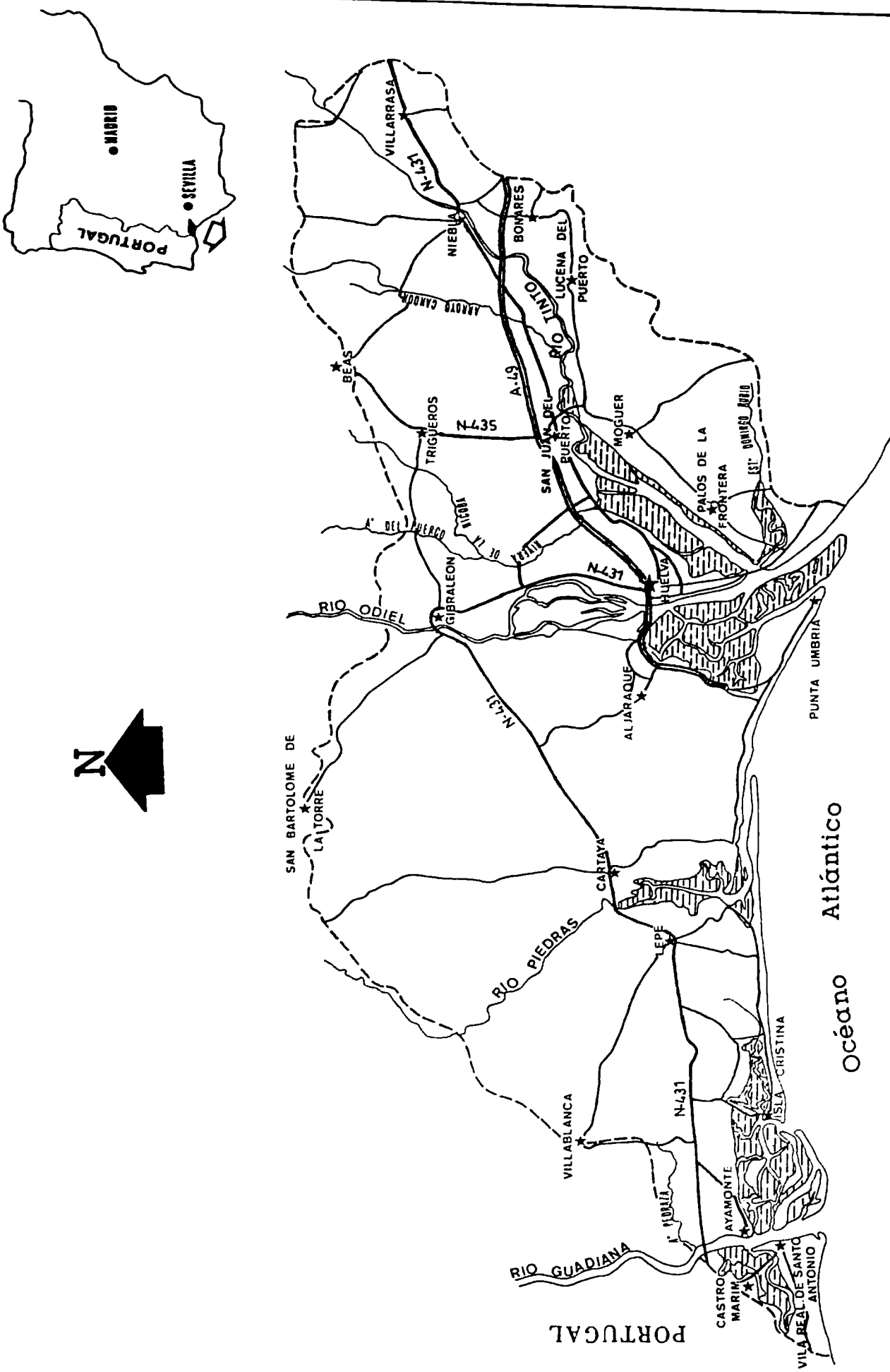


Figura 1.- Situación geográfica de la zona de estudio.

3. METODOLOGÍA

Este estudio se ha realizado siguiendo la metodología clásica empleada para la elaboración de estudios geomorfológicos de carácter cartográfico general. Únicamente puede suponer alguna variación el uso de ciertos instrumentos de trabajo, fundamentalmente el empleo del ordenador, para la obtención de determinados documentos gráficos.

A grandes rasgos, se pueden establecer dos grandes grupos entre los métodos utilizados para este trabajo. Por un lado, estarían aquellos puramente geomorfológicos, encaminados al análisis del relieve y a la elaboración de la cartografía (mapas de envolventes de relieve, fotointerpretación, labores de campo); por otro lado, se encontrarían aquellos métodos no geomorfológicos, orientados a la obtención de datos que complementen la cartografía y que nos ayuden a la mejor comprensión de la zona (estudios edafológicos, sedimentológicos, dataciones arqueológicas y radiométricas, etc.).

Con independencia de la división anterior, la recopilación bibliográfica constituye un método usual en cualquier trabajo científico. En nuestro caso, se ha centrado fundamentalmente en la geología local (estratigrafía, sedimentología y neotectónica), geomorfología (fluvial y litoral) y en otras disciplinas científicas que pudieran aportar datos de interés para la consecución de los objetivos fundamentales (arqueología, edafología).

Métodos geomorfológicos

Mapas de envolvente de tangencia superior.

Como punto de partida, en el estudio que nos concierne, concebimos la realización de este tipo de cartografía (Fig. 2) como base para una primera aproximación al análisis del relieve del área.

Los mapas de envolvente de tangencia superior (Tischer, 1966) representan una superficie no real, extraída de los datos topográficos

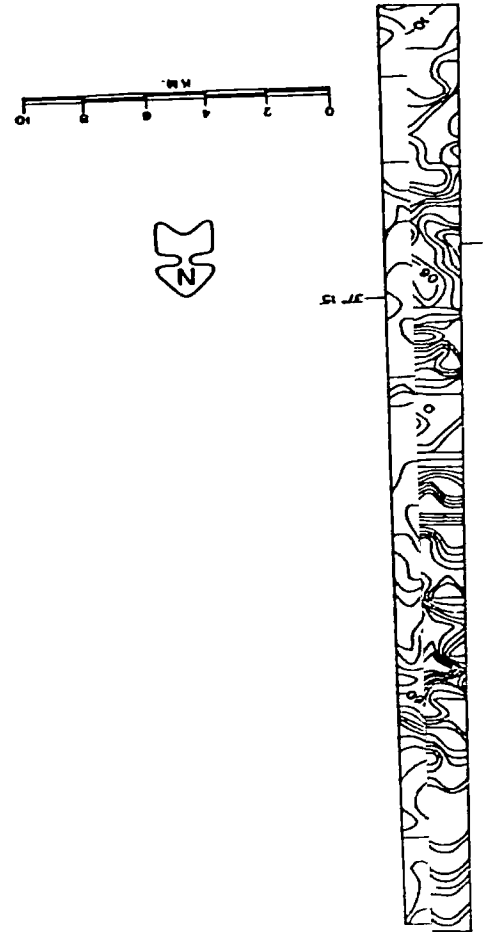
actuales, que se intenta aproximar al estado del relieve previo a la erosión más reciente. Por tanto, su objetivo será el de obtener la restitución del relieve que debió existir antes del modelado producido por las últimas incisiones y vaciados de la red fluvial. El resultado nos aproximará al último relieve aplanado o superficie de erosión, en el caso de materiales antiguos, o a la topografía original post-sedimentaria, en el caso de materiales neógeno-cuaternarios.

El proceso para su elaboración parte del establecimiento de una red de celdillas cuadradas, orientadas N-S y E-O, sobre el mapa topográfico. El tamaño o módulo de la cuadrícula dependerá de la extrapolación que se pretenda; normalmente será aquel en que la mayor parte del área cumpla la condición de referencia original. Para este trabajo se ha utilizado la cuadrícula de 0.25 km². Del área que cubre cada celdilla en el mapa topográfico se toma el valor altitudinal máximo, que se representa en el centro de la cuadrícula. El conjunto de todos los valores, así obtenidos, serán la referencia para la elaboración de un nuevo mapa de isolíneas (curvas de nivel) que representa la superficie envolvente de tangencia superior.

Referente a la forma de la cuadrícula, Flores (1994) estima más conveniente el uso de celdillas circulares, puesto que las cuadradas pueden inducir el resultado a las orientaciones de dicha forma. Sin embargo, concluye afirmando que los relieves ficticios, resultantes del uso de uno y otro módulo, no suelen presentar diferencias excesivamente importantes. Por ello, y puesto que el trabajar con celdillas cuadradas es considerablemente más fácil, nos hemos decantado finalmente por la utilización de esta geometría.

El procesado de los datos de cotas, para la elaboración del mapa de envolvente, se ha realizado mediante el programa informático *Surfer* (*Golden IV*), *Golden Software, Inc.*

d.



Fotointerpretación

Un primer paso en la interpretación de las formas del relieve se realiza a partir de la fotografía aérea vertical, la cual, a través de pares estereográficos, proporciona una visión en tres dimensiones del sector fotografiado. Esta técnica constituye el principal elemento de ayuda a la hora de la realización de la cartografía geomorfológica.

Para nuestro trabajo hemos utilizado, fundamentalmente, el vuelo del año 1957 del Servicio Geográfico del Ejército, cuya escala aproximada es de 1:33.000. Para algún punto concreto, como el sector portugués de la zona, hemos usado el vuelo del año 1984 de la Junta de Andalucía a escala 1:40.000.

Trabajo de Campo

Una vez realizada la fotointerpretación de base en el gabinete, se procede a la comprobación en el campo de las distintas formas diferenciadas. La revisión de los datos fotointerpretados ha supuesto una importante porción de nuestro tiempo de trabajo que, sin poder precisar con exactitud, se habrá prolongado a lo largo de unos tres meses globales.

Representación Cartográfica

Los datos obtenidos a partir de la fotografía aérea y completados con los de campo han de representarse adecuadamente a la escala elegida y en base, a ser posible, a los mapas topográficos a dicha escala. Ésto, en su conjunto, constituirá la cartografía geomorfológica.

En nuestro caso, se eligió la escala 1:25.000, por lo que la original 1:33.000 de la fotointerpretación hubo de ser restituida. El cambio de escala se realizó de forma manual, para lo que se contó con una detallada cartografía topográfica a la escala mencionada (Mapa Topográfico Nacional 1:25.000 del Instituto Geográfico Nacional), que sirvió de base y guía. En algunas zonas, la cartografía a esta escala no existe, por lo que utilizamos la 1:50.000 (Cartografía Militar de España) ampliada al doble de su tamaño. El proceso manual de pasar de una escala a otra se debió a

lo escaso y rudimentario de los medios mecánicos con los que contábamos y, también, a la mayor precisión que de esta forma pretendíamos conseguir.

La base topográfica nos ha servido, además, para poder realizar secciones transversales y longitudinales, fundamentalmente en relación con los niveles de terrazas que constituyen la morfología dominante en la zona. Esta técnica ha sido esencial a la hora de establecer correlaciones y diferenciaciones entre ellos.

La elección de la escala 1:25.000, se ha debido al detalle que algunas formas cartografiadas precisaban, puesto que a una escala menor no hubieran aparecido o lo hubieran hecho de forma engorrosa. Aún de esta forma, algunos sectores presentan un detalle que pudiera parecer excesivo. Una escala mayor hubiera supuesto, dada las dimensiones de la zona estudiada, un trabajo ingente.

La realización de la cartografía geomorfológica ha sido el objetivo fundamental alcanzado en este trabajo. Supone, por un lado, plasmar en un lenguaje común todos aquellos procesos, rasgos y formas del relieve que puedan ser representados a la escala en que se trabaja y, por otro lado, almacenar las observaciones recogidas sin utilizar el vocabulario usual, a veces con una terminología confusa y no demasiado ortodoxa (Rodríguez Vidal, 1983). De aquí se deduce la importancia de una leyenda adecuada, la cual debe aportar la mayor cantidad de información posible sin llegar a confundir.

La inexistencia de una leyenda geomorfológica aceptada de forma universal, ha supuesto la proliferación de éstas, tanto para distintas escalas como para diferentes autores o escuelas. De todas ellas, quizás sea la leyenda de la escuela francesa, utilizada en el "Mapa Geomorfológico de Francia" a escala 1:50.000 (Tricart, 1971), la que en gran medida se haya estandarizado. En España, son las escuelas de Madrid y Zaragoza las que más han trabajado en cartografía geomorfológica (Goy, 1978; Zazo, 1980; Peña, 1980; Rodríguez Vidal, 1983; Sancho, 1988; Benito, 1989; Gracia, 1990; etc.) y es, en la leyenda que usan estas escuelas, en las que nos hemos basado principalmente; sobre todo, en lo referente a los sistemas continentales. El resto de la leyenda se ha completado a partir de trabajos

de otros autores (Vanne y Menanteau, 1985; Rubio, 1985), trabajos nuestros previos (Cáceres, 1991) y, en última instancia, algunos símbolos que hemos tenido que idear específicamente.

Nuestra leyenda se compone de símbolos y tramas, a lo que hacía referencia el párrafo anterior, y además un elemento nuevo, al menos en su forma de uso, que es el color. Lo hemos utilizado con una finalidad primordial, la de resaltar unos modelados específicos que consideramos los más interesantes de la cartografía: las terrazas fluviales. Además, el elevado número de ellas hubiera supuesto, de no utilizar el color, una variedad de trama que habría hecho muy difícil y engorrosa la visualización de los mapas.

Métodos no geomorfológicos

Estudio edafológico

Los estudios edafológicos son muy interesantes en los trabajos de geomorfología, puesto que son un método para caracterizar los modelados de cada período edafogénico y establecer dataciones relativas, además de proporcionar datos sobre el medio en el que se generaron.

Dada la escasez de desarrollo de suelos en los niveles de terrazas más antiguas, debido a la erosión a la que han estado y están sometidas, estas técnicas no han podido aplicarse como cabría esperar. No se ha podido realizar un estudio pormenorizado de los suelos de cada terraza, con el fin de establecer criterios evolutivos. Únicamente, en base a trabajos previos, hemos establecido una agrupación general de los suelos pertenecientes a grandes grupos de terrazas y, por otro lado, hemos realizado un estudio sobre la distribución de hierro libre/hierro total en diversos niveles. Mientras mayor es esta relación, mayor será el grado de alteración del nivel y, por tanto, mayor su antigüedad (Clemente et al., 1979).

Para el cálculo del hierro total se toman 0.5 g. de muestra, se mezcla con carbonato sódico en un crisol de platino y se efectúa un fusión a 1.000°C durante dos horas. El residuo de la fusión se disuelve en

clorhídrico diluido, determinándose el hierro por absorción atómica. Los resultados se expresan en tantos por ciento.

Para el hierro libre se sigue el método Enredy (1963). Consiste en tratar 0.5 g. de muestra con 100 cc de solución Tamm (solución tampón a pH 3,25 de oxalato amónico-ácido oxálico). La suspensión se expone durante dos horas a la radiación ultravioleta de una lámpara de vapor de mercurio de 250 w. Una vez obtenida la solución, el hierro libre se determina por absorción atómica, expresándose los resultados en tantos por ciento.

Estudio sedimentológico

La caracterización sedimentológica de los depósitos cuaternarios, sobre todo en lo referente a los de origen fluvial y litoral, resulta un complemento adecuado a los estudios geomorfológicos de estos medios deposicionales. En aquellos puntos en los que hemos contado con afloramientos en condiciones favorables, se ha procedido a la realización de perfiles sedimentológicos, medidas de paleocorrientes, medidas de centiles, etc. Todo ello encaminado a determinar condiciones del medio sedimentario, así como, en la medida de lo posible, establecer criterios de correlación.

Dataciones arqueológicas

La actividad de los seres humanos y los utensilios que derivan de ella resultan evidencias claras del uso del territorio y, por tanto, de la configuración de los paleorreliieves históricos y prehistóricos. Los hallazgos de carácter arqueológico en la zona estudiada, aunque abundantes en número, no siempre han sido útiles para la Geomorfología.

Se han realizado consultas a arqueólogos especializados y revisiones bibliográficas sobre el tema, con el fin de obtener criterios aproximados de datación a partir de materiales o evidencias arqueológicas. Estas dataciones son válidas cuando el material en cuestión se encuentra conectado con los depósitos que constituyen la morfología que queremos estudiar.

Dataciones radiométricas

A partir de la investigación geomorfológica y de su representación cartográfica, se puede establecer una datación relativa en la evolución de formas y procesos del relieve. Sin embargo, la situación temporal absoluta y precisa de todo este marco debe realizarse por medio de otros métodos, principalmente radiométricos.

Las especiales características litológicas de los materiales en la zona de estudio, la ausencia de restos faunísticos o de otros elementos y procesos, factibles de datación radiométrica absoluta, no ha permitido la adecuada situación cronológica de los modelados.

El único punto de interés, donde ha sido posible realizar este tipo de dataciones, ha sido en la laguna de Las Madres y su entorno, a unos 4 km. al NO. de la población de Mazagón. Todo ello dentro de los trabajos realizados para los proyectos de la DGICYT: PB91-0622 (J. Rodríguez Vidal) y PB92-0023 (C. Zazo). Las dataciones de C-14, en muestras de niveles de turba, han proporcionado edades siempre posteriores a 5.000 años B.P., relacionadas con la evolución de los paisajes recientes post-Flandrienses.

4. ANTECEDENTES GEOMORFOLÓGICOS

Como mencionamos en el primer apartado, la zona que nos ocupa ha sido escasamente estudiada desde el punto de vista geomorfológico, a pesar del interés que plantea actualmente por la dinamicidad de los procesos y la rápida evolución de los relieves durante el Cuaternario.

Se han desarrollado numerosos trabajos centrados en el litoral, de los que se pueden extraer conclusiones geomorfológicas, aunque no son muchos los dedicados exclusivamente a esta temática. En lo referente al área continental, es muy exiguo el número de trabajos; son más los apuntes que se hacen desde trabajos regionales de otras especialidades geológicas.

En cuanto al litoral, hay que hacer una primera mención a las descripciones geográficas históricas que se tienen de la costa de Huelva realizadas por Hemilco (siglo VI a.C.), Estrabón (1.100 a.C.), Plinio y Pomponio de Mela (siglo I d.C.), Ptolomeo (siglo II d.C.), Avienus (siglo IV d.C.) y El Edrisi (siglo XII). En todas ellas, sobre todo en las primeras que son más generales, se evidencian situaciones más abiertas de los estuarios, con mayor influencia marina. Otros trabajos más modernos, de naturaleza fundamentalmente descriptiva, son los de Gonzalo y Tarín (1878, 1887 y 1888) y San Miguel de la Cámara (1913), quienes proponen, por primera vez, un modelo evolutivo de la costa. En cierto sentido, este modelo es corroborado por Pérez Mateos y Riba (1961), sobre todo en lo concerniente al sentido O-E del transporte neto de material en la costa.

Menéndez Amor y Florschütz (1964), Caratini y Viguiet (1973) y Horowitz (1981), en base a estudios palinológicos, extraen conclusiones referentes a variaciones recientes del nivel del mar. En este sentido, también destacan las investigaciones de Melieres (1974) y los informes de la plataforma interna submarina realizados por el IGME (1973 y 1974). Más recientes, y en relación igualmente con las variaciones del nivel marino, destacan los trabajos de Rodríguez Vidal et al. (1992), Zazo et al. (1993 y 1994) y Somoza et al. (1994).

Los trabajos sobre la evolución del litoral y/o la dinámica costera, o de los que se pueden extraer conclusiones de esta naturaleza, son muy numerosos. Para una mejor estructuración vamos a establecer tres grupos: a) aquellos trabajos que tratan de forma general a todo el litoral de Huelva; b) los que se centran en el sector oriental (entre la desembocadura de los ríos Tinto-Odiel y la del Guadalquivir); y c) los que lo hacen en el tramo occidental (desde la desembocadura del Tinto-Odiel hasta la del Guadiana).

En primer lugar, vamos a hacer referencia a los trabajos más generales del litoral: Copeiro del Villar (1977 y 1978) evidencia los agentes dinámicos y las tendencias sedimentarias de los diferentes sectores; Zazo (1980) concluye, en su tesis doctoral, con una evolución litoral a lo largo del Cuaternario para todo el Golfo de Cádiz; Dabrio et al. (1980), Dabrio (1982), Dabrio y Zazo (1988) y Zazo et al. (1992) analizan la dinámica costera, la evolución holocena y la morfología de la costa onubense y determinan algunas de las modificaciones que la actividad antrópica induce en esta evolución; Rey y Medialdea (1989) estudian la morfología y establecen la distribución de sedimentos en el margen continental del Golfo de Cádiz; Ojeda (1989) hace un repaso a la dinámica litoral de toda la costa occidental de Andalucía, haciendo hincapié en la reciente influencia antrópica; Flor (1990), a partir del estudio de las formas dunares del litoral de Huelva, deduce tendencias erosivas y de depósito, estableciendo, por último, un modelo de evolución litoral. Recientemente, Zazo et al. (1994) relacionan períodos de crecimiento-estabilidad de determinadas formaciones costeras del Atlántico y del Mediterráneo, con fluctuaciones del nivel del mar y con tendencias climáticas.

Centrándose más en el sector oriental de la costa de Huelva, se encuentran los siguientes trabajos: Menanteau (1978 y 1979) y Menanteau y Clemente (1977 a y b), fundamentalmente en torno a la evolución de las marismas del Guadalquivir y sobre la relación erosión-ascenso del nivel marino en el tramo Mazagón-Chipiona y su conexión con la tectónica reciente; Vanney y Menanteau (1979) y Vanney et al. (1979) hacen una completa descripción del relieve litoral de este sector, sobre todo en lo concerniente a las dunas; Zazo y Goy (1981) aportan nuevos datos sobre la naturaleza y cronología de los cantiles de la zona de Torre del Oro;

Borja y Díaz del Olmo (1987) y Borja (1988 y 1991) se centran en los complejos húmedos de El Abalarío; Borja (1992), en su tesis doctoral, analiza los cuaternarios más recientes del litotal, aportando nuevos datos cronológicos al área de El Asperillo; Rodríguez Vidal et al. (1993a) estudian morfológicamente las dunas de El Asperillo y las más recientes de Doñana, y las relacionan con variaciones postflandriense de la línea de costa; y, por último, Rodríguez Ramírez (1993) realiza un análisis del relieve del área litoral, continental y de la plataforma cercana del sector interfluvial Guadalquivir y Tinto-Odiel.

En la parte occidental del litoral onubense, también se han desarrollado numerosos trabajos: Figueroa y Clemente (1979) estudian la dinámica geomorfológica de la bocana del estuario del Odiel, estableciendo un modelo para la Isla Saltés; Clemente et al. (1985), en base a unos sondeos geotécnicos en el estuario del río Odiel, deducen un esquema evolutivo de su relleno sedimentario; Rubio (1985) incluye, en su tesis doctoral sobre la ecología de las marismas del Odiel, estudios del medio físico y evolutivos, estos últimos centrados en la zona del cierre del estuario; Dabrio et al. (1986) establecen la evolución sedimentaria reciente de la flecha de El Rompido; Rodríguez Vidal (1987 a y b) describe la evolución geomorfológica reciente en el sector litoral desde Ayamonte hasta Mazagón, también propone un modelo de evolución para la flecha de Punta Umbría; Ojeda (1988), en su tesis doctoral, estudia la dinámica litoral en el tramo Montegordo-La Antilla, en base a la Teledetección espacial; Borrego y Pendón (1988a y 1989) determinan modificaciones en la dinámica sedimentaria de la Ría de Huelva por actuaciones antrópicas; Cáceres (1991) realiza una cartografía geomorfológica del interfluvio Odiel-Piedras, incluyendo el área litoral; Borrego et al. (1992 a, b y c), Morales et al. (1994), Borrego (1992) y Morales (1993), estos dos últimos en sus tesis doctorales, centran sus estudios en la sedimentología y evolución reciente de los estuarios de los ríos Odiel, Piedras y Guadiana.

En el área continental los estudios han sido mucho más escasos. Viguier y Thibault (1973) y Viguier (1974) fueron los primeros trabajos en los que se hicieron apuntes con connotaciones geomorfológicas, sobre todo en el segundo, que corresponde con la tesis doctoral del autor. En ellos, los depósitos de naturaleza aluvial que culminan a los neógenos de la región se consideran como glaciares, por su aparente morfología y extensión.

Esta denominación continuó vigente en los trabajos posteriores, como la cartografía geológica de la serie Magna que cubre el área [Leyva y Ramírez (1983), Santos et al. (1982 y 1983), de Torres et al. (1975), Pastor y Zazo (1976) y Ramírez y Leyva (1983)] y Chaput (1982). Algunos años después, Pendón y Rodríguez Vidal (1986-87) reinterpretan los depósitos de glacia, al Este del río Tinto, como un alto nivel aluvial de edad cuaternaria y morfología de terraza. Rodríguez Vidal (1989) intenta establecer, a partir de trabajos previos, las pautas del inicio de la red fluvial en la parte occidental de la Depresión del Guadalquivir.

En la serie Magna, referida anteriormente, y en otros trabajos como Zazo y Goy (1981), se diferencian las series de terrazas más próximas a los cursos de los ríos Tinto y Odiel. En Rodríguez Vidal et al. (1988) se hace una recopilación de lo referente a los aluvionamientos en torno a los ríos anteriores, intentando establecer cronologías a partir de material arqueológico.

El trabajo que supone una nueva concepción de los aluvionamientos del área y que sirvió de inicio al presente estudio fue Cáceres (1991). En él se realiza una cartografía geomorfológica del interfluvio Odiel-Piedras, reconociendo un escalonamiento en los depósitos aluviales más antiguos hacia el SE. Rodríguez Vidal et al. (1991 y 1993b) intentan, a partir de los nuevos datos aportados por el trabajo anterior y recopilando otros de áreas colindantes, establecer un modelo de evolución para la red fluvial en el suroeste de la península.

Otros trabajos en relación con la geomorfología de la zona son los que siguen: La relación suelos-geomorfología es estudiada por Siljeström (1985), Clemente et al. (1993), Siljeström et al. (1994), Siljeström y Clemente (1990), Borja (1989 y 1992) estudia los aluvionamientos y las terrazas holocenas del SO. de Andalucía. Rodríguez Ramírez (1993) analiza el relieve suroriental de la provincia de Huelva, diferenciando una serie de unidades y estableciendo las relaciones espacio-temporales entre ellas. Trabajos de neotectónica de los que se extraen conclusiones geomorfológicas son los de Flores y Rodríguez Vidal (1989), Rodríguez Vidal et al. (1990), Rodríguez Vidal y Flores (1991) y Flores (1989 y 1994), este último es un estudio minucioso de todo el margen ibérico suroccidental que constituye la tesis doctoral del autor.

Por último podemos hacer referencia a aquellos trabajos que, si bien no pertenecen a nuestra zona de estudio, sí pueden servirnos de referencia próxima. Son los realizados en el Guadalquivir por Díaz del Olmo y Vallespí (1988), Díaz del Olmo et al. (1989) y Baena (1993), este último en su tesis doctoral, donde realiza un amplio estudio geomorfológico de la Depresión del medio-bajo Guadalquivir y sus márgenes.

II. MARCO GEOLOGICO

1. INTRODUCCIÓN

En este capítulo se va a hacer un repaso a la geología de la región, fundamentalmente a aquella que atañe a nuestra zona de estudio.

Desde el punto de vista geológico, el área de trabajo se localiza en el extremo occidental de la Depresión del Guadalquivir, concretamente en las proximidades de su borde septentrional. Esta depresión es una de las principales cuencas terciarias de la Península Ibérica. Limita al norte con el Macizo Ibérico y al sur con las Cordilleras Béticas, constituyendo un bello ejemplo de cuenca de antepaís.

A grandes rasgos, la situación geológica que tenemos en nuestra zona de estudio es la siguiente (Fig. 3):

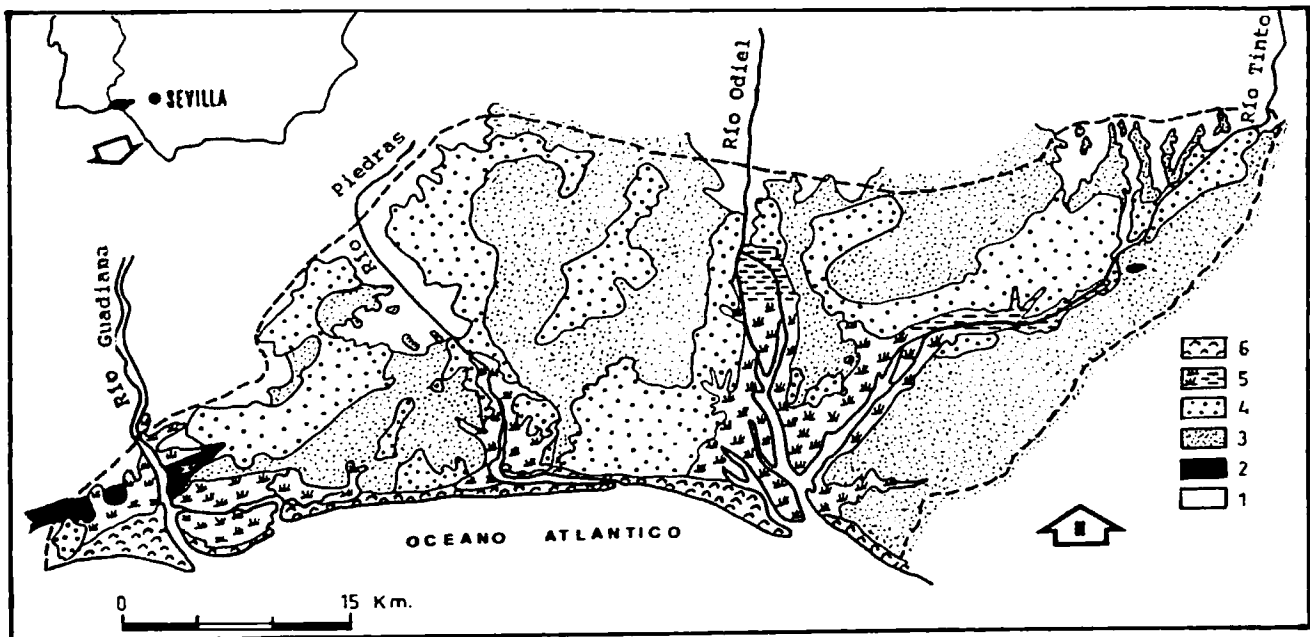


Figura 3.- Marco geológico general. 1. Paleozoico, 2. Mesozoico, 3. Neógeno, 4. Cuaternario continental, 5. Marismas/relleno de valle, 6. Formaciones litorales recientes.

- Un zócalo metamórfico hercínico que se encuentra sometido a erosión desde los sucesos orogénicos que lo estructuraron, conformando una especie de rampa de hundimiento hacia el sur o sur-sureste. Dicha rampa constituye el basamento fundamental para la sedimentación, que ha tenido lugar en el área desde el Triásico.

- Materiales mesozoicos sedimentarios y volcánicos, que afloran escasamente en la región.

- Terciarios pretortonenses que no afloran en la zona, aunque se han detectado en sondeos profundos realizados en áreas próximas.

- Materiales neógenos de relleno de la cuenca, con una edad que abarca desde el Tortonense hasta final del Plioceno. Se caracterizan por ser detríticos, fundamentalmente marinos.

- Depósitos cuaternarios que culminan el relleno de la cuenca. Son esencialmente de origen continental, aunque hay importantes formaciones litorales y fluvio-marinas; sobre todo las originadas durante el Holoceno.

2. MACIZO IBÉRICO MERIDIONAL

El Macizo Ibérico o Hespérico de la Meseta conforma una unidad geológica bien diferenciada dentro de la Península Ibérica. Presenta relieves montañosos de altitudes medias que constutiyen los residuos de cordilleras antiguas, formadas al final del Paleozoico. El arrasamiento subsiguiente de estas cordilleras dió lugar a aplanamientos generalizados que, con posterioridad, durante las nuevas fases orogénicas del Terciario, fueron desnivelados, creándose fosas intracratónicas y nuevos relieves montañosos.

Se entiende como **Macizo Ibérico meridional** a todo el sector Ibérico que se sitúa al sur de la Cuenca del Tajo y de la prolongación occidental de este río hacia Portugal. Los límites meridional y oriental los configura la inmersión del macizo bajo los depósitos neógenos de la Depresión del Guadalquivir y del Campo de Calatrava-Ilanura Manchega, respectivamente.

Por tanto, el Macizo Ibérico meridional está constituido, fundamentalmente, por materiales paleozoicos afectados por la orogenia hercínica, aunque también aparecen materiales mesozoicos y terciarios pretortonenses, depositados sobre los anteriores, y afectados por la orogenia alpina. La diferencia fundamental de estos mesozoicos y terciarios con los del dominio bético es su carácter autóctono.

Lotze (1945) y posteriormente Julivert et al. (1974) establecieron una zonación estructural para todo el Macizo Ibérico. De esta forma, el sector meridional estaría constituido por las zonas Centroibérica, Ossa-Morena y Surportuguesa (Fig. 4).

Zona Centroibérica. En esta zona coexisten grados variables de metamorfismo y es característica la disposición discordante de la cuarcita "armórica" del Ordovícico sobre el sustrato cámbrico y precámbrico. Estructuralmente está constituida por pliegues, más apretados hacia el N y con estructuras domáticas y en cubeta al S, cortados frecuentemente por fallas.

Zona de Ossa-Morena. Es una zona litológicamente variada, en la que destaca un metamorfismo regional en dos fajas aproximadamente paralelas, situándose entre ellas un volcanismo ácido y básico que generó mineralizaciones de sulfuros polimetálicos. Se dispone cabalgante sobre las zonas colindantes al NE y SO. Su complejidad geológica ha favorecido la diferenciación de dominios y subdominios tectónicos, orientados en bandas subparalelas NO-SE.

Zona Sur-Portuguesa. A esta división pertenece todo el dominio paleozoico que delimita y sirve de basamento para los terciarios y cuaternarios del área de estudio. Por esta razón, vamos a realizar, a continuación, un repaso más amplio de su geología que el que se ha hecho para las zonas anteriores.

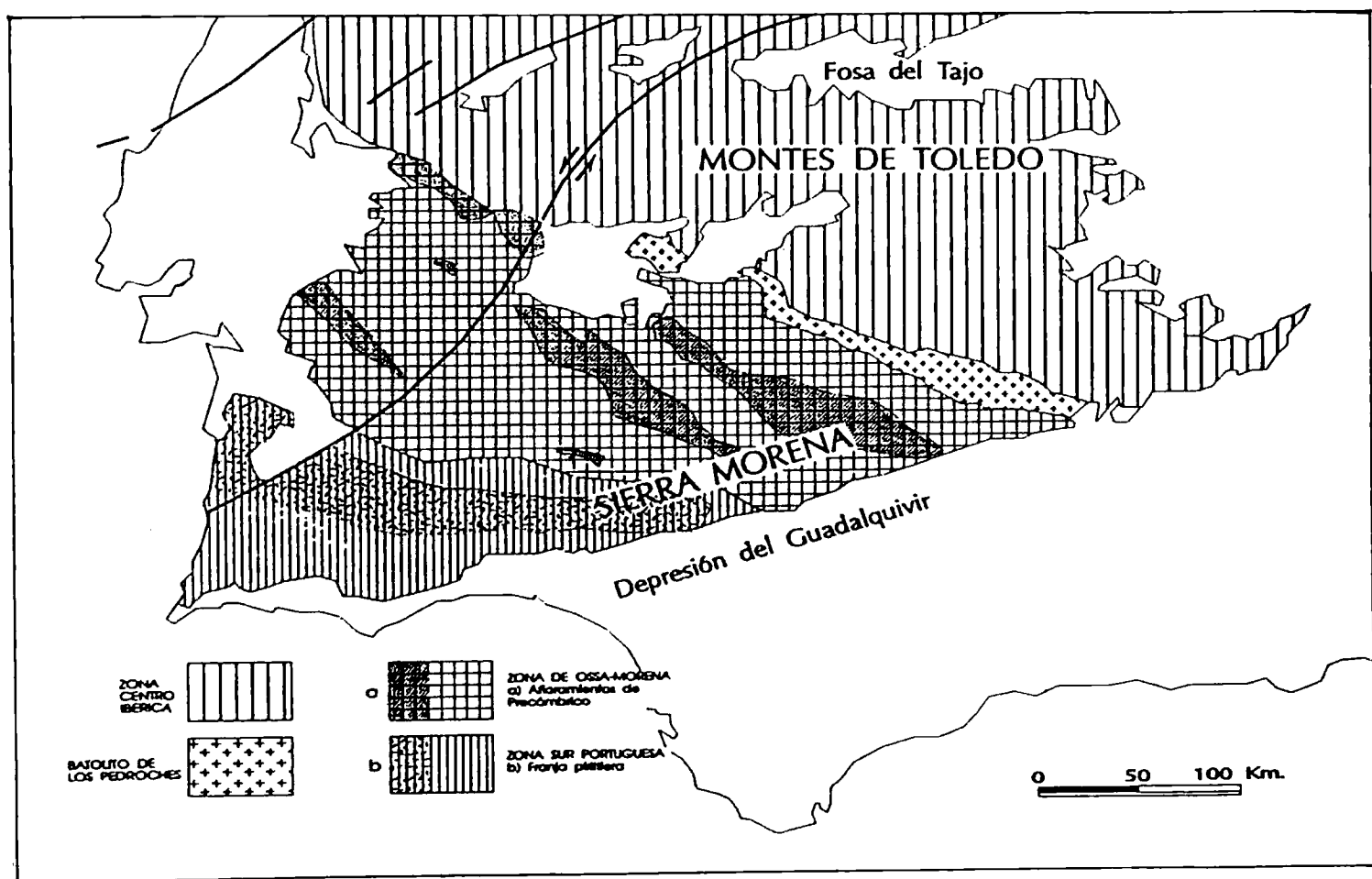


Figura 4.- Zonas geológicas del macizo Ibérico en su sector meridional (Julivert et al., 1972).

2.1 Zona Sur-Portuguesa.

Esta zona es la más suroccidental de la cadena herciniana ibérica. En base a sus características paleogeográficas y estratigráficas, se divide en tres grandes dominios (Fig. 5):

Dominio Septentrional

Para este dominio se han definido una serie de formaciones (Pfefferkorn, 1968; Carvalho et al., 1976) que, si se aceptan las correlaciones propuestas por estos autores, formarían un anticlinal de eje inclinado suavemente hacia el oeste. El núcleo de este antiforme lo ocupa la formación Pulo do Lobo; al N se disponen las formaciones Ribeira de Limas y Santa Iria, que constituyen la Banda Ferreira-Ficalho. Al S las formaciones Atalaia y Gafo forman el otro flanco del anticlinal.

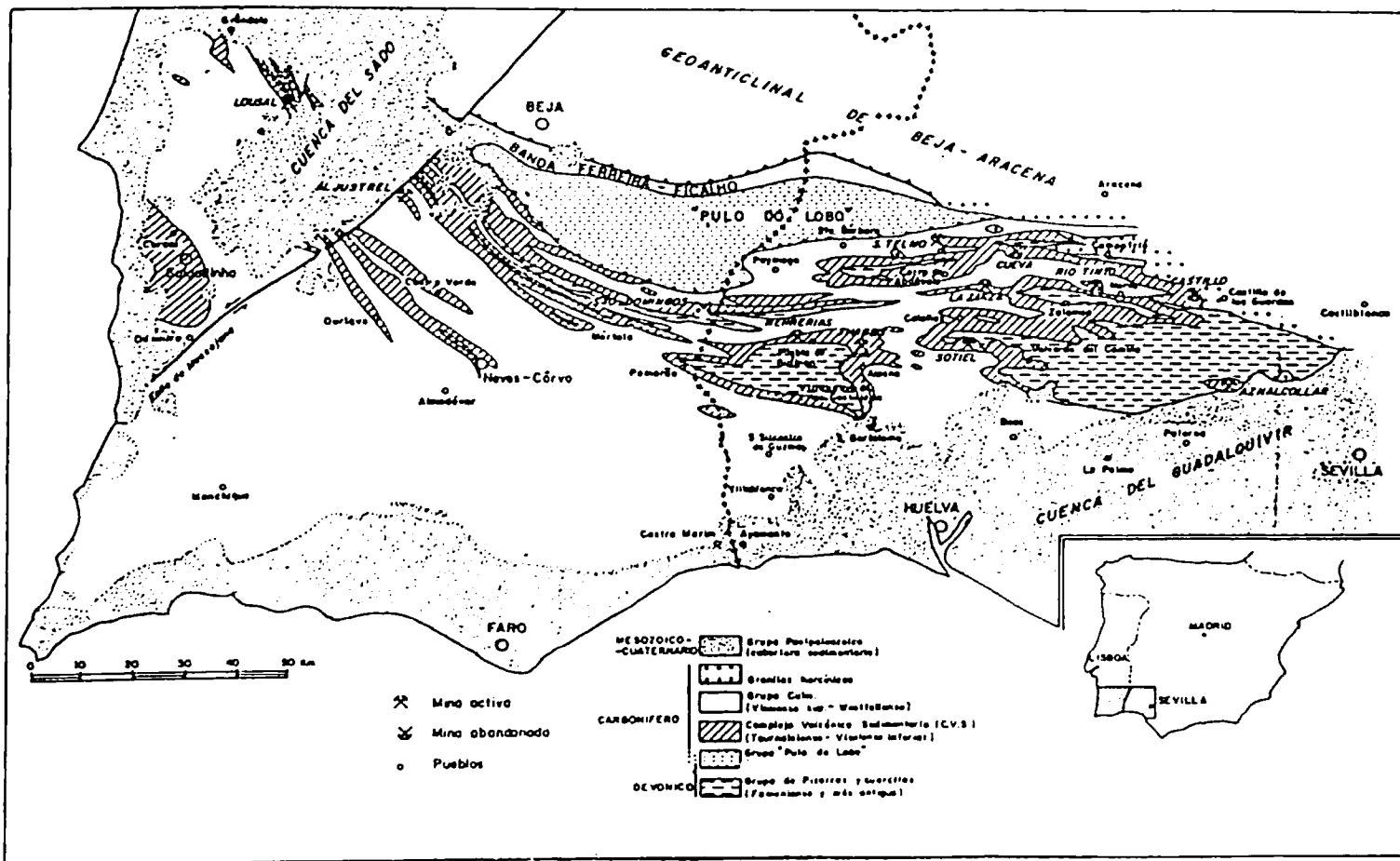


Figura 5.- Esquema geológico de la zona Surportuguesa (Schermmerhorn, 1971 y Sáez, 1987).

Dominio Central (Faja Pirítica)

Constituye el dominio más extenso de la Zona Sur-Portuguesa. Se divide, en base a sus características estratigráficas, en tres grandes complejos litológicos (Strauss, 1965; Schermerhorn, 1971):

Grupo Pizarro-Cuarcítico (PQ). Formado por secuencias de pizarras limolíticas de colores oscuros, subgrauvacas y cuarcitas con lentejones calcáreos fosilíferos, a techo. Esto último ha permitido su datación como Fameniense superior, aunque del muro no se conoce su edad. La potencia se calcula entre 2.000 y 3.000 m. (Strauss, 1970).

Complejo Vulcano-sedimentario (CVS). Se sitúa sobre el grupo anterior de forma gradual (Sáez, 1987). Está compuesto por una serie de vulcanitas de diversa composición, interestratificadas con sedimentos terrígenos (pizarras y areniscas) y rocas de origen químico asociadas a los procesos volcánicos (jaspes, cherts, sulfuros masivos). Tiene una potencia variable entre 50 y 750 m., aunque en algunos puntos puede superar los 1.000 m. y en otros puede llegar a acuñarse y desaparecer (Schermerhorn, 1971). La edad, tanto de este grupo como del siguiente, es Carbonífero.

Grupo Culm. Dentro de los distintos grupos de la Zona Surportuguesa, es el que aflora en nuestra zona de estudio y el que basamenta a los depósitos posteriores (Fig. 3). Se dispone de forma concordante sobre el grupo anterior y está constituido por materiales detríticos de origen turbidítico. Posee una serie basal o de transición, fundamentalmente pizarrosa (pizarras negras algo bituminosas), y una serie más propiamente turbidítica (pizarras, grauvacas e intercalaciones conglomeráticas). La serie basal tiene una potencia entre 0-200 m. y la turbidítica es difícil de establecer dada su monotonía litológica y complejidad estructural, aunque se calcula en torno a varios miles de metros (Sáez, 1987).

Dominio Meridional

En los antiformes de Aljemuz y Bordeiras (SO de Portugal) afloran una serie de materiales de características diferentes a los del resto de la Zona Sur-Portuguesa. Oliveira et al. (1979) y Oliveira (1983) establecen la estratigrafía detallada de estos materiales, definiendo una serie de formaciones cuya litología se caracteriza por series condensadas, probablemente relacionadas con altos fondos marinos o con la plataforma de un hipotético continente situado al S.

A partir del Carbonífero, y como consecuencia de la orogenia Hercínica, toda la región quedó emergida y sometida a erosión.

2.2 Materiales mesozoicos y terciarios pretortonenses

El Mesozoico está escasamente representado en la provincia de Huelva. Aparecen exclusivamente al NE de Ayamonte y al SO de Niebla, en ambos casos constituyendo afloramientos de escasa extensión. Sin embargo, al E del río Guadiana, en el Algarve Portugués, la presencia de estos materiales es bastante frecuente.

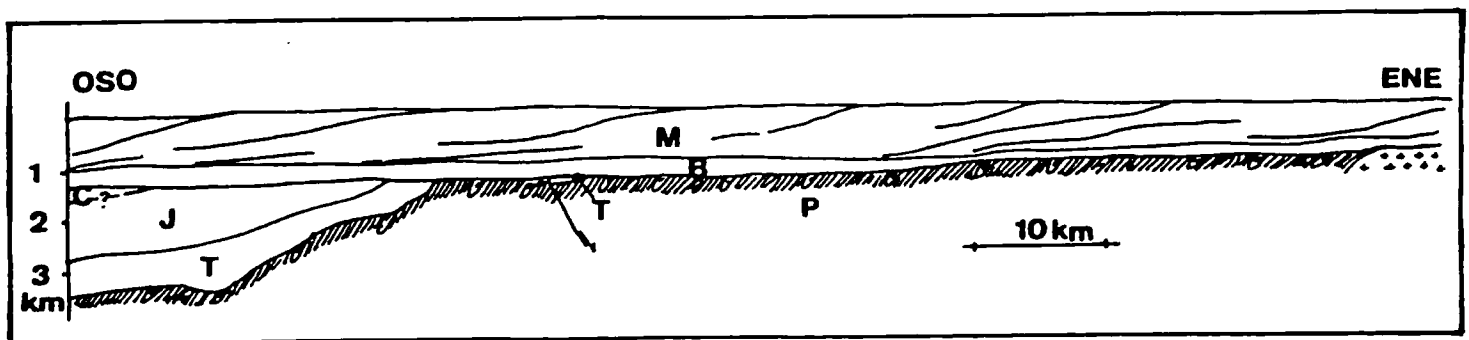


Figura 6.- Corte geológico esquemático desde el área del Asperillo a Villamanrique de la Condesa (ITGE, 1990): P. Paleozoico, T. Triásico, J. Jurásico, C. Cretácico, B y M. Neógeno-Cuaternario.

A pesar de la escasez de afloramientos, se han publicado trabajos (IGME, 1987 e ITGE, 1990) a partir de los abundantes estudios petrolíferos realizados en la región, en los que se determina una mayor presencia de materiales mesozoicos y paleógenos en este sector de la Cuenca (Fig. 6). Estos depósitos representan nuevas transgresiones y regresiones del mar sobre la plataforma hercínica, siendo aquellos que afloran en el continente los depósitos más septentrionales.

En el sector occidental de la Cuenca del Guadalquivir y Golfo de Cádiz, la serie mesozoica comienza con una formación basal de areniscas de tipo Buntsandstein. Aflora, de forma escasa, al NE de Ayamonte y es correlacionable con la Arenisca de Silves en el Algarve. Aunque las areniscas son la litología predominante, también aparecen argilolitas y dolomías pseudooncolíticas, fuertemente enrojecidas. Las areniscas son sublitareniras con cemento carbonatado ferruginoso. Presenta una potencia regular en sus afloramientos, en torno a los 15 m. Su origen parece estar relacionado con la erosión de suelos rojos subtropicales, lo cual es característico de las areniscas rojas (Martín-Serrano, 1991a).

Sobre las areniscas anteriores, y de forma concordante, aparece una formación eminentemente carbonatada. Si bien en el sector de Ayamonte es difícil de observar, al SO de Niebla aparece en una cantera actualmente en explotación. Se trata de una serie constituida por micritas dolomitizadas con sombras de pelets y dudosos restos fósiles, dolomías oscuras de grano fino y de grano grueso amarillento-parduzcas. Aparecen en capas de 5 a 15 cm., alcanzando una potencia visible en torno a los 25 m. Se le atribuye una edad posiblemente Muschelkalk (Leyva y Ramírez, 1983 y Ramírez y Leyva, 1983), aunque trabajos posteriores (Flores (1994), por correlación con los trabajos en el sector portugués de Marques y Oloriz (1989) e IGME (1987), atribuyen a toda la serie carbonatada que se dispone sobre las areniscas rojas una edad que va desde el Jurásico hasta principios del Cretácico.

De forma aparentemente concordante sobre la formación anterior aparecen coladas volcánicas, presentando incluso niveles intercalados. Son basaltos doleríticos clinopiroxénicos con textura subofítica de grano fino. En el sector de Niebla se acumulan en forma de lavas almohadilladas,

mientras que en Ayamonte (Fig. 7) aparecen como depósitos piroclásticos que alternan con rocas carbonatadas y margas. En esta secuencia aparecen también flujos de lavas y cuerpos potentes de aglomerados masivos de rocas volcánicas no cementados (García Navarro et al., 1994). Estas efusiones volcánicas submarinas deben de corresponder a las de similar composición y encuadre estratigráfico que las que se citan en el Trías de facies Keuper del ámbito subbético (Leyva y Ramírez, 1983 y Ramírez y Leyva, 1983). Por contra, si consideramos lo expuesto en el párrafo anterior, estos materiales debían situarse a principios del Cretácico.

Completando la serie triásica se ha determinado, a través de sondeos, la existencia de formaciones evaporíticas equivalentes a las facies Keuper (sal, anhidritas, arcilla y yeso). Esta serie no aflorante se localiza sobre las areniscas rojas, sin que entre ambas aparezcan las secuencias carbonatadas y volcánicas que afloran en el continente. Presentan potencias que alcanzan casi los 1.000 m. en zonas en las que se han desarrollado estructuras diapíricas.

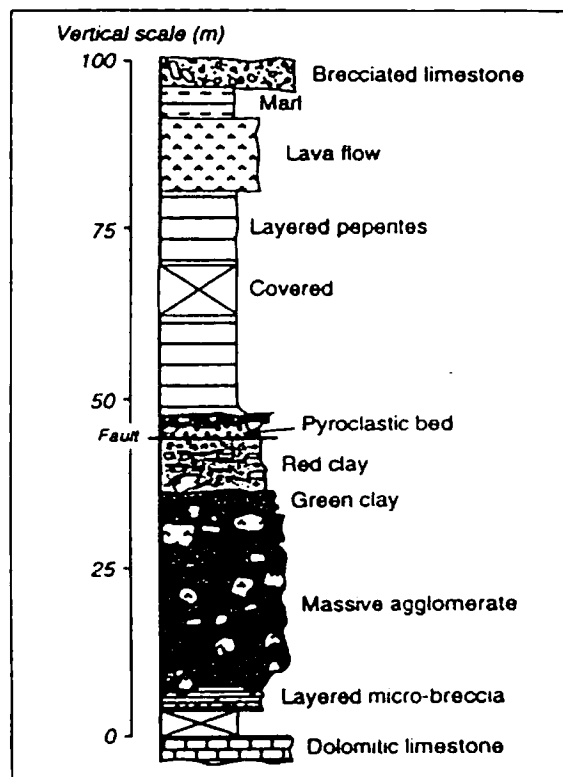


Figura 7.- Columna de la formación vulcano-sedimentaria de Ayamonte (García Navarro et al., 1994).

Sobre las evaporitas se encuentra una serie carbonatada que incluye desde el Jurásico hasta principios del Cretácico inferior y que representa una nueva transgresión marina. Es en esta secuencia en la que algunos autores incluyen las dolomías y los episodios volcánicos tratados anteriormente. Los mayores afloramientos se encuentran en el Algarve, donde Marques y Oloriz (1989) estudian detalladamente el Jurásico superior, que consiste en litologías margo-calcáreas y arcillosas. Se han reconocido potencias que superan los 1.000 m., disminuyendo y acuñándose hacia el norte.

A partir de aquí los materiales no son aflorantes. De esta forma, se ha detectado sobre la serie carbonatada una serie marina esencialmente arcillosa (IGME, 1987), que comienza a principios del Cretácico inferior hasta un límite superior difícilmente determinable. Esta formación disminuye de potencia hasta desaparecer hacia el norte, probablemente por razones erosivas.

Durante el Paleógeno, se depositaron en el Golfo de Cádiz unos carbonatos de tipo arrecifal que, hacia el sur, van pasando a arcillas de aguas profundas. Su potencia, al igual que los términos anteriores y el posterior, es variable y desaparece hacia el continente.

En el Mioceno inferior se depositaron unos materiales margosos que se distribuyen ampliamente cubriendo a los sedimentos anteriores.

Trás estos depósitos y los eventos acaecidos durante la orogenia alpina, el mar debió retirarse durante algún tiempo, produciéndose erosión en los sedimentos de la cuenca hasta el Mioceno superior (Ramírez y Leyva, 1983).

3. NEÓGENO DE LA DEPRESIÓN INFERIOR DEL GUADALQUIVIR

Clásicamente, en cualquier estudio geográfico, la Depresión del Guadalquivir se ha dividido en tres grandes sectores, según los diferentes tramos del río considerados. Nuestra zona de estudio, por situarse en las proximidades de su tramo bajo, se localiza en la **Depresión Inferior**.

La Cuenca o Depresión del Guadalquivir se constituyó durante el Neógeno, generándose por subsidencia isostática y flexión de la litósfera, consecuencia de la formación de las Béticas (Portero y Alvarado, 1984). Desde el inicio de su configuración hasta la actualidad, los distintos estadios evolutivos de la Cuenca van a quedar reflejados en los materiales que constituyen su relleno. Siervo et al. (1990) han señalado que la sedimentación en la Cuenca del Guadalquivir estuvo controlada por procesos de subsidencia o levantamiento, relacionados con la actividad del orógeno Bético, la influencia de la entrada de terrígenos y, sobre todo, por los cambios eustáticos globales. Fundamentalmente se trata de materiales de origen marino, con la importante excepción de los depósitos que se han originado tras la continentalización definitiva de la Depresión, probablemente desde el final del Plioceno.

Los materiales neógenos que rellenan la Depresión pueden definirse, en función de su génesis y modo de emplazamiento, en dos clases:

- Materiales Autóctonos y Parautóctonos. Los primeros son los que se han formado en la propia cuenca de sedimentación, sin haber sufrido ningún tipo de traslación, y los segundos son los que lo han hecho ligeramente (Moronitas o Diatomitas).

- Materiales Alóctonos. Son los que, procedentes de otras áreas, se han emplazado dentro de la cuenca en algún momento determinado (Unidades del Campo de Gibraltar y similares).

De la división anterior, los que afloran en nuestra zona de estudio son los materiales autóctonos, por lo que será a ellos a los que nos refiramos a partir de ahora.

3.1 Materiales del Mioceno superior

La intensa actividad tectónica compresiva NNO-SSE (Sanz de Galdeano, 1989) durante el Tortoniense medio-superior, provocó un desplazamiento de los depocentros de la Depresión del Guadalquivir hacia el sector noroccidental, con subsidencia generalizada y transgresión marina sobre sus bordes. Ésto permitió el desarrollo de un medio de plataforma con depósitos transgresivos sobre un paleorrelieve previo, elaborado en un sustrato fundamentalmente paleozoico.

En el sector occidental de la cuenca, que es la zona que nos atañe, estos depósitos transgresivos están constituidos por materiales detrítico-carbonatados, definidos formalmente por Civis et al. (1987) como "Formación calcarenita de Niebla", de edad Tortoniense superior (Sierro, 1984). Comienza con niveles conglomeráticos de base, formados por bloques arrancados del basamento, cuya potencia no supera los 2 m. Sobre este conglomerado se disponen unos depósitos calcareníticos blanco-amarillentos con gran riqueza de macrofauna, en general mal conservada (Bivalvos, Equinodermos, etc.). Frecuentemente se producen variaciones laterales de facies. Estos depósitos representan la instalación de aparatos deltáicos con ambientes de plataforma somera, barras de *nearshore* y playas; es decir, ambientes someros y de alta energía, pero con una velocidad de sedimentación moderada (González Delgado et al., 1993). Los sistemas fluviales abastecedores de detríticos progradaron, en algunos casos, sobre los depósitos marinos a modo de llanura aluvial litoral (Borrego y Pendón, 1988b). Termina la formación con unos niveles de arenas fosilíferas con horizontes glauconíticos (2-4 m. de potencia) que pasan gradualmente a limos y margas limosas, lo que representa cierta profundización de la cuenca. En conjunto, el espesor de la formación oscila entre los 25-120 m., condicionado por el paleorrelieve.

Sobre los depósitos anteriores se disponen unas formaciones margo-arcillosas que afloran de forma amplia por toda la Depresión, aumentando de potencia de forma considerable hacia el sur. Se conocen normalmente por el nombre de Margas Azules, Arcillas Azules ó "Formación Arcillas de Gibraleón".

La Formación Arcillas de Gibraleón fue definida por Civis et al. (1987) y datada por Siervo (1984) como Tortoniense superior-Plioceno inferior. Sin embargo, no puede descartarse la existencia de alguna discontinuidad en el registro, como apuntan Martínez del Olmo et al. (1984), que ocurrió en el Messiniense superior, separando las unidades tectosedimentarias 2 y 3. Esta ruptura sedimentaria marcaría la detención de la subsidencia de la Cuenca.

Se trata de unas arcillas gris azuladas, dispuestas de forma masiva, con horizontes más limosos y/o arenosos ocasionalmente. Posee un alto porcentaje en carbonato cálcico (sobre el 25-30%). Es muy rica en contenido micropaleontológico y pobre en macrofauna. En base a la litología y la fauna, parece que la transgresión continuó y sin interrupción aparente, pues esta unidad se dispone concordantemente con la formación anterior. A techo es frecuente encontrar bioturbación intensa y niveles glauconíticos de hasta 2 m. (Galán et al., 1989). La potencia es muy variable, oscilando desde unas decenas de metros hasta más de 2.000 m., detectados en el Golfo de Cádiz.

Hacia el sector occidental, en el entorno de Lepe, afloran unos limos arenosos blancos y arenas gris-amarillentas (Fig. 8) de edad equivalente a las formaciones anteriores (Mayoral y Muñiz, 1994b). En estos materiales hay que destacar la presencia de un tramo limoso (D de la fig. 8) en el que se suceden costras ferruginosas. Esto ha sido interpretado por los autores como una alternancia de momentos de depósito (limos), en condiciones submareales someras, y momentos de no depósito (costras) en condiciones subaéreas o muy someras, en un medio probablemente de ensenada. También hay que destacar la presencia de un nivel de arenas glauconíticas (tramo C de la fig. 8), de continuidad lateral apreciable, y que han podido ser datadas radiométricamente (Mayoral y Muñiz, 1994a) como Tortoniense superior-Messiniense.

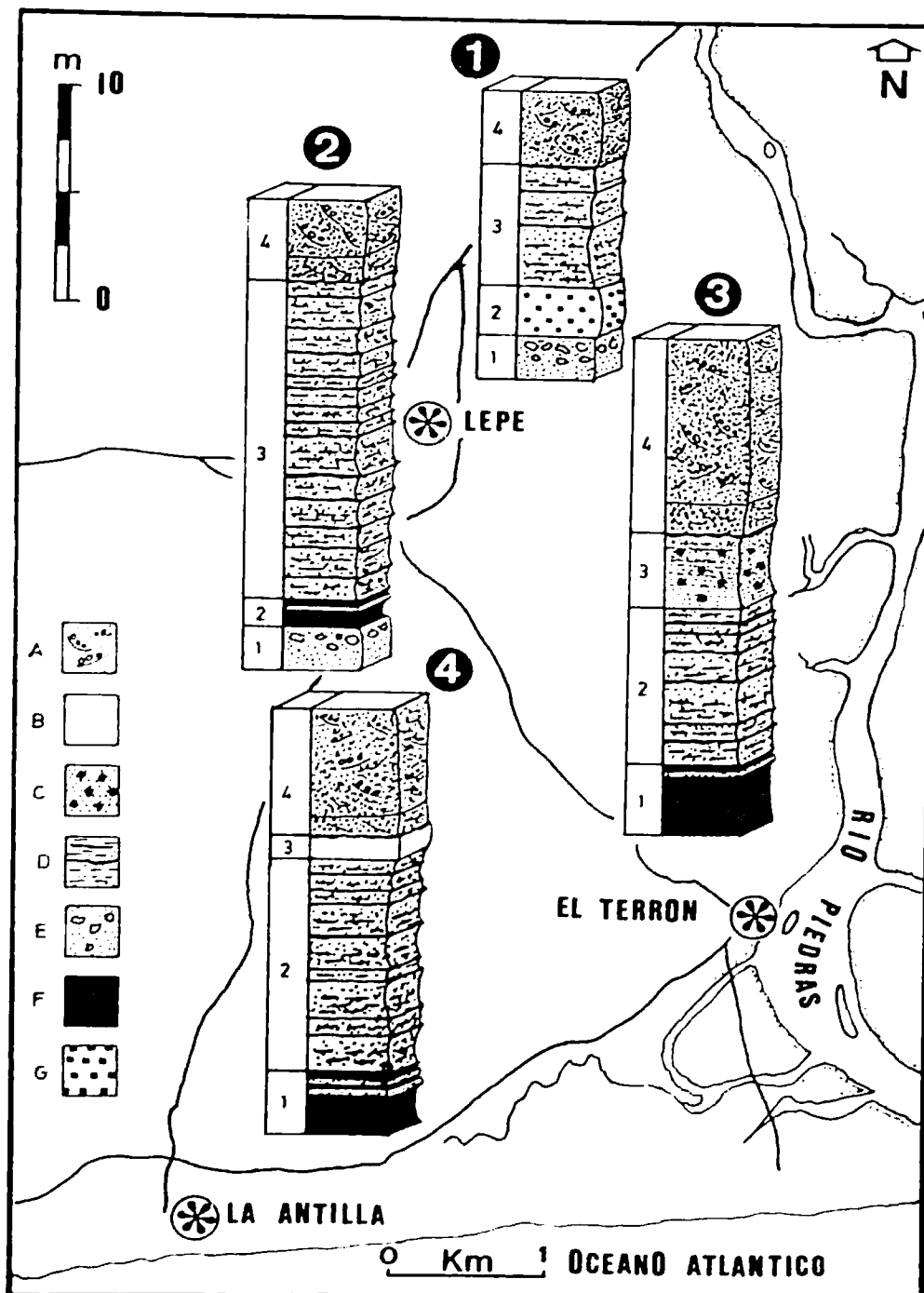


Figura 8.- Variaciones laterales y verticales de los tramos litoestratigráficos definidos en los alrededores de Lepe (Huelva): A. Arenas gruesas con conglomerados, B. Arenas caoliníticas, C. Arenas glauconíticas, D. Limos blancos, E. Arenas medias gris amarillentas nodulosas, F. Arcillas grises, G. Arenas medias-gruesas rojizas. (Según Mayoral y Muñiz, 1994).

Más hacia el oeste, en el Algarve portugués, el equivalente a las formaciones anteriores sería la Formación Cacela (Antunes et al., 1990) (Fig. 9). Se trata de unas arenas, conglomeráticas en la base y más finas hacia techo, que se apoyan directamente sobre las areniscas triásicas. El conjunto es rico en fósiles y se ha datado como Tortoniense superior-Messiniense.

Para el período correspondiente con estas formaciones, es decir Mioceno final, Viguié (1977) describe un hundimiento del zócalo con asiento de la Depresión.

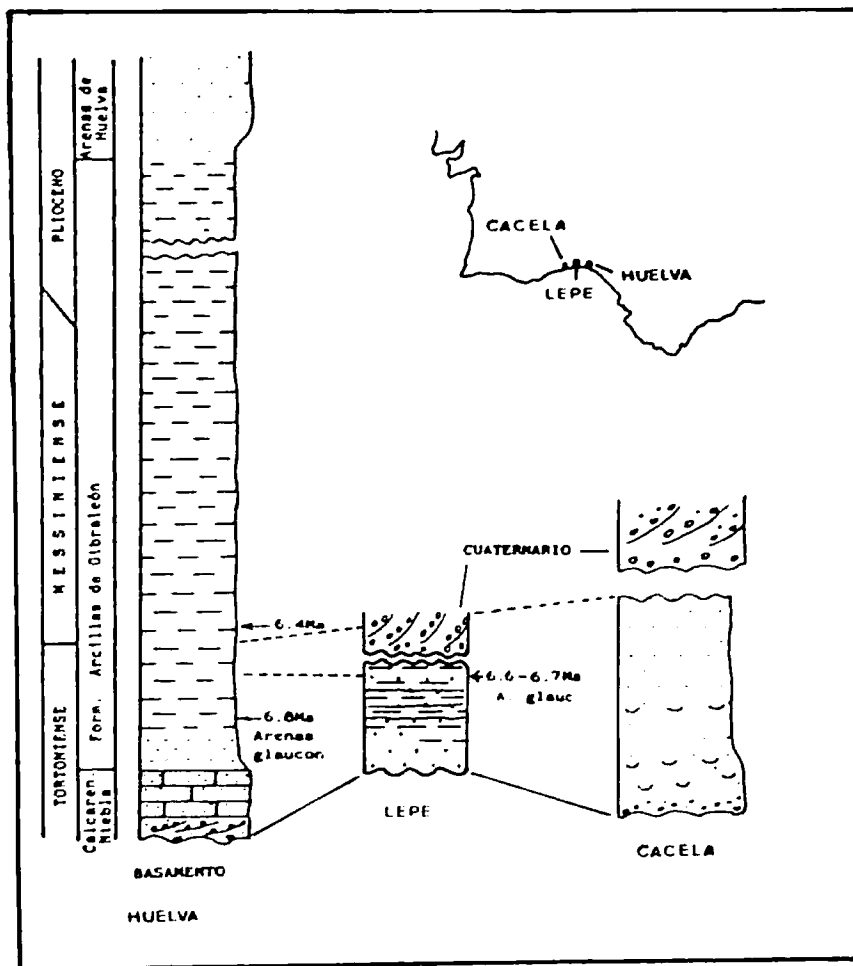


Figura 9.- Columnas comparativas entre las zonas de Huelva y Lepe (España) y Cacela (Portugal).

Al final del Tortonense, se inicia un periodo distensivo regional (Armijo et al., 1977), que tendrá una importante repercusión en la geometría de la cuenca neógena, presentando la sedimentación y la tectónica vertical una estrecha relación. Esta distensión se manifiesta principalmente según una dirección N-S (Bousquet, 1977), con fallas normales a favor de antiguos accidentes ante-tortonenses y dará lugar a depresiones menores (Viguié, 1977). Con toda probabilidad, este estado tectónico extensional favoreció la transgresión marina local, en especial, en las zonas de menores pendientes locales (Flores, 1994).

3.2 Materiales del Plioceno

Durante el Plioceno se produjo una regresión generalizada en toda Europa, que trajo como resultado la adopción de un marco geográfico muy similar al actual.

Así pues, sobre las formaciones anteriores se dispone de forma aparentemente concordante y en muchos casos gradual, unas arenas ricas en macrofauna conocidas como Fm. Arenas de Huelva, "Falun", Limos Arenosos, etc.

La Formación Arenas de Huelva fue definida por Civis et al. (1987) y datada, por estos mismos autores y Sierro (1984), como Plioceno inferior. Son unas arenas de grano fino, color amarillo-grisáceas, masivas, sueltas y limosas en la base. La potencia de la unidad suele estar en torno a los 20-25 m. Es característica la acumulación, en su parte basal, de glauconita, que llega a constituir un auténtico nivel guía. Desde el punto de vista paleontológico destaca tanto la macrofauna (Bivalvos, Gasterópodos y Escafópodos, además de dientes de peces, espículas de equinodermos, etc.), en acumulaciones que se suceden verticalmente o dispersa, como la microfauna (foraminíferos bentónicos y planctónicos, ostrácodos, etc.). Presenta, además, una intensa bioturbación. Hacia techo aparecen nódulos de carbonato cálcico, muy abundantes en algunas secciones. Desde el punto de vista mineralógico se caracteriza por el predominio de los feldespatos calco-sódicos sobre los potásicos y de esmectita e illita sobre caolinita, en un medio de depósito submareal (Torcal et al., 1990).

Según González Delgado et al. (1993) la Formación Arenas de Huelva se situaría en un contexto de subida global del nivel del mar, aunque presente una megasecuencia de somerización. Ésto se produciría como consecuencia del elevado aporte sedimentario que compensa la subida relativa del nivel del mar, provocando, en conjunto, la disminución gradual del tamaño de la Cuenca. Este modelo se conoce como subida del nivel del mar con alto influjo terrestre.

En el Plioceno, la tectónica extensional tortoniense N-S pasa a ser E-O (Bousquet, 1977) y se manifiesta por medio de fallas N-S, aunque las direcciones de extensión, y con ellas las de las estructuras, varían en función de la curvatura de las Cadenas Béticas.

Mediante una discordancia erosiva suave sobre la formación anterior y, en algunos puntos, en continuidad sedimentaria sobre ésta, se disponen unas arenas conocidas como Fm. Arenas de Bonares (Mayoral y Pendón, 1986). Con anterioridad fueron denominadas Arenas rojas (Viguiet, 1974) o Arenas basales (Torres et al, 1975). Aunque la unidad infrayacente es, en general, la formación Arenas de Huelva, en algunas zonas se disponen directamente sobre los materiales paleozoicos.

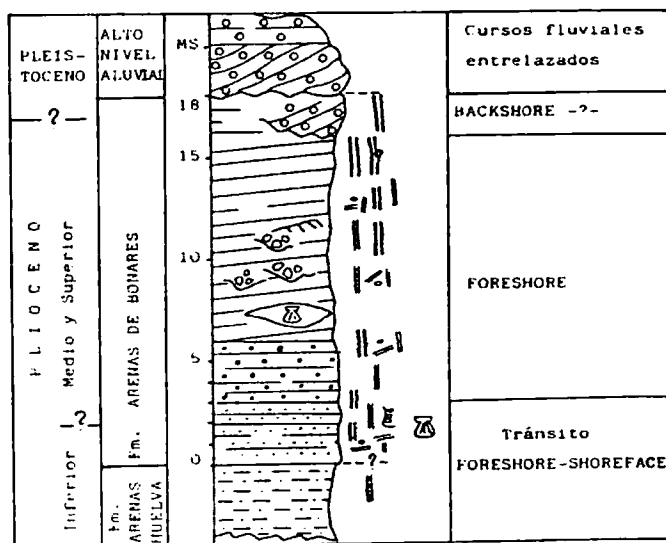


Figura 10.- Perfil sintético de la Formación Arenas de Bonares (Mayoral y Pendón, 1986).

Esta formación fué definida como un conjunto de arenas de naturaleza siliciclástica que, por sus características sedimentarias, físicas y orgánicas, se definen como de un medio de *foreshore* e indicios de

backshore hacia techo (Fig 10). Representan, por tanto, una mayor somerización de la Cuenca, resultado de la regresión pliocena.

Sin embargo, aunque en general se trata de arenas que van de finas a media y gruesa hacia techo, también en este sentido aparecen intercalaciones de gravas que se van haciendo más presentes hasta ser exclusivas. Estos niveles de gravas presentan caracteres fluviales claros (paleocanales, enrojecimiento, etc.), mientras que los niveles arenosos intercalados continúan con sus características litorales, lo que implica la existencia de una red fluvial incipiente, estrechamente relacionada con el nivel del mar. En algunos puntos, el paso de las arenas a las gravas se realiza de manera progresiva, mientras que en otros se produce a través de una fuerte discordancia erosiva. De esta forma, niveles conglomeráticos asignados hasta ahora a las formaciones cuaternarias plenamente continentales, como los existentes desde Bonares hasta la desembocadura del Tinto por su margen izquierda, definidos como Alto Nivel Aluvial (Pendón y Rodríguez Vidal, 1986), se encuadrarían dentro de estas secuencias pliocenas. Igual ocurre con otras alternancias de conglomerados y arenas existentes en el área entre Lepe y Ayamonte (ver subapartado 3.3 (Morfoestructura en conglomerados) del capítulo III).

Torcal et al. (1990) diferencian dos conjuntos mineralógicos dentro del tramo arenoso: UNIDAD INFERIOR, composicionalmente muy similar a las Arenas de Huelva, aunque con mayor contenido en esmectitas y con un ambiente de sedimentación submareal con transición a intermareal. UNIDAD SUPERIOR, en la que aumenta el tamaño de grano y presenta un predominio de los feldespatos potásicos sobre los calcosódicos y de caolinita sobre illita, en un medio de sedimentación intermareal con retoques eólicos en unas zonas y fluviales en otras. La composición mineralógica de esta última unidad es similar a la del Alto Nivel Aluvial, lo que estaría en concordancia con lo que hemos expuesto anteriormente.

La edad geológica asignada a esta formación se situaría en el Plioceno inferior-superior (?) (Sierro, 1984; Mayoral y Pendón, 1986). Sin embargo, para Torcal et al. (1990), el brusco cambio mineralógico que se produce entre la Unidad Inferior y la Superior debe ser producto de un

cambio en el área de aportes (neotectónica) y de un cambio climático correspondiente al paso Plioceno-Pleistoceno.

El final del Plioceno se caracteriza, desde el punto de vista tectónico, por una vuelta al régimen compresivo en todo el sector occidental de las Cordilleras Béticas, posible resultado del acercamiento entre las placas Ibérica y Africana (Viguier, 1974 y Benkhelil, 1976).

La tendencia regresiva del Plioceno dió lugar a que parte de los depósitos anteriores quedasen expuestos a la actividad de procesos subaéreos y se verificase, por tanto, meteorización y alteración edáfica. Así pues, estas alteraciones son indicadoras de la continentalización definitiva en la zona de Huelva y se sitúan en el Plioceno superior según Rodríguez Vidal (1989) o en el Pleistoceno inferior según Torcal et al. (1990).

4. CUATERNARIO DE LA DEPRESIÓN INFERIOR DEL GUADALQUIVIR

La retirada definitiva del mar pudo tener lugar durante el Plioceno, como vimos en el apartado anterior. Como consecuencia de ésto, entre finales del Plioceno y principio del Cuaternario debió producirse el inicio de organización de la red fluvial. De esta forma se pasaría de una red incipiente, estrechamente relacionada con las fluctuaciones del nivel del mar, a una red jerarquizada con valles bien definidos y un amplio desarrollo de terrazas. Todo ello acompañado de una reorientación de los trazados principales, que pasó de ser N-S a ser ENE-OSO, adaptándose a los contactos litológicos del Macizo Ibérico con la Depresión del Guadalquivir. Por otra parte, en este período, el río Guadalquivir debió circular siguiendo la misma dirección que en la actualidad, pero en el contacto entre las Sierras Subbéticas y la propia Depresión.

Los primeros indicadores de la organización de la red fluvial se encuentran en ambas vertientes montañosas del Valle del Guadalquivir, en forma de abanicos de piedemonte con morfología de glacis. Se localizan en posiciones internas de montaña a altitudes entre 300 m. y 500 m. (Lhenaff, 1977; Recio et al., 1992; Baena, 1993), lo que implicaría una cuenca de mayores dimensiones que la presente, con un talveg principal 200 m. por encima del actual. Todo ello es indicativo de una evolución fluvial compleja, donde la incisión y el vaciado erosivo han sido las principales causas generadoras de relieve; además, las frecuentes capturas tanto de pequeñas cuencas en Sierra Morena (Martín Serrano, 1991b) como de otras mayores en las Béticas (Guadix, Baza, Granada), favorecieron la ampliación del valle principal.

Todos los depósitos generados por esta evolución fluvial, constituidos por gravas, arenas y conglomerados, se reconocen discordantes sobre todos los materiales previos: como son las formaciones detríticas arenosas litorales, los limos arenosos, la formación margosa, los asentamientos calcareníticos, las areniscas y los materiales volcánicos mesozoicos y hasta sobre el zócalo hercínico. Las potencias son variables, como

corresponde a este tipo de materiales de naturaleza continental, y van desde la veintena de metros hasta unos pocos decímetros.

Los primeros estudios geomorfológicos en la zona (Viguié, 1974) concebían estos depósitos como una rampa detrítica suave y lateralmente uniforme, con material procedente de la Sierra y morfología de glacis. En ellos incluía además los depósitos de naturaleza continental que se intercalan y culminan en el Plioceno.

Otros estudios posteriores (de Torres et al., 1975; Pastor y Zazo, 1976; Zazo y Goy, 1981; Leyva y Ramírez, 1983; Ramírez y Leyva, 1983; Santos et al., 1983) llegaron a diferenciar algunos niveles de terrazas en los sectores más próximos a los cauces actuales de los ríos Tinto, Odiel y Piedras. Sin embargo, no fué hasta los trabajos de Cáceres (1991), Rodríguez Vidal et al. (1991 y 1993b) y Rodríguez Ramírez (1993) cuando se reinterpretan depósitos asignados como glacis a depósitos de terrazas fluviales antiguas de los ríos Tinto-Odiel y Guadalquivir. En el caso del Tinto-Odiel estas terrazas antiguas, orientadas ENE-OSO y escalonadas hacia el NE, continúan sin interrupción con las diferenciadas por el grupo de autores anteriores. No obstante, al ser estos últimos trabajos más detallados, se establecen algunas diferencias, fundamentalmente en cuanto a la asignación de los depósitos a una u otra terraza y a la diferenciación de algún nivel más.

Durante el último periodo glacial (Würm), la acumulación de agua en forma de hielo en los casquetes polares y en los glaciares continentales supuso un descenso importante del nivel del mar. Este hecho, que también se reflejó en nuestras costas, supuso que los cursos fluviales principales se continuaran a lo largo de una ancha franja de plataforma, ocupada actualmente por el mar.

Además de estos depósitos continentales, que van a reflejar la evolución de los sistemas fluviales a lo largo del Pleistoceno, existen otros depósitos que están más en relación con el litoral y que se sitúan al final de este período. Se trata de aquellos materiales que constituyen el acantilado del Asperillo: arenas de dunas y playas e intercalaciones de turba (Zazo y Goy, 1981). El nivel de turba más bajo, próximo a la base del acantilado, tiene una edad por C14 de 22.550 ± 400 años B.P. y el más alto $11.090 \pm$

400 años B.P. (Borja, 1992). Estos depósitos implican un nuevo ascenso del nivel del mar, con la consecuente invasión de los niveles de terrazas fluviales inferiores.

En el tránsito Pleistoceno-Holoceno tuvo lugar el último ascenso del nivel de mar, ocasionado por el deshielo postwürmiense. A esta transgresión se le denomina Flandriense y alcanzó su máximo en torno al 6.500 B.P. (Zazo et al., 1994), probablemente 2-3 m. por encima del nivel actual. La dinámica generada, una vez se estabilizó el nivel del mar, supuso la tendencia a la regularización del trazado costero, con relleno de entrantes y erosión de salientes. De esta forma, se construyeron playas adosadas a los acantilados, flechas litorales y cordones arenosos. Estos últimos tendentes a cerrar progresivamente los entrantes costeros. Al dorso de estas barreras, y en ambientes restringidos influenciados por las mareas, se desarrollaron amplias marismas en las zonas de estuario (Guadiana, Piedras, Tinto-Odiel, Guadalquivir, Guadalete), que se encuentran en la actualidad en proceso de colmatación natural y antrópica.

5. NEOTECTÓNICA REGIONAL

La neotectónica regional ha sido objeto de un exhaustivo estudio por parte de Flores (1994), que ha constituido su Tesis Doctoral. Puesto que en este trabajo se auna lo reciente de su elaboración, la seriedad y la profundidad con que el tema es tratado, consideramos sus conclusiones como las más válidas hasta el momento. Así pues, todas las referencias que se hagan en nuestro estudio, respecto a la neotectónica, estarán extraídas de esta Tesis, empezando por el resumen de sus resultados que a continuación vamos a realizar.

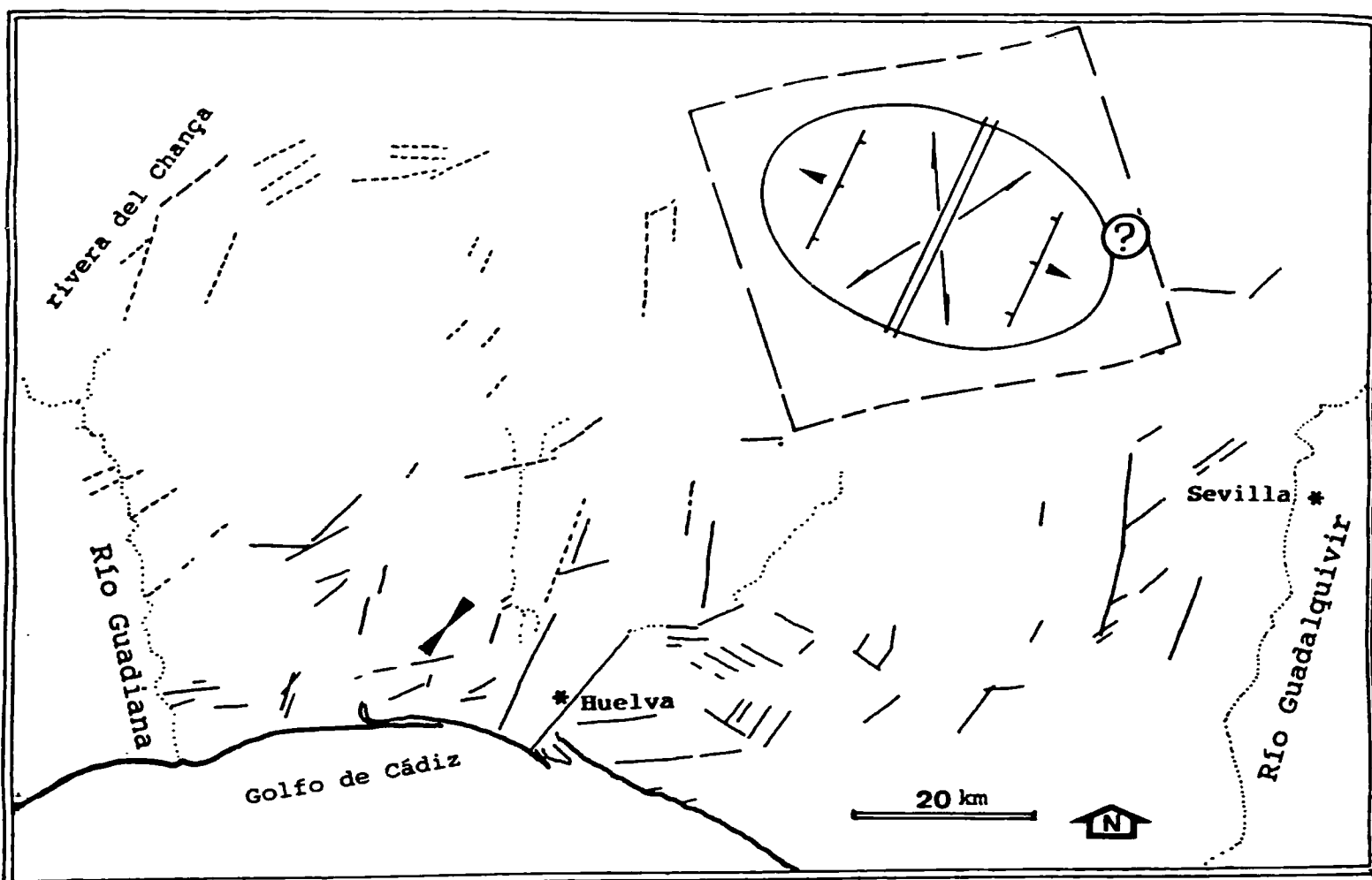


Figura 11.- Propuesta sobre deformación tectónica durante la primera etapa del Cuaternario. Deformaciones tectónicas y morfoestructuras fundamentales. Esquema de deformación. (Flores, 1994).

En toda el área de estudio, la deformaciones son relativamente abundantes, aunque suelen ser leves o poco definidas, y las evidencias de movimiento son muy escasas. Por ello, no se ha podido elaborar un

modelo neotectónico completo sobre la deformación reciente en la zona. A lo más que se ha podido llegar es al establecimiento de relaciones espacio-temporales entre estas deformaciones y a la propuesta de los regímenes tectónicos que han debido producirlas. Puesto que los resultados mejor definidos de dicha actividad son los que se encuadran en el Cuaternario, es a ellos a los que se va a hacer referencia.

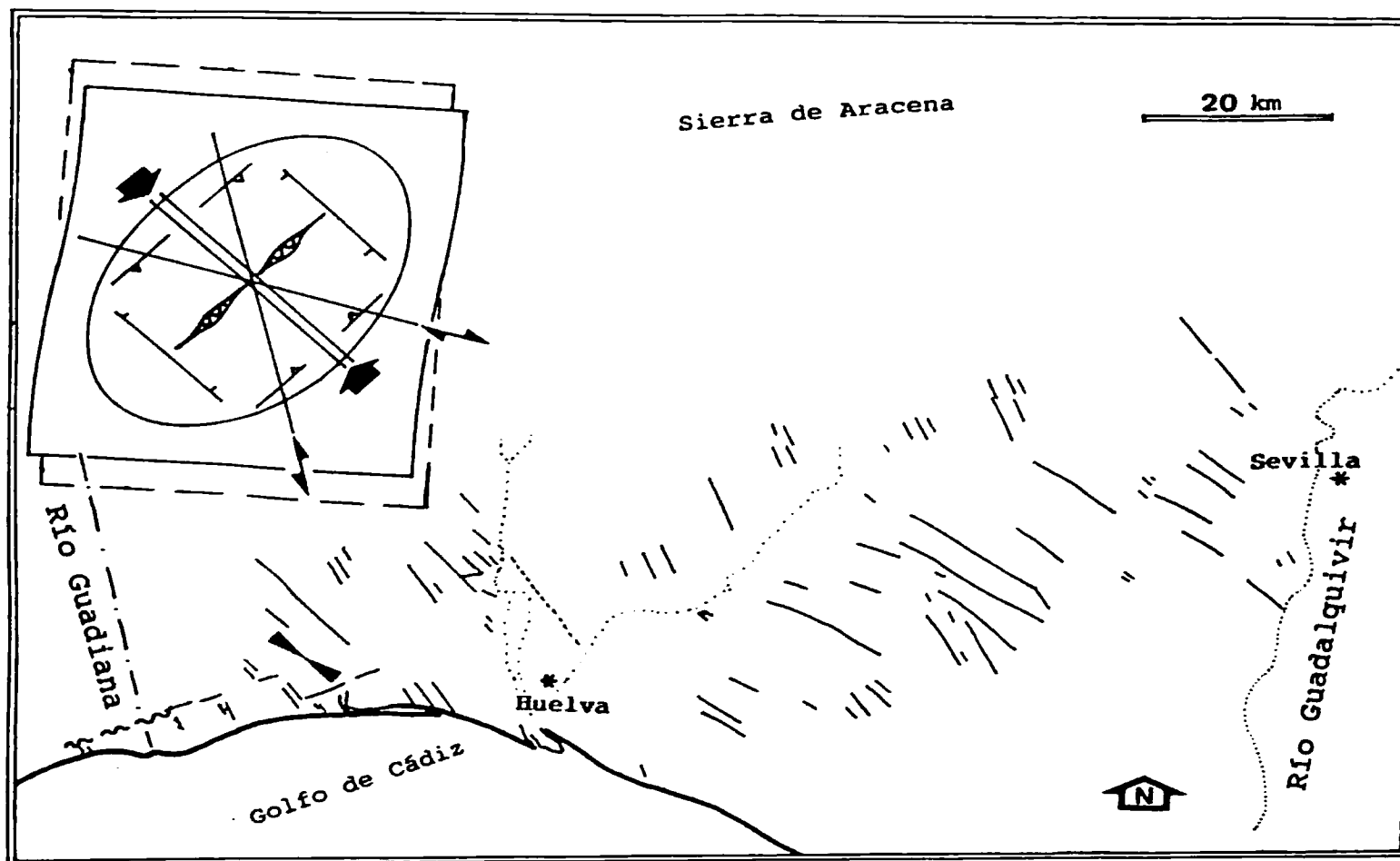


Figura 12.- Propuesta sobre deformación tectónica en el Cuaternario reciente. Propuesta sobre esquema de deformación. (Flores, 1994).

La tectónica cuaternaria de la región se enmarca dentro del continuado acercamiento entre la subplaca Ibérica y la placa Africana. Así, tras la etapa de carácter extensional del Neógeno, el régimen cambia y la región se ve sometida a acortamientos. En el tránsito Plio-Cuaternario, o a principios del Cuaternario, empezaría a actuar un régimen de desgarres, que se plasmó en una deformación absorbida por gran número de fracturas, tanto de fallas previas del zócalo como de otras nuevas formadas en la cobertera. Por la posición de la zona de estudio en el contexto de

acercamiento, con cierta componente dextra, entre las placas Ibérica y Africana, parece deducirse su no sometimiento a un estado puramente contractivo sino relativamente transpresivo dextro. Esto implicaría, también, que la zona de estudio podría encontrarse constreñida entre otros sectores que sufrirían distinta intensidad de deformación.

Este proceso dió origen a franjas de deformación con pliegues, transtensiones locales que derivan en flexuras y fallas (NO-SE/NNO-SSE, ONO-ESE correspondientes a dirección de desgarre dextro y NNO-SSE/N-S correspondientes a dirección de desgarre senestro) y, especialmente, una extensa fracturación vertical NO-SE por gran parte de la región, especialmente en los sectores occidentales (Fig. 11). A estas direcciones neotectónicas parecen adaptarse, en ciertos casos, la red de drenaje que surca la zona.

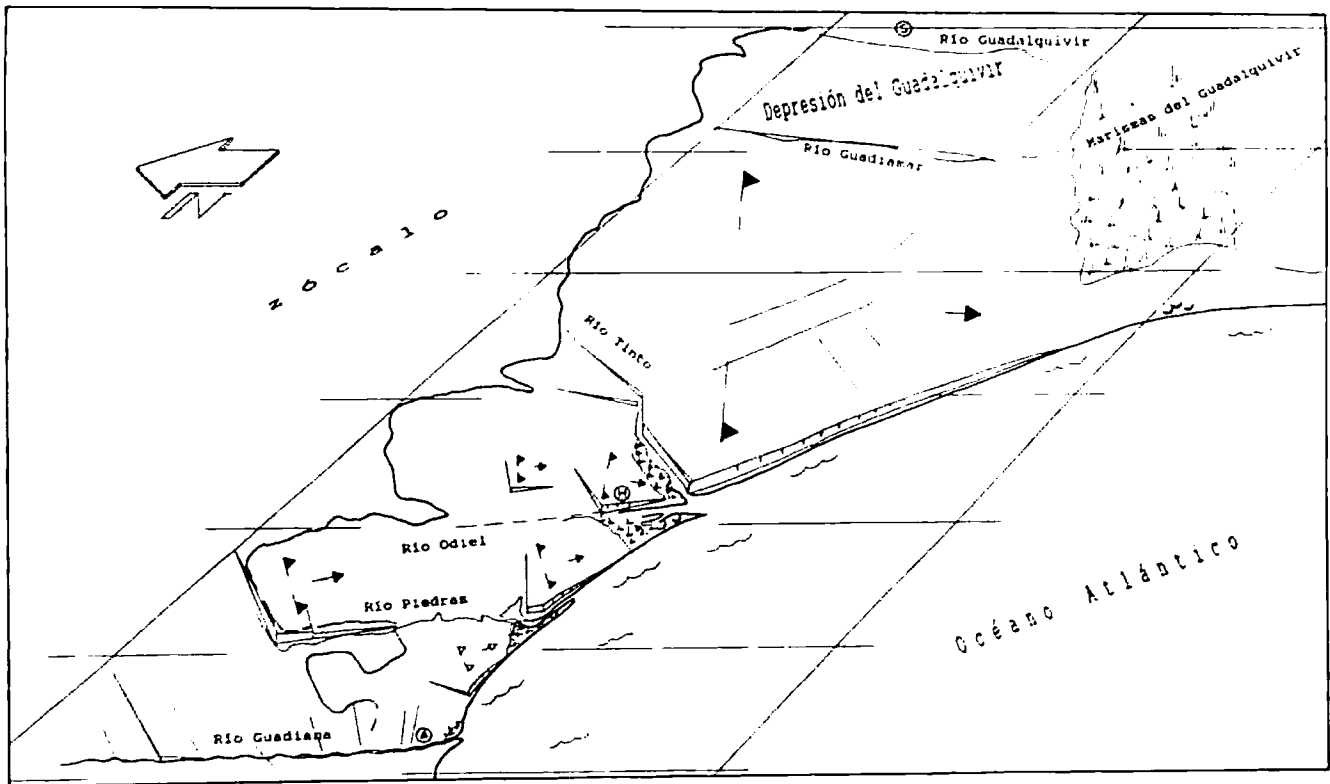


Figura 13.- Perspectiva sobre disposición morfotectónica general de la franja costera. Inclinaciones del relieve cuaternario, como manifestación en superficie de basculamientos sucesivos de bloques estructurales; y aparente relación con la morfología costera. (Flores, 1994).

Ya en el Cuaternario reciente se produjo un hecho supuestamente paradójico: mientras en el entorno regional se registra una situación de acortamiento hasta la actualidad, en nuestra zona muchos de los rasgos

morfoestructurales más recientes y , por tanto, los que imprimen mayor carácter en el relieve, son basculamientos y desniveles tectónicos, indicadores, al menos en apariencia, de regímenes extensionales. La solución a esta situación habría que buscarla en la complejidad del contacto entre placas y al carácter rotacional de la placa Africana, que habrían producido algún proceso local de cizalla con cierta transtensión.

Este proceso va a dar lugar a fracturas con salto normal que se agrupan en un rango SSO-NNE/OSO-ENE (Fig.12) y, fundamentalmente, a basculamientos hacia el SE. Estos basculamientos son de gran extensión, en cuanto a la dimensión horizontal, y leves en cuanto al desnivel vertical. Cada bloque, limitado por accidentes o zonas de debilidad estructural, define un plano inclinado, de baja pendiente, hacia el SE; de modo que, topográficamente, su zona alta conforma una división de aguas alargada en dirección NE-SO y su zona baja el fondo de un valle fluvial. A estas formas se adapta la red fluvial principal, de manera que los ríos más importantes se han ido desplazando hacia el SE, dejando depósitos de terrazas en sus márgenes occidentales. A su vez, los basculamientos de este tipo conformarían una costa con morfologías alternantes: frentes acantilados que disminuyen su altura hacia el E para pasar a zonas inundables y con marismas, hasta encontrarse con la zona elevada del bloque siguiente (Fig. 13).

III. ESTUDIO GEOMORFOLÓGICO

1. ANÁLISIS DEL RELIEVE

En el capítulo I.3 (Metodología) de esta Memoria, se han comentado las características principales y las aplicaciones de los mapas de envolvente del relieve de tangencia superior. Con ellos se intenta restaurar la topografía anterior a los modelados erosivos más recientes. De esta forma, el análisis del relieve que representan estos mapas será mucho más preciso, sobre todo a la hora de distinguir las diferentes unidades que lo componen y a establecer las relaciones entre ellos.

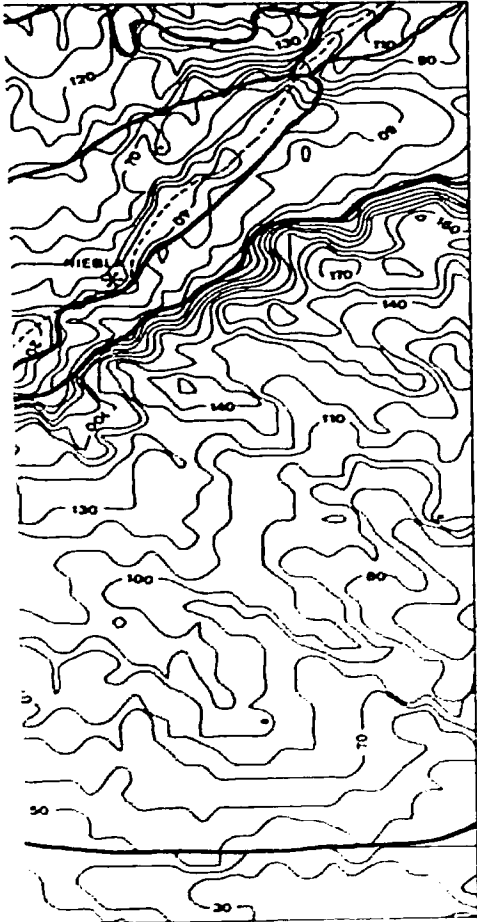
A partir del análisis del mapa de envolvente del área estudiada (Fig. 2) se ha establecido una división general de la zona en grandes unidades, cada una de ellas con unas características topográficas propias (Fig. 14). Estas entidades topográficas coinciden, en parte, con las unidades geológicas del área; las cuales, en función de sus características (orientación, tectónica, resistencia, etc.), tendrán un reflejo diferente en la topografía. Otras responden a zonas que han sufrido una erosión específica y otras a zonas de acumulación sedimentaria.

A la hora de describir las diferentes unidades hemos considerado dos grandes grupos: aquellas que se sitúan y responden al dominio continental y aquellas que lo hacen respecto al dominio marino.

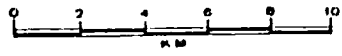
1.2 Dominio continental

Plataforma detrítica pliocena (sg. Rodríguez Ramírez, 1993)

Esta plataforma ocupa una gran extensión en la parte suroriental del mapa de envolvente del relieve. Se trata de una morfología pseudo-estructural, constituida por los posibles restos culminantes de la serie neógena (Depresión del Guadalquivir) y que en la actualidad se encuentra bastante degradada por la numerosa arroyada que la surca. Las cotas más altas se sitúan sobre los 170 m. y se inclina hacia el S con una pendiente media del 0.6 %, aunque Rodríguez Ramírez (1993) cita cotas hasta de 190 m., hacia el NE, y pendientes del 0.9 %. Probablemente, estas altas



37° 15'



pendientes respondan, en mayor medida, a la degradación superficial que a la inclinación de la superficie morfosedimentaria original.

Hacia el S y hacia el E, esta plataforma va disminuyendo de cota hasta desaparecer bajo depósitos más recientes, de edad cuaternaria. Sin embargo, hacia el N y NO, la superficie está cortada bruscamente por la red fluvial actual, formándose desniveles de hasta 70 m. en distancias en torno a 0.5 km. Este hecho provoca que la unidad que estamos tratando se configure en un relieve aislado, al estar desconectada de su raíz natural. Inicialmente, esta plataforma debía continuar ascendiendo hacia el N, según su pendiente original, hasta enlazar con los relieves montañosos de la Sierra de Huelva. En su lugar, el río Tinto y sus afluentes han realizado un enorme vaciado erosivo ("Depresión Periférica" de Díaz del Olmo, 1986), en el que afloran el Paleozoico y los términos más inferiores de la serie neógena. Para que la Sierra alcance cotas sobre las que se debería situar la raíz de esta morfología, si continuamos hacia el N con pendientes incluso menores que las anteriormente citadas, hay que adentrarse algunos kilómetros en ella. Esto nos puede dar una idea del gran desmantelamiento del relieve que se ha producido en esta zona a lo largo del Cuaternario.

Es de destacar, aunque en el mapa de envolvente no se llegue a apreciar con total claridad, la existencia de numerosos arroyos que cruzan esta superficie con una marcada orientación NO-SE, en clara contradicción con la dirección N-S de la máxima pendiente. Flores (1994) identifica esta orientación como una respuesta a la actividad neotectónica durante la primera etapa del Cuaternario (Fig. 11).

Muchos de los valles de los arroyos, mencionados anteriormente, han quedado colgados como resultado del vaciado erosivo que han sufrido en sus cabeceras. Rodríguez Ramírez (1993) apunta, además, el contraste que en ellos se produce al tener valles relativamente importantes en relación con la poca entidad de sus cuencas de drenaje, lo que hace pensar en la mayor importancia que debieron tener en el pasado, antes de ser erosionados por la red fluvial actual.

Díaz del Olmo (1986) define como "Depresión Periférica" a la unidad geomorfológica que resulta del vaciado erosivo fluvial en la zona de contacto entre dos unidades morfoestructurales: la plataforma sedimentaria

neógena de la Depresión del Guadalquivir y el zócalo hercínico de Sierra Morena. Por nuestra parte, dentro de esta gran unidad hemos diferenciado otras menores que, dadas sus distintas naturalezas, se reflejan de forma diferente en el relieve. Así pues, en ella vamos a encontrar: superficies paleozoicas exhumadas que debieron estar cubiertas por neógenos, relieves residuales constituidos por diversos términos de la serie Mio-Pliocena y plataformas de terrazas fluviales resultado de la evolución de la red actual.

Superficies sobre zócalo

El sector del zócalo, presente en el mapa de envolvente del relieve, pertenece a la comarca denominada "El Andévalo", que se caracteriza por poseer un paisaje regularmente planar, con pendientes suaves y ausencia de desniveles importantes. La parte del zócalo que se sitúa en Portugal se incluye en el "Baixo Alentejo" y tiene características similares a las del Andévalo.

En las proximidades del río Guadiana el zócalo, constituido por pizarras y grauvacas de facies Culm, presenta una suave pendiente hacia el SE, formando parte de la Superficie Fundamental del Andévalo Occidental (Díaz del Olmo y Rodríguez Vidal, 1989). Las cotas máximas sobrepasan los 200 m. hacia el NNO y las mínimas se sitúan en torno a los 50 m. hacia el S, aunque su inclinación principal sea hacia el SE, excepto al sur de Villablanca que es N-S (Flores, 1994). Aunque esta superficie bien pudiera haber iniciado su elaboración en el Paleógeno, su mayor desarrollo parece estar vinculado con los episodios marinos transgresivos neógenos (Tortonense-Plioceno) (Rodríguez Vidal, 1992). Estos episodios elaboraron la superficie a modo de plataforma de abrasión, que quedó preservada de la erosión al quedar cubierta por los depósitos litorales neógenos.

Flores (1994) identifica y describe, en este sector, fallas de dirección NE-SO que desnivelan según escalones leves la superficie de erosión y que, por tanto, tienen actividad reciente. Algunas de ellas se reconocen en el mapa de envolvente, como alineaciones más o menos marcadas en dicha dirección. Incluso la depresión situada en torno a la inflexión NE-SO del

tramo alto del río Piedras se pueda justificar, según dicho autor, con la actuación cuaternaria de fallas de esta familia.

La tónica descrita hasta ahora se mantiene aproximadamente hacia el E. En las proximidades del río Odiel, en su margen derecha, Flores (1994) ha llegado a detectar escalones importantes en la superficie erosiva sobre materiales paleozoicos. El tramo que aparece en el mapa de envolvente, se situaría al S de los restos de estas superficies y está afectado por la erosión del Odiel y sus tributarios.

Hacia el E del río Odiel, la superficie de erosión en paleozoico está en conexión morfológica con los restos meteorizados de la formación detrítico carbonatada tortoniense transgresiva. Ésto, junto a la existencia de restos locales de depósitos de arenas litorales, apoyan la hipótesis de que la superficie de erosión sea, al menos en cierto estadio, debida a la erosión marina. Más hacia el E (Andévalo oriental) predomina el encajamiento fluvial, como rasgo morfológico más común.

Cañones fluviales

Todos los ríos importantes del área y sus tributarios están fuertemente encajados en los tramos en los que discurren sobre el zócalo. De esta forma, las superficies de erosión labradas en el paleozoico están siendo desmanteladas en la actualidad por la red fluvial, que se encaja en ella (Flores, 1994).

De todos los cañones, el más significativo es el del Guadiana y su red tributaria, en donde se llegan a desniveles de hasta 130 m. en distancias en torno a 1.5 km. El encajamiento es más importante en la parte N del mapa, suavizándose algo hacia el S; aunque, en general, es ancho en su base. En algunos puntos, la pendiente de la ladera no es continua, sino que el descenso se produce en forma de escalones o de manera que se incrementa progresivamente hacia el cauce.

El tramo del Guadiana, que se incluye en el mapa de envolvente, se dispone en una dirección aproximada N-S, dirección que el río adopta en los 30 últimos kilómetros de su recorrido y que difiere totalmente con la dirección general E-O de todo el resto de su recorrido. En Rodríguez Vidal

et al. (1991) se apunta que este tramo N-S sea relativamente reciente, resultado de una captura fluvial durante el Cuaternario. Apoya esta idea la ausencia de depósitos de terrazas en todo este tramo, la sección de depósitos aluviales cuaternarios antiguos, la nitidez del encajamiento en la superficie original y la clara atenuación del encajamiento que sus tributarios experimentan hacia sus cabeceras. Flores (1994) apunta, además, a un control neotectónico en este tramo del río Guadiana, basándose en su rectitud y en su desviación respecto a la línea de máxima pendiente.

El encajamiento del cauce principal parece no ser tan activo en la actualidad, probablemente detenido desde el máximo ascenso marino Flandriense; como prueba, la invasión de marismas en su desembocadura y la suavidad y uniformidad del tramo final del perfil del río (Fig. 15). Sin embargo, su red tributaria sí continúa encajándose y desmantelando la superficie erosiva sobre el paleozoico.

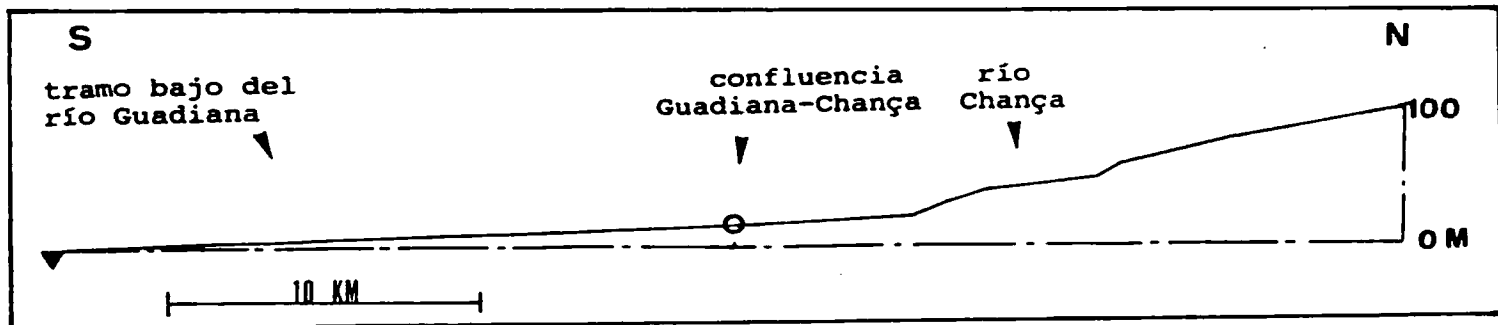


Figura 15.- Perfil del curso del río Guadiana desde su desembocadura hasta la confluencia con el río Chanza (según Flores, 1994).

Los ríos Tinto y Odiel también presentan cañones importantes en sus tramos sobre el zócalo. El primero de ellos con desniveles de hasta 80 m. en 0.5 km. Al tener una dirección en este tramo NE-SO y la superficie aplanada una inclinación hacia el SE, los desniveles van a ser mayores en la margen derecha del río. El tramo NE-SO del Tinto sobre el zócalo es relativamente corto, unos 4 km., a partir de esta distancia se dispone N-S encajándose aun más. El río Odiel, por su parte, sigue una dirección N-S y presenta desniveles de hasta 100 m. en distancias menores a 1 km.; aunque

tanto en uno como en otro las pendientes de sus márgenes son variables en sus valores y uniformidades.

Al igual que el Guadiana, el Tinto y el Odiel marchan sobre lechos labrados en rocas paleozoicas, hasta que sus cauces están invadidos por la marisma. Ésto, junto con la suavidad de los tramos finales de sus perfiles (Figs. 16 y 17), nos indica el escaso encajamiento que experimentan en la actualidad.

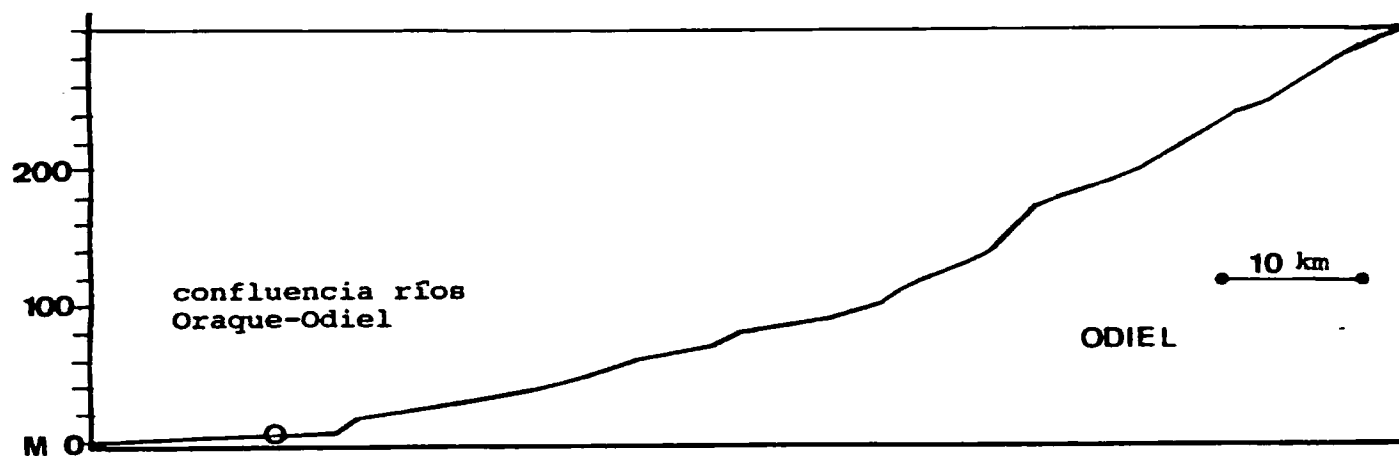


Figura 16.- Perfil del curso del río Odiel hasta la cota de 300 m.

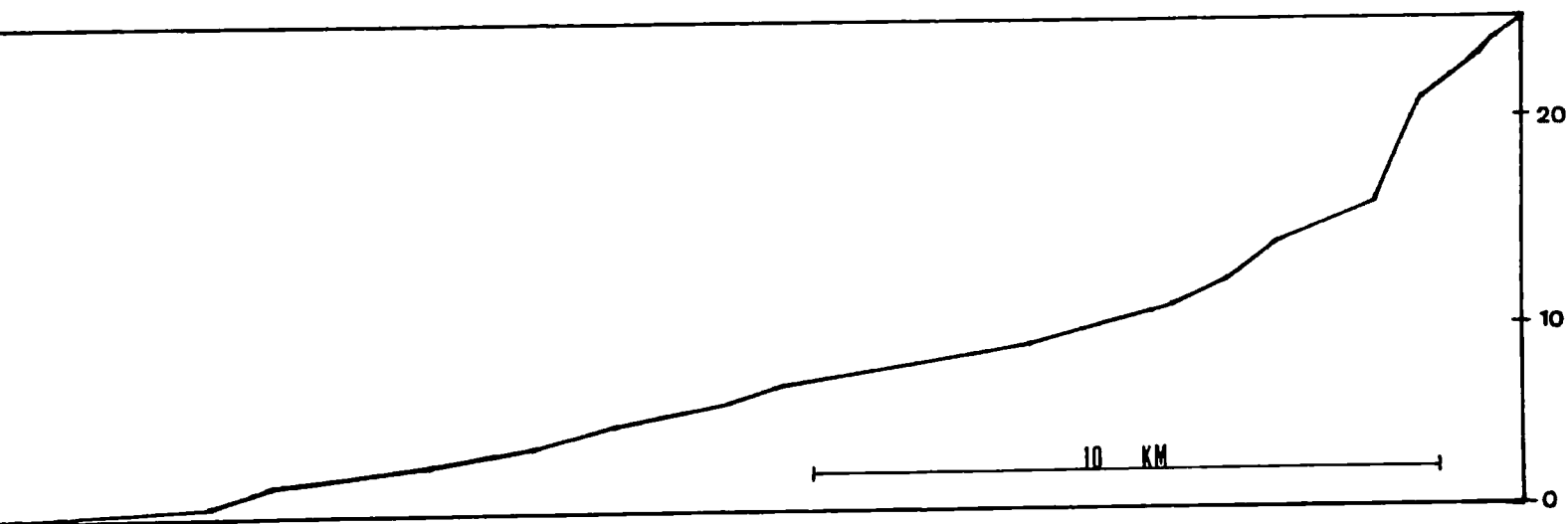


Figura 17.- Perfil del curso del río Tinto.

El río Piedras, aunque en cierto sentido está encajado en el tramo que circula sobre el zócalo, su incisión no es comparable a la de los ríos principales. En su tramo alto, orientado NE-SO, el valle presenta cierta asimetría, con una mayor pendiente en su margen izquierda; ésto se produce al coincidir aproximadamente este margen con el contacto entre el neógeno-cuaternario y el paleozoico, dándose la circunstancia, además, de que los primeros se sitúan a mayor altitud que los segundos circundantes. La incisión en su tramo medio ha provocado que el paleozoico aflore en una banda, según la dirección del río (NO-SE), con una anchura media en torno a los 4 km.; pero, en este sector, la sección del valle más que en V es en artesa (Flores, 1994). Este mismo autor reconoce la orientación mencionada como resultado de ajustes neotectónicos.

Relieves residuales sobre neógenos

Con esta denominación incluimos una extensa área situada hacia el NE en el mapa de envolvente. Se trata de aquella porción de la "depresión periférica" en la que afloran diversos términos inferiores de la secuencia neógena.

En general, esta unidad, en los extensos afloramientos situados en la margen derecha del río Tinto, presenta un morfología de rampa con una ligera y regular inclinación hacia el S, aunque la incisión y erosión de diversos arroyos como el Nicoba o el Candón distorsionan en cierta medida esta morfología. Los afloramientos de menores dimensiones, situados en la margen izquierda del Tinto, presentan una inclinación perpendicular al cauce del río, suavizándose hacia él. Las cotas más altas se sitúan por encima de los 250 m. hacia el N, mientras que hacia el S las cotas más bajas se sitúan sobre los 20 m; aunque, en algunos puntos, se pone en contacto con las marismas.

Dentro de esta unidad vamos a encontrar, por un lado a las calcarenitas tortonienses, que se disponen aproximadamente a lo largo del borde N, y por otro lado las formaciones margosas y arenosas miopliocenas, que constituyen el resto. La formación calcarenítica presenta una suave inclinación original hacia el S, aproximadamente la misma que muestran los afloramientos actuales con morfología de mesas y cuestas suaves, lo que queda reflejado en el borde N de esta unidad en el mapa de

envolvente. Las formaciones mio-pliocenas también presentan inclinaciones originales al S, aunque más suaves que las anteriores. Sin embargo, en este caso, la pendiente que refleja el mapa de envolvente responde a cuestiones erosivas en relación, en última instancia, con el río Tinto. En este sentido, es de destacar el relieve residual que constituye el bloque donde se sitúa la capital onubense.

El límite N de esta unidad con el paleozoico está constituido, en la mayoría de los casos, por los relieves en mesa y cuevas de las calcarenitas, que se elevan destacándose sobre la superficie erosiva del zócalo. En otros casos, el desnivel no es tan importante y prácticamente se produce el enganche morfológico entre estas dos unidades. Por otro lado, el límite SE con la "plataforma detrítica pliocena" está determinado por el desnivel erosivo de ésta, por debajo del cual afloran los materiales que constituyen esta unidad que estamos tratando. En medio, en las proximidades del Tinto y Odiel, las terrazas de dichos ríos están enraizadas en los relieves residuales sobre neógenos.

Hay que hacer notar que toda la red fluvial actual, tributaria por la derecha del Tinto, desde la altura de la población de Niebla hasta el límite del mapa de envolvente, está encajada de forma que hacen aflorar al paleozoico en todos los valles, quedando los restos de neógeno-cuaternario en las áreas interfluviales.

También se incluirían dentro de esta unidad los relieves que presentan los materiales neógenos que afloran como consecuencia del desmantelamiento de las plataformas fluviales. No se han representado en la figura 14, puesto que estos afloramientos son menores y el objetivo de dicha figura es el de diferenciar grandes unidades del relieve.

Plataformas fluviales NE-SO

Situada en la parte centro-occidental del mapa de envolvente, constituye una amplia y bien diferenciada unidad en el relieve de nuestra zona de estudio. Prácticamente ocupa el interfluvio Odiel-Guadiana en la zona próxima a sus desembocaduras, con algún retazo localizado en la margen derecha del Guadiana, ya en territorio portugués.

Se trata de grandes y continuas plataformas de gravas y arenas fluviales, orientadas e inclinadas desde el NE hacia el SO, aunque en su porción más septentrional sólo quedan algunos retazos a modo de cerros testigo. Estas plataformas se disponen de forma escalonada hacia el SE, haciendo que el relieve, en su conjunto, vaya descendiendo en este sentido. Las cotas más altas están en torno a los 200 m., en el NO, y las más bajas se sitúan sobre los 10 m., al SE. Todas las superficies presentan unas pendientes similares que van desde el 0.2 % al 0.4 %, aproximadamente, siendo los valores más altos los de los tramos más al N. Este conjunto de características nos han hecho identificar a esta unidad como un grupo de terrazas fluviales, correspondientes a los depósitos más antiguos del sistema Tinto-Odiel y no como los retazos de un depósito de piedemonte con morfología de glacis, como lo consideró Viguié (1974) en su Tesis doctoral.

Todo el conjunto se halla en la actualidad muy degradado, como consecuencia de la arroyada superficial que lo surca. Este hecho provoca la desconexión entre diferentes porciones de las superficies, el rebajamiento de sus cotas originales y hasta la total desaparición de ellas en algunos puntos. En este sentido, el mapa de envolvente nos ha sido muy útil, por cuanto ha servido para reconstruir la morfología original de algunas de estas superficies. Sin embargo, queda aun patente en este mapa la existencia de algunos arroyos mayores que rompen y desdibujan la morfología original. Así, como hemos mencionado antes, en el sector N de esta unidad, sólo quedan retazos más o menos grandes de superficies que destacan de su entorno rebajado, a modo de cerros testigos orientados según su dirección original NE-SO.

Hay que destacar que mientras esta unidad se presenta desconectada morfológicamente del paleozoico, con las terrazas paralelas a los ríos actuales establece una conexión importante que comentaremos en el siguiente apartado. En el primer caso, tenemos que el paso entre esta unidad y el releve paleozoico se produce a través de un desnivel, que hace que el zócalo colindante esté siempre a menor cota. Este hecho, provocado por el vaciado erosivo que hace aflorar al basamento, nos impide observar el enganche lateral original de los depósitos fluviales con el sustrato y nos hace pensar en la posible existencia de niveles de terraza más altos y

antiguos, situados al NO del que actualmente constituye el nivel más antiguo.

Por otro lado, es de destacar que el límite S de esta unidad está determinado por la brusca interrupción de todas las superficies, que llegan hasta él, con el nivel del mar actual o con las formaciones litorales más recientes.

Plataformas fluviales paralelas a los cursos actuales

En esta unidad incluimos a todo el conjunto de terrazas fluviales cuya disposición es paralela o subparalela a los cursos de los ríos y arroyos actuales. De esta forma, son depósitos de génesis clara y como tales -terrazas fluviales- han sido reconocidos, aunque no en toda su extensión, por autores previos [de Torres et al. (1975), Pastor y Zazo (1976), Zazo y Goy (1981), Santos et al. (1982 y 1983), Leyva y Ramírez (1983) y Ramírez y Leyva (1983)]. Se incluyen en este conjunto las terrazas de los ríos Tinto, Candón, Nicoba, Odiel y Piedras.

Las terrazas del río Tinto se disponen según la orientación general de este río en su curso bajo, NE-SO, e incluye hasta 9 niveles diferenciables en cartografía de detalle. La mayoría de ellos se presentan de forma discontinua y con poca extensión relativa. Poseen pendientes en torno al 0.2 %, algo mayores hacia cabecera y menores aguas abajo, y cotas entre 7 m. y 80 m. sobre el cauce del río. En el mapa de envolvente del relieve se aprecia la existencia de las plataformas mayores, aunque se pierde la diferenciación de otras menores e incluso el paso entre algunas de estas más grandes. A la altura del arroyo Candón, sus terrazas, orientadas de NE-SO a N-S, se mezclan con las del Tinto, formando un sistema en el que algunos niveles son difíciles de asimilar a uno u otro curso. Por su parte, la rivera Nicoba, que también desemboca en el Tinto, presenta un grupo de terrazas orientadas inicialmente NE-SO, en cuya génesis pueden estar implicados varios cursos que convergen en éste. Progresivamente las terrazas, igual que el cauce del arroyo actual, van cambiando a una orientación NNO-SSE hasta mezclarse con las del Tinto.

En todo el conjunto Tinto-Candón-Nicoba el enganche lateral de las terrazas más altas con el sustrato es observable en la mayoría de los casos

y se produce de forma más o menos suave. Únicamente aparecen desconectados los retazos más altos que constituyen la cima del relieve residual sobre el que se asienta la ciudad de Huelva.

El río Odiel presenta un importante desarrollo de terrazas. En su margen derecha se encuentran orientadas N-S, subparalelas a la dirección de su cauce, y algunas de ellas tienen un gran desarrollo y continuidad. En su margen izquierda se orientan NNO-SSE y tienen un menor desarrollo. Se han llegado a diferenciar hasta 6 niveles en cartografía de detalle, con pendientes en torno al 0.3 % y cotas sobre el cauce actual entre 7 m. y 65 m. Hay que hacer notar que tanto en este río como en el Tinto y en el Piedras, aunque aquí es más claro, las terrazas más bajas desaparecen al ser cubiertas por las marismas. Ésto implica que el nivel de base actual está más alto que en el momento en que se originaron dichas plataformas.

Las terrazas de la margen izquierda del Odiel están conectadas lateralmente con los relieves sobre neógenos, excepto los retazos aislados más altos situados al N. Por su parte, las terrazas de la margen derecha aparecen prácticamente desconectadas, aunque en el mapa de envolvente dé la impresión de lo contrario, debido a la reconstrucción del relieve que representa. En la porción más septentrional existe un vaciado erosivo que separa los retazos más altos de la unidad "plataformas fluviales NE-SO" con los de esta unidad. En dicho hueco afloran materiales neógenos que quedan a menor cota que las terrazas en las inmediaciones de éstas. En la parte intermedia, la terraza alta del Odiel se pone en contacto lateral con la unidad anterior, dándose en este contacto una ruptura de pendiente y un cambio en la orientación general del relieve. Sin embargo, el hecho más significativo aparece en el extremo meridional, en el que la terraza más alta N-S pasa sin discontinuidad a un tramo de dirección NE-SO, cortado al S por la actual línea de costa. Es por ello que, en nuestro mapa de envolvente, la unidad que estamos tratando no se encuentra cerrada en este sector. El tramo NE-SO lo hemos incluido en la unidad anterior, puesto que cumple con las características descritas para ella. Por otro lado, tenemos que tanto este nivel NE-SO como los dos siguientes superiores pueden ser las continuaciones de los tres niveles superiores del río Tinto, pertenecientes a la unidad de "plataformas paralelas a los cursos actuales", que trayendo esta misma dirección (NE-SO) son interrumpidos por el

estuario del río Odiel; de esta forma tenemos el enganche entre estas dos unidades.

El río Piedras tiene sus terrazas más desarrolladas y continuas en la margen izquierda. Presentan una orientación NO-SE aguas arriba y N-S en los tramos próximos a su desembocadura. Se han determinado hasta 5 niveles, con pendientes entre 0.2 % y 0.3 % y cotas sobre el lecho entre 15 m. y 70 m.. Se adosan en unos puntos a la unidad anterior, en otros a materiales neógenos que afloran por erosión previa y en otros aparecen como retazos aislados.

Domo de El Abalarío (sg. Rodríguez Ramírez, 1993)

Esta unidad se dispone adosada a la "plataforma detrítica pliocena" por el S, extendiéndose a lo largo de todo el litoral hasta las marismas del Guadalquivir. En nuestro mapa de envolvente sólo aparece una pequeña porción en el extremo SE, por lo que no es posible observar ninguna de sus características. Por ello, y puesto que esta unidad no es objeto de este estudio, no la vamos a tratar. Únicamente haremos un breve resumen de lo expuesto por Rodríguez Ramírez (1993) en su Tesis de Licenciatura.

Se trata de un relieve con forma de domo en su parte central, donde alcanza cotas de hasta 70 m. Está constituido por diversas formaciones litorales cuya superposición origina esta morfología domática. En la actualidad, es posible reconocer sobre su superficie varias generaciones de dunas parabólicas, con dirección de movimiento hacia el NE. Por el S, los procesos litorales actuales han creado un acantilado de unos 15 m. de altura media que corta a esta unidad y en el que afloran materiales detríticos cuaternarios.

La red fluvial existente sobre su superficie es de muy escasa entidad y vierte tanto al N, hacia el estero Domingo Rubio y el arroyo de La Rocina, como hacia el mar. Estos últimos se encajan fuertemente seccionando al acantilado, con excepción de los situados en el flanco occidental. En esta dirección, el acantilado baja hasta desaparecer y en su lugar se desarrollan playas-barrera, pertenecientes a la siguiente unidad, que cortan la salida de los arroyos y originan lagunas litorales.

1.2 Dominio marino

Llanuras litorales

Esta unidad está constituida por todas las formaciones actuales y/o recientes de origen litoral, que configuran relieves, en general, planos y de poca entidad. Están situadas, por tanto, en la orla de contacto del mar con el continente, en el S de nuestro mapa de envolvente. Las formaciones que la constituyen son: marismas, playas, islas-barrera, flechas litorales y dunas. Se tratan, pues, de morfologías deposicionales originadas básicamente por la dinámica marina y que, salvo las dunas, nunca llegan a superar la cota de los 10 m. Es por ello que, en el mapa de envolvente del relieve, la mayor parte de esta unidad está comprendida entre las curvas de nivel de 0 y 10 m.

Todas estas formaciones no son más antiguas de 6.500 años, que supone el momento de máximo nivel del mar en la transgresión Flandriense (Zazo et al., 1994). La elevación del nivel del mar supuso la configuración de una costa con entrantes, por inundación de los cauces bajos de los ríos, y salientes, las áreas interfluviales. A partir de este momento, con la relativa estabilización del nivel marino, y hasta nuestros días, los agentes dinámicos marinos han actuado sobre el litoral para conseguir su regularización. Como resultado de esta regularización surgen los acantilados, por erosión de los salientes, y las playas, flechas, islas-barrera y marismas rellenando los entrantes.

Todos los ríos importantes del área: Guadiana, Piedras, Tinto y Odiel presentan los tramos bajos de sus valles invadidos por marismas, cuyos límites representarían los puntos hasta los que alcanzó el máximo Flandriense. Esta formación constituye amplias zonas planas, surcadas por el río principal e innumerables caños de forma sinuosa, por donde circulan las aguas fluviales y las corrientes mareales. Por tanto, aunque se adentren kilómetros tierra adentro, se caracterizan por estar influenciadas, de forma más o menos fuerte, por el mar. Los depósitos que constituyen estas llanuras son sedimentos muy finos (arcillas y limos), que resultan de la interacción entre las aguas dulce y salada. Aquellas partes que no se inundan, ni en marea alta, están colonizadas por una abundante y

especializada vegetación, la cual contribuye a la retención de sedimentos y, por tanto, en el avance de las zonas emergidas. Así, las marismas evolucionan de forma natural, tendiendo al relleno y a la pérdida total de la influencia marina, con la consiguiente continentalización.

Los materiales erosionados en los acantilados, más lo aportado por los ríos, son redistribuidos por las olas y las corrientes litorales y depositados formando playas, islas barrera y flechas. Las primeras se adosan tanto a los acantilados más o menos estabilizados como a las flechas e islas arenosas. En estos dos últimos casos formando parte de ellas y contribuyendo, con su progresión o retroceso, al crecimiento o decrecimiento de dichas morfologías.

Las islas barrera se han desarrollado a lo largo del tramo de costa que se sitúa entre los ríos Piedras y Guadiana. La mayoría de ellas han terminado por unirse al continente, al rellenarse el espacio que las separaba, tanto por marismas como por arrastres de los acantilados que quedan al abrigo de ellas.

A lo largo de este tramo de costa, en la desembocadura de cada río importante, se desarrollan flechas y contraflechas litorales como prolongación de las playas en las que se enraizan. Estas formaciones surgen como resultado de la fuerte dinámica imperante en la costa onubense, así como a la gran disponibilidad de materiales. La intensa y constante corriente de deriva que recorre el litoral hacia Levante condiciona el crecimiento, en este sentido, de las flechas principales. Mientras que las contraflechas, adosadas en los márgenes orientales de las desembocaduras de los ríos, crecen aproximadamente en sentido contrario como consecuencia de las corrientes hacia el interior, generadas por la refracción de las olas y por las mareas.

En el río Guadiana, en la margen derecha de su desembocadura, se desarrolla la flecha de Vila Real de Santo Antonio. Enraizada en un retazo de la unidad "plataformas fluviales NE-SO", ha crecido de E a O hasta alcanzar en la actualidad unos 6.5 km de largo y 3 km de anchura máxima. Sobre ella se han desarrollado algunos cordones dunares, aunque no muy importantes, en los que en algún punto se superan los 10 m. de altura, tal

como queda reflejado en nuestro mapa de envolvente. Al abrigo de esta flecha se desarrollan las marismas del Guadiana del área portuguesa.

En la margen izquierda del estuario del Guadiana, el papel de contraflecha lo desempeñan los extremos occidentales de las islas barrera allí existentes; de esta forma, crecen y se incurvan hacia el O y hacia el interior del río. Al abrigo de estas barreras arenosas se ha formado todo el complejo de marismas de Ayamonte e Isla Cristina. Este sistema de islas y marismas, dado su escaso desarrollo topográfico, es indistinguible en el mapa de envolvente.

En la desembocadura del río Piedras tiene lugar el crecimiento de una espectacular flecha litoral que, enraizándose en antiguas islas barreras, hoy adosadas al continente, crece de forma rectilínea hacia el E, haciendo que el río tome una incurvación de casi 90º en la búsqueda de su salida al mar. En la actualidad tiene algo más de 10 km de larga, mientras que de anchura, en sus puntos máximos, tiene poco más de 0.5 km. En este reducido espacio no tiene lugar un desarrollo importante de dunas, al menos no se llegan a superar la decena de metros de altura en ellas. De esta forma, esta morfología es indistinguible, en el mapa de envolvente, de las marismas que se originan a su abrigo y en el interior del estuario del río.

En la desembocadura de los ríos Tinto y Odiel tiene lugar el desarrollo de la flecha litoral de Punta Umbría. Se enraiza en el extremo SE de la unidad "plataformas fluviales NE-SO", creciendo en un principio hacia el E y posteriormente hacia el SE, probablemente como resultado de la fuerte influencia fluvial y mareal. Tiene unos 9 km de largo por algo más de 2 km de anchura máxima. Sobre ella ha tenido lugar un buen desarrollo de cordones dunares, los cuales, en función del cambio en la dirección de crecimiento de la flecha, se disponen en abanico. Hacia el NO de la flecha los cordones dunares se solapan, alcanzándose en este punto las cotas más altas, cercanas a la veintena de metros. En el resto del sistema dunar las alturas se sitúan en torno a los 10 m., superándolos en numerosas ocasiones. De ahí que en el mapa de envolvente sea perfectamente reconocible esta formación, pues se sitúa en torno a la prolongación ESE de la curva de 10 m. en el margen derecho del estuario del Odiel.

En el otro margen del estuario tenemos la contraflecha de Punta Arenilla. Esta formación se enraiza en el extremo occidental del domo de El Abalarío, tomando una dirección de crecimiento hacia el NO. Tiene unos 4 km de longitud por 1 km de anchura. En la zona de enraizamiento existe un cordón dunar activo de hasta 20 m. de altura en algunos puntos, reconocible en el mapa de envolvente. Estas dunas persisten hacia el E hasta las proximidades de Mazagón. En su desarrollo han provocado el cierre de algunos arroyos, con la consiguiente formación de lagunas litorales.

La barrera que la flecha de Punta Umbría y la de Punta Arenilla han supuesto en la bocana del entrante marino, que constituía las desembocaduras de los ríos Tinto y Odiel, ha favorecido la rápida colmatación de dicho entrante, con la consiguiente formación de las marismas actuales.

1.3 Relación temporal entre las distintas unidades del relieve

A lo largo de las descripciones de las diferentes unidades del relieve, se ha hecho mención a las relaciones temporales entre ellas. En este apartado, vamos a resumirlas y a tratarlas en su conjunto.

"Las superficies sobre el zócalo" es la unidad de relieve más antigua en nuestra zona de estudio. Como hemos visto, pudieron originarse en el Paleoceno, aunque su desarrollo principal tuvo lugar, probablemente, durante los episodios transgresivos neógenos. Hacia el S, cubriendo estas superficies, se encuentran los depósitos neógenos de relleno de cuenca, cuyos restos culminantes constituyen la "plataforma detrítica pliocena". Por tanto, esta unidad, que en principio enlazaría morfológicamente con el zócalo paleozoico, sería en orden de antigüedad la segunda de la zona.

El vaciado erosivo que durante el Cuaternario ha tenido lugar en el contacto entre los materiales paleozoicos y la plataforma sedimentaria neógena, ha provocado la desconexión de ésta de su raíz natural y la exhumación del zócalo con su morfología previa. Este vaciado es el responsable, además, de los "relieves residuales sobre neógenos" y de la formación de las diversas series de terrazas fluviales. Por tanto, estas

unidades serán, en su génesis, posteriores a la "plataforma detrítica pliocena"; aunque la primera de ellas esté constituida por materiales más antiguos.

Las "plataformas fluviales paralelas a los cursos actuales" en unos puntos se adosan a los "relieves residuales sobre neógenos" y en otros aparecen como retazos aislados elevados sobre ellos. En el primer caso las plataformas serían posteriores y en el segundo serían al menos anteriores a los relieves residuales más inmediatos. Esto nos hace pensar en que el origen de los segundos está en relación con los niveles de base que representan las distintas plataformas y que en líneas generales se pueden considerar simultáneos.

La relación entre las "plataformas fluviales NE-SO" y las "paralelas a los cursos actuales" está clara, pues, como vimos con anterioridad, las primeras serían los niveles más antiguos que enlazarían, sin discontinuidad, con las segundas. De esta forma, y según hemos visto en el párrafo anterior, estas "plataformas NE-SO" son fundamentalmente anteriores a los "relieves residuales sobre neógenos". Esto está corroborado por la práctica inexistencia de adosamientos de las plataformas a los relieves residuales -para buscarlos habría que ir a la cartografía de detalle- y a la aparición de estos últimos en los huecos que resultan del desmantelamiento de las primeras.

Los "cañones fluviales" del Tinto y del Odiel, al tener la misma dirección que las "plataformas fluviales paralelas a los cursos actuales", serán simultáneos a ellas. Por su parte, el cañón del Guadiana, al seccionar a algunas de las "plataformas fluviales NE-SO", es claramente posterior a esta unidad. Puede ser simultáneo a los del Tinto y del Odiel o posterior, al no tener depósitos paralelos.

La unidad "domo de El Abalarío" se desarrolló adosada al flanco S de la "plataforma detrítica pliocena", por tanto es posterior a ésta. Las relaciones con las otras unidades no están claras, al no tener contacto con ellas. Únicamente podemos decir, en función de las dataciones realizadas por otros autores (Borja, 1992), que probablemente, al menos en sus inicios, fuera simultánea con los niveles más inferiores de terrazas paralelas a los cursos actuales.

La unidad de las "llanuras litorales" es la más reciente, pues afecta a todas las unidades anteriores, cortando a unas y cubriendo a otras.

2. MODELADOS EN ZÓCALO

2.1 Introducción

El zócalo hercínico constituye el límite y el basamento de nuestra zona de estudio. Por esta razón, vamos a hacer referencia a los modelados fundamentales que en él se encuentran. De hecho, en el apartado anterior, ya hicimos mención de ellos; aunque, de todas formas, su tratamiento no va a ser todo lo profundo que el tema se merece.

Al ser un relieve existente desde el Carbonífero, los procesos y los tipos de modelados que en él se han producido han sido muy numerosos y la mayor parte de ellos han desaparecido. El objeto de su estudio supondría un trabajo tan ingente como el que nos ocupa, además de corresponderse con procesos y modelados que poco o nada tienen que ver con aquellos a los que les atañe el peso principal de este estudio. De esta forma, en la cartografía geomorfológica, hemos optado por dejar en blanco todo el espacio correspondiente a los afloramientos de edad Paleozoico, así como a detener nuestro estudio cuando alcanzamos el límite de éste con los materiales neógeno-cuaternarios.

2.2 Rasgos generales del relieve en el Macizo Ibérico

En la actualidad, el sector meridional del Macizo Ibérico presenta una morfología de penillanura, aunque disectada por la red fluvial que vierte al Atlántico. En su conjunto aparece como un bloque elevado (400-700 m. altitud media) con escasos desniveles en el interior y con un suave basculamiento hacia el Atlántico. Sin embargo, dentro de esta aparente uniformidad, es posible diferenciar una serie de rasgos morfológicos que caracterizan los procesos que en él han tenido lugar.

A final del Paleozoico quedó conformado el relieve original de todo el Macizo Ibérico. El arrasamiento posterior dió lugar a la denominada "superficie de erosión pretriásica o posthercínica", que es el rasgo morfológico más antiguo del que todavía quedan restos. Su papel es preponderante en algún lugar, como es el extremo oriental de Sierra

Morena (Chaput, 1971), pero es un caso excepcional, pues la superficie pretriásica tiene escasa importancia en el paisaje actual (Martín-Serrano, 1991a). Este aplanamiento fué retocado durante el Mesozoico y principios del Terciario mediante procesos alterológicos caolinítico-ferruginosos, que se reconoce como la "penillanura poligénica" (Pedraza, 1978) y que se utiliza como superficie de referencia a nivel del Macizo.

Con el principio de la orogenia Alpina se produjeron los principales desniveles montañosos en el Macizo, las depresiones receptoras de sedimentos y los relieves residuales más característicos, como son los apalachienses. Durante el Paleógeno tuvo lugar el desmantelamiento de estos relieves, originándose una nueva superficie de erosión de gran entidad regional (penillanura fundamental); aunque a juicio de Solé (1954) la edad de esta penillanura sería claramente postorogénica, asignándola al Mioceno medio-terminal. Se localizan como cumbres aplanadas de sierras menores, pedimentos situados algo por encima de las cuencas terciarias y aplanamientos en el fondo de estas depresiones.

En la última etapa del Neógeno, coincidente con el relleno de las depresiones continentales, tiene lugar el rebajamiento de los bordes de la penillanura fundamental, lo que da lugar a una superficie de piedemonte que enlaza topográficamente con el techo del relleno de las cuencas. En las proximidades del contacto del Macizo con la Depresión del Guadalquivir, los depósitos marinos basales relacionados con la transgresión Tortoniense (Mioceno superior) bordean, a menor cota, la superficie paleógena y están en relación con franjas más o menos estrechas en las que la superficie ha sufrido retoques de carácter erosivo costero.

Los piedemontes, propios del último episodio de relleno de las depresiones interiores de la Meseta, están culminados por "la Raña". Estos depósitos conglomeráticos se han considerado tradicionalmente como un nivel cronoestratigráfico fijo, que marca la transición Neógeno-Cuaternario (Vaudour, 1979; Pérez González y Gallardo, 1987). De ahí, que la organización actual de la red fluvial del Macizo Ibérico se haya interpretado como cuaternaria. Sin embargo, trabajos más recientes (Martín-Serrano, 1991b) demuestran que las Rañas representan el punto de inflexión entre construcción o relleno y destrucción o vaciado de cada cuenca, más que implicar rupturas climáticas y/o tectónicas, que es lo que

siempre se había pensado. Además, como estos fenómenos no son simultáneos en todas las cuencas, la Raña no puede considerarse un nivel cronoestratigráfico; puede incluso ser, según el trabajo anterior, bastante más antigua que lo que tradicionalmente se ha considerado. A todo esto, el autor suma el hecho de que gran parte del encajamiento fluvial, en la fachada atlántica, es simultáneo a la etapa de endorreísmo de las cuencas, puesto que para que éstas pasen a ser exorréicas es necesario que la red atraviese el Macizo Hespérico. Con estos planteamientos, la organización fluvial actual de cada cuenca no es coetánea, ni tiene que referirse necesariamente al Cuaternario; es más, en el trabajo anterior, se concluye afirmando que esta organización tuvo su origen en el periodo alpino y que desde entonces no ha hecho más que reorganizarse, en base a esta herencia, de forma continua hasta la actualidad.

2.3 Modelados en el margen ibérico suroccidental

En este apartado vamos a referirnos a los modelados que afectan al zócalo más inmediato a nuestra zona de estudio.

El rasgo morfológico más antiguo del Macizo Ibérico, como es la superficie de erosión pretriásica, tiene representación, aunque escasa, en nuestra zona de estudio. Restos de esta superficie se han conservado fosilizados por los depósitos triásicos que afloran en las proximidades de la localidades de Niebla y Ayamonte. En ellos, el Trias se dispone en discordancia angular y erosiva sobre los materiales del Carbonífero, definiendo una paleotopografía previa. Este paleorrelieve es representado en Ramírez y Leyva (1983) de forma más o menos plana (Fig. 18); mientras que en Sierró et al. (1990) en unos tramos aparece aplanado y en otros con una pendiente más o menos fuerte (Fig. 19). En este trabajo, también se hace mención al estado de alteración superficial en que se encuentra el techo de los materiales paleozoicos.

Por otro lado, tenemos los extensos aplanamientos localizados sobre paleozoico al N de nuestra zona de estudio. Geográficamente este sector del zócalo se conoce como "Andévalo" en la parte española y "Baixo Alentejo" en la portuguesa; en ambos la característica fundamental del

relieve es la existencia de amplias superficies planas de pendientes suaves, sobre las que se encaja la actual red fluvial.

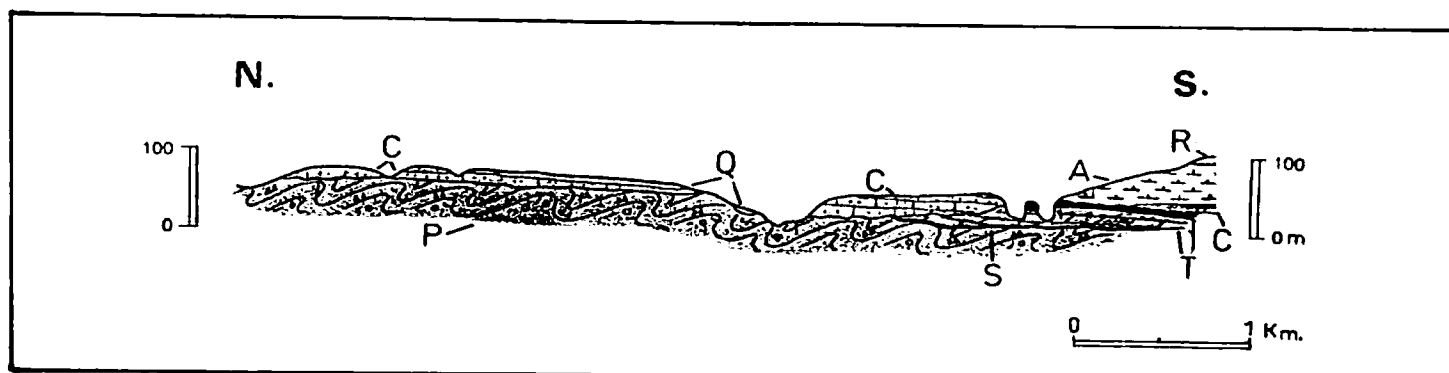


Figura 18.- Corte geológico de los alrededores de Niebla. S. Superficie pretriásica sobre Paleozoico, P. Paleozoico, T. Triásico, C. Tortoniano, A. Mio-plioceno, R. Plioceno, Q. Cuaternario (según Ramírez y Leyva, 1983).

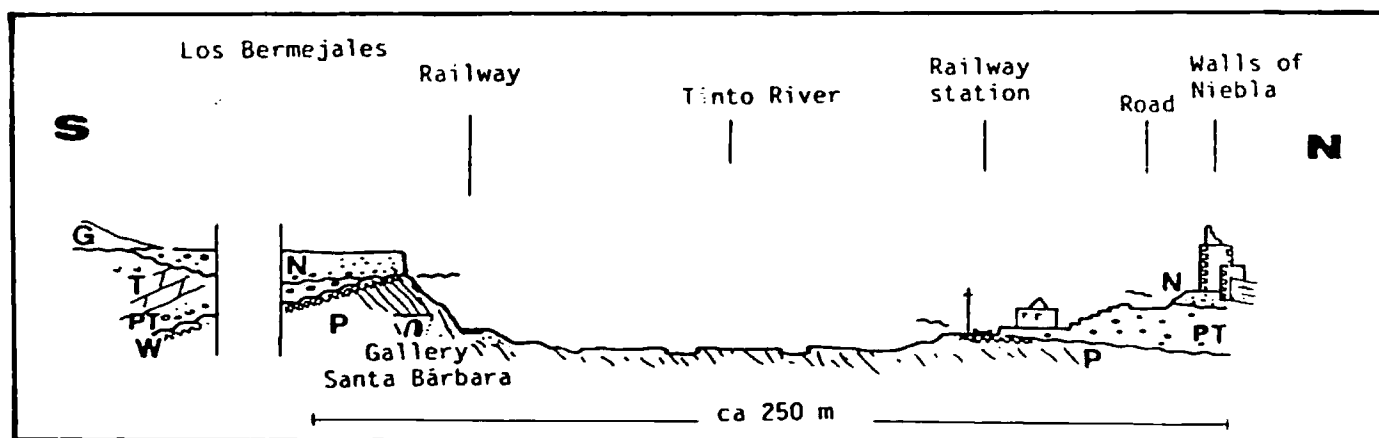
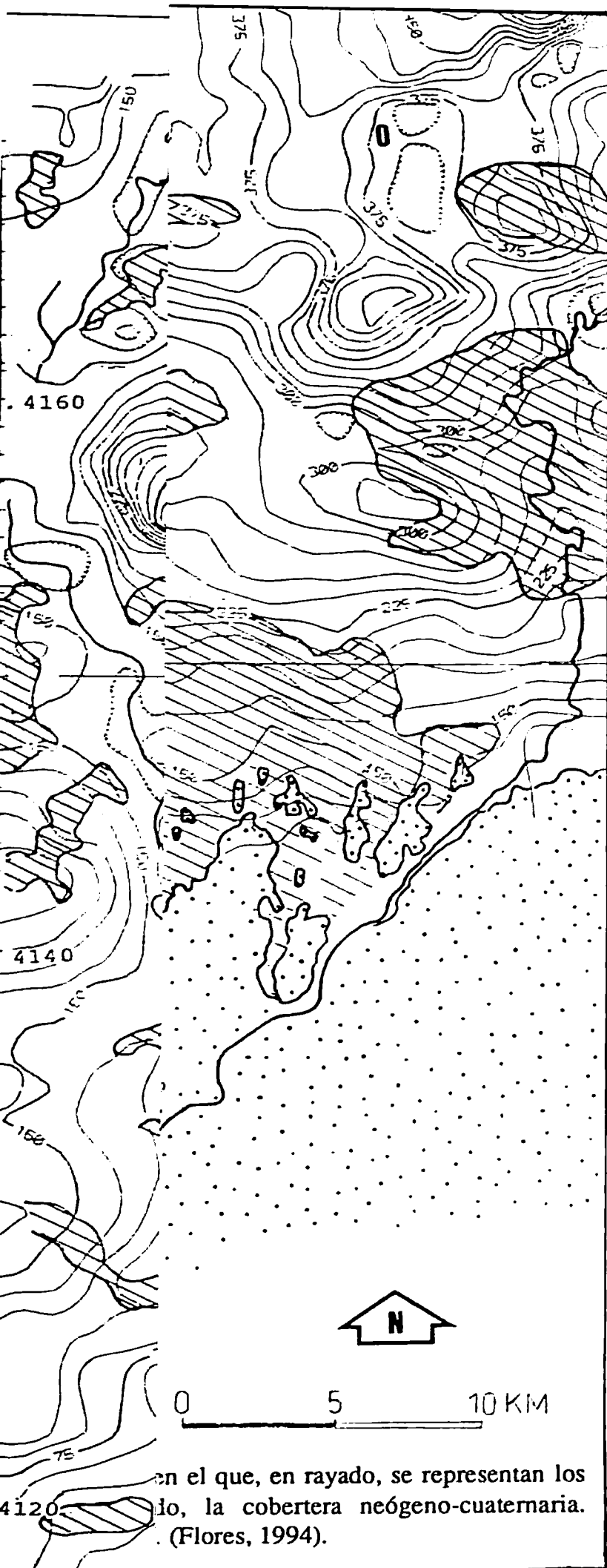


Figura 19.- Corte geológico a través del río Tinto hasta Niebla. W. Superficie pretriásica, P. Paleozoico, PT. Permotriásico, T. Triásico, N. Calcarenita de Niebla, G. Arcillas de Gibraleón (según Sierro et al., 1991).

En la figura 20, extraída del trabajo de Flores (1994), se representa la disposición y extensión de los restos de superficies aplanadas detectables en las proximidades de nuestra zona de estudio. Se observa que prácticamente todo su contorno septentrional lo constituyen restos en buen estado de conservación. Las excepciones, como es natural, se sitúan en las proximidades de los ríos principales: en una banda más o menos paralela al río Guadiana, en el área próxima al tramo alto del río Piedras, en un sector situado al oeste del Odiel, correspondiente a la rivera de Meca, y en las proximidades de los ríos Odiel y Tinto.



en el que, en rayado, se representan los
 lo, la cobertera neógeno-cuaternaria.
 (Flores, 1994).

270

El origen de esta superficie puede estar relacionado con el arrasamiento generalizado que dió lugar a la superficie de erosión del Paleógeno, la cual, como vimos antes, se encuentra ampliamente representada en el Macizo Ibérico. Sin embargo, la buena conservación y aplanamiento de determinados sectores, sobre todo los situado al S, parecen apuntar a retoques posteriores.

Aquellas superficies que se encuentran más próximas al contacto con los materiales neógeno-cuaternarios, en general las que se sitúan por debajo de los 270 m. de cota, pueden estar vinculadas con los episodios marinos transgresivos neógenos (Tortonense-Plioceno) (Rodríguez Vidal, 1992). En este trabajo, el autor realiza una reconstrucción de la paleogeografía del margen ibérico meridional durante la transgresión Tortonense (Fig. 21), situando en aquella cota (270 m.) el límite de la invasión marina. Así pues, durante estos episodios transgresivos se pudo reelaborar la superficie en un medio de plataforma de abrasión, quedando posteriormente conservada al quedar cubierta por sedimentos litorales neógenos. Esta hipótesis es apoyada por Flores (1994), basándose, además de en la morfología, en la existencia de restos de la formación detrítica carbonatada tortoniense en conexión morfológica con el Paleozoico, al E del Odiel, y restos locales de arenas litorales sobre la superficie erosiva.

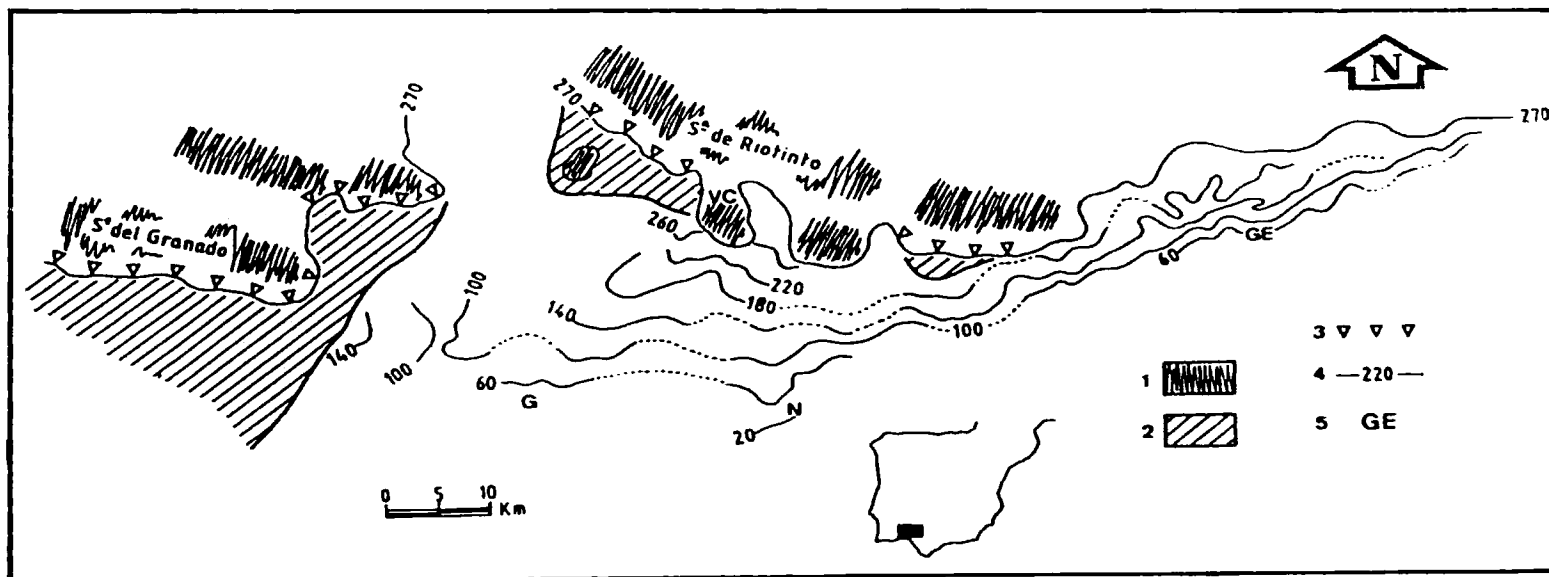


Figura 21.- Esquema paleogeográfico del margen ibérico meridional durante la transgresión tortoniense. 1. Barrera montañosa, 2. Superficie erosiva costera de carácter marino-continental, 3. vertiente relacionada con paleoacantilados, 4. paleotopografía fosilizada por la transgresión tortoniense, con curvas de nivel de cota actual en m.s.n.m., 5. Poblaciones actuales: G. Gibraleón, VC. Valverde del Camino, N. Niebla, GE. Gerena. (Rodríguez Vidal, 1992).

En el Andévalo oriental son escasos los restos de superficies erosivas. Quizás fueron más exiguas inicialmente, como parece apuntar la figura 21, en la que se observa que el paleorrelieve tortoniense es más abrupto en el sector oriental del Andévalo que en el occidental. El rasgo morfológico predominante en este tramo es el encajamiento de los cursos fluviales actuales.

En toda el área, las superficies de erosión están siendo actualmente desmanteladas por la red fluvial. Como vimos anteriormente, en torno a los cursos principales es donde se ha producido un mayor desmantelamiento, provocado tanto por ellos mismos como por su red tributaria más cercana.

El tema del encajamiento fluvial en zócalo ya fue tratado en el capítulo anterior. Aquí no vamos a profundizar más, únicamente vamos a recordar que la incisión es tan fuerte que, en algunos tramos de los ríos principales, se llegan a producir desniveles de más de 130 m. entre el fondo del valle y los restos de la plataforma erosiva. En muchos casos la incisión es limpia, de manera que la superficie presenta bordes netos, lo que indica lo relativamente reciente del evento; esto también es apoyado por el hecho de que la red tributaria suavice sus encajamientos hacia cabecera. También recordar que en la actualidad, al menos en los cursos principales, parece estar detenida la incisión como consecuencia de la última elevación del nivel del mar.

Otro evento que modifica la disposición original de las superficies de erosión es la tectónica posterior. En este caso, se hace presente fundamentalmente en forma de fallas que crean desniveles en la superficie. Dado que hemos supuesto que el desarrollo principal de estas plataformas fue a partir del Tortoniense, las fallas son de actuación posterior (Plioceno-Cuaternario), puesto que de lo contrario los desniveles creados hubieran sido borrados por la erosión. En algunos casos, la actuación de fallas deriva en la formación de valles fluviales.

Flores (1994) reconoce, en el área más próxima a nuestra zona de estudio, una serie de accidentes que desnivelan de forma leve las plataformas erosivas. Así, la superficie mayor al E del Guadiana es desnivelada por familias de fallas hercínicas NE-SO que han sufrido

reactivación reciente. Esta familia probablemente también es responsable de la depresión del tramo alto del río Piedras. En este mismo río, en su tramo medio se reconocen escalonamientos del zócalo en 3 ó 4 replanos basculados hacia el SSE. Por otro lado, en el entorno de los ríos Oraque y Odiel, próximo a la confluencia de ambos, los restos de superficies de erosión tienen escalonamientos hacia el sur, probablemente provocados por más de una falla con funcionamiento relativamente reciente.

2.4 Relación de la paleotopografía con la cobertera.

En el apartado anterior, hemos visto como la cobertera neógena se dispone cubriendo la superficie erosiva del zócalo, de manera que ha fosilizado la paleotopografía previa. El origen de este paleorrelieve, según parecen apuntar los autores citados anteriormente, estaría en los retoques que la superficie paleógena sufrió durante los periodos de ascenso del mar en el Neógeno. Ésto parece confirmarlo la relación zócalo-cobertera, vista en algunas zonas muy próximas al actual contacto entre esta dos unidades.

Sin embargo, en algunos puntos en los que aflora el Paleozoico hacia el interior de nuestra zona de estudio, se ha podido determinar que la relación zócalo-cobertera aporta otros datos interesantes.

A unos 3 km. al NO de Cartaya, en las proximidades de la unión del arroyo Tariquejo con el río Piedras, aparece, directamente sobre un afloramiento del zócalo, un paquete de gravas cuarcíticas con abundantes restos de corales y ostréidos, que se corresponde con los depósitos basales transgresivos. Sin embargo, en este afloramiento la superficie del zócalo, sobre la que se adosan estos depósitos, presenta una morfología no planar sino inclinada con una pendiente en torno al 8%. Así, en este punto, el paleorrelieve paleozoico fosilizado por los neógenos se asemeja más a una topografía con cerros y lomas que a una superficie de erosión bien definida.

En otro punto, en la margen derecha del arroyo Tariquejo, a unos 8.5 km. de su desembocadura, sobre el Paleozoico aparece un depósito de ladera, resultado de la evolución continental de un paleorrelieve sobre zócalo. Este conjunto está cubierto y fosilizado por unas arenas neógenas

con restos de fauna marina de medio somero. Así pues, tanto en este punto como en el anterior la cobertera se dispone sobre un relieve preneógeno continental y no sobre una superficie erosionada en un medio de plataforma de abrasión. Esto también es apuntado por Sierro et al. (1990), tanto en nuestra zona de estudio como en áreas más alejadas (Córdoba y Sevilla) del borde con la cuenca del Guadalquivir. En las proximidades de Niebla, estos autores describen cómo el contacto de la Calcarenita de Niebla con el sustrato determina una superficie irregular, a veces inclinada hacia el N (Fig. 19) y afectada por procesos de alteración superficial.

El que en unas zonas se conserve el paleorrelieve continental y en otras, situadas más al N, éstos hayan sido erosionados por el mar, puede apuntar a distintas velocidades de ascenso del nivel marino. Si éste asciende más rápido, las formas de los relieves que cubre tendrán más posibilidades de conservarse que si el ascenso es más lento y, por tanto, con mayor opción a erosionar. Este hecho se refleja también en la plataforma continental actual en relación con la transgresión Flandriense (I.G.M.E., 1974 y Rodríguez Vidal et al., 1992).

3. MODELADOS ESTRUCTURALES

3.1 Introducción

Las modelados estructurales se definen como aquellos cuyos rasgos fundamentales están determinados por la naturaleza de las rocas (estructura litológica) y/o sus modificaciones tectónicas postsedimentarias (estructura tectónica); por tanto, van a reflejar la composición y disposición de las masas rocosas aflorantes.

En nuestra zona de estudio se han cartografiado tres tipos de unidades morfológicas que hemos encuadrado en este apartado. En realidad, de estos tres sólo uno se puede considerar como un relieve puramente estructural. Se trata de los relieves que dan los depósitos transgresivos detrítico-carbonatados (calcarenitas) del Tortoniense. Estos materiales, al ser competentes y presentar una estructura ligeramente inclinada hacia el S, van a aflorar con morfología de **mesas** y **cuestas** suaves. Los hemos denominado como tales por sus geometrías, a pesar de que no se corresponden con las definiciones estrictas dadas para estas formas. En estas definiciones se habla de alternancia de rocas blandas, que se erosionan, y rocas duras, que resisten relativamente más, dando lugar a las mesas (horizontales) y las cuestas (algo inclinadas). En nuestro caso, esta alternancia no existe; sino que, sobre un sustrato duro, vamos a tener otra litología algo menos dura cuya erosión, condicionada por su estructura, va a dar lugar a este tipo de morfologías. Para estructuras similares Coque (1977) propugna el uso de términos como "pseudocuestas"; a pesar de ello preferimos seguir usando los términos de mesas y cuestas, por ser de más inmediata comprensión.

Los otros dos tipos de relieves, encuadrados en este grupo, son: a) aquellos que presentan los afloramientos de episodios conglomeráticos neógenos y b) los que presentan términos estratigráficamente inferiores, y de granulometría más fina, de la misma serie neógena. La morfología del primer es de plataformas más o menos planas y la del segundo de lomas suaves.

3.2 Morfoestructuras en calcarenitas

La formación calcarenitas de Niebla es, tras el zócalo hercínico y mesozoico, la litología más competente de nuestra zona de estudio; aunque, como hemos visto, presenta variaciones laterales y verticales de facies hacia términos menos cementados. Estructuralmente, esta formación se dispone inclinada ligeramente hacia el sur (Gonzalo y Tarín, 1878). Algunos autores afirman que inicialmente su disposición debió ser horizontal, pero que la tectónica posterior los basculó a la posición en que se encuentran en la actualidad (Simon, 1944). Sin embargo, en Rodríguez Vidal (1992) se define la geometría regional del sustrato previo al depósito, el cual poseía ya una inclinación hacia el S. De esta forma, las calcarenitas se adaptaron a esta paleotopografía, depositándose originariamente con dicha inclinación.

A las características de la formación anterior hay que añadir o recordar dos hechos: el primero de ellos es la menor competencia de los materiales que se disponen por encima de las calcarenitas (margas, arenas y conglomerados poco o nada cementados), y el segundo es el enorme vaciado erosivo que se ha producido a lo largo del Cuaternario en el contacto entre el zócalo paleozoico y la cuenca del Guadalquivir. Así pues, como resultado de todo ésto, tenemos que la erosión ha desmantelado en numerosos puntos la cobertera más fácil de eliminar, mientras que los materiales más resistentes (calcarenitas) han perdurado hasta la actualidad. La erosión también ha afectado a esta formación, de manera que se ha eliminado el enganche morfológico con el zócalo, ha dividido los afloramientos continuos en retazos aislados (cerros testigos) y ha producido rebajamientos en su superficie original. De esta manera, la morfología que presentan la mayoría de los afloramientos actuales de calcarenitas es de mesas o cuestas muy suaves, buzantes hacia el sur.

En nuestra cartografía geomorfológica, las mesas y cuestas en calcarenitas se concentran en su límite noroccidental, en la margen derecha del río Tinto (Hoja 4 del Mapa Geomorfológico). Aquí hay cerros testigos de diversos tamaños y afloramientos más o menos continuos que desaparecen bajo materiales más recientes. Las cotas máximas se disponen entre 135-140 m. al N, aunque algún cerro puede situarse sobre los 150 m., y las mínimas en torno a los 60 m. hacia el S., con probables rebajes

erosivos. En algunos puntos, los bordes de las plataformas están erosionados y, aunque se mantiene el salto brusco en el contacto con el zócalo, el paso desde éste hasta la cima plana se realiza mediante una ladera suave (Fig. 22). En otros puntos, el rebajamiento de los bordes ha dado lugar al afloramiento de niveles, dentro de esta misma formación, más resistentes que resaltan a modo de escalones. El paso de un escalón a otro se produce igualmente mediante laderas más o menos desarrolladas (Fig. 23).

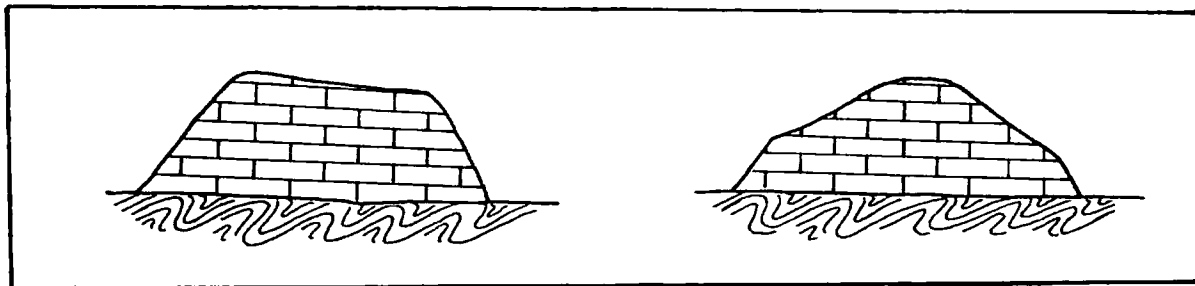


Figura 22.- Esquema morfológico del rebajamiento de los bordes de las mesas de calcarenita.

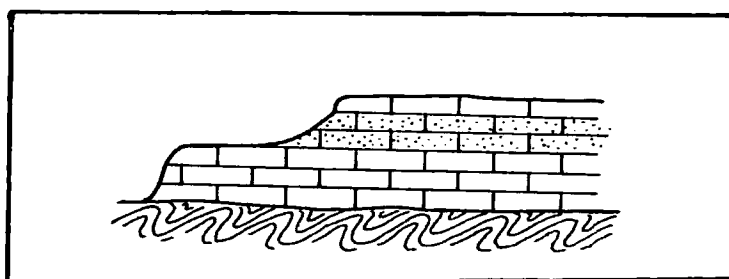


Figura 23.- Esquema de la morfología escalonada en las plataformas de calcarenita.

Como se puede observar en la cartografía, hacia el S, estos relieves en calcarenitas son cubiertos por sedimentos más recientes, bien sean por depósitos marinos neógenos (Fig. 24) o por sedimentos fluviales cuaternarios (Fig. 25). Este recubrimiento se produce, en el primer caso, mediante un pequeño desnivel positivo hacia los neógenos más recientes, dado su posición suprayacente y la erosión que ha dado lugar a los afloramientos. En el segundo caso, el paso de una a otra formación se produce de varias formas: con terrazas más altas tiene lugar un adosamiento morfológico normal, con otros más bajos la unión se produce

mediante una ladera y, en último caso, la terraza puede estar desconectada de su raíz, elevándose ligeramente sobre la calcarenita o la ladera de ésta.

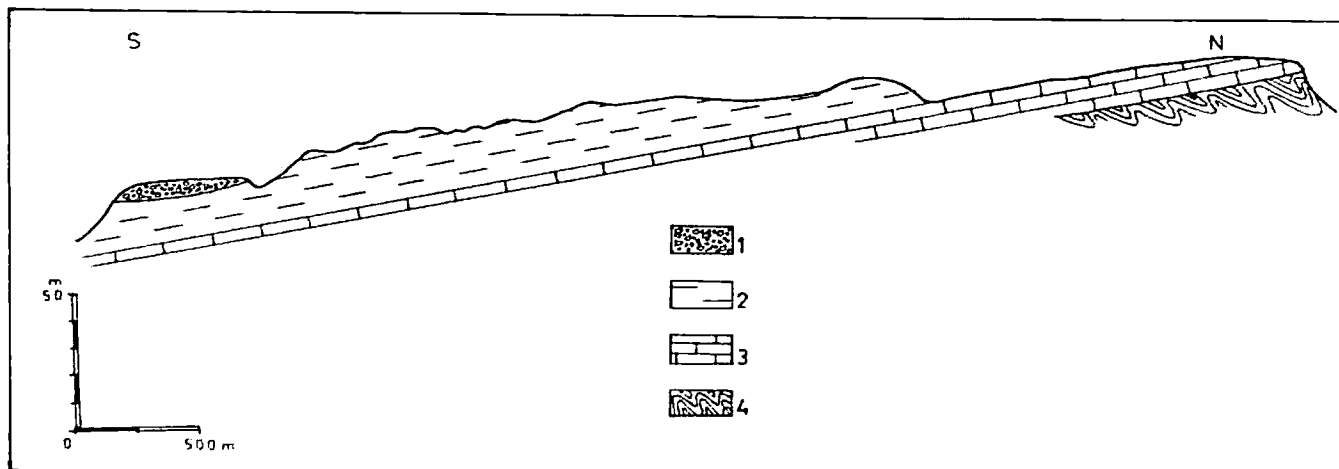


Figura 24.- Corte geológico esquemático en la margen derecha del río Tinto, al NO de Niebla. Relieve estructural en calcarenita y su relación con los relieves alomados en las margas mio-pliocenas. Leyenda: 1. Terrazas cuaternarias, 2. Margas mio-pliocenas, 3. Calcarenitas tortonienses, 4. Paleozoico.

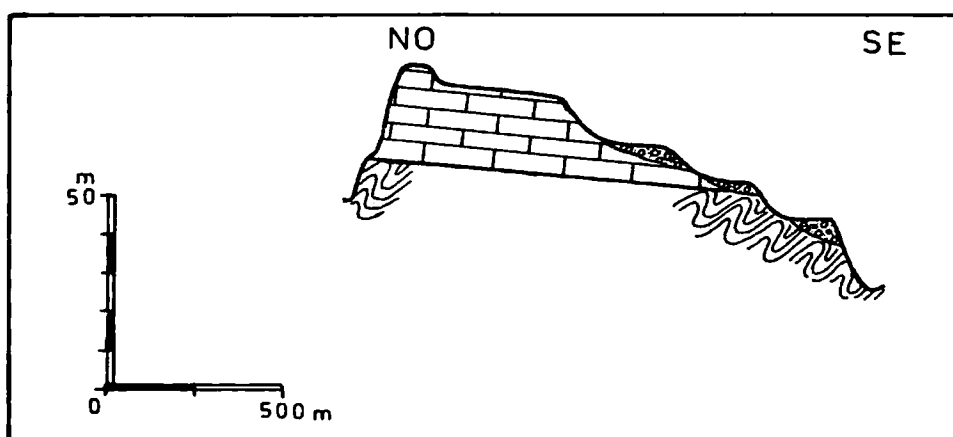


Figura 25.- Corte geológico esquemático en la margen derecha del Tinto, al E de Niebla. Relieve estructural en calcarenita y su relación con terrazas cuaternarias del río Tinto. Ver leyenda de la figura 24.

En las proximidades del río Odiel, en su margen izquierda (Hoja 3), aparece cartografiado otro afloramiento de calcarenitas con algún otro pequeño retazo aislado, constituyendo, como muchos de los anteriores, límite de zona. El afloramiento mayor presenta la morfología característica de cuesta, inclinado algo hacia el S y cubierto en esta dirección por neógenos más recientes. Su borde N se sitúa sobre 65-70 m. y se

encuentra afectado por la erosión. En una posición un poco más meridional, sobre los 50 m. de cota, vuelven a aflorar las calcarenitas como consecuencia del vaciado producido por la arroyada actual y el escaso espesor que aquí alcanzan los neógenos, menos competentes.

El afloramiento continuo de calcarenitas de mayor extensión es el que sitúa en la margen izquierda del Tinto, frente a la localidad de Niebla (Hoja 8). Esta localidad también se asienta sobre una plataforma de calcarenitas, situada sobre los 45 m. de altitud, que se continúa al otro lado del río en el afloramiento que estamos tratando. Puesto que éste se encuentra entre los 50-55 m. de cota y se sitúa al S del anterior, la plataforma de Niebla debe estar rebajada por erosión. Aparecen otros afloramientos menores como continuación hacia el NNE del mayor, también en la margen izquierda del río. La característica fundamental de este afloramiento, aparte de su extensión y la planicie que confiere al relieve, es el acuñaamiento tan importante que presenta hacia el S (Fig. 19). De esta forma, si en las proximidades del río tiene una potencia de 25 m., en algo más de 1 km. al S desaparece. En este punto, sobre el zócalo mesozoico se disponen directamente los depósitos de margas azules. Previamente, las calcarenitas son cubiertas por estos mismos depósitos, con lo que no se llega a determinar el punto exacto donde desaparecen.

Si consideramos las cotas más altas situadas al N (135-140 m.) y las más bajas (50-55 m.) a unos 9.5 km. al S, tenemos una pendiente general de esta formación, sin contar con los posibles rebajes erosivos, en torno al 0.8%. Esta pendiente, menor que la calculada por Rodríguez Vidal (1992) para el sustrato original en esta zona (en torno al 1.5 %), nos apunta a la probable atenuación de la inclinación de las calcarenitas hacia techo del depósito.

3.3 Morfoestructuras en conglomerados

Esta morfología ha supuesto uno de los problemas mayores que nos hemos encontrado en nuestra zona de estudio. Se trata de niveles de conglomerados que aparecen alternantes con arenas marinas neógenas. Cuando la erosión desmantela los paquetes superiores de arenas, más fáciles de eliminar, los conglomerados resaltan a modo de plataformas más

o menos planas, según la estructura del depósito. Esta es la situación en la que los encontramos en muchos afloramientos; es decir, paquetes conglomeráticos aplanados en superficie, que coronan, a partir de un contacto irregular, niveles arenosos neógenos. Si a esta peculiaridad, en cuanto a la morfología de afloramiento, le añadimos que la mayoría de las veces presentan características litológicas y sedimentológicas propias de medios fluviales, tenemos que en los casos en los que no hay afloramientos buenos, que es la mayor parte de las veces, su asimilación o el intento de asimilación a niveles de terrazas cuaternarias es inmediato.

Antes de llegar a deducir este hecho, la existencia de zonas amplias con estas morfologías y asimiladas, en principio, a terrazas, dentro del sistema que estábamos cartografiando, nos llevaba a un callejón sin salida en cuanto a la interpretación de un modelo coherente. Fué la visión general que nos proporcionó la cartografía completada y, sobre todo, el descubrimiento de algunos cortes buenos, lo que nos llevó a reinterpretar y determinar la naturaleza de estos relieves.

Existen precedentes de trabajos previos en los que se consideran la existencia de conglomerados en las formaciones del final del Neógeno-principios del Cuaternario. Así, Santos et al. (1982 y 1983) y Leyva y Ramírez (1983), en sus respectivos trabajos cartográficos para el IGME, hablan de una Formación Roja, en el tránsito Terciario-Cuaternario, en la que se suceden arenas y conglomerados de origen fluvio-marino. En iguales términos hablan Torres et al. (1975) y Ramírez y Leyva (1983), aunque denominan a esta formación como Arenas Basales, mientras que como Formación Roja se refieren al glacis superior.

En la zona de estudio tenemos dos amplios sectores en los que se distribuyen los relieves estructurales en conglomerados. A continuación vamos a detallar sus características fundamentales.

En el área comprendida entre los ríos Piedras y Guadiana tenemos un sector que hemos interpretado y cartografiado como plataformas en conglomerados (Hojas 5 y 10). Se trata de una franja NE-SO que se va ensanchando hacia el S y que, al llegar al litoral, se continúa paralelo a éste, siguiendo aproximadamente la cota de 40 m. Las cotas más altas se sitúan entorno a los 50 m. al N y el conjunto se inclina suavemente hacia el

SSE. Prácticamente toda la franja NE-SO se dispone en un área deprimida entre terrazas, provocada por el vaciado erosivo de un arroyo mayor (Arroyo del Prado). Hacia el S, este vaciado se acentúa por la proximidad del mar, lo que hace que la franja se ensanche y que arroyos más pequeños erosionen hasta conseguir el mismo efecto. El que los conglomerados se concentren hacia el oeste debe responder a su distribución en el sedimento, lo que quizás pueda implicar una mayor continentalización o influencia continental en esta dirección.

Litológicamente se trata de paquetes de conglomerados y arenas limosas en porcentaje variable. Los conglomerados están compuestos mayoritariamente por cuarcitas, aunque también existen fragmentos de pizarras y grauvacas, de redondeados a subredondeados, con matriz arenosa de proporción variable que puede llegar a ser muy abundante, hasta ser mayoritaria en determinados paquetes. Presentan estructuras de estratificación cruzada en surco, laminación horizontal o ligeramente inclinada, paleocanales rellenos y también estructura masiva. Todo el conjunto está teñido de rojo por óxidos de hierro, salvo lixiviado posterior.

Tradicionalmente, en este sector se han diferenciado dos formaciones conglomeráticas: la Formación Roja de origen fluvio-marino y los episodios conglomeráticos plenamente continentales que coronan los neógenos de la zona. Estos segundos se incluían en la formación de glaciares (Viguié, 1974; Leyva y Ramírez, 1983), que más tarde fueron equiparados al Alto Nivel Aluvial de Pendón y Rodríguez Vidal (1986) por Romero-Segura y Pendón (1991). En los mapas geológicos existentes aparecen estas dos formaciones claramente diferenciadas, sin embargo las diferencias reales entre ellas son muy escasas, sobre todo cuando los afloramientos no son extraordinarios, lo que se ve agravado, además, cuando no existe discontinuidad cartográfica entre ellos. Únicamente cuando se tiene una visión general y geomorfológica de la zona, es posible establecer áreas en las que los conglomerados que afloran deben pertenecer a una u otra formación. Así pues, en el sector que nos ocupa, la existencia de conglomerados asimilados a la segunda de las formaciones mencionadas anteriormente y que han sido redefinidas en este trabajo que nos ocupa como terrazas fluviales para toda la zona de estudio, nos lleva a problemas de difícil solución, como el que se representa en la figura siguiente:

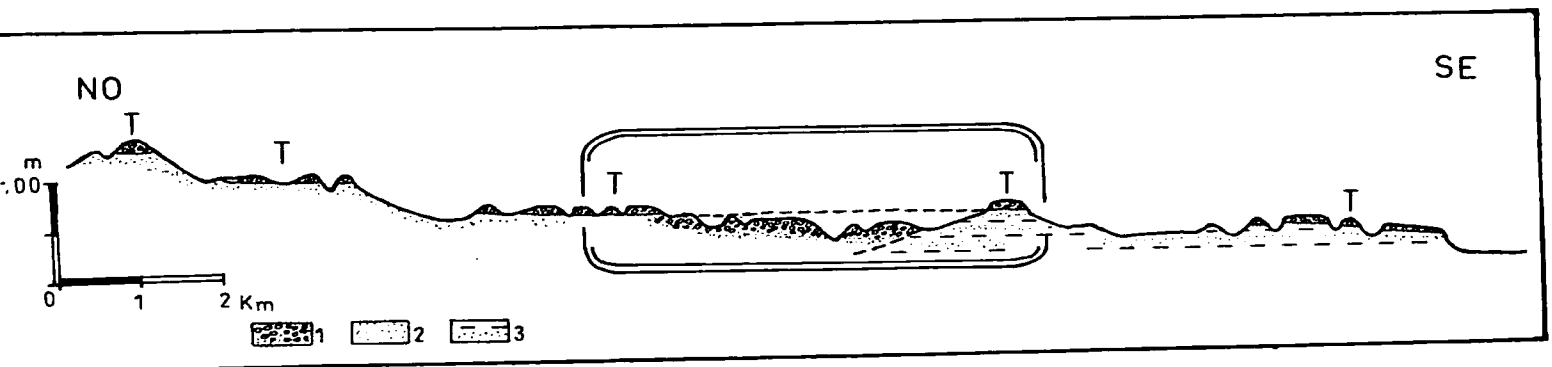


Figura 26.- Corte geológico desde La Antilla (SE) hasta Villablanca (NO), donde se observan afloramientos conglomeráticos bajo terrazas cuaternarias (T). 1. Conglomerado, 2. Arena, 3. Limo.

Aquí se puede observar como, en la secuencia general de terrazas (T) escalonadas hacia el SE, aparece un escalón inferior e intermedio hacia el NO. No son asimilables estos depósitos al arroyo en torno al cual aparece este nivel, puesto que no tiene entidad para desarrollar terrazas de esta naturaleza. Tampoco este problema tiene solución en los modelos antiguos de glaciares, puesto que si éstos descienden de NNO a SSE, no tiene explicación el que, en un momento dado, desaparezcan y vuelvan a aparecer hacia el SSE en una posición más elevada. Podría buscarse la solución en la neotectónica como hace Flores (1994). Sin embargo, el estudio detallado de algunos cortes en la zona y la correlación entre ellos nos lleva a interpretar todos los conglomerados del sector como previos a los plenamente continentales.

De estos cortes, el más significativo es el situado en las proximidades de la aldea del Pozo del Camino (Ayamonte-Isla Cristina):

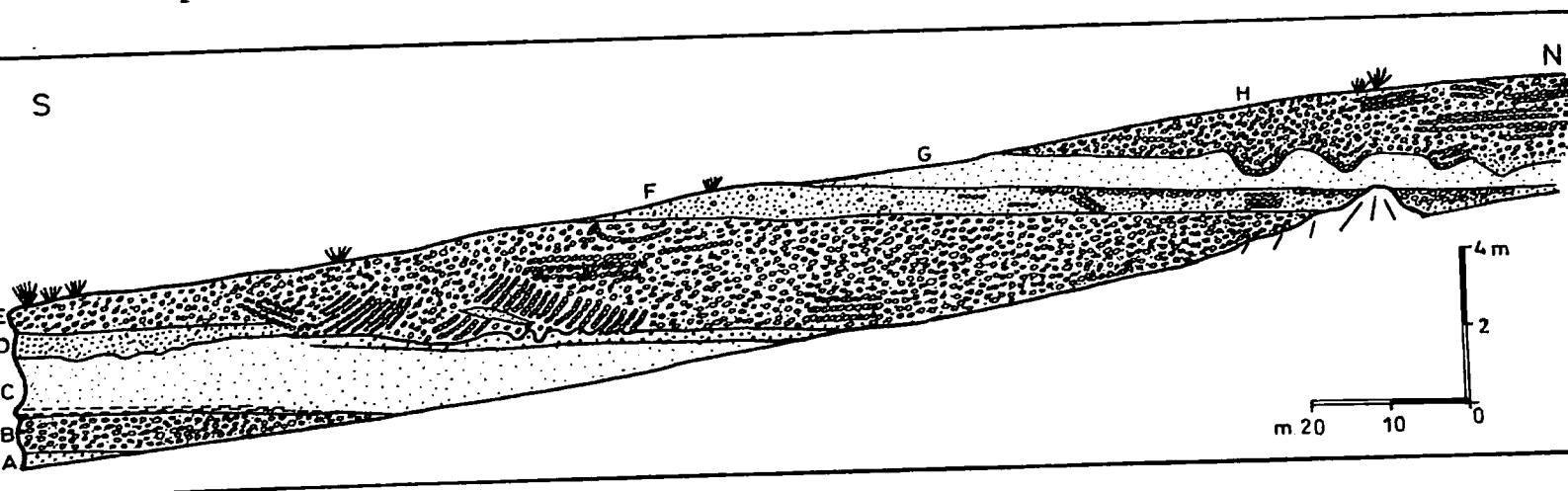


Figura 27.- Corte geológico del Pozo del Camino.

La secuencia de este corte es la siguiente:

A.- Arenas gruesas.

B.- Conglomerado masivo y caótico, con matriz abundante de arena fina. Los cantos están redondeados y son principalmente cuarcíticos, aunque también abundan los de pizarra y areniscas. Son de tamaños diversos, no mayor de 10 cm., y en algún tramo se observa cierto aumento de tamaño hacia techo.

C.- Sobre una base neta y rectilínea comienza esta unidad con una pasada más arcillosa que desaparece lateralmente. Fundamentalmente se trata de arenas finas y muy finas, con algún paquete más grueso y discontinuo hacia techo. Son abundantes los restos de fauna (*Tugonia anatina*, *Tellina planata*, *Modiolus sp.*, *Ensis sp.*, *Abra prismática*, *Dentalium sp.*, pinzas de crustáceos decápodos, gasterópodos inclasificables, etc.), así como de estructuras biogénicas (*Ophiomorpha isp.*). La distribución de esta fauna es, prácticamente para todos, desde el Mioceno hasta la actualidad (Andres, 1982), con excepción de la especie *Tugonia anatina* que es Plioceno-actual (Pantoli y Raffi, 1981). Por tanto, habría que encuadrar estos materiales en, al menos, el Plioceno.

D.- Arenas gruesas, enrojecidas y compactas que desaparecen lateralmente.

E.- Conglomerado enrojecido con abundante matriz arenosa gruesa. Los cantos son principalmente cuarcíticos y redondeados, también aparecen pizarras y otros materiales del paleozoico en menor proporción. Aunque en general los tamaños son diversos, en algunos puntos se observa cierta aumento hacia techo. Presenta estructuras de paleocanales rellenos y estratificación cruzada al S, hacia el N se hace más caótico.

F.- Arenas rojas gruesas con gravas cuarcíticas dispersas y en pasadas.

G.- Arenas finas amarillentas con restos de fauna (bivalvos) y estructuras orgánicas (*Ophiomorpha isp.*).

H.- Conglomerado muy enrojecido con tramos lavados. Los cantos son mayoritariamente cuarcíticos y redondeados, con cierto aumento de tamaño hacia techo. Presenta una base con abundantes paleocanales excavados en la unidad anterior, también laminación horizontal e inclinada hacia el N. La matriz, de arenas gruesas, es abundante y en algunos tramos es mayoritaria. Aquí no hemos encontrado fauna, pero en posiciones

equivalentes, en otros afloramientos próximos, sí han aparecido en niveles más arenosos (*Eastonia sp.*, pectínidos).

La secuencia que representa este corte es, por tanto, una alternancia de depósitos litorales someros y depósitos continentales, producidos en un momento en el que se podía pasar de un medio a otro de forma relativamente rápida. Puesto que la retirada definitiva del mar fue al final del Plioceno y la unidad C del corte se ha datado dentro de esta época, podemos ampliar esta edad a todo el conjunto. Por tanto, se trata de conglomerados más antiguos que los que constituyen las plataformas fluviales cuaternarias, aunque en apariencia sean idénticos.

El problema mayor que nos encontramos ahora, una vez determinada la naturaleza de esta formación, es delimitarla cartográficamente. En este sector, según podemos observar en el mapa geomorfológico, limita claramente por el E con unos materiales limo-arenosos marinos, que dan formas alomadas. La relación entre ellos no se ha podido establecer in situ, aunque trabajos de otros autores, sobre estos limos y arenas, han establecido edades en ellos del Mioceno superior (Tortonense superior-Messiniense) (Mayoral y Muñiz, 1994a). En este caso, los conglomerados se deberían disponer erosivamente sobre los limos y arenas, ya que en la zona de contacto estos últimos se sitúan topográficamente por encima de los primeros.

En el límite occidental y su continuación paralela a la costa tenemos que, sobre estos depósitos conglomeráticos, se disponen otros idénticos, pertenecientes a las terrazas fluviales cuaternarias. La búsqueda del contacto cartográfico entre uno y otro es tarea poco menos que imposible, al menos con los medios a nuestro alcance, por varias razones: la similitud litológica y morfológica de ambas formaciones, los más que probables enrasamientos superficiales entre ellas, debido a la degradación, y la inexistencia de buenos afloramientos. Así pues, con todas estas dificultades a la vista, el criterio que hemos usado para determinar el contacto entre unos conglomerados y otros, ha sido el altitudinal. Hacia el oeste, hemos situado este límite aproximadamente a la misma altitud en que se sitúa al este la base de los restos de la terraza, cortada por el hueco donde afloran los neógenos.

El segundo sector que hemos cartografiado, como plataformas en conglomerados, se sitúa en el extremo suroriental de nuestra zona de estudio (Hojas 7, 8 y 12). Se trata de un amplio sector que forma parte de la "plataforma detrítica pliocena" y que se extiende desde el borde de ésta hacia su interior. En el N forma una estrecha franja de dirección ENE-OSO y de 1.5-2 km. de anchura entre el borde de la plataforma y los relieves mayores de alteración, con algunos retazos más al NE. Al sur de estos relieves de alteración vuelven a aparecer estos conglomerados, continuando en esta dirección y formando una plataforma que llega a alcanzar una anchura hacia el E de 13 km. Nuestra idea es que la franja ENE-OSO y la plataforma mayor constituyen una misma unidad; es decir, una única plataforma que, inclinada hacia el S, ha aflorado por el desmantelamiento de la cubierta de arenas alteradas. Los restos de estas alteraciones constituirían los relieves mayores que se interponen entre los dos afloramientos. Algo semejante ocurriría en sus límites S y E, donde restos arenosos, algunos alterados, se sitúan topográficamente por encima de los conglomerados. Las cotas mayores se sitúan al N por encima de los 110 m. y las más bajas al S en torno a los 20 m.; todo ello en una distancia cercana a los 20 km.

Su litología está compuesta por una alternancia de arenas gruesas a muy gruesas y conglomerados, donde domina la naturaleza cuarcítica, aunque también hay fragmentos de pizarras. Los cantos son redondeados y, a veces, angulosos y su matriz arenosa de color rojo, que puede llegar a ser muy abundante. Presentan estructuras de paleocanales rellenos e imbricados, estratificación horizontal, cruzada planar y en surco.

Estos materiales han sido tradicionalmente incluidos en los depósitos continentales que coronan el Neógeno. Así, formaban parte de las capas rojas o glaciais de piedemonte definidos por Viguié (1974) o de la formación roja de Pastor y Leyva (1976). Más tarde, Pendón y Rodríguez Vidal (1986) los redefinieron como Alto Nivel Aluvial, asignándoles un origen puramente fluvial y una edad que abarcaría el tránsito Plio-Pleistoceno. En la interpretación de estos últimos autores, los depósitos conglomeráticos son el primer indicador de la instalación de la red fluvial cuaternaria, que se incide y adosa a los restos de arenas pliocenas alteradas. Nosotros mismos, intentando unir el trabajo anterior con los aportes de nuestra cartografía, pensamos en estos depósitos como terrazas

altas del río Tinto (Rodríguez Vidal et al., 1993b). Sin embargo, cuando tuvimos la cartografía completada y, por tanto, una visión de todo el conjunto, este gran afloramiento supuso un problema importante. En primer lugar por su morfología de plataforma inclinada hacia el S, con entrantes al E y sin ningún tipo de escalonamiento, cuando todo el conjunto de terrazas se disponen en bandas alargadas, inclinadas hacia el SO y escalonadas hacia el SE. En segundo lugar por su pendiente, tan alta que llega a superponerse a las cotas y pendientes de tres niveles de terraza de la margen derecha del Tinto (Fig. 28). Todo esto nos hizo pensar, teniendo además el precedente del afloramiento que tratamos anteriormente, que podía tratarse de algo previo e independiente de los depósitos plenamente continentales y asignables a la dinámica cuaternaria del río Tinto.

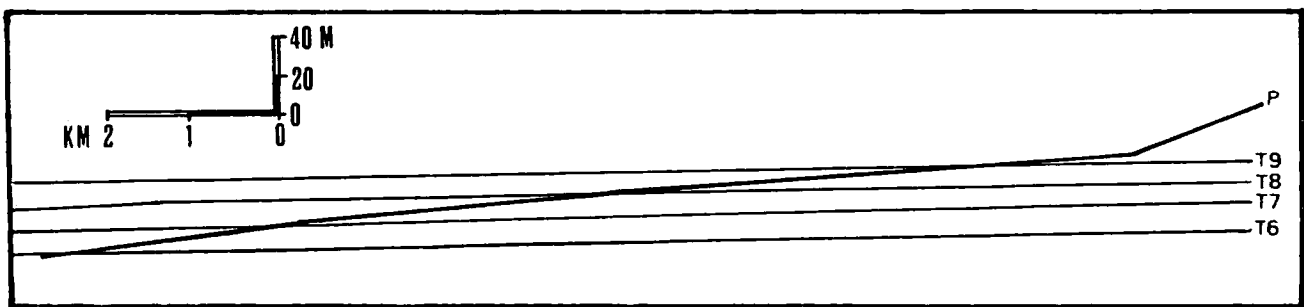


Figura 28.- Comparación de las pendientes de las terrazas (T6 a T9) del río Tinto con la de la plataforma (P) de conglomerados neógenos.

La labor de campo en este sector, intentando buscar soluciones al problema planteado, ha sido más ingrata que en el caso anterior. Sin embargo, hemos detectado hechos interesantes:

a) El carácter conglomerático disminuye hacia el N y el E, de manera que los límites en estas direcciones no están muy claros.

b) Abunda la arena gruesa con pasadas de gravas de pequeño tamaño que, en algunos tramos, se hace muy abundante. Esto mismo se ha detectado en afloramientos, hacia el E, asignados y cartografiados por otros autores como de la formación infrayacente (Arenas de Bonares).

c) Tampoco está muy claro, en algunos puntos, que el tránsito de las arenas marinas a los conglomerados tenga un carácter erosivo, simplemente parece haber un incremento en el tamaño de grano; en otros puntos, este tránsito es claramente erosivo.

d) Otro hecho interesante, constatado en numerosos cortes, ha sido la detección, sobre las arenas finas claramente marinas, de alternancia de arenas y gravas, en la que las arenas son idénticas en tamaño, color y estructura a las marinas (Fig. 29 y 30); la no aparición de restos de fauna o de su actividad, en tramos superiores, no los excluye de su posible naturaleza marina, puesto que este hecho es algo común en muchos afloramientos asignados a las Arenas de Bonares.

En el figura 29 se puede observar, además, que sobre el paquete de arenas inferior aparecen galerías fósiles de organismos marinos, pero rellenas de gravas y arenas gruesas pertenecientes a la unidad conglomerática superior. Esto mismo ha sido detectado en otros puntos por Rodríguez Vidal (com. pers.), pero con una diferencia: sobre estos "tubos" rellenos de gravas no se observan conglomerados sino arenas, idénticas a aquellas en las que se excavan las galerías; lo que implica que los depósitos conglomeráticos, de los que provenía el material de relleno, fueron erosionados antes del depósito de las nuevas arenas. Esto nos apunta a algo muy semejante a lo que se ha registrado en el sector anterior, y es a la alternancia de depósitos litorales someros (arenas bioturbadas) y depósitos continentales (gravas y arenas gruesas) o de clara influencia continental; esta alternancia pudo haber sido mayor que lo que se muestra en el registro sedimentario, según hemos podido ver en el segundo caso de madrigueras rellenas de gravas. Ambos casos, además, parecen reflejar pasos bruscos marino-continental.

Por tanto, antes de la retirada definitiva del mar y de la instalación de la red fluvial actual, existieron depósitos de naturaleza continental probablemente ligados a esta retirada y, por tanto, situados en las proximidades del tránsito Neógeno-Cuaternario. No descartamos que, puesto que las cotas de esta plataforma coinciden con las de tres terrazas en la margen derecha del Tinto, algunos tramos de ella sean en realidad restos de estas terrazas en la margen izquierda. Esto podría darse en las proximidades del borde y, sobre todo, en la parte más meridional del sector, donde los niveles conglomeráticos son más potentes y más acentuado es su carácter continental. Tampoco descartamos que en el entorno del estero Domingo Rubio, los niveles conglomeráticos hayan sido en parte removilizados por el arroyo y redepositados como terrazas suyas. Sin embargo, ninguna de las dos propuestas han podido ser probadas, ni en

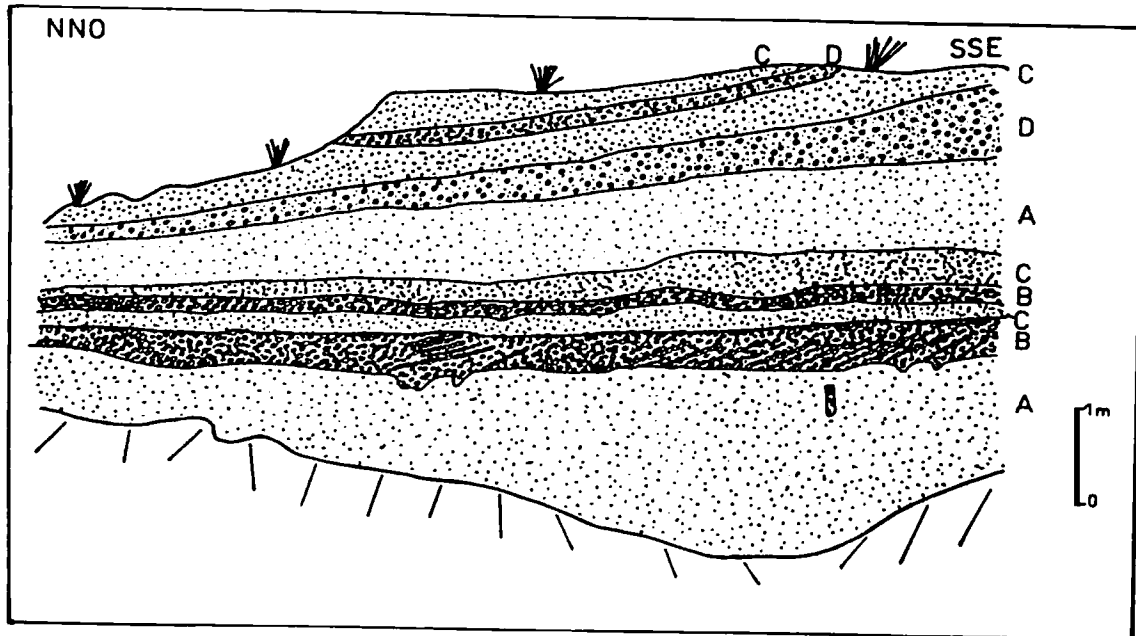


Figura 29.- Corte geológico del Neógeno superior al este de Moguer, donde puede observarse la alternancia de niveles arenosos (marinos) y conglomeráticos (continentales). A. Arenas finas amarillentas, B. Conglomerados rojos, C. Arena media, anaranjada, D. Arenas y gravas.

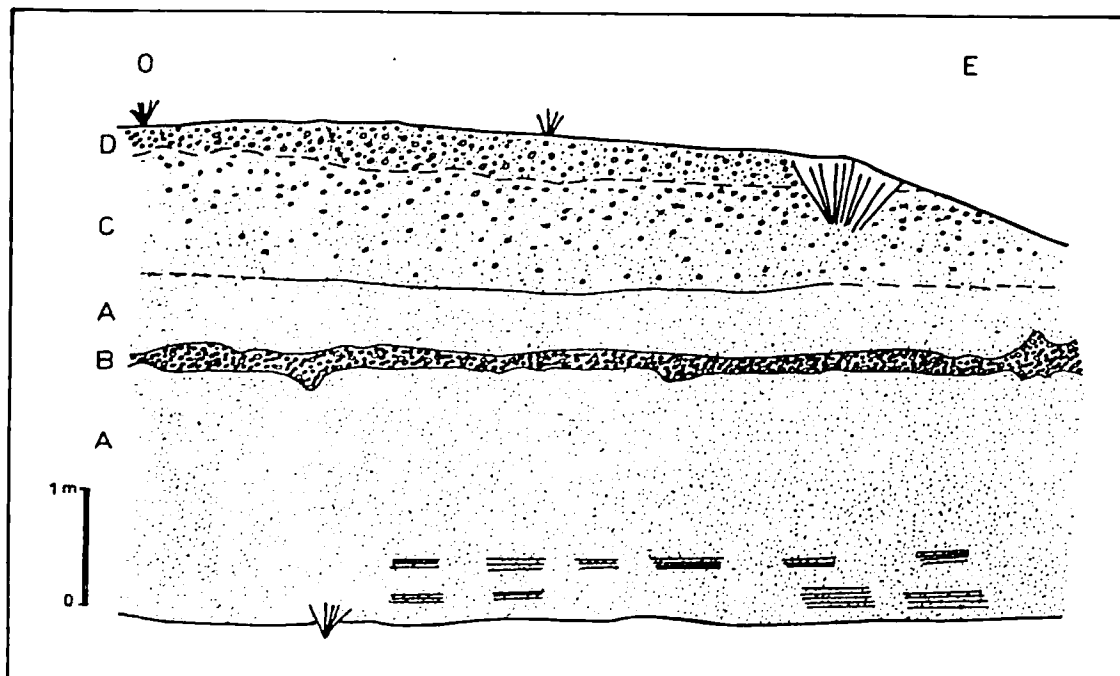


Figura 30.- Corte geológico del Neógeno superior al sureste de Moguer, donde también puede observarse la alternancia de niveles arenosos (marinos) y conglomeráticos (continentales). A. Arenas finas amarillentas, B. Conglomerados rojos, C. Arena con grava dispersa, D. Arena gruesa y grava.

el campo ni en cartografía; por lo que, aun apuntando la posibilidad, hemos incluido todo el conjunto en la misma formación.

Después de dicho todo lo anterior, varias dudas se nos plantean: ¿Cuántas veces a lo largo del Neógeno ha tenido el nivel del mar una posición relativa igual a la de los sectores descritos y ha dado lugar, por tanto, a depósitos similares? ¿Qué parte de lo cartografiado por nosotros como terrazas fluviales podría tratarse de esto mismo?. Estas cuestiones estarían más en relación con los niveles de terrazas más altos y antiguos, donde la morfología está más degradada y las relaciones con el sustrato menos claras. Sin embargo, nosotros nos hemos apoyado en criterios geomorfológicos que, pensamos que hasta el momento y hasta que se hagan estudios sedimentológicos detallados, apuntan al modelo que será defendido en este trabajo.

3.4 Relieves alomados residuales

Este tipo de relieve, ampliamente distribuido por nuestra zona de estudio, lo hemos englobado en el grupo de relieves estructurales, aunque en general no se pueda considerar estrictamente como tal. Se trata de la morfología que presentan los afloramientos de los neógenos marinos de litología poco o nada cementada, como son margas, arcillas, limos y arenas. Afloran siempre como resultado de la erosión, que puede ser poco intensa, como ocurre en algunos tramos de la denominada "plataforma detrítica pliocena"; o más intensa, como ocurre en la "depresión periférica".

La erosión, fundamentalmente en forma de arroyada superficial, va a modelar estas litologías que, dada su homogeneidad, granulometría fina y poca competencia, van a presentar formas características de lomas suaves y abiertas (Fig. 31).

Dentro de esta aparente simplicidad, hay un hecho que es importante resaltar. Si observamos los mapas geomorfológicos vemos que en la actualidad la arroyada superficial se incide en estos materiales. Los desniveles que esta incisión crea y la unión entre las cumbres y los fondos planos de los arroyos, mediante suaves laderas, van a determinar esta

morfología típica. Observamos también que las cumbres de las lomas son, por lo general, amplias y más o menos planas, con una suave ruptura de pendiente hacia las laderas. En el mapa de envolvente del relieve podemos ver, además, que las zonas en las que afloran estos materiales presentan pendientes generales hacia los ríos, arroyos principales y los que están cerca del mar, hacia éste. Ésto, traducido al relieve actual, quiere decir que son las cumbres planas de las lomas las que presentan esta inclinación general, inclinación que no se corresponde con la estructura de depósito de estos materiales neógenos y que debe estar ligada, más bien, a los procesos erosivos que le afectan o que le han afectado.

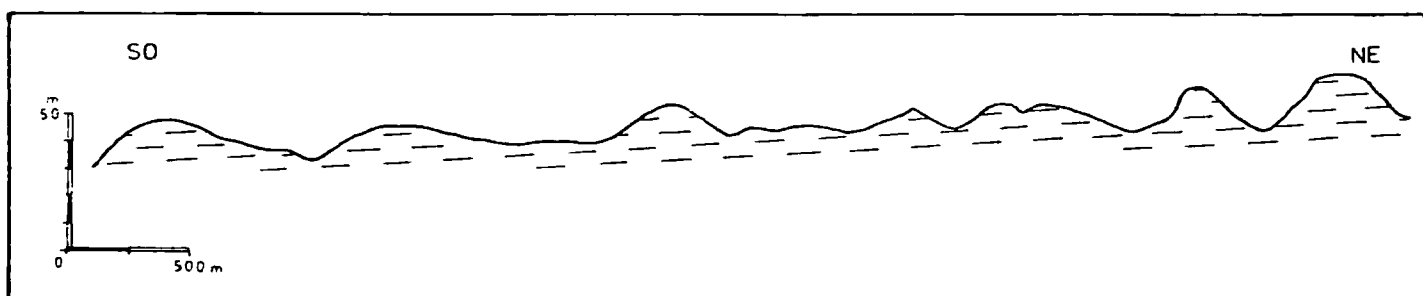


Figura 31.- Corte geológico al SO de Trigueros donde se observan los típicos relieves alomados sobre las formaciones margosas mio-pliocenas.

Como conclusión a todo este razonamiento podemos decir que estos relieves, resultado del afloramiento de neógenos marinos por vaciado erosivo, están siendo remodelados por la arroyada superficial en función del nivel de base actual. Este hecho se ha debido repetir a lo largo del Cuaternario, en función de los diferentes niveles de base que en él se han dado. Por tanto, las cumbres de las lomas representarán **residuos** de relieves previos, probablemente aplanamientos erosivos, que responderían a niveles de base diferentes del actual. Ésto está además corroborado por la existencia de diferentes terrazas fluviales, las cuales en muchos tramos se adosan a estos relieves. Sin embargo, la fácil erosionabilidad de estos materiales, junto con la existencia de numerosos niveles de terrazas, indicadores de otros tantos niveles de base, hacen imposible un estudio detallado en el que correlacionar estos relieves residuales con sus respectivas terrazas (nivel de base).

Como dijimos al principio, estos relieves están ampliamente repartidos por nuestra zona de estudio. Vamos a continuación a hacer un repaso a esta distribución, señalando los aspectos más interesantes.

En "la plataforma detrítica pliocena" (Hojas 7, 8 y 12) tenemos algunos afloramientos. Se trata de las arenas que constituyen el techo del neógeno, las cuales aparecen en superficie como resultado de la erosión de la arroyada superficial, que elimina las alteraciones que coronan a estas arenas. Aparecen, en la parte de la plataforma cartografiada, desde cotas en torno a 110 m al N hasta 20 m al S.

Ya en la "depresión periférica", pero en las proximidades del borde de la plataforma anterior (mismas hojas), se observa que estos relieves no son tan suaves ni abiertos. Por contra, presentan bruscas rupturas de pendientes, mayores encajamientos de la red fluvial y menor desarrollo de laderas, aunque éstas de mayor pendiente (Fig. 32). Así, en algunos puntos, se dan desniveles de más de 100 m. en distancias entre 1.5 y 2.5 km.; desniveles que, además, no son continuos, sino que unos tramos son más suaves y en otros más bruscos. Todo ello no es más que indicativo de la juventud de los relieves residuales de esta zona, en comparación con los del resto del área de estudio. Como consecuencia de esta juventud puede que parte del relieve aquí (rellanos, saltos...) sí este influenciado por la estructura y el afloramiento de diferentes formaciones del Neógeno (Arenas de Bonares, Arenas de Huelva y Arcillas de Gibraleón).

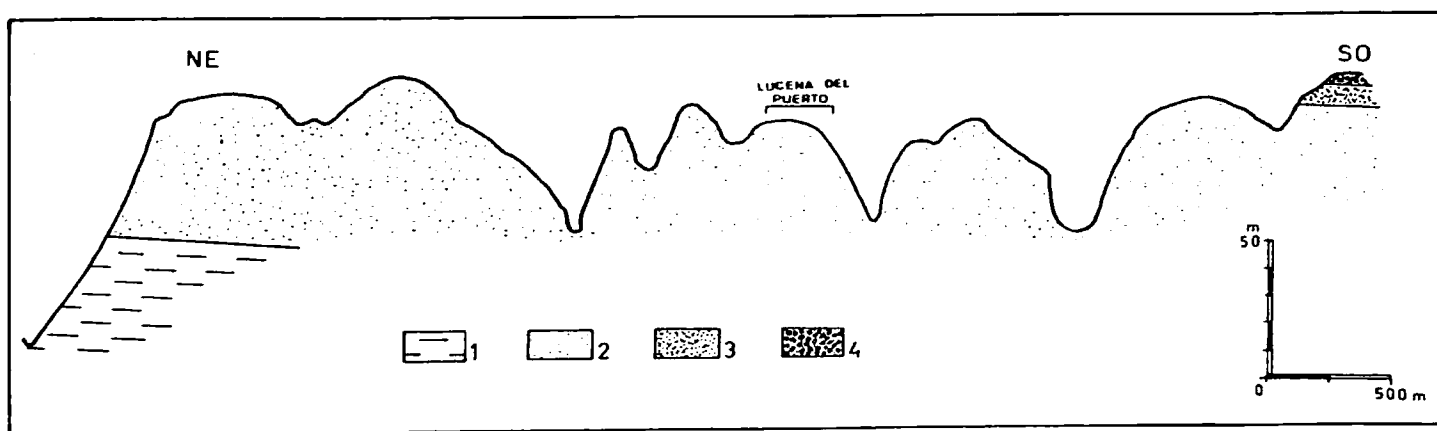


Figura 32.- Corte geológico paralelo al río Tinto en su margen izquierda, donde se aprecian los relieves alomados más energéticos cercanos a la "plataforma detrítica pliocena". 1. Arcillas de Gibraleón, 2. Arenas de Huelva, 3. Arenas de Bonares, 4. Conglomerados neógenos.

A medida que nos alejamos de la plataforma detrítica pliocena, los relieves residuales responden más a lo que hemos descrito al principio de este apartado. Así, nos adentramos en la unidad de "relieves residuales sobre neógenos", diferenciada en el mapa de envolvente, donde el vaciado erosivo ha sido más intenso. Aquí (Hojas 3, 4, 7 y 8), estas formas alomadas se desarrollan sobre litología margosa y arcillosa fundamentalmente (Arcillas de Gibraleón), con pendientes hacia el Tinto y hacia el Odiel, en las proximidades de éste, y desde cotas máximas próximas a los 130 m hasta unos 10 m de mínima. La mayor parte de las terrazas existentes en esta zona se adosan a los relieves alomados.

En el área comprendida entre los ríos Odiel y Guadiana, la erosión ha provocado la desaparición, en determinadas zonas, de la cubierta de depósitos fluviales que la debían cubrir, con el consiguiente afloramiento del sustrato marino neógeno. A continuación, vamos a destacar lo más interesante de los huecos -vaciados erosivos- mayores de este área.

En la margen derecha del Odiel, por encima de sus terrazas más altas paralelas al curso actual (Hojas 2 y 6), existe un hueco erosivo que desconecta prácticamente, salvo en algún punto al S, los niveles fluviales NE-SO de las terrazas anteriores. En este hueco afloran limos y arenas margosas hacia el N y arenas hacia el S, con morfología característica de lomas suaves. En las proximidades de los relieves mayores, que constituyen los niveles fluviales NE-SO, estas lomas se presentan algo más enérgicas; es decir, con rupturas, bordes más netos e incisiones de los arroyos más fuertes, probablemente debido a las mayores pendientes junto con posibles variaciones de litología. Todo el conjunto se encuentra inclinado hacia el Odiel (SE), de forma que las cotas mayores se sitúan en torno a los 100 m. al NO y las menores sobre los 20 m. al SE. El nivel de terraza más alto paralelo al curso del Odiel, que se pone en contacto con estos relieves, está desconectado de ellos situándose a mayor altitud que las lomas circundantes (Fig. 33). Por tanto, estos relieves residuales, al menos los más cercanos a la terraza, no se corresponderían con el nivel de base que representa dicha terraza, pues estaría degradado en función de otro inferior.

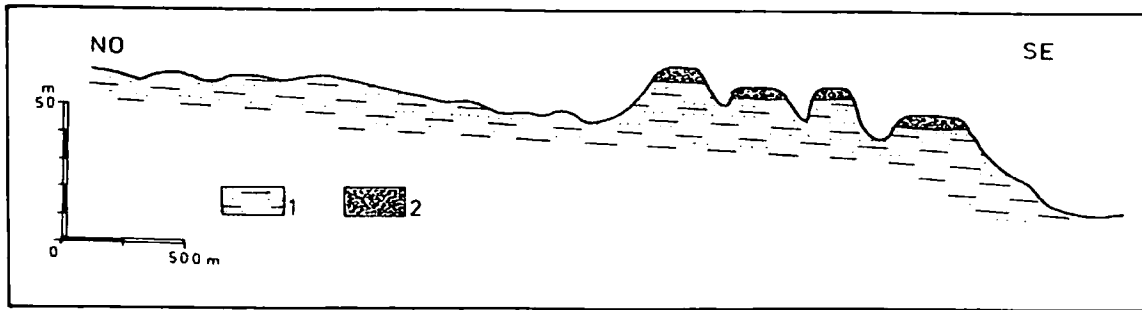


Figura 33.- Corte geológico en la margen derecha del Odiel, frente a Gibraleón. Se observa la relación de los relieves alomados con las terrazas de dicho río. 1. Limos y arcillas neógenas, 2. terrazas cuaternarias.

El hueco anterior N-S se continúa hacia el SO por un pasillo erosivo (Fig. 34) que separa dos conjuntos de plataformas fluviales NE-SO (Hoja 6). En este pasillo afloran materiales arenosos hacia el E, que van pasando a más limosos en las proximidades de la localidad de Cartaya, para hacerse más arenosos hacia el N, en el hueco que en esta dirección se abre en el entorno del arroyo Tariquejo (Hojas 2 y 6). En todo este conjunto se presenta la morfología característica descrita anteriormente, con algunos puntos más incididos debido a desplazamientos o incisión local de arroyos. La inclinación general es hacia el S en el pasillo, con cotas entre 70 y 40 m., y hacia el Piedras y el Tariquejo en el entorno de éstos, con cotas máximas sobre 150 m. y mínimas unos metros sobre las marismas del primero. Las terrazas del río Piedras se encuentran en sus proximidades y adosadas a estos relieves, aunque muchos retazos que se conservan de estos depósitos aparecen desconectados y elevados respecto a las lomas circundantes.

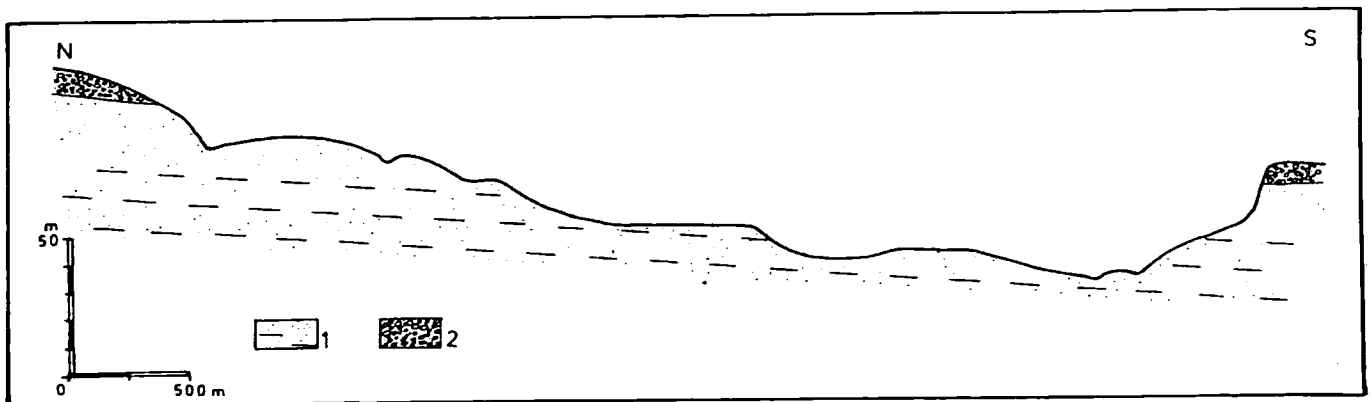


Figura 34.- Corte geológico N-S situado al E de Cartaya, donde se representa el pasillo erosivo existente entre las plataformas conglomeráticas cuaternarias. 1. Limos y arenas neógenas, 2. Terrazas cuaternarias.

En la margen derecha del tramo bajo del río Piedras, aparece otra zona en la que la erosión ha hecho aflorar materiales marinos arenosos y areno-limosos del Neógeno (Hojas 5 y 10). Esta zona presenta una característica particular como es la existencia de un área restringida, con límites más o menos netos, donde se ha concentrado la erosión de la arroyada superficial, sin que exista motivo aparente (esquina NE de la Hoja 10). Este hecho será tratado en capítulos posteriores. Aquí los relieves residuales se inclinan hacia el mar, al S, o hacia el Piedras, al ESE y las cotas se sitúan entre los 40 m. y algo menos de 10 m.

Otros afloramientos menores y de los que sólo vamos a hacer mención aparecen al N de la zona, en las proximidades de San Bartolomé de la Torre, y al oeste en las proximidades de Villablanca.

4. MODELADOS DE ALTERACIÓN

4.1 Suelos y paleosuelos en Geomorfología

La relación entre la Geomorfología y la Edafología se ha hecho más patente a medida que han ido progresando ambas ciencias. La base de esta aproximación se encuentra en que tanto las formas del relieve como los suelos son dependientes de factores ambientales comunes, tales como: el clima, la fauna-flora, las características de las rocas aflorantes, el hombre y el tiempo (Jungerius, 1985). En esta relación el intercambio y el beneficio es recíproco. Así, la Geomorfología va a aportar el marco morfológico, litológico y, en cierta medida, temporal o evolutivo, sobre el que se van a desarrollar y del que dependen los suelos. Por su parte, los aportes que la Edafología puede realizar a los estudios geomorfológicos los vamos a tratar más detalladamente a continuación:

A.- En la realización de cartografías geomorfológicas. Determinados fenómenos edafológicos van a dejar su impronta en el relieve, lo que deberá quedar reflejado en los mapas geomorfológicos de la zona. Buena prueba de ello lo constituyen las silcretas, calcretas y lateritas que, dada la resistencia que ofrecen a la erosión, ejercen una marcada influencia en el paisaje. Frecuentemente, estos rasgos edafológicos pertenecen a suelos antiguos (Goudie, 1973).

B.- En la realización de mapas de erosión de suelos. El estudio de los perfiles de suelo pueden revelar en qué partes estos perfiles están truncados y, por tanto, sometidos a erosión, y en qué partes están cubiertos por los derrubios de ladera derivados de la erosión. De esta forma, el impacto de la erosión de los suelos en el paisaje puede leerse directamente en los perfiles de éstos e, incluso, puede ayudar a establecer predicciones futuras.

C.- En el estudio de procesos geomorfológicos. En muchas zonas, la superficie del terreno no está constituida por rocas sino por suelos. En este sentido, los procesos erosivos pueden estar controlados por determinados rasgos de estos suelos, como puede ser la existencia de costras superficiales (horizonte A) o por horizontes B endurecidos (duripanes) o

menos permeables que los horizontes suprayacentes. Esta yuxtaposición parece ser una de las principales causas para la formación de cárcavas y fenómenos de *piping* (Imeson, 1978).

D.- En estudios paleogeomorfológicos. Los suelos originados en el pasado y conservados hasta la actualidad (paleosuelos), además de la influencia que puedan tener en los paisajes actuales, son una fuente de información de las condiciones existentes durante su formación.

Aunque el término **paleosuelo** ha sido de uso frecuente en las últimas décadas, los criterios por los cuales una unidad se define como tal no están claramente delimitados. Catt (1979) apunta que quizás la mayoría de los suelos actuales contengan elementos originados bajo unas condiciones ambientales alteradas o modificadas en el presente. En algunos suelos estos elementos serán dominantes, mientras que en otros serán minoritarios; pero no por ello habrá de referirse a todo el conjunto como paleosuelo. En este sentido, Ruellan (1971) habla de suelos poligénicos como aquellos que contienen ciertos rasgos "relictos" indicadores de condiciones diferentes a las contemporáneas. Para Fenwick (1985), solamente cuando un suelo ha quedado aislado de los procesos edafológicos modernos por enterramiento, puede ser considerado como un verdadero paleosuelo.

De una forma u otra, el estudio de los paleosuelos y suelos poligénicos ayudan en los estudios paleogeomorfológicos de varias maneras:

-La impronta dejada en el perfil de un suelo por los factores ambientales, existentes en el momento de su formación, puede ser determinante a la hora de la reconstrucción de dicho ambiente. Fundamentalmente, ésto es aplicable al clima, a cambios climáticos y, por extensión, a la vegetación. Una importante herramienta para la identificación de condiciones paleoambientales en suelos poligénicos lo constituye la micromorfología.

-Según el concepto de catena, algunas propiedades del suelo están determinadas por su posición topográfica. De esta forma, un suelo antiguo puede tener características que nos indiquen su posición en el paleorrelieve

(Valentine y Dalrymple, 1975) y que, por tanto, nos ayude a su reconstrucción.

-En suelos fósiles pueden sobrevivir algunas trazas de los procesos geomorfológicos que los afectaron. Por tanto, su estudio nos puede revelar la existencia de dichos procesos en el pasado y determinar los efectos que pudieron tener.

-En principio, parece factible inferir el tiempo en el que un determinado paisaje estuvo estable, por el grado de desarrollo de sus suelos. Esto es aplicable tanto a suelos enterrados como a superficiales. De esta forma, se pueden usar para subdividir una sucesión local de depósitos, para aportar datos de los tiempos que separan periodos acumulativos y para establecer correlaciones. Este campo de estudio se conoce como *soil stratigraphy* (Morrison, 1967 y 1978). La unidad "suelo-estratigráfica" es el "Geosuelo" (Morrison, 1967), la cual confiere significado climático y estratigráfico al paleosuelo. Por otro lado, existen determinadas propiedades (variaciones en el contenido de arcillas, Fe y CaCO_3) que pueden ayudar a estimar la edad de los suelos y, por extensión, de los depósitos sobre los que se originan. Sin embargo, Birkeland (1990) calcula en un $\pm 50\%$ o más el error que este tipo de dataciones puede dar. En general, el problema que tiene el uso del suelo, en este sentido, es que su desarrollo no se produce de forma monótona a lo largo del tiempo, sino que existen "umbrales" edafogenéticos (Muhs, 1984; Birkeland, 1984 y McFadden y Weldon, 1987). De esta forma, no pueden establecerse funciones cronológicas univariantes para definir el desarrollo de un suelo, pues, dada su complejidad, será más adecuado el uso de análisis estadísticos multivariantes (Harrison et al., 1990).

Concretando en el trabajo que nos ocupa, de las aplicaciones que la Edafología puede hacer a los estudios geomorfológicos, hemos empleado dos de las mencionadas anteriormente: En primer lugar, aquella a la que hace referencia el apartado A, como es la existencia de fenómenos edafológicos que condicionan el relieve y se reflejan en la cartografía geomorfológica. Y, en segundo lugar, aquella a la que se refiere el apartado D, concretamente al posible uso de suelos para establecer cronosecuencias, al menos relativas, en la secuencia general de terrazas

fluviales. La primera de ellas será tratada a continuación, mientras que la segunda se tratará en el apartado correspondiente a modelados fluviales.

4.2 Paleosuelos ferruginosos

4.2.1 Introducción

Los estudios realizados en la zona aluden a la frecuente coloración rojiza de las formaciones geológicas más recientes, como son las Arenas de Bonares y los depósitos cuaternarios. Estos enrojecimientos aparecen como tinciones en forma de manchas, pequeñas costras semejantes a alios férricos y encostramientos de mayor espesor que cementan los materiales sobre los que se desarrollan.

Algunos autores han planteado el tema de las costras ferruginosas de esta zona, desde el punto de vista edáfico (Olmedo, 1981 y Clemente et al., 1981), asignándoles un origen en relación con hidromorfía y acumulación de materia orgánica, todo ello vinculado a niveles freáticos estables; otros, considerando el origen edafológico de un tipo determinado de estas costras, enfocan su estudio con el fin de realizar aportaciones paleoambientales (Rodríguez Vidal et al., 1985); otros intentan determinar el contenido total de hierro en base a la coloración (Boye et al., 1970), estableciendo ciertas implicaciones genéticas; algunos autores han utilizado estas costras como criterio de correlación (Viguiet y Thibault, 1973; Zazo, 1979 y Chaput, 1982), asimilándolas a un suelo rojo de posible edad Plioceno superior. En sedimentos más antiguos (Mioceno superior), una sucesión de costras ferruginosas ha sido interpretado (Mayoral y Muñiz, 1994b) como marcadoras de momentos de no depósito y subexposición aérea en un medio litoral confinado.

4.2.2 Perfil de alteración y ferricreta

De todos los trabajos mencionados en el apartado anterior vamos a destacar, especialmente, el de Rodríguez Vidal et al. (1985), en el que se describe, en los alrededores de la población de Bonares, la existencia de una laterita pisolítica asociada a un antiguo perfil de alteración. Esta

alteración afecta a tramos altos y arenosos de la formación Arenas de Bonares y, en el perfil estudiado por los autores, se han diferenciado, de muro a techo, los cuatro horizontes siguientes (Fig. 35):

1. Roca inalterada; es decir, Arenas de la formación Bonares.
2. Litomarga u horizonte pálido. Constituido por unos 10 m. de arenas arcillosas rosáceas o blanquecinas, de grano grueso y poco cementadas. La mineralogía de la fracción arcilla supone un dominio casi exclusivo de caolinita, que disminuye algo hacia techo y muro (97% a 86%), aumentando en este sentido la proporción en illita y clorita (2% a 11% y 1% a 3%, respectivamente).
3. Horizonte moteado. 3.6 m. de arenas algo arcillosas con manchas ocre-amarillentas a rojizas que lo caracterizan. Los minerales de la arcilla son muy ricos en caolinita, que disminuye algo hacia techo (97% a 86%); por contra, la illita y la clorita aumentan en este sentido (2% a 9% y 1% a 5% respectivamente). Además de su aspecto moteado, es significativo, para este horizonte, unas estructuras prismáticas poliédricas, enriquecidas de óxidos de hierro en sus márgenes, que estarían ligadas a un antiguo desarrollo edáfico.
- 4.- Costra ferruginosa. De 0.2 a 0.4 m. de espesor, aunque probablemente esta potencia se encuentre disminuida en la actualidad por erosión. Se trata de un aglomerado de pisolitos ferruginosos con intercalaciones a muro de costra laminar de hasta 1 cm. de grosor. Los pisolitos son bastante esféricos y se disponen internamente en capas excéntricas de enriquecimiento en hierro, mayor hacia la superficie. El tamaño medio de los pisolitos es de 1-3 cm., aunque se dan valores mayores y con morfología externa más irregular.

Con respecto a este perfil, Torcal et al. (1990) únicamente consideran como resultado de la alteración los dos últimos horizontes. Al horizonte 2, al que Rodríguez Vidal et al. (1985) denominan litomarga, este trabajo más reciente lo considera como un nivel sedimentario (Unidad Superior de las Form. Arenas de Bonares) en el que el cambio mineralógico se debe a un cambio en el área de aportes (Neotectónico) y a un cambio climático global hacia condiciones más húmedas.

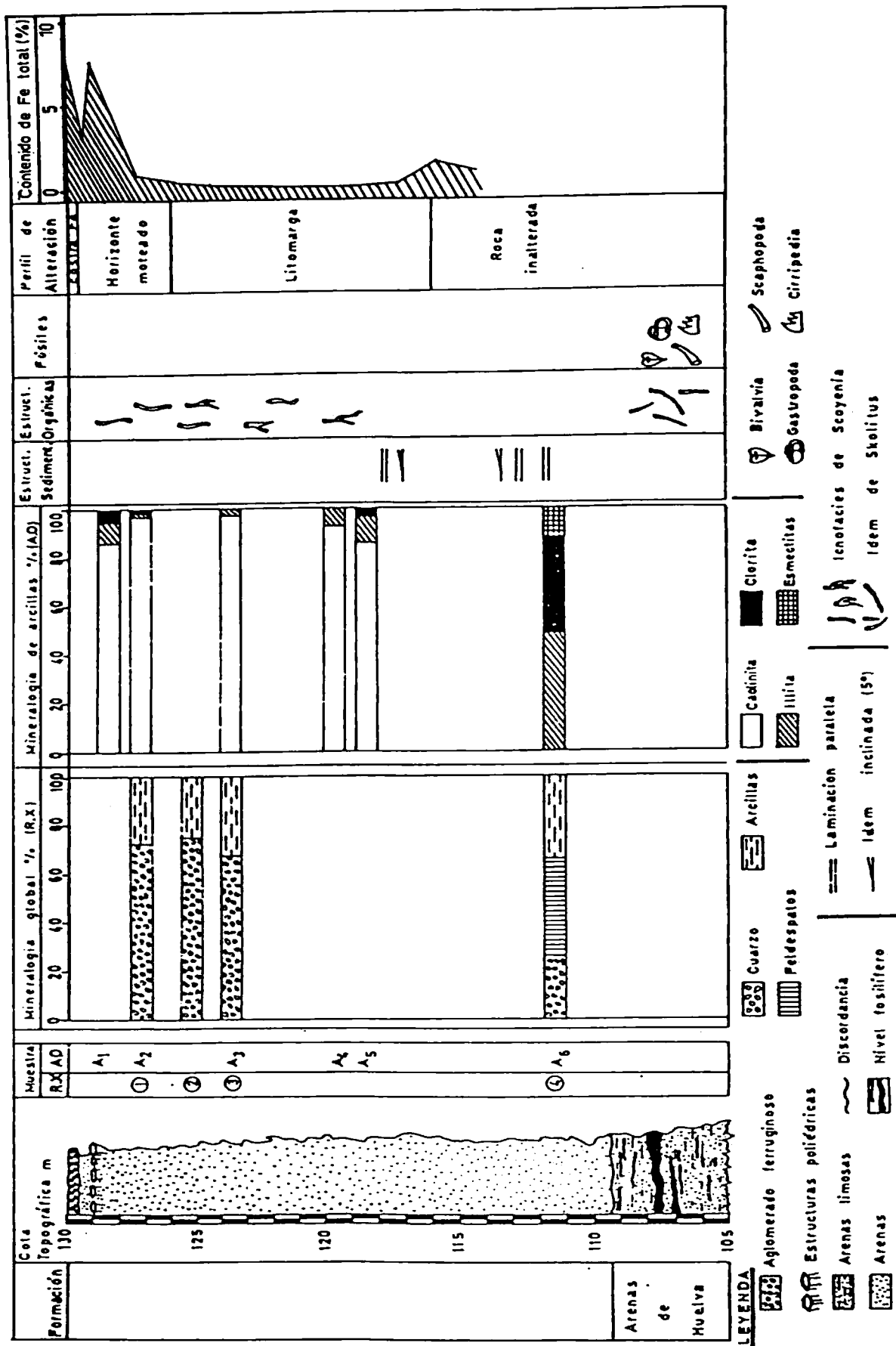


Figura 35.- Perfil de alteración que afecta al techo de la formación Arenas de Bonares.

Independientemente a la discusión anterior, la ferricreta superior constituye un horizonte edáfico fuertemente resistente a la erosión; sin embargo, los desmantelamientos que la zona ha sufrido a lo largo del Cuaternario la han afectado parcialmente, de manera que los restos que quedan de ella origina en la topografía un relieve de plataformas y mesas residuales (Fig. 36). Estos relieves se extienden, desde las proximidades de la población de Bonares, unos 10 km en dirección OSO (Hojas 7 y 8). Las cotas mayores se sitúan al N, sobre los 130 m., y las menores al S, sobre los 105 m., lo que implica, aparte de los procesos erosivos posteriores, que el relieve sobre el que se desarrolló debía presentar una suave pendiente hacia el mar.

Regionalmente esta alteración se encuentra ampliamente extendida. Al N se han localizado manifestaciones de estos procesos sobre el zócalo (Flores, 1994). Al oeste, en el vecino sector del Algarve portugués, Monteiro et al. (1980-81) describen la existencia de la ferricreta pisolítica en posiciones morfológicas semejantes a las descritas para nuestra zona. Y al E, al instalarse sobre un sustrato menos ácido, esta alteración generaría un suelo rojo con caolinita dominante (Viguié, 1974).

La existencia de una alterita bien desarrollada, sobre una roca de naturaleza sedimentaria, es indicadora para Rodríguez Vidal et al. (1985) de una serie de circunstancias peculiares: en primer término, implica unas condiciones genéticas de tipo tropical, lo cual no presupone un clima tropical típico, pero sí al menos precipitaciones del orden de 1000-1200 mm. y una marcada estación cálida y seca. En segundo lugar, la potencia del perfil de alteración y el espesor de los horizontes indicaría una prolongada estabilidad climática, relieve suavizado, niveles freáticos cercanos a la superficie con pocas fluctuaciones y una cubierta boscosa. Los autores, antes mencionados, sitúan temporalmente este episodio en el tránsito Plio-Pleistoceno. Esto estaría en concordancia con trabajos de otros autores (Diniz, 1977; Antunes et al., 1986.) en los que se informa de la existencia, hasta el Plioceno e incluso Pleistoceno inferior, de vegetación de tipo subtropical en las costas atlánticas de Portugal. Por su parte, Torcal et al. (1990) sitúan el tránsito Plioceno/Pleistoceno en el paso entre la Unidad Superior o roca inalterada y la Unidad Superior o litomarga,

★

considerando como una de las causas de esta división el cambio climático que, por otra parte, se registra a nivel global al inicio del Cuaternario.

4.2.3. Otros relieves condicionados por el perfil de alteración

En la descripción del perfil de alteración hemos hablado de un horizonte moteado situado inmediatamente debajo de la costra ferruginosa. Este horizonte constituye lo que en Edafología se conoce como un **fragipan**, el cual se define como un subhorizonte edáfico compacto, con un contenido en arcillas relativamente bajo respecto a horizontes supra o subyacentes, muy duro en seco y quebradizo cuando está humedo, con estructuras prismáticas comunes y manchas de color (moteado). El material que compacta y une (no llega a cementar) al fragipan pueden ser arcillas, sílice u óxidos hidratados de Fe y Al. Así pues, el fragipan, aunque no llega a constituir un horizonte endurecido, su compactación y escasa permeabilidad puede causar cierta resistencia a la erosión superficial, sobre todo en comparación con los depósitos arenosos en los que se desarrolla.

En nuestra zona de estudio hemos observado que cuando la ferricreta es desmantelada por la erosión, el horizonte inferior (fragipan), al presentar un cierto grado de resistencia, va a condicionar, en cierta medida, al relieve (Fig. 36). De esta forma, topográficamente por debajo de los relieves determinados por la costra ferruginosa, aparecen unas plataformas suavemente inclinadas hacia el S (Hojas 7, 8 y 12), con cotas que van desde los 100 m. en las proximidades de la costra, hasta los 50 m. en algunos retazos al S. Sobre estas plataformas es característico el desarrollo de suelos que, aun siendo rojos, no llegan a Rhodoxeralf y se clasifican como Fragixeralf arénico (Rivera y Baidés, 1987). Es frecuente encontrar en la superficie de estas plataformas, e incluso en algún momento englobado en el suelo, pisolitos ferruginosos procedentes del desmantelamiento de la ferricreta. Estos pisolitos, por su naturaleza endurecida y su geometría redondeada, ruedan con facilidad en procesos de ladera, distribuyéndose por toda el área al S de sus actuales localizaciones in situ. También se han encontrado algunos pisolitos incluidos en terrazas en la margen derecha del río Odiel, que bien podían

provenir de restos de alteraciones desmanteladas, situadas más al NO de los retazos actuales.

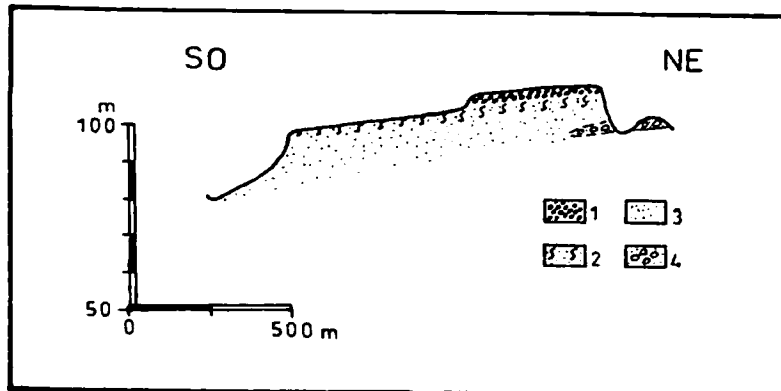


Figura 36.- Corte geológico al E de Moguer, en el que se reflejan las plataformas condicionadas por el perfil de alteración. 1. Costra pisolítica, 2. Fragipan, 3. Arenas neógenas, 4. Conglomerados neógenos.

4.3 Paleosuelos en Margas

La existencia en la zona de estudio de un paleosuelo sobre margas, que condiciona levemente el relieve, ha sido puesto de manifiesto por Flores (1994). En este trabajo, el autor informa que, en algunos puntos sobre las margas mio-pliocenas, aparece un cierto encostramiento calcareo resultado de un proceso edáfico. Este encostramiento presenta una morfología no coincidente plenamente con la topografía actual, lo que podría indicar su origen y desarrollo sobre un topografía previa, de la que conserva estos rasgos morfológicos. Además, el autor señala que por su relativa mayor resistencia a la erosión se conserva de manera preferencial en el relieve actual.

Esta costra se localiza, según el autor mencionado antes, en el Condado noroccidental, al O de Aljaraque, N de Huelva capital, NO de Lucena del Puerto, O de Bonares, entre San Juan del Puerto y Trigueros y en el Aljarafe sevillano. Para la zona N de Huelva capital, señala la existencia de una "placa" bien conservada, drenada por un arroyo que se ajusta aún a aquella topografía relicta.

Por nuestra parte, en la cartografía geomorfológica realizada para este trabajo, no hemos registrado esta morfología, dado su carácter puntual y

de detalle; en la mayoría de los casos, solamente es detectable en fotografía aérea de menor escala que la utilizada para este estudio. Puede ser que el fenómeno esté más extendido dentro de los afloramientos margosos de la zona, pero el que llegue a alcanzar el grado de consistencia necesario para condicionar el relieve, únicamente va a ocurrir, como hemos dicho antes, de forma local. Sin embargo, hemos constatado su existencia, así como hemos realizado una descripción de un perfil típico de este paleosuelo (Fig. 37):

-Horizonte superior A de unos 20 cm de espesor, caracterizado por un color marron-ocre que reflejan su mayor contenido en materia orgánica.

-Horizonte AB de transición de unos 15 cm de espesor.

-Horizonte Bt de unos 25 cm de espesor, caracterizado por una concentración de arcilla iluvial, colores pardo-rojizos más vivos y estructura poliedro-prismática.

-Horizonte Bk, con un espesor que, aunque no se puede apreciar en el corte de la figura, puede tener algo más de 1 m. Está menos estructurado que el anterior y se caracteriza por contener concreciones globulares de carbonato cálcico, lo que le da el aspecto de un horizonte heterogéneo con manchas rojas-pardas más arcillosas y blancas más carbonáticas.

-Horizonte C. Margas azules de la formación arcillas de Gibraleón.

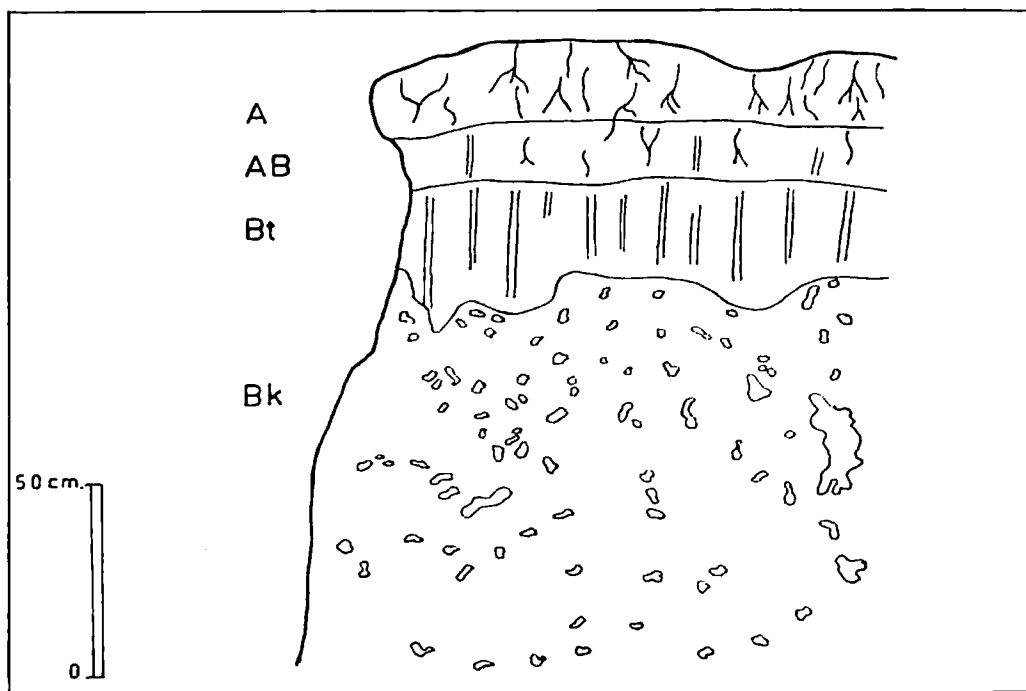


Figura 37.- Perfil del paleosuelo desarrollado sobre las margas mio-pliocenas.

Desde el punto de vista de su clasificación, no está muy claro si este suelo podría pertenecer a la Orden de los Alfisoles o a la de los Mollisoles. En función de si el epipedón es ócrico o móllico pertenecerá a uno u otro grupo. No hemos podido precisar más, puesto que el perfil no ha podido ser estudiado con más detalle, aparte que el estudio de los suelos no era objetivo en este trabajo. Sin embargo, por el contexto regional en el que se encuentra, parece más seguro que se trate de un alfisol. Lo que sí está claro es la existencia de un horizonte argílico y otro enriquecido en carbonato cálcico. Esto resulta de un lavado, persistente en la actualidad, que elimina el CaCO_3 de los horizontes superficiales (Bt) y lo concentra en horizontes más profundos (Bk). De esta forma, el horizonte Bt queda enriquecido en arcilla y el Bk en carbonato. Según ésto, en caso de ser un alfisol, se clasificaría como un Haploxeralf cálcico o, en caso de ser un mollisol, como un Argixeroll cálcico.

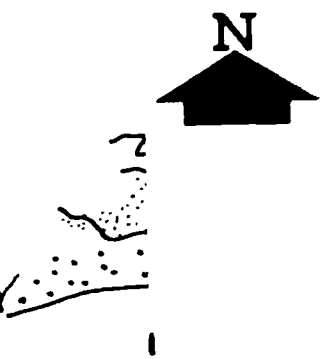
5. MODELADOS FLUVIALES

5.1 Análisis de la red fluvial actual

La zona de estudio está ocupada por una densa red fluvial (Fig. 38), que comprende desde pequeños arroyos de evacuación de las aguas de precipitación, hasta algunos de los principales cursos fluviales de la Península Ibérica. A grandes rasgos podemos decir que toda la red fluvial de la zona se ordena en cuatro cursos principales, que son de O a E: Guadiana, Piedras, Odiel y Tinto. Todos ellos en sus tramos bajos y desembocaduras, a excepción del Piedras que, al ser el menor de los cuatro, está incluida en el área de estudio la mayor parte de su recorrido.

Si comenzamos por el río Guadiana, vemos que sólo un pequeño fragmento de la parte final de su curso aparece en nuestra zona. Este fragmento pertenece al tramo prácticamente N-S (N171E) que el río adopta en sus 30 últimos kilómetros y que difiere totalmente de la dirección general E-O en su recorrido por la Meseta. Según hemos comentado en capítulos anteriores, y lo volveremos a hacer al final de éste, este tramo N-S puede ser relativamente reciente (Rodríguez Vidal et al., 1991) y tener un control neotectónico (Flores, 1994). También hemos comentado la escasa pendiente, suavidad y uniformidad del tramo final del perfil del río (Fig. 15), probablemente como resultado de la elevación de su nivel de base durante la transgresión flandriense.

En cuanto a sus tributarios sólo hemos resaltado, aparte de algunos caños de las marismas que invaden su desembocadura, dos arroyos por su margen izquierda, ambos de dirección general E-O, es decir perpendiculares al curso principal. Ambos parecen tener parte de sus recorridos condicionados por fallas E-O y ENE-OSO, con labios N levemente hundidos (Flores, 1994). Este hecho es más evidente en el que está situado más al N, arroyo Pedraza, lo que se refleja en su asimetría, con unos tributarios de mayor longitud y menor pendiente por su margen derecha.



de estudio.

Entre el Guadiana y el Piedras hay algunos arroyos orientados NNO-SSE y que desembocan directa y perpendicularmente en la costa, de dirección ENE-OSO, o en las marismas del primero. De ellos, el mayor es el arroyo del Prado, en el que algunos tramos NO-SE, NNE-SSO y ENE-SOS del mismo o de su red parecen, según el autor anterior, tener condicionamiento neotectónico (Fig. 39). En este área también hay que destacar la profunda incisión y acarcavamiento que provocan los arroyos situados al E del anterior, e incluso las cabeceras de algunos tributarios del Piedras, próximos a estos arroyos (Hoja 10).

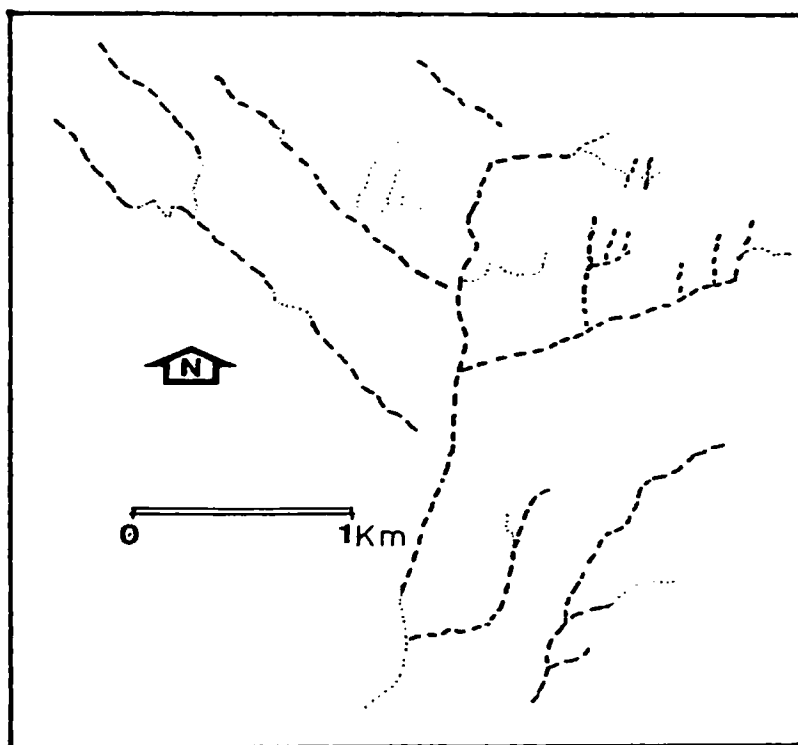


Figura 39.- Esquema de la red fluvial del arroyo del Prado (Flores, 1994).

En cuanto al río Piedras, podemos observar cómo su trazado pasa de ser NE-SO, en su tramo alto, a ser prácticamente perpendicular NO-SE en su tramo medio, y terminar con una dirección N-S en su tramo bajo. Es más que probable que el cambio de dirección que ocurre entre el tramo alto y el medio sea debido a un proceso de captura fluvial. Según este proceso, un arroyo de dirección NO-SE, probablemente reactivado por eventos neotectónicos (Flores, 1994), logró superar la barrera NE-SO de los materiales terciarios y cuaternarios y capturó la red que, según esa misma dirección, drenaba el área situada inmediatamente al NO de dicha

barrera. Un reflejo de este fenómeno podría ser el sector de mayor pendiente que tiene el río en su tramo medio (Fig. 40) y que supondría que este tramo continúa aún readaptándose al perfil resultante de la captura. El tramo bajo, por su parte, se dispone perpendicular a la línea de costa, en un ancho valle de pendiente mínima e invadido de marismas. En este valle, el curso principal pasa, de manera brusca, de estar adosado a su borde oriental a hacerlo en el borde contrario y, finalmente y de forma gradual, pasar a su posición original cerca de la desembocadura. Para Flores (1994) lo anterior indica que este tramo del río está, en cierta forma, controlado por ajustes neotectónicos.

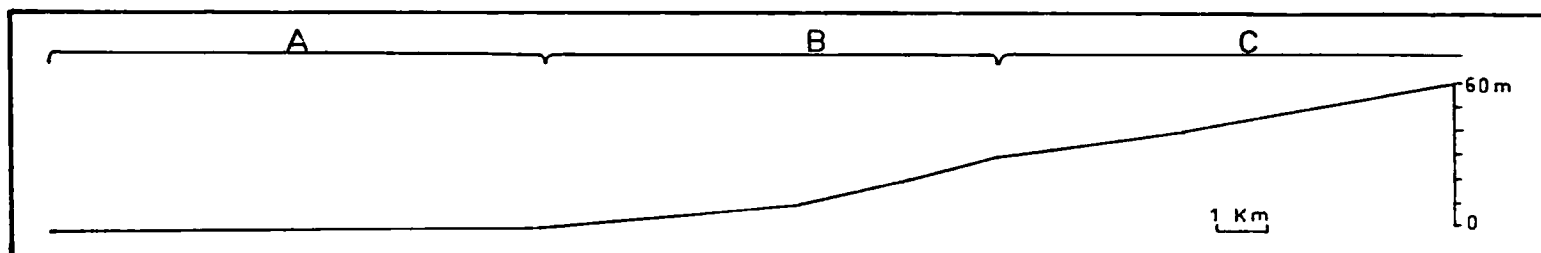


Figura 40.- Perfil del curso del río Piedras. A. Tramo bajo, B. Tramo medio, C. Tramo alto.

Los tributarios del Piedras, como se observa en la figura 38, se disponen aproximadamente perpendiculares, al menos en sus confluencias, a los diversos tramos del curso principal, o con ángulos menores de 90° . De ellos, merece la pena destacar el más importante, como es el arroyo Tariquejos, el cual posee una dirección aproximadamente rectilínea NNE-SSO, que es interpretada por Flores (1994) como resultado de una serie de accidentes neotectónicos, con leve descenso hacia el E. Esta misma orientación y rectitud es observada en otros arroyos situados en las proximidades de éste; sin embargo, la parte final de la cañada de los Hornos, situada al S de los arroyos anteriores, difiere de todos los demás -incluso con pendiente NO- adoptando una dirección solidaria y prácticamente como continuación del tramo medio del Piedras, por lo que podría tener el mismo condicionamiento neotectónico. En este mismo sentido, en la margen derecha del tramo medio del Piedras, el arroyo de la Vega se dispone, una buena parte de su recorrido, con una dirección NO-SE, dirección que continúa un tramo del arroyo situado a continuación de éste. Esta dirección es paralela a la del curso principal y, por tanto,

también podría tener al mismo carácter neotectónico. Posteriormente el arroyo de la Vega debió ser capturado por un curso menor, perpendicular a la dirección del Piedras, dando lugar al codo de captura, con un ángulo algo mayor de 90º, que presenta en la actualidad.

En el interfluvio Piedras-Odiel existen algunos arroyos de dirección NNO-SSE, aproximadamente paralelos, no perpendiculares a la costa. Estos cursos se disponen en esta dirección siguiendo la máxima pendiente topográfica (perpendiculares a las plataformas fluviales sobre las que se disponen), a pesar de lo cual Flores (1994) determina esta orientación como neotectónica. Alguno de estos arroyos presentan sus desembocaduras bloqueadas por las barreras dunares costeras, con lo que dan lugar a lagunas litorales.

Hasta aquí, la red de drenaje que tenemos es de tipo dendrítico, con cierta tendencia a la rectangularidad en algunos puntos (confluencia de tributarios con los cursos principales) y al paralelismo en otros (proximidades del arroyo Tariquejos). Esta tipología está determinada fundamentalmente por la pendiente general del terreno, en algunos casos el control neotectónico, y por la litología, compuesta principalmente por gravas y arenas gruesas.

En cuanto al río Odiel, el tramo incluido en nuestra zona de estudio, se dispone siguiendo la misma dirección de los tramos bajos de los cursos principales anteriores; es decir, aproximadamente N-S. Este hecho, junto con la rectitud de dicho tramo y las variaciones altitudinales de las formaciones neógenas, a uno y otro lado del estuario del Odiel, llevó a Viguié (1974) a considerarlo coincidente con algún accidente reciente. Flores (1994) estima que más que un accidente se trataría de una franja de debilidad estructural con cierto basculamiento al ESE.

La pendiente del río Odiel está representada en la figura 16. El tramo incluido en nuestra zona de estudio, que supondría el extremo final de dicha figura, posee una pendiente mínima, como lo corrobora el que la mayor parte de su recorrido lo realice a través de las marismas que inundan su estuario. En este sentido, hay que destacar también que, de estar más o menos confinado hasta la altura de Gibraleón, su valle sufre un ensanchamiento rápido a partir de este punto, hasta alcanzar en torno a los

3 km. de anchura. Este amplio valle se encuentra relleno tanto de sedimentos del río como de marismas hacia su desembocadura.

La mitad septentrional de los tributarios, por el oeste del río Odiel (Fig. 38), se disponen más o menos paralelos siguiendo una dirección NO-SE. Además, algunos presentan unos tramos muy rectilíneos que pueden seguirse varios kilómetros, sin que varien siquiera al atravesar distintas formaciones neógenas y cuaternarias. Esto ha servido a Santos et al. (1983) y a Flores (1994) para considerar dicha orientación como resultado de eventos neotectónicos. Más hacia el sur, los tributarios del Odiel por su margen derecha se suelen disponer inicialmente NO-SE para pasar a ENE-OSO y E-O. Esta variación en la orientación puede responder a la adaptación de la perpendicularidad (máxima pendiente) con respecto a las terrazas fluviales que atraviesan, pues éstas pasan de ser NE-SO a N-S. No obstante, Flores (1994) reconoce condicionamiento neotectónico en la orientación ENE-OSO/E-O (cañada Dehesilla y cañada Rincón-estero Colmenar), con falla cuaternaria de labio N relativamente hundido. Este sector respondería a un tipo de red más próximo al dendrítico.

Por su parte, los tributarios del Odiel por el E son, en la zona de estudio, menos abundantes y más cortos que los del O; sobre todo al S, donde el área elevada de los "Cabezos de Huelva" se sitúa muy próxima al estuario y marismas del Odiel. En general, se disponen más o menos perpendiculares al curso principal, con excepción del arroyo del Tejar y el de la Bocina, en las proximidades de Gibraleón. La mayor parte del recorrido del primero y prácticamente todo el segundo se disponen NE-SO, orientación que coincide con direcciones neotectónicas de áreas situadas más al E y al O (Fig. 12), por lo cual podrían ser reflejo en esta zona de dicha orientación. El arroyo del Tejar sufre, aproximadamente 1.5 km antes de su desembocadura, un cambio de dirección hasta disponerse más o menos perpendicular al río Odiel.

El río Tinto es el único de los cursos principales de la zona de estudio que no desemboca con una orientación N-S. La primera mitad de su recorrido, en la figura 38, sigue una dirección NE-SO. En el extremo final de este recorrido empieza a experimentar un ensanchamiento progresivo de su valle. De esta forma, con un valle más ancho relleno por sedimentos del río y una pendiente muy suavizada (Fig. 17), divaga el canal principal

siguiendo una dirección general E-O. Con esta orientación pasa su valle a estar ocupado por marismas y, de forma más o menos brusca, se reorienta para adoptar una trayectoria bastante rectilínea NE-SO. Este tramo final está relacionado, según Viguiet (1974), con accidentes tectónicos. Flores (1994) llega a la misma conclusión, pero amplía esta influencia al tramo E-O. En ambos casos estima hundimiento relativo o basculamiento del N respecto al S, lo que habría provocado el desplazamiento del río hacia el SE, así como la asimetría de la red tributaria en este tramo.

En cuanto a sus tributarios observamos que, por la margen derecha, la mayor parte de ellos se disponen más o menos paralelos (N-S), con algunas variaciones en los arroyos de mayor entidad. Esta disposición aproximadamente N-S se realiza de forma que, aprovechando las pequeñas variaciones E-O que experimenta el Tinto en el tramo inicial, dentro de la zona de estudio, estos arroyos se disponen perpendiculares al curso principal en sus confluencias. Siguiendo con esta tendencia a la perpendicularidad, que no responde más que a la máxima pendiente, observamos la disposición NO-SE de los tributarios en el tramo final del Tinto.

Entre estos tributarios, Flores (1994) reconoce directrices neotectónicas, tales como las orientaciones paralelas NE-SO e inflexiones solidarias NNO-SSE de los arroyos Salinero y del Pilar, y ciertos rasgos del arroyo Candón y de la rivera de la Nicoba.

La mayor parte del tramo bajo del arroyo Candón presenta una dirección rectilínea y orientada aproximadamente NNE-SSO, dirección que no coincide plenamente con la máxima pendiente en la zona. Ésto, junto con la acentuación del arroyo a esta linearidad, como parece probar el desplazamiento que ha sufrido su curso hacia el SE, apunta a un control neotectónico en todo este tramo bajo (Flores, 1994). En cuanto a su pendiente, en esta parte final del recorrido (Fig. 41), hemos de destacar que, dentro del incremento normal que experimenta hacia cabecera, posee un tramo de pendiente mayor, incluso que el siguiente tramo aguas arriba. Ésto podría obedecer a algún descenso del nivel de base que hubiera desequilibrado el perfil, pero el último ascenso del nivel del mar podría haber desacelerado el proceso de equilibrio. También podría responder a

alguna variación litológica dentro del zócalo, por el que discurre en este sector.

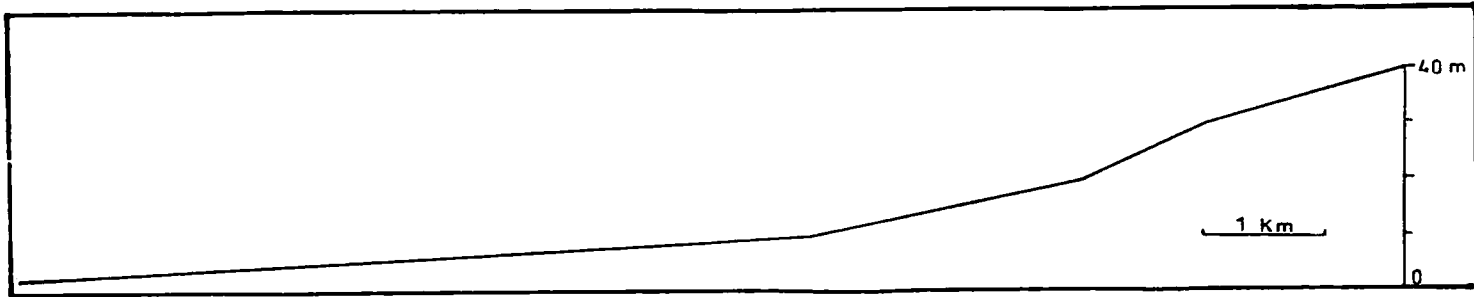


Figura 41.- Perfil del curso del arroyo Candón hasta la cota 40 m.

La riera de la Nicoba merece una especial atención, pues de tener una orientación NE-SO, con una red asimétrica más prolongada hacia el N, pasa, al confluir con el arroyo del Puerco, a adoptar una dirección aproximadamente perpendicular NO-SE. Flores (1994) habla de un posible accidente tectónico, coincidente con el tramo NE-SO de la riera, que haya provocado leve depresión del labio N, probablemente en forma de basculamientos hacia el S. Esto explicaría el desplazamiento que ha sufrido hacia el SE, su red asimétrica y lo elevado del margen izquierdo de su valle respecto al derecho. En la figura 42 se representan las pendientes de la riera de la Nicoba y del arroyo del Puerco: Ambos cursos experimentan un incremento de pendiente aguas arriba, destacándose el hecho de que el segundo aunque sufre este incremento de forma más tardía, cuando lo hace es mucho más fuerte, lo que puede ser debido a la mayor proximidad del zócalo paleozoico.

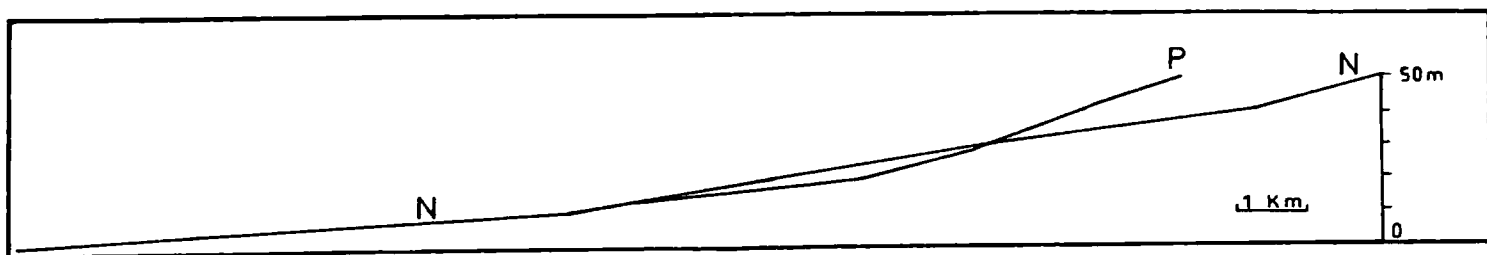


Figura 42.- Perfiles de los cursos de la Riera de la Nicoba (N) y del arroyo del Puerto (P).

Un hecho resalta en esta zona (margen derecha del Tinto y parte de su margen izquierda) respecto al resto del área de estudio, la poca

densidad de su red fluvial. De esta forma, en la figura 38 se observa claramente la diferencia entre dicha zona, mucho más despejada, con arroyos paralelos y perpendiculares al curso principal y el resto del área de estudio mucho más densa y de cursos, en general, dendríticos. Esta diferencia puede estar determinada fundamentalmente por la litología, pues mientras en esta zona aparecen detríticos finos neógenos (margas y arenas finas) y materiales consolidados como calcarenitas tortonienses y pizarras y areniscas paleozoicas, en el resto predominan los conglomerados y arenas gruesas.

Con respecto a la margen izquierda del Tinto tenemos que, mientras los arroyos situados más al N siguen aproximadamente el mismo modelo que los de la margen derecha, con la importante excepción de su menor longitud y mayor pendiente, el área situada más al sur vuelve a adoptar el modelo denso y dendrítico del resto de la zona de estudio. Para los primeros, Flores (1994) reconoce control neotectónico en algunos: Horcajo (NO-SE), Pasadera y Fresno (ONO-ESE), alineaciones que son solidarias con otras principales en la zona (Fig. 11); arroyo de la Laguna del Rayo y los dos siguientes al S, con direcciones entre E-O y ONO-ESE, son subparalelos a la dirección del Tinto en el sector central y, además, los dos primeros tienen una red tributaria asimétrica, lo cual podría indicar ciertos basculamientos leves hacia el N.

El sector sur está formado, principalmente, por la red del estero Domingo Rubio. Esta red es muy asimétrica, con cursos por la derecha largos, densos y orientados principalmente N-S, salvo algunos que sufren incurvaciones muy llamativas, solidarias con la dirección principal del estero (E-O), y los que constituyen la margen izquierda que son cortos e irregulares. Esta disposición de arroyos N-S sigue la pendiente natural del terreno hacia el mar; sin embargo, son interrumpidos por el curso del estero que es aproximadamente perpendicular y que corta transversalmente dicha pendiente. Esto se podría interpretar como resultado de un accidente neotectónico E-O (Fig. 12), coincidente con el estero, con basculamiento del labio N hacia el S. El incremento de pendiente que estos arroyos N-S sufren, al aproximarse a la confluencia con el estero (Fig. 43), bien podría indicar alguna actividad reciente que hubiera provocado un descenso relativo del nivel de base (estero Domingo Rubio). Por último, hay que

hacer notar la influencia de una litología, de nuevo compuesta por gravas y arenas gruesas, en el modelo denso y dendrítico de la red fluvial.

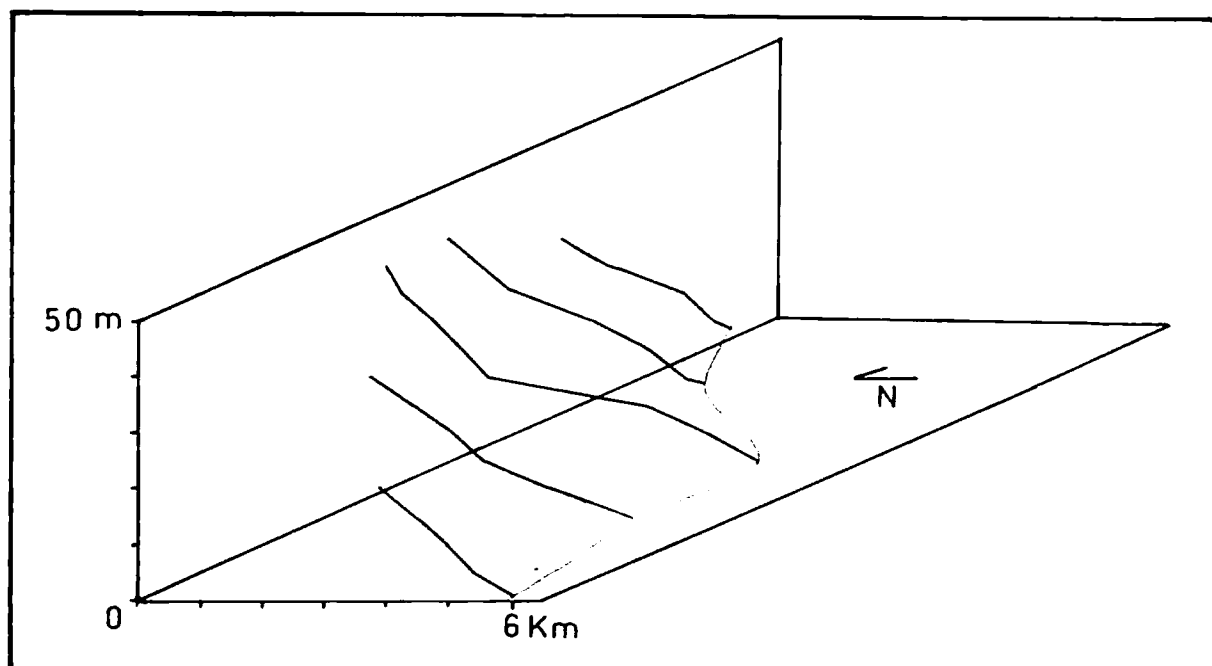


Figura 43.- Pendientes de los arroyos de la margen derecha del estero Domingo Rubio.

5.2 Aluvionamientos antiguos

En estos capítulos de introducción al estudio de los modelados fluviales, vamos a hacer un breve repaso a la evolución de las ideas que, sobre el tránsito marino-continental y sobre los propios depósitos continentales, se han sucedido.

La retirada definitiva del mar en la Cuenca Inferior del Guadalquivir debió tener lugar en el Plioceno superior. Esta tendencia regresiva está evidenciada con la formación Arenas de Bonares (Mayoral y Pendón, 1986), la cual representa el último depósito marino, concretamente de *foreshore*, y la interrelación en algunos puntos con depósitos continentales iniciales.

En la bibliografía antigua, esta formación se consideró asociada a los depósitos de gravas y arenas gruesas que la cubren, denominándose a todo el conjunto "Villafranquiense continental del Golfo de Cádiz". Posteriormente, Viguié (1974), separa los dos conjuntos como Arenas

Rojas y Glacis; mientras que Torres et al. (1975) la considera como un depósito marino con clara influencia continental (paradeltaico), denominándola Arenas Basales.

La continentalización plena del área está marcada por la existencia de una alterita a techo de la formación anterior, como resultado de procesos de meteorización subaérea.

Los depósitos aluviales de detríticos gruesos, que coronan los neógenos marinos en numerosos puntos, han sido tradicionalmente considerados como las primeras evidencias sedimentarias claras del Cuaternario. En los primeros estudios geológicos de la zona, se denominaban a estos depósitos como **diluvial**, por oposición al **aluvial** reservado a las terrazas más recientes de los ríos actuales. Posteriormente, por la gran extensión areal de sus afloramientos a lo largo del piedemonte de Sierra Morena, algunos investigadores (Viguiet y Thibault, 1973; Viguiet, 1974 y Chaput, 1982) le otorgaron la denominación de "glacis". En el área de Huelva, Viguiet (1974) distingue tres generaciones de glacis (Fig. 44) divididos en dos grupos: el primero, que aparece entre el Tinto y el Guadiana, presenta los tres niveles (dos, según Zazo, 1980), y el segundo, entre el Tinto y el Guadalquivir, constituido únicamente por el nivel más antiguo.

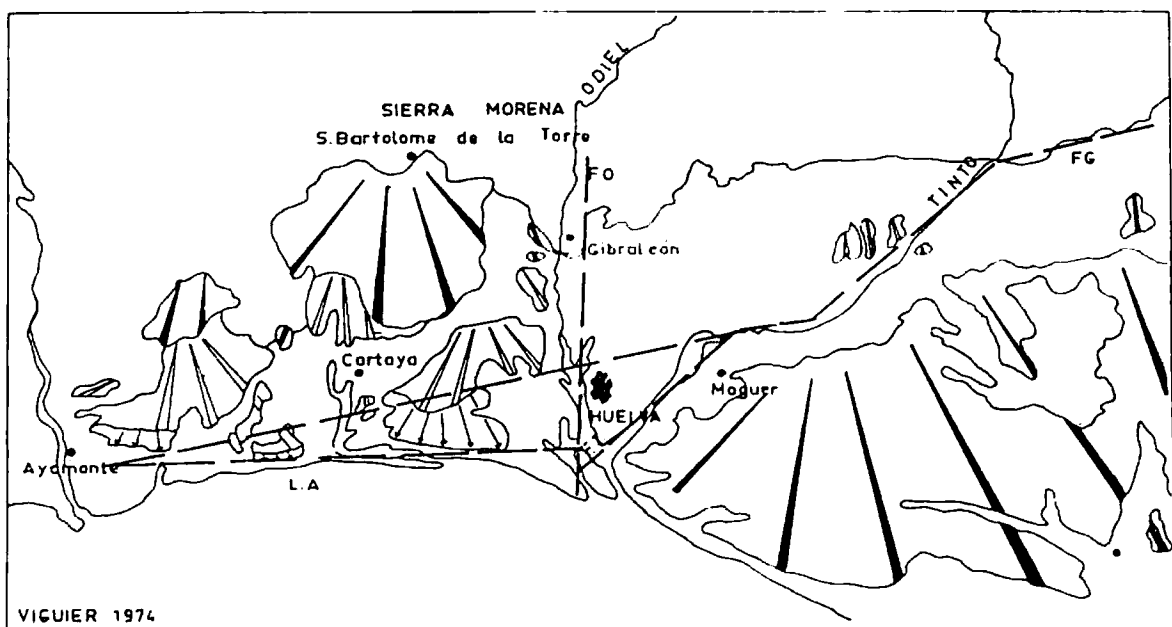


Figura 44.- Esquema geomorfológico del SO de la provincia de Huelva, con los tres niveles de glacis definidos por Viguiet (1974).

En las cartografías MAGNA posteriores (Ramírez y Leyva, 1983 y Santos y Fernandez, 1983), aunque el modelo de glacis anterior siguió vigente a grandes rasgos, algunas partes de éstos, concretamente los retazos más próximos a los cursos actuales del Tinto y del Odiel, fueron reinterpretados como terrazas de dichos ríos.

Dentro de los glacis, los diversos autores que los trataron incluían parte de los depósitos conglomeráticos pliocenos, a los que nos hemos referido en capítulos anteriores. De ellos, los que se sitúan al E del río Tinto, a pesar de incluirse en dichos depósitos pliocenos, jugaron un papel muy importante en cuanto al cambio de mentalidad en los investigadores del Cuaternario de la zona. Esto fue así por cuanto Pendón y Rodríguez Vidal (1986) lo redefinen como un Alto Nivel Aluvial, descartando por primera vez la denominación de glacis y asignándoles un origen fluvial. A raíz de este trabajo, Romero-Segura y Pendón (1991) extienden esta denominación a los depósitos similares situados al S del interfluvio Piedras-Guadiana.

Una vez descartada la existencia de un extenso "glacis" que nivelaría el piedemonte occidental de Sierra Morena, se procedió, en trabajos posteriores, a revisar detalladamente algunos de estos afloramientos. Así, Cáceres (1991), en su Tesis de Licenciatura, realiza una cartografía geomorfológica de detalle del área próxima a la costa comprendida entre los ríos Piedras y Odiel. En este estudio se determinan escalonamientos hacia el SE dentro del supuesto glacis y escalonamientos que enlazan con las terrazas N-S definidas para el Odiel (Fig. 45). De esta forma, se concluye redefiniendo estos depósitos conglomeráticos como terrazas antiguas del sistema Tinto-Odiel.

Por su parte, los investigadores cuaternaristas en el Guadalquivir experimentaron una evolución en sus ideas, similar a la anterior. Así, en el área de Sevilla, algunos autores reconocieron la existencia de un "glacis de erosión" que enlazaba la Formación de los Alcores con las terrazas más antiguas (Clemente, 1973; Mudarra, 1974 y De la Rosa, 1974). Por otro lado, en el área de Córdoba, otros autores (Cabanás, 1957; Castello et al., 1975) argumentaron la existencia de superficies tipo Raña en la margen izquierda del río, en base a la presencia en posiciones culminantes de un manto detrítico cementado, alternando a veces con suelos rojos. Sin

embargo, en trabajos más recientes (Díaz del Olmo et al., 1986, 1988 y 1989; Baena, 1993), se descarta la presencia de facies tipo rañas en la margen izquierda y del glacis de enlace, reconociéndose en su lugar una secuencia escalonada de 14 niveles de terrazas (Baena, 1993).

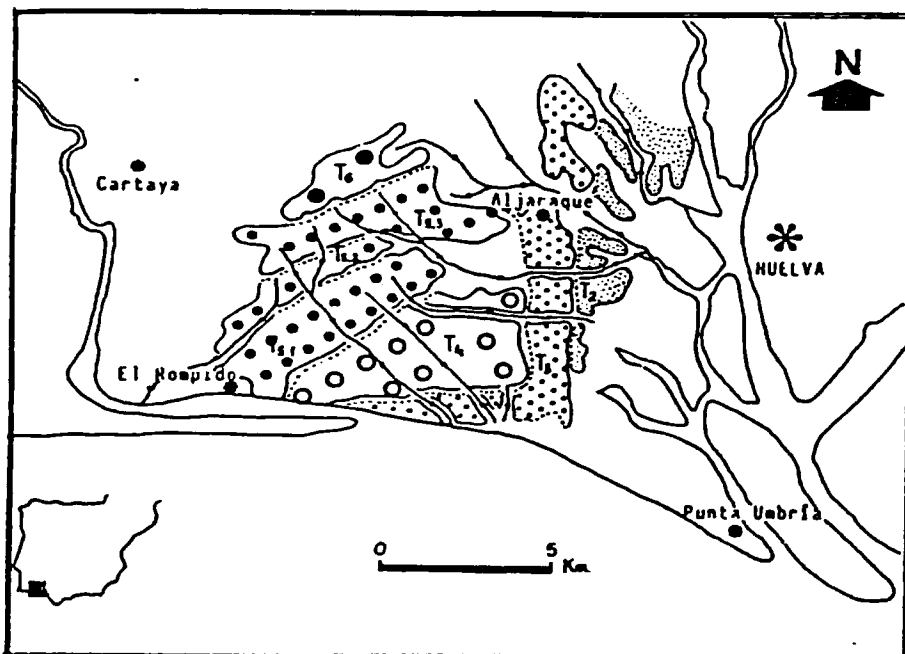


Figura 45.- Esquema geomorfológico del interfluvio Odiel-Piedras (Cáceres, 1991).

Siguiendo en el Guadalquivir, en un área próxima a su desembocadura por la margen derecha, Rodríguez Ramírez (1993) reconoce hasta cuatro niveles de terrazas en un amplio afloramiento conglomerático, identificado previamente como parte del glacis (Torres, 1977).

En base a los precedentes anteriores y continuando la línea de la Tesis de Licenciatura del autor (Cáceres, 1991), se ha ampliado el estudio geomorfológico de detalle por el occidente hasta el Guadiana y por el oriente a toda la cuenca baja del Tinto. De esta forma, hemos determinado una secuencia continua de niveles de terraza: desde los más inferiores, paralelos a los cursos actuales que surcan la zona, hasta los niveles más elevados, orientados NE-SO e identificados anteriormente como glacis y Alto Nivel Aluvial.

5.3 Terrazas fluviales

5.3.1 Introducción

Una terraza fluvial es una morfología condicionada por el encajamiento de la red fluvial general sobre su propio lecho mayor, es decir, se trata de una llanura de inundación abandonada (Wolman y Leopold, 1957). Este abandono y encajamiento tiene lugar como consecuencia de una variación del nivel de base o de la energía del río; dos parámetros que pueden variar conjunta o independientemente. De esta manera sus propios depósitos, o la superficie erosionada por la que discurría, quedan colgados a modo de replanos, con un ruptura de pendiente hacia el río y alargados según la dirección principal del cauce en el momento del encajamiento. Así pues, si reconstruimos la orientación principal y la pendiente de la terraza, estaremos determinando, a grandes rasgos, estas características para el curso fluvial que la originó.

Para nuestra zona de estudio, partiendo de lo explicado en el apartado anterior y utilizando la metodología mencionada en el capítulo I, realizamos la cartografía geomorfológica correspondiente a la parte continental. En esta cartografía hemos llegado a diferenciar hasta 14 niveles de terraza para todo el sistema fluvial de la zona (Piedras, Odiel, Tinto/Nicoba/Candón).

La diferenciación y correlación de los diferentes niveles de terraza se han llevado a cabo a pesar de las enormes dificultades que imponen las condiciones del área; no obstante, en los resultados obtenidos no se deberán perder de vista dichas dificultades. Esto nos lleva, como ya apuntamos en el capítulo correspondiente a modelados estructurales, a estimar como revisable nuestra interpretación en algunas partes de la zona, aunque podemos considerarla como un modelo válido mientras no se aborde su estudio desde la perspectiva de otras disciplinas geológicas, fundamentalmente sedimentología y paleontología.

Las principales dificultades que nos hemos encontrado en el área de estudio son las que siguen:

En primer lugar, la monotonía litológica (arenas y gravas) tanto entre los depósitos que constituyen los diversos niveles de terraza como entre éstos y el sustrato. Así, por ejemplo, se constatan en la zona depósitos conglomeráticos de características similares o idénticas, de edad Mioceno, Plioceno y Cuaternario. Los primeros se diferencian en algunas zonas por poseer cemento carbonatado, sin embargo la eliminación del cemento por disolución puede dejar en superficie cantos sueltos con arena que, ante la ausencia de afloramientos, pueden llegar a interpretarse erróneamente. Respecto a las arenas, en numerosos puntos es prácticamente imposible decantarse si estamos ante afloramientos correspondientes a la parte alta del Neógeno o a retazos fluviales cuaternarios, pues ni su posición ni sus características permiten decantarse con claridad por uno u otro. Esta monotonía litológica, junto a la escasez de buenos afloramientos, conduce a que en muchos casos sea muy difícil o imposible determinar el límite inferior de los depósitos correspondientes a terrazas cuaternarias y, por tanto, a establecer la potencia de éstos y la relación de incisión-relleno de las diversas terrazas con el sustrato.

En segundo lugar, la fuerte acción erosiva de la red fluvial subactual que, favorecida por la escasa competencia general de los depósitos, desdibuja, desconecta e incluso llega a borrar en algunos puntos las morfologías originales. De esta forma, la situación actual del conjunto se encuentra bastante degradada respecto a su situación original de replanos colgados y escalonados hacia el sistema fluvial principal. Así, nos encontramos que todas las superficies están profundamente incididas por arroyos actuales que las compartimentan en bloques comúnmente aislados. En algunos puntos, la degradación ha sido tal que las terrazas existentes se ven reducidos a pequeños retazos o desaparecen por completo. Por otro lado, los escalones que marcan el paso de un nivel a otro inferior se encuentran, sobre todo en los niveles más antiguos, degradados y suavizados. Así, a la erosión del escalón superior hay que sumar la acumulación, en la zona más próxima del inferior, de parte de este material erosionado, produciéndose una regularización del relieve escalonado. De esta forma, en algunas zonas el paso de un nivel a otro es prácticamente inapreciable en el campo, mientras que a través de la foto aérea se puede llegar a apreciar, pero con verdadera dificultad. Con esta regularización de los pasos entre terrazas, resulta más difícil aún la posibilidad de poder

establecer las relaciones de incisión-relleno mencionadas en el punto anterior.

En tercer lugar, y en conexión con los puntos anteriores, tenemos que los criterios para establecer correlaciones entre los diferentes afloramientos, con el fin de reconstruir las morfologías originales, son muy reducidos. Esto es más patente mientras más antiguos son los depósitos fluviales. De esta forma, y salvo a nivel general, no hemos podido usar criterios sedimentológicos de correlación, como pueden ser tamaños de grano, estructuras sedimentarias, discontinuidades, niveles guía, etc., por la semejanza de los depósitos; tampoco criterios edafológicos, como paleosuelos, secuencias claras de evolución de suelos, etc., por la escasez de superficies originales; tampoco criterios paleontológicos ni arqueológicos, por la ausencia o escasez de restos. Así pues, sólo nos quedan los criterios cartográfico y altitudinal para poder agrupar diferentes afloramientos dentro de la misma formación.

El criterio altitudinal se basa en el principio según el cual una terraza tiende a situarse a una altura uniforme sobre la corriente actual o, lo que es lo mismo, que la pendiente de la corriente se ha mantenido más o menos uniforme en el tiempo. Aunque se trata de un criterio de correlación primario, puede ser engañoso y debe ser tomado con cautela, sobre todo cuando existen numerosos niveles de terrazas (Frye y Leonard, 1954). Hay que tener en cuenta, además, que dichas superficies pueden presentar originalmente pendientes laterales hacia el talveg y que la pendiente de la corriente, en función de su sinuosidad, puede diferir de la del valle, que es la que en último caso medimos en una terraza. Por otro lado, Leopold et al. (1964) apuntan la tendencia de las terrazas a disminuir su altura respecto al lecho actual a medida que se desplazan hacia su nivel de base, lo que implica una disminución de la pendiente de la corriente con el tiempo; aunque, como indica Richards (1982), puede darse el caso contrario, con descenso progresivo de alturas relativas de las distintas terrazas hacia la zona de cabecera de cuenca.

Todo lo dicho en el párrafo anterior, está referido en el caso de que se conserven las superficies originales de las terrazas, cosa que en nuestra zona y en mayor medida para los niveles más antiguos, es probable que no se cumpla estrictamente. Este problema se podría solucionar en gran

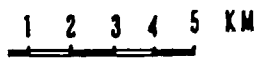
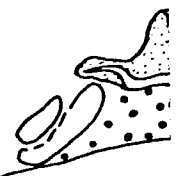
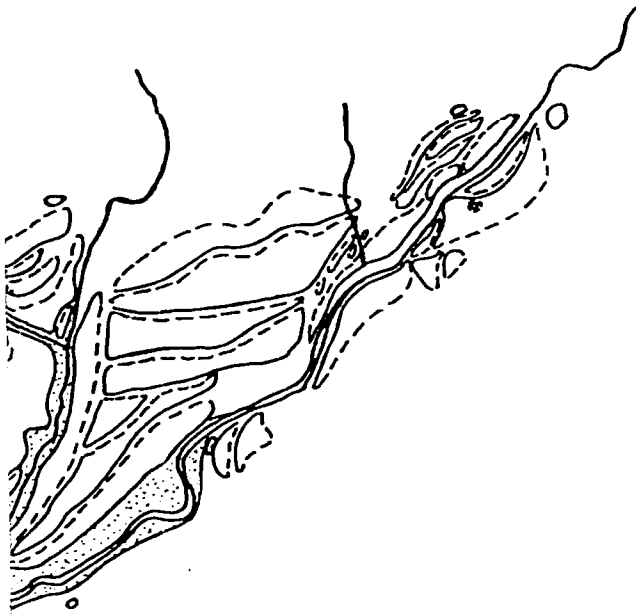
medida si fuera posible establecer, con exactitud, el límite inferior de cada una de las terrazas y tomarlo como referencia. Sin embargo, como apuntamos en el primer punto, la monotonía litológica entre las propias terrazas y el sustrato, hace que ésto sea prácticamente imposible.

En la figura 46 se ha hecho una reconstrucción de los niveles de terraza a partir de los retazos reconocidos en la cartografía. De esta forma, puede quedar más clara su distribución tanto original como actual, dado que el mapa geomorfológico puede presentar cierta confusión, por el fuerte desmantelamiento que han sufrido algunas zonas.

Así pues, en la figura 46 se puede observar como la mayor parte de las terrazas se encuentran orientadas según direcciones NE-SO, desde las plataformas más antiguas situadas en la parte occidental de la zona, hasta el complejo de terrazas paralelas y próximas al río Tinto. Sobre esta secuencia continua de plataformas escalonadas, se encajan, seccionando los niveles más antiguos y confluyendo con los coetáneos, terrazas correspondientes a los ríos Piedras, Odiel, riera de la Nicoba y arroyo Candón, todas ellas más o menos paralelas a dichos cursos. En numerosos puntos se observan los cambios de dirección que experimentan las plataformas, como resultado de las confluencias de los cursos que las originaron: Tinto-Candón de NE-SO a NNE-SSO, Tinto-Nicoba de ENE-OSO a NO-SE y Tinto-Odiel (margen derecha del Odiel) ENE-OSO a N-S.

Todo lo anterior apunta al río Tinto como el curso principal que originó la mayor parte de las terrazas, concretamente todas las plataformas NE-SO que, como hemos mencionado antes, se escalonan hasta el curso actual. Sin embargo, este hecho parece determinar una magnitud e importancia del río en el pasado que contrasta con su situación actual, pues, aunque no deja de ser uno de los cursos principales de la zona, puede tener el mismo rango que el Odiel y menor que el Guadiana.

La forma y la longitud de las distintas terrazas varían enormemente, como se puede apreciar en la reconstrucción que representa la figura 46. De todas formas, éstos son dos parámetros de los que hay que hablar teniendo siempre en cuenta que lo hacemos respecto a lo que observamos en la actualidad, que en muchos casos diferirá de la situación original.



las terrazas fluviales en la zona de estudio.

Así pues, las formas están muy modificadas por el intenso desmantelamiento posterior, sobre todo en las plataformas más altas. A pesar de esto, hemos podido reconstruir en la figura 46, para estos niveles superiores, formas de bandas alargadas más o menos rectangulares. En algunas de ellas, como en el nivel superior, estas formas han podido ser modificadas, como resultado de la dinámica del río durante la formación de la terraza inferior. Este hecho, que es muy común, se repite en otros muchos niveles y puede llegar a provocar la desaparición de éstos en típicos acuñaamientos (Fig. 47). Únicamente hay que reseñar, en estas plataformas superiores, alguna leve incurvación aguas abajo, hacia el NNE. Por otro lado, en las proximidades del Odiel, las terrazas de este río cortan las plataformas NE-SO, resultando de dicha intersección formas más o menos triangulares.

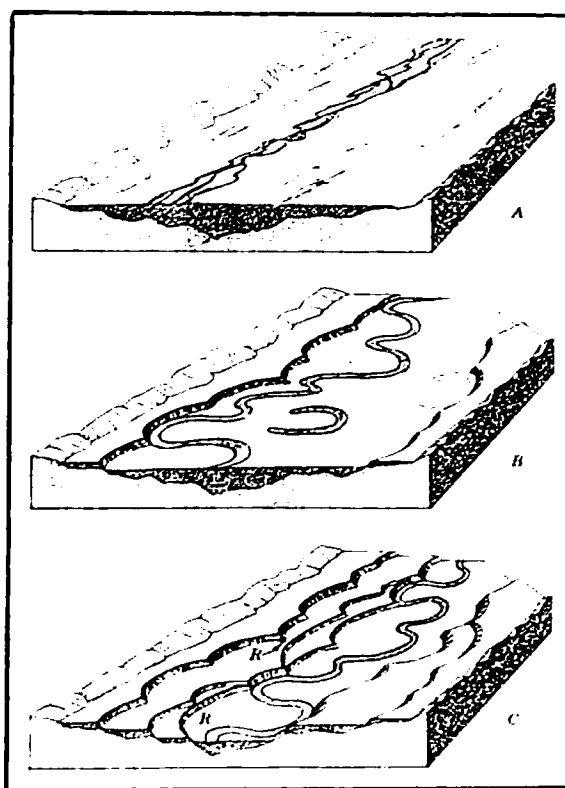


Figura 47.- Esquema de la formación de terrazas según Strahler (1979).

Entre estas plataformas mayores NE-SO se encajan, rompiendo el conjunto, las terrazas del río Piedras. Éstas presentan unos niveles superiores, de los que sólo quedan retazos aislados y muy separados entre sí, y unos niveles inferiores alargados y estrechos que se pueden continuar

totalmente paralelos al curso actual del río. La terraza más baja del Piedras desaparece bajo las marismas, antes de llegar a la desembocadura actual.

Por su parte, el Odiel desarrolla en mayor medida sus terrazas en la margen derecha, adoptando formas alargadas N-S y más o menos estrechas. De todas ellas, sólo la superior alcanza su actual desembocadura, confluyendo algo antes con un nivel NE-SO. La terraza inmediatamente inferior se acuña entre los niveles que la rodean y las demás desaparecen bajo las marismas. En la margen izquierda, aunque aparecen todos los niveles, incluso uno más inferior, las plataformas son más restringidas en extensión, pues inmediatamente se encuentran con los relieves mayores sobre neógenos.

El mayor volumen de terrazas continúa orientado NE-SO al otro lado del río Odiel. Pero esta vez se trata de niveles más restringidos y estrechamente relacionados con el curso actual del Tinto. Todas estas terrazas, salvo los niveles más inferiores, se desarrollan fundamentalmente en la margen derecha del río.

En el sector más oriental, y en la margen derecha, las terrazas presentan morfologías más irregulares con frecuentes acuñaientos, escaso desarrollo lateral y algunas incurvaciones adaptándose al sustrato más duro (T6). En la margen izquierda se repiten las acuñaiciones y las formas irregulares, pero los dos niveles inferiores presentan una mayor extensión lateral.

De nuevo en la margen derecha, y tras una breve interrupción de la mayoría de los niveles, nos encontramos con una zona en la que se suceden sin interrupción hasta siete terrazas. Las cuatro primeras presentan formas más o menos rectangulares, alargadas y orientadas ENE-OSO. A ellas se adosan, al NE, pequeños retazos de niveles inferiores, restringidos por el sustrato y el curso actual del Tinto. Un poco más aguas abajo el río ha podido desplazarse lateralmente, con lo que las terrazas presentan una mayor extensión. Aquí aparecen tres niveles en continuación con los cuatro anteriores, los cuales presentan formas triangulares alargadas como resultado de la confluencia con el arroyo Candón. La terraza más baja de este arroyo, que se une por la margen izquierda con la

equivalente del Tinto, corta a modo de banda alargada aproximadamente NNE-SSO a todos los niveles anteriores, limitándolos por el oeste.

El mayor desarrollo de terrazas del arroyo Candón tiene lugar por su margen derecha, presentando formas mas restringidas aguas arriba. Los niveles más altos se orientan NE-SO y, a medida que se escalonan hacia el SE, van pasando a una dirección NNE-SSO, marcando de esta forma el desplazamiento que ha sufrido el arroyo a lo largo del tiempo. Aguas abajo, todos los niveles van adaptándose a la orientación del Tinto. Este cambio de dirección es tan progresivo que no es posible determinar los puntos de confluencia entre estos dos cursos en los distintos niveles.

Al igual que el Piedras y el Odiel, los niveles de terrazas más bajos del Tinto desaparecen bajo las marismas, antes de su desembocadura. De esta forma, entre las terrazas bajas que se ocultan bajo las marismas y las altas que son desmanteladas, va a quedar un sólo nivel (T3) a modo de banda ancha y paralela al río durante algunos kilómetros, aguas abajo de la confluencia con el Candón. Únicamente vuelven a aparecer retazos de algunos niveles más altos en el relieve residual que representan los "Cabezos de Huelva" y, de manera más continua, al otro lado del estuario del Odiel. Estos retazos de la margen derecha del Odiel siguen la misma dirección NE-SO que los que se sitúan próximos al Tinto, y la mayor amplitud y conservación que poseen puede ser debido al incremento que el cauce sufría con la confluencia del Odiel.

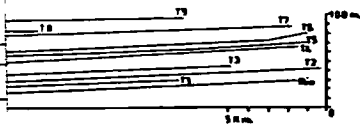
Un poco más aguas arriba de la unión del Tinto con el Odiel tiene lugar la confluencia del primero con la rivera de la Nicoba. En esta confluencia la terraza (T3) del Tinto, que trae una dirección ENE-OSO, se une con la equivalente de la rivera, la cual, por su parte, pasa de estar orientada NE-SO en el tramo inicial de la figura 46, a NO-SE en la parte final de su recorrido. Aparte de los cambios de direcciones, la terraza se va estrechando progresivamente aguas arriba de la rivera, dada la menor entidad de este arroyo. La rivera de la Nicoba se une con el arroyo del Puerco algunos kilómetros aguas arriba de su desembocadura. Ambos poseen terrazas y en la zona de confluencia tiene lugar su mayor desarrollo. Así, en la margen derecha del arroyo del Puerco hay restos de tres terrazas, con formas alargadas, estrechas y de dirección NNE-SSO. Una de ellas, la más alta, presenta una forma irregular con un entrante,

probablemente debido a la erosión de un arroyo posterior. El área interfluvial del Puerco y la Nicoba, en la zona próxima a su confluencia, está constituida por una plataforma aluvial que se corresponde con tres niveles de terrazas. La más alta está formada por varios retazos, que unidos constituyen una pequeña banda prácticamente E-O. La segunda forma una ancha banda triangular NE-SO, típica de una terraza de confluencia, y la tercera se dispone a modo de una orla más estrecha, alrededor y levemente encajada sobre la anterior. El modelo es prácticamente el mismo que el que se produce en la confluencia del Tinto con el Candón.

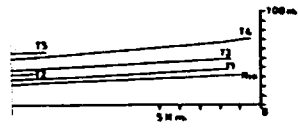
La longitud de los diversos niveles de terrazas que podemos medir en la actualidad es, en la mayor parte de los casos, el de la extensión de afloramientos que aún se conserva. En nuestra zona, la mayoría de las terrazas están degradadas aguas arriba, de manera que es muy difícil precisar sus puntos de origen en cabecera. Por otro lado, vemos como sus terminaciones tampoco son las originales, puesto que los niveles inferiores terminan por inmersión bajo las marismas y los superiores son bruscamente interrumpidos por la actual línea de costa.

En la figura 48 se representa la relación longitud y altura de cada nivel de terraza y se compara con la de los cursos actuales. Así pues, obtenemos valores de pendientes que son útiles a la hora de establecer correlaciones, agrupar retazos aislados dentro de una misma formación y diferenciar distintos niveles de terrazas. Podemos observar, además, las variaciones de pendiente que han sufrido los cursos con el tiempo, representadas por cada una de las terrazas. De igual forma, vemos como los diferentes niveles de terrazas mantienen unos valores de pendiente bajos, nunca por encima del 1%, y muy similares entre sí, lo que podría indicar escasas variaciones de los perfiles de la red fluvial con el tiempo. No obstante, hemos de tener en cuenta la degradación superficial que algunos niveles, o partes de ellos, han sufrido y la repercusión que esto puede tener en el cálculo de sus pendientes.

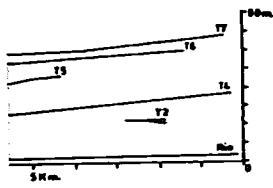
argen derecha)



argen izquierda)



argen derecha)



udio y de sus terrazas.

Las secciones transversales, representadas en la figura 49, nos permiten establecer, de forma gráfica, la relación altitudinal entre los distintos niveles de terraza o entre aquellos equivalentes situados en márgenes contrarias. También se intenta reconstruir la relación que se da entre los límites inferiores de las diversas terrazas, aunque en la mayoría de los casos esta relación no se ha podido establecer o se ha realizado de forma más o menos deductiva, dada las dificultades expuestas anteriormente. Por último, queda reflejada en algunas de estas secciones el desmantelamiento sufrido en diversas terrazas, sobre todo en las más altas, que quedan reducidas a retazos aislados.

Para una mejor estructuración del trabajo hemos agrupado el total de todas las terrazas diferenciadas en la zona en tres conjuntos principales: terrazas altas, medias y bajas. Aunque no existe unos criterios claros que diferencien los tres grupos, dicha división se ha establecido en base a lo siguiente:

-Las terrazas altas (T11-T14) constituyen las plataformas mayores que se localizan en el sector más occidental de la zona de estudio. Entre ellas no existe discontinuidad cartográfica, alcanzándose las mayores cotas y extensiones.

-Las terrazas medias (T4-T10) constituyen el grupo más numeroso y está formado por un conjunto continuo de plataformas de menor tamaño que el anterior y escalonadas entre ellas, de manera más o menos regular, sin diferencias notables. Con respecto al grupo anterior, está separado por una discontinuidad cartográfica hacia el N y por el río Piedras hacia el O.

-Las terrazas bajas (T1-T3) la forman los tres niveles más inferiores, y se caracterizan por poseer pequeñas diferencias altitudinales, sobre todo si se compara con la que por término medio se da entre T3 y T4. De todas formas, salvo este salto mayor, el grupo anterior se continua cartográficamente con éste hacia el río.

5.3.2 Análisis morfológico de terrazas

5.3.2.1 Terrazas altas

Constituye este grupo el conjunto de terrazas más antiguas y extensas de la zona de estudio. Por su antigüedad se encuentran profundamente degradadas, presentándose en algunas zonas como bloques de diferentes tamaños aislados y separados entre sí. Los pasos de un nivel a otro están bastante regularizados dando lugar, en aquellos bloques mayores en los que aparecen varios niveles, a extensas plataformas de conglomerados más o menos continuas con muy leves escalonamientos y que se asemejan morfológicamente más a un glacis que a terrazas. De esta forma, el estudio geomorfológico de este grupo de terrazas es el que mayor dificultad presupone y en el que los resultados, como hemos apuntado en capítulos anteriores, están menos claros. Con todo ello, hemos podido llegar a diferenciar hasta cuatro niveles diferentes, cuyas alturas sobre el curso actual se han establecido en base a la diferencia de altura con respecto a los niveles inferiores, puesto que en las transversales de estos niveles el curso del río actual que les correspondería se sitúa bajo el nivel del mar. Así son: T11 sobre 135-145 m., T12 sobre 170-180 m., T13 sobre 190-200 m. y T14 sobre 205-210 m. Estas cotas están tomadas, además, en la transversal más aguas arriba de dichos niveles, sin embargo, dada la disminución de pendiente que experimentan aguas abajo (Fig. 48a), estas cotas pueden disminuir de igual modo.

El grupo de terrazas altas están interrumpidas al N y al O por el vaciado erosivo que hace desaparecer a toda la cobertera neógeno-cuaternaria y hace aflorar al sustrato paleozoico a cotas inferiores. Esto hace que no se puedan continuar aguas arriba, ni que se pueda establecer el enganche lateral de la terraza más altas con el sustrato. Por otro lado, y al igual que los niveles más altos de las terrazas medias, al S se encuentran bruscamente interrumpidas por las formaciones litorales actuales, quedando colgadas sobre éstas y constituyendo la parte más alta de los acantilados que las limitan.

A lo largo de su desarrollo, las terrazas altas se encuentran divididas, por los actuales cursos de los ríos Piedras y Guadiana, en tres sectores:

En el sector situado más al NE, por tanto el más aguas arriba (Hojas 1, 2, 5 y 6), afloran los cuatro niveles que constituyen este grupo. Probablemente por esta situación aguas arriba, en la que alcanza las cotas mayores, y por la proximidad de cursos principales (Odiel y Piedras) que responden a niveles del mar más próximos, tiene lugar las mayores degradaciones de las formas originales. Así pues, en el NE de este sector los retazos de las terrazas más altas aparecen como cerros aislados, que resaltan en un entorno más bajo, a modo de cerros testigos (Sierra Cabello, Sierra de la Calvilla, Alto del Cebollar, Cabezo de la Puebla). De ellos, Sierra Cabello constituye el punto de mayor altitud dentro de la zona de estudio (200 m.s.n.m.) y representa el primer retazo de T14 aguas arriba. Este nivel, aguas abajo en el sector que nos ocupa, está relativamente bien conservado dada su disposición interfluvial actual (Hojas 1 y 2). Así, se puede reconstruir una banda de unos 4 km. de anchura, aunque probablemente aguas arriba sea mayor (Fig. 46), unos 12 km. de longitud y una orientación general N-40-E.

T13, por otro lado, esta escasamente representada en este sector como consecuencia principalmente del ensanchamiento del nivel inferior, aunque la degradación actual impide hacer una reconstrucción exacta de su morfología. Aparece como un cerro testigo al S de Sierra Cabello (Cabezo de la Puebla) y como pequeños restos adosados a la terraza superior. Dentro de este nivel hemos incluido un retazo problemático por su situación y su altitud, el Alto del Cebollar. Dispuesto a una cota de 184 m.s.n.m., acorde con las cotas de este nivel, se sitúa en una posición demasiado oriental, posición que debería corresponder al nivel inferior. A esto se le suma su aislamiento en un relieve circundante a menor cota, de forma que hacia el NO, por donde se encuentran los restos más claros y próximos de T13, existe un vaciado en el que predominan las formas erosivas. No estimamos que el Cebollar hubiera permanecido unido a dichos retazos durante el depósito de la terraza inferior, ya que esto hubiera supuesto no sólo un estrechamiento extraordinario de T12 a la altura de este punto, sino que, además, para rodear un saliente de tales dimensiones debería existir una importante componente de la dirección del río, para T12, prácticamente E-O aguas abajo de dicho punto; lo que se contradice con la pendiente general de la zona y con la tónica de todo el conjunto. La interpretación que le hemos dado al Cebollar es la de un

retazo de T13, nivel que originalmente debía ser más ancho de lo que aparece en la actualidad y que probablemente quedaría aislado del resto de la superficie al configurarse el nivel inferior, el cual de alguna forma rodearía a dicho resto y en su ensanchamiento hacia el NO erosionaría y retrasaría el frente de la terraza superior. Este hecho que no parece factible en un curso que se desplaza lateralmente, puede producirse como consecuencia del encajamiento y captura de meandros o como resultado de la captura y ensanchamiento de cursos laterales menores (Fig. 50).

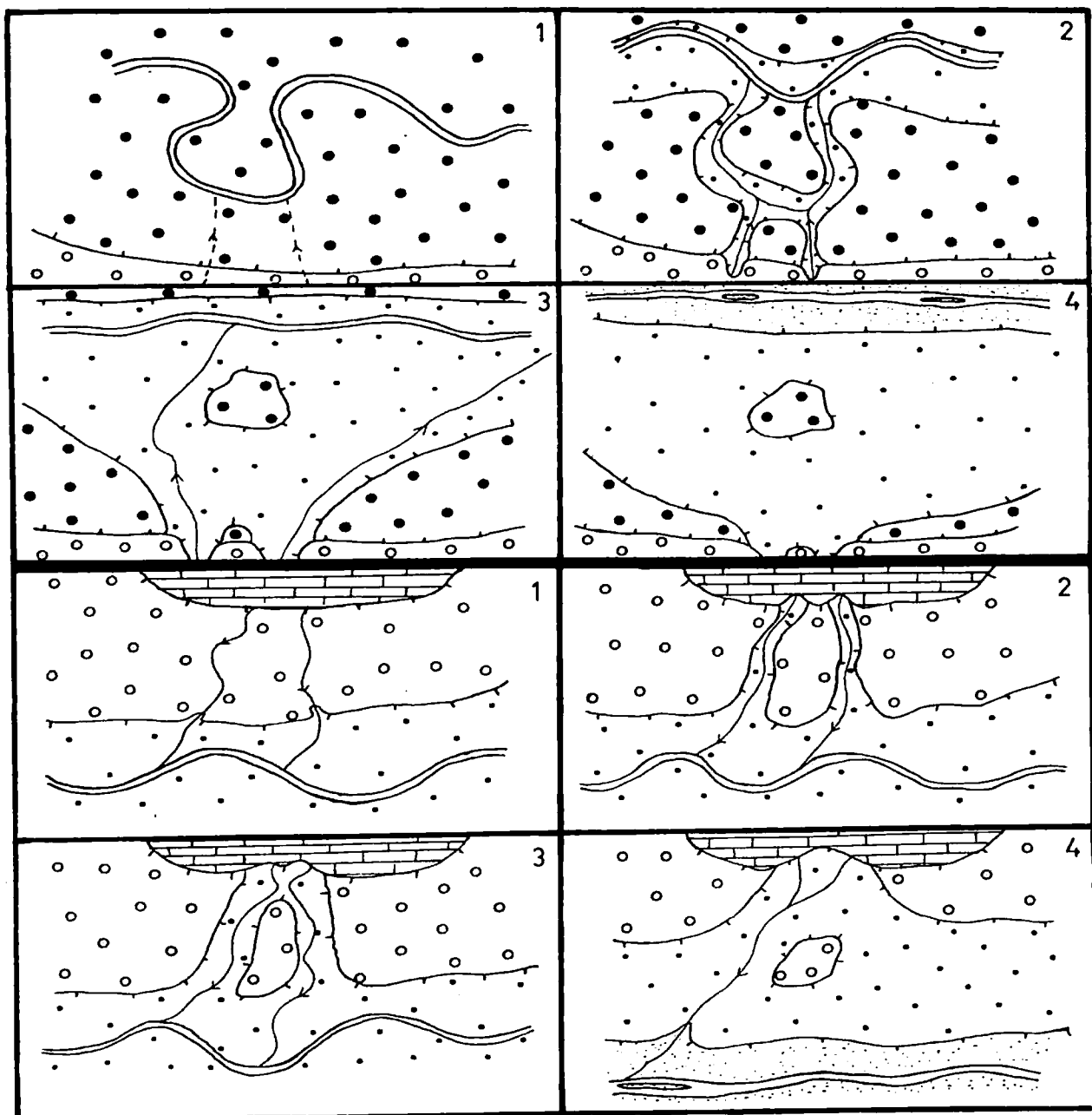


Figura 50.- Situaciones en las que pueden localizarse retazos aislados de una terraza superior rodeada de otra inferior.

Además este proceso, dada la relativa abundancia de ejemplos en cartografías de otros autores (Lázaro y Asencio, 1977 y 1978; Peña y Sancho, 1988; Hernandez y Rubio, 1990; Gracia Prieto, 1993; Baena, 1993) no debe ser algo tan infrecuente, incluso en esta misma zona se ha interpretado y cartografiado en dos puntos más en las terrazas inferiores (Hojas 4 y 7).

T12 aparece de forma más clara al S del Cebollar, constituyendo el Alto del Risco, y al E de este punto en un zona que, por la orientación del nivel NE-SO, aproximadamente N-60-E, se corresponde con un sector aguas abajo del anterior, aunque está algo degradado. Por otro lado, al NE del Alto del Risco y del Cebollar, aparece una alineación de altos que constituye la Sierra de la Calvilla. Estos altos están a cotas inferiores a las que correspondería en este punto a T13 y T12, sin embargo dada la muestras evidentes de degradación intensa (predominancia de formas de ladera, abundante grava en superficie y escasez de éstas en cortes, en los que domina la arena) y su mayor proximidad altitudinal a T12, hemos incluido los retazos más altos como restos muy degradados pertenecientes a este nivel. En el sector situado al O y NO del Cebollar hemos comentado antes que predominan las morfologías de degradación, sin embargo no descartamos que algunos de estos retazos puedan conservar restos pertenecientes a este nivel. En total, T12 se extendería en este sector unos 16 km. y alcanzaría una anchura de unos 7 km.

Por último, T11 forma en este sector, junto a T12, una amplia plataforma que se eleva sobre los relieves degradados circundantes. El paso de un nivel a otro se realiza mediante una amplia y suave ladera que puede englobar partes de las dos terrazas. T11 se extiende en un afloramiento amplio, con algunos retazos degradados y desconectados de la superficie original al S y SO. En general, la superficie mayor también se encuentra afectada por la erosión, dando lugar a irregularidades en ella. Se extiende en una dirección aproximada de N-57-E, con una longitud de casi 9 km. y una anchura de unos 4 km.

En el sector comprendido entre los rios Piedras y Guadiana (Hojas 5, 10 y 11) tiene lugar el mayor y más claro desarrollo de los cuatro niveles que comprenden este grupo. T14 constituye una franja alargada en una dirección N-45-E, de casi 8 km. de longitud (con el sector anterior casi 24

km.) y una anchura variable, entre 1 y 2.5 km., como consecuencia de las irregularidades del frente de la terraza. De todas formas, ni en este sector ni en el anterior se ha podido determinar la posición de la raíz de este nivel y, por tanto, su morfología completa. T13 se adosa al nivel anterior, marcando las irregularidades de su frente, y tras una interrupción, consecuencia del vaciado producido por los arroyos afluentes del Guadiana, vuelve a aparecer como un retazo sin raíz, puesto que el nivel anterior ya no vuelve a aflorar; incluso en este retazo su borde N se encuentra rebajado respecto al resto. En total configura una banda (N-45-E) de unos 17.5 km. de longitud y unos 3 km. de anchura máxima. T12 constituye en este sector una banda amplia bastante plana que, adosándose al nivel superior, se extiende lateralmente unos 8 km. En esta extensión lateral se encuentra interrumpida por la incisión de un arroyo menor (arroyo del Prado) que desconecta algunos retazos al E del resto de la plataforma. Se extiende durante 14.5 km., con una dirección general N-50-E, interrumpiéndose al S por el acantilado que delimita las formaciones continentales de las litorales y por el vaciado de los arroyos que vierten directamente en el mar. T11, por último, aparece desconectado del nivel superior y bastante degradado como consecuencia de la fuerte incisión de los arroyos que vierten tanto hacia el mar como hacia el Piedras. De esta forma, aparece como una serie de retazos más o menos grandes que, en conjunto, configuran una banda orientada aproximadamente N-43-E, con una longitud de unos 4 km. (con el sector anterior unos 23 km.) y una anchura máxima de casi 3 km.

Al O del río Guadiana (Hoja 9) afloran dos retazos menores de depósitos fluviales que, por sus características altitudinales y cartográficas, los hemos interpretado como los restos más aguas abajo de T13 y T12. El retazo más alto es el de menores dimensiones, unos 500 m. de longitud por algo más de 200 m. de anchura. Se encuentra en idénticas circunstancias que el último afloramiento al otro lado del Guadiana, es decir, desraizado y rebajado su borde N. La correlación con T12 asigna a este nivel una longitud total de afloramientos en la zona de 42 km. El retazo inferior es de mayores dimensiones, unos 2 km. de longitud por algo más de 500 m. de anchura, marca una reorientación local del río a N-32-E y junto con los afloramientos de los otros sectores totaliza una longitud de casi 47 km.

Es de destacar que algunas de estas terrazas altas, principalmente T11, dado la anchura considerable que presentan y la variación importante de altitud en su sección transversal (Fig. 49c), están constituidas por algunos subniveles. Estos subniveles representarían periodos de incisión y acumulación menores, dentro de un evento acumulativo mayor, y podrían ser incluso locales. Dada la antigüedad de estas terrazas, los saltos menores entre los subniveles han podido ser degradados y nivelado todo el conjunto, dando lugar de esta forma a un nivel mayor de gran anchura y con una pendiente transversal considerable.

5.3.2.2 Terrazas medias

Dentro de esta división hemos incluido el mayor número de terrazas, 7 en total, las cuales constituyen un conjunto continuo de plataformas menores que las anteriores, tanto en grupo como individualmente. Son: T4 que se dispone entre 25-30 m. sobre el curso actual, T5 sobre 40-44(Odiel) m., T6 sobre 46-56(Odiel) m., T7 sobre 60-66 m., T8 sobre 69-72 m., T9 sobre 75-83 m. y T10 sobre 93-97 m. (Fig. 48). Este último deducido en función de la diferencia de cota con el anterior, puesto que en el sector en el que aflora el valle ha desaparecido invadido por el mar. Los pasos entre estos niveles son apreciables de forma más o menos clara en foto aérea y en el campo en determinadas zonas, mientras que en otras es más problemática, debido a la mayor degradación. En dichos tránsitos puede llegar a aparecer el sustrato, sobre todo en el sector más oriental, y no en todos los niveles, por lo que se puede dar una situación mixta en la que unos niveles se excavan sobre el sustrato y otros lo hacen, al menos en parte, sobre depósitos anteriores.

En el sector más oriental de la zona (Hoja 4) aparecen cuatro niveles de este grupo pertenecientes al río Tinto (T4, T5, T6 y T7). Los niveles mayores, sobre todo T6, adopta una morfología peculiar de banda estrecha, alargada (max. 250 m. de anchura y unos 4.5 km. de longitud) y en curva, adaptándose al sustrato mioceno y al nivel superior. Comienza con una dirección N-68-E, igual que T7, y pasa a N-22-E, a mitad de recorrido. T5, entre la forma encurvada del nivel superior y la rectilínea del inferior, adopta una forma triangular, con la parte central en la que llega a alcanzar en torno a los 750 m. acuniándose tanto hacia aguas arriba

como hacia aguas abajo, y desapareciendo en este sentido. T4 presenta una morfología ya rectilínea (N-43-E), extendiéndose unos 3.5 km. sin interrupción y con una anchura máxima en torno a los 300 m. En resumen, en este primer sector lo que es más destacable es el alto número de terrazas en un espacio tan pequeño (poco más de 1.5 km. de anchura máxima incluyendo una terraza baja), lo cual, junto con la morfología de T6, es interpretado como un área en la que el río, al menos por su margen derecha, estaba condicionado por el sustrato, de forma que no podía extenderse lateralmente con amplitud. De esta forma se explica también el que todos estos niveles se interrumpían al final de este sector, ya que no cuentan con espacio para desarrollarse.

Por la margen izquierda es posible que se extendiera con mayor amplitud, como parece demostrar la aparición de algunos restos frente a este sector, aunque tampoco debieron alcanzar un gran desarrollo puesto que son los únicos retazos que aparecen. T4 se presenta como unos pequeños restos aislados y desconectados en el extremo más oriental, los cuales condicionan y ciñen a las terrazas bajas en este extremo. Unos 4.5 km. aguas abajo aparece otro retazo de T4, con forma aproximadamente triangular y alargado en esa dirección (500 m. de anchura máxima y 1.5 km. de longitud). Hay que precisar que, entre estos dos restos, aparece una pequeña elevación en mitad de una terraza baja, el cual se encuentra coronado de gravas y ha sido interpretado, siguiendo la línea descrita anteriormente, como un resto degradado de una terraza media, en este caso posiblemente T4. T5 también tiene una pequeña representación en este sector, con un pequeño retazo al que se adosa, en parte, el último resto de T4.

Volviendo a la margen derecha tenemos que, en el espacio en el que se interrumpen las cuatro terrazas descritas anteriormente, situado entre los arroyos del Rubio y Helechoso, aparecen en forma de restos de muy pequeña extensión y totalmente desconectados, retazos de T8 y T9. El más alto aparece en perfecta conexión morfológica con el sustrato mioceno.

Del arroyo Helechoso hasta el Candón tiene lugar el mayor desarrollo de terrazas medias al E del Odiel. Comienza por un retazo de T4, de menor extensión (1 km. de longitud por unos 200 m. de ancho), adosado a los relieves mayores que representa el sustrato mioceno y los niveles de

terrazas más altos, T8 en este caso, que lo coronan. Este retazo se orienta N-23-E, difiriendo del sector anterior, al igual que hace el río actual, probablemente como resultado del condicionamiento que imponen dichos relieves mayores. Con independencia de lo anterior, en este sector (Hojas 4 y 8) aparecen bien representadas T4, T6, T7, T8 y T9. Todas ellas con extensiones mayores que las descritas hasta ahora, aunque presentan un estado actual bastante degradado por la fuerte erosión que provocan los arroyos que las cruzan. Esta degradación afecta también al desnivel que marca el paso de una terraza a otra, de manera que, salvo en el tránsito entre T4 y T6, que es bastante claro, en el resto la morfología que se aprecia en el campo es la de una rampa más o menos continua desde los 40 hasta los 100 m. sobre el nivel del mar. Sin embargo, en foto aérea es posible determinar de forma clara una serie de desniveles suaves y continuos lateralmente, que hemos atribuido al tránsito entre las diversas terrazas. Así, T9, dentro de la degradación que presenta, se reconoce como una banda que se va estrechando al ser desmantelada aguas arriba. Se orienta aproximadamente N-66-E, aunque el límite con T8 es algo irregular, se puede seguir hasta los 4.5 km. de longitud (6.5 incluyendo los pequeños retazos referidos anteriormente) y alcanza 1.5 km. de anchura. T8 se acuña aguas abajo, pasando de 2.5 km. de anchura máxima a desaparecer entre T9 y T7; alcanza casi los 5 km de longitud (algo más de 6 incluyendo el retazo aislado aguas arriba) y se orienta aproximadamente N-65-E. T7 parece ir acuniéndose aguas arriba, pero no llega a desaparecer. Tiene 1 km. de anchura máxima, algo más de 5 km. de longitud y se orienta aproximadamente N-85-S, es decir, parece que el río sufrió una pequeña reorientación hacia más E-O. T6 se puede reconstruir con mayor fiabilidad al estar menos degradada y aparece como una banda rectangular de aproximadamente 2-2.5 km. de ancha, casi 6 km. de larga y orientada N-80-E. Por último T4, menos degradada aún que T6, aparece como un retazo menor que los anteriores en el extremo suroccidental de este sector. Con una longitud de 2.5 km., una anchura próxima a 1.5 km. y una orientación N-70-E, adopta una terminación aguas abajo en punta, acorde con la confluencia que tiene lugar en esta zona.

En esta misma zona, pero en la margen izquierda del río, sólo aparece un pequeño retazo de unos 200 m. de longitud por 50 de anchura, en una posición un tanto singular por cuanto se encuentra prácticamente en un rincón, rodeado por materiales neógenos que se sitúan topográficamente a

mayor altitud (Fig. 49m). Por su posición altitudinal (Fig. 48a') se puede correlacionar con T5.

De nuevo en la margen derecha, todo el grupo de terrazas anteriores están limitadas al O por la T2, perteneciente al grupo de terrazas bajas del arroyo Candón. Éste, a su vez, desarrolla un grupo de terrazas medias en su margen derecha (Hojas 3, 4 y 7). En total se han reconocido hasta cuatro niveles que, por correlación con los pertenecientes al curso principal, se corresponderían a T4, T5, T6 y T7 (Fig. 48b). Lo más característico de este grupo de terrazas es su progresivo cambio de dirección que va desde N-55-E para T6, N-48-E para T5 y N-35-E para T4, de T4 sólo queda un pequeño retazo asignable completamente a este sistema. Este cambio hacia orientaciones cada vez más N-S, continúa en las terrazas bajas del arroyo (N-27-E para T3 y N-20-E para T2), marcando de esta forma el cambio progresivo de dirección que este curso ha sufrido con el tiempo. Además de ésto, se observa como los niveles más continuos van reorientándose paulatinamente aguas abajo hacia direcciones más ENE-OSO, al confluir con las terrazas correspondientes al curso del Tinto. En conjunto, estas terrazas se encuentran en la actualidad muy degradadas, tanto en su morfología original como en sus espesores iniciales, lo que se puede apreciar en la figura 48b en la que se reflejan disminuciones de pendiente de diversos niveles aguas arriba. Dentro de esta degradación se han podido establecer las siguientes longitudes y anchuras máximas respectivamente: T6 4 km. y 750 m., T5 7.5 km. y 1.5 km. y T4 7.5 km y 750 m. Hay que tener en cuenta que los extremos finales de las terrazas más largas pueden corresponder ya a la confluencia con el Tinto.

En este sector, pero en la margen izquierda del Tinto (Hoja 7), aparecen los últimos retazos de terrazas para este lado del río. Su asignación se ha realizado en base a criterios altitudinales y comparativos con los niveles de la margen derecha. Se trata de un pequeño resto de T5 y un resto mayor, unos 3 km. de longitud y algo más de 500 m. de anchura máxima, de T4. Este último nivel se orienta hacia N-65-E y la degradación que ha sufrido hace que aparezcan en superficie algunos escalonamientos menores.

Volviendo a la margen derecha del río tenemos que, aguas abajo de los retazos descritos anteriormente, todos las terrazas medias desaparecen en unos 10 km, probablemente por desmantelamiento. No obstante, antes de confluir el Tinto con el Odiel, vuelven a aparecer un grupo de estas terrazas en el entorno de la capital onubense, coronando algunas de ellas los relieves mayores ("Cabezos de Huelva") del sector. Se trata de los restos de cuatro niveles para los que, dada la desconexión morfológica que presentan y la imposibilidad de usar el lecho actual del río como referencia a causa de su relleno reciente, sólomente hemos podido utilizar como criterio de correlación la altitud que presentan en comparación con la de las demás aguas arriba y el grado en que éstas varían aguas abajo, es decir la pendiente. De esta forma, hemos determinado que estos restos pertenecen a T9, T8, T6 y T4. Todos ellos se encuentran muy degradados de manera que, salvo para T6, es imposible reconstruir sus formas y orientaciones originales. T6, a pesar de estar constituida por varios fragmentos desconectados, es posible al menos reconstruir una longitud de casi 2 km., una anchura escasa de unos 250 m. y una orientación de N-40-E.

Con independencia de lo anterior, la rivera de la Nicoba presenta por encima de las terrazas inferiores restos correspondientes a dos terrazas medias (Hojas 3 y 7). Por un lado, tenemos una zona situada al N del complejo mayor de terrazas bajas, con abundantes gravas dispersas en superficie. A pesar de la fuerte degradación que presenta, hemos considerado su pertenencia a T5 por la relación altitudinal con los niveles inferiores. Por otro lado, tenemos una zona situada al NO del complejo mencionado anteriormente con una morfología de banda alargada y estrecha (3 km. de longitud por unos 600 m. de anchura máxima) y que, por el mismo criterio que al nivel anterior, la consideramos perteneciente a T4. Este nivel presenta una irregularidad en su forma, con un entrante de la terraza inferior que casi la divide en dos, probablemente provocada por un pequeño arroyo que la erosiona y deposita dicho entrante.

Por su parte, el río Odiel desarrolla terrazas medias tanto en su margen izquierda como en la derecha, esta última con mayores extensiones y continuidades. La correlación de estos niveles con los del sistema del Tinto, se ha realizado tomando las alturas medias de éstos respecto al cauce actual en transversales supuestamente equivalente para ambos ríos.

En este caso hemos considerado las transversales en aquellos sectores en los que los respectivos ríos se encajan netamente en el sustrato paleozoico estrechándose sus valles.

En la margen izquierda se han diferenciado tres niveles correspondientes a T5, T6 y T7. Esta última sólo está representada por un fragmento escaso, que debe estar bastante degradado superficialmente pues se sitúa a cotas algo inferiores que a las que debería estar, según los retazos situados al otro lado del río. T6 sí aparece a cotas muy similares a las de la margen derecha. Presenta una forma más o menos rectangular, de 1.5 km. de longitud, 1 km. de anchura y orientada aproximadamente N-140-E. T5 aparece como varios retazos pequeños que unidos conformarían una banda de algo más de 1.5 km. de larga, poco menos de 500 m de ancha y una orientación aproximada N-130-E. Estas mismas orientaciones se repiten en los niveles bajos de este sector, configurando un ensanchamiento del valle que hoy en día se da un poco más al S.

En la margen derecha del Odiel se conservan las mayores y más continuas extensiones de las terrazas medias. También en este sector va a quedar registrada la confluencia con el río Tinto. Empezando por el N, tenemos que prácticamente a la salida del río de los materiales paleozoicos va a tener lugar un desarrollo de hasta 4 terrazas medias y 1 baja, en prácticamente 2 km. de anchura. Algo similar tiene lugar en el Tinto, aunque allí con una anchura menor, y lo interpretábamos como un condicionamiento del sustrato. Aquí puede tratarse de algo similar, en cuanto que el sustrato duro ha podido condicionar la expansión lateral del río, incluso en el área próxima aguas abajo, ya en materiales neógenos. Hacia el S, como cabía esperar, estos niveles se ensanchan hasta algo más de 4 km., incluso con algunos de los niveles más bajos desaparecidos bajo los rellenos más recientes.

Afloran en esta zona T4, T5, T6 y T7, prácticamente todos N-S, paralelos al curso actual. El primero de ellos, que no aparece en la margen izquierda, lo hace aquí de forma discontinua: una primera secuencia de retazos que conforman una banda de algo más de 2 km. de longitud por unos 300 m. de ancho, y algo más al S, bordeando ya las marismas, otra banda dividida por un arroyo al que prácticamente se llega a adaptar, de casi 2 km. de longitud y unos 200 m. de anchura. T5, en el sector que

contiene la hoja 2, aparece como pequeño retazo entre los niveles inferior y superior que prácticamente desaparece aguas arriba. Sin embargo, hacia el S (Hoja 6), se va ensanchando progresivamente hasta alcanzar más de 2.5 km. de anchura e ir luego estrechándose y desapareciendo bajo las marismas del río. Hasta este punto se extiende a lo largo de 16.5 km. T4 tiene una menor extensión, pues prácticamente el nivel anterior lo acuña hasta hacerlo desaparecer dos veces. De esta forma se extiende en un primer sector con más de 4 km. de longitud y algo más de 1 km. de anchura máxima y en un segundo sector, separado 3 km. del anterior, con casi 4 km. de longitud y unos 750 m. de anchura máxima. T5, por su parte, también presenta dos sectores separados por un espacio de casi 3.5 km., en el probablemente ha sido desmantelado. En el primer sector a pesar de la discontinuidad generada por la arroyada actual, igual que para los niveles anteriores, alcanza una longitud de unos 2 km. y unos 500 m. de ancho. En el segundo sector tiene un anchura que va aumentado aguas abajo hasta un máximo de 1.5 km. y alcanza una longitud de casi 13 km. hasta el punto en que se incurva hacia aproximadamente N-80-E. Esta incurvación hacia direcciones próximas a las que traían las terrazas del Tinto, al otro lado del estuario, y que prácticamente se van a repetir para los niveles superiores, se interpreta como la confluencia de las terrazas equivalentes de los dos ríos. Por tanto este sector N-80-E, cuya morfología completa no se puede apreciar, al estar interrumpido bruscamente por la actual línea de costa, se correspondería con la continuación hacia el SO de la T7 del Tinto, a la que se habría sumado la T7 del Odiel. Tiene casi 5.5 km. de longitud y más de 1 km. de ancho.

Los niveles de terrazas que quedan por encima de éste ya no se disponen paralelos al Odiel, sino más bien siguiendo las direcciones aproximadas que traían los niveles del Tinto antes de su desembocadura. Es por ello que los consideramos como continuación de dichas terrazas, aunque la mayor extensión que llegan a alcanzar podría estar determinada por el incremento que experimentaría el cauce del Tinto después de la confluencia con el antiguo Odiel. Así pues, por encima del último nivel descrito anteriormente, hemos llegado a diferenciar tres niveles medios más: T8, T9 y T10 (Hojas 6 y 11). Estos tres niveles están limitados al E por las terrazas más recientes del Odiel y por el O por las del Piedras, ambos grupos dispuestos aproximadamente N-S. La primera de ella presenta una morfología triangular, condicionada por la forma curvada del

nivel anterior. Tiene una orientación principal N-50-E, una longitud de algo más de 6.5 km. y una anchura máxima, alcanzada hacia la zona central, de unos 3 km. Hacia el NE, antes de ser interrumpido este nivel por el inferior, se encuentra degradado, aflorando en el hueco creado en el sustrato neógeno. T9 presenta una morfología de banda ancha que además va adquiriendo mayor amplitud aguas abajo. Tiene una dirección general N-60-E, una longitud de algo más de 8 km. y una anchura que, en su punto máximo, casi alcanza los 6 km. Tanto este nivel como el anterior están interrumpidos de manera brusca al S por la actual línea de costa, constituyendo, junto a T7, la parte alta del acantilado que delimita las formaciones continentales con las litorales en el intrerfluvio Odiel-Piedras. T10 por su parte se encuentra más degradado, al constituir la última de este grupo de terrazas por el N. De esta forma, la morfología que podemos reconstruir actualmente es parcial, puesto que no podemos establecer la posición de su límite N original. Así pues, constituye una banda orientada N-70-E, con una longitud de 4.5 km. y una anchura de 1.5 km. Sin embargo, aguas abajo, tanto este nivel como el anterior, deben sufrir una ligera incurvación hacia posiciones más N-S, puesto que en su continuidad al O del río Piedras estas terrazas no aparecen y sí lo hacen niveles altos, orientados más en este sentido.

En el capítulo referente a las terrazas altas, apuntábamos la posibilidad de que algunos niveles que presentan una anchura considerable y una variación importante de altitud en su sección transversal, estén constituidos por algunos subniveles. Pues bien, T8 y T9 en este sector presentan dichas características y, por tanto, podían estar constituidos por algunos subniveles. De hecho, en Cáceres (1991) se apunta dicha posibilidad para T8 y se afirma para T9, llegando a diferenciar para éste hasta tres subniveles (Fig. 45). En este trabajo no hemos especificado tal diferenciación para evitar que la cartografía, ya de por sí algo engorrosa en este sector, quedara más recargada y se perdiera con ello claridad.

5.3.2.3 Terrazas bajas

Dentro de la agrupación que hemos realizado, entre los diferentes niveles de terrazas, este conjunto está constituido por los tres niveles más inferiores. Son, por tanto, los que están más en relación con los cursos actuales y los que presentan morfologías menos degradadas.

T1 se dispone a 6.5-7.5 m. sobre el talveg actual, T2 a 10-11.5 m. y T3 a 17-18 m. (Fig. 48). Los tránsitos entre ellos son, por lo general, bien apreciables, tanto en el campo como en foto aérea; lo que ocurre es que a veces aparecen más desdibujados, debido a la pequeña diferencia de altura entre ellas. No se ha podido determinar la aparición de sustrato en dichos tránsitos, por lo que debe tratarse de niveles elaborados sobre un relleno aluvial mayor. Por su parte, el tránsito con el conjunto anterior, en los puntos en los que se aprecia con mayor claridad, viene marcado siempre por la aparición de sustrato, tanto paleozoico como mesozoico o mioceno.

En el sector más oriental de la zona de estudio (Hoja 4), se puede observar como estas tres terrazas, pertenecientes al río Tinto, se disponen a ambos lados del curso, siguiendo un modelo general no pareado. Así, inicialmente frente a T1 y T3 que aparecen de forma amplia en la margen izquierda, en la margen contraria sólo hace T2 (Fig. 49ñ). Aguas abajo, a lo largo de unos 10 km., estos niveles se van alternando y cambiando de forma y amplitud. Así, antes de interrumpirse todos en las proximidades de Niebla, vuelven a adquirir de nuevo la disposición no pareada, pero esta vez en los márgenes contrarios; de esta forma, estos niveles van marcando diversas y ligeras reorientaciones que el cauce del río ha sufrido con el tiempo (T1 N-42-E, T2 N-48-E y T3 N-39-E). Es de destacar la existencia de una pequeña terraza en la desembocadura del arroyo Helechoso, equivalente altitudinalmente a la T2. Por otro lado, este sector es el único, en toda la margen izquierda del río, en el que tiene lugar un desarrollo más o menos amplio de terrazas, llegando a alcanzarse anchuras totales de hasta 1.5 km.; en el resto lo que quedan son pequeños retazos. Con respecto al modelo de terrazas no pareadas, Charley et al. (1984) mencionan que dicha disposición puede ser resultado de una incisión fluvial simple, más que responder a influencias externas climatológicas, tectónicas, etc.

Trás la interrupción que las terrazas bajas sufren en las proximidades de Niebla, en un tramo en el que el río se encaja, vuelven a aparecer unos 2 km. aguas abajo, donde el valle actual del río se ensancha (Hoja 8). Aquí, salvo un pequeño retazo en la margen izquierda a la salida de este encajamiento, en el que afloran los tres niveles, el desarrollo de este grupo se ciñe a la margen derecha, y ya desde este punto desaparece el nivel T1 bajo los depósitos actuales del río. La forma que adoptan T2 y T3, dadas sus mayores continuidades longitudinales (7.5 km. aprox.) y relativa poca anchura (500-750 m.), es de bandas alargadas y estrechas, orientadas N-47-E. En este sector es donde tiene lugar la confluencia con el arroyo Candón y sus terrazas. T2 confluye con la equivalente del arroyo, quedando rodeada de esta forma T3 por todos lados menos por su raíz. La equivalente a T3 del arroyo Candón, que se desarrolla mayoritariamente en su margen izquierda, se dispone según una dirección media N-20-E, una longitud de unos 8 km., una anchura en torno a los 500 m. (Hojas 4, 7 y 8) y una pendiente mayor que la correspondiente a la misma del Tinto; al igual que le ocurre al arroyo actual, dado su menor recorrido y mayor proximidad al sustrato paleozoico.

En la margen derecha del arroyo Candón, T2 sólo aparece en pequeños retazos, pertenecientes al sistema de dicho arroyo. Por su parte, T3 se desarrolla ampliamente según una dirección N-28-E, aunque aguas abajo, a la vez que se ensancha, va adaptándose progresivamente a la dirección del Tinto. De esta forma, al confluir con la equivalente del río principal, ésta incrementa su magnitud, disponiéndose con una anchura entre 1.5 y 3 km. y una orientación de N-74-E (Hoja 7). Aguas abajo disminuye la altitud de dicha terraza con respecto al curso actual del Tinto, dado el relleno y la invasión de marismas que su valle ha sufrido en tiempo más recientes. Al final de este tramo T3, confluye con la equivalente de la rivera de la Nicoba, desapareciendo al otro lado de la desembocadura del arroyo, aunque unos 3 km. aguas abajo, ya en el área metropolitana de Huelva, vuelve a aparecer en un tramo de unos 4 km. En este sector, dada la existencia de los relieves mayores que suponen los "Cabezos de Huelva", próximos al río, las terrazas se adaptan a este accidente, restringiendo su desarrollo y cambiando ligeramente de dirección; T3 alcanza una anchura de poco más de 1 km. y se orienta N-40-E. A partir de aquí, esta terraza desaparece bajo las marismas del sistema Tinto-Odiel.

Para la rivera de la Nicoba se puede apreciar (Hojas 3 y 7) como T3, según la continuación cartográfica de la equivalente del Tinto, constituye una amplia plataforma rodeando los dos arroyos, aunque por la morfología triangular que presenta en la zona interfluvial de los dos arroyos, típica de una zona de confluencia, pensamos que el origen de la mayor parte de ella puede estar más relacionado con la rivera de la Nicoba (Fig. 51). Adopta una orientación N-46-E y una anchura en conjunto de casi 4 km., aunque aguas abajo se reorienta a N-134-E y alcanza una anchura en torno a 1 km. El nivel que se encuentra por debajo de éste lo está a muy poca diferencia de altitud (3-4 m.) por lo que debe corresponderse con T2. Esta terraza se desarrolla tanto en su margen derecha como en ambos márgenes del arroyo del Puerco, que confluye con ella. Siguen direcciones de N-17-E para el Puerco y N-66-E para la Nicoba.

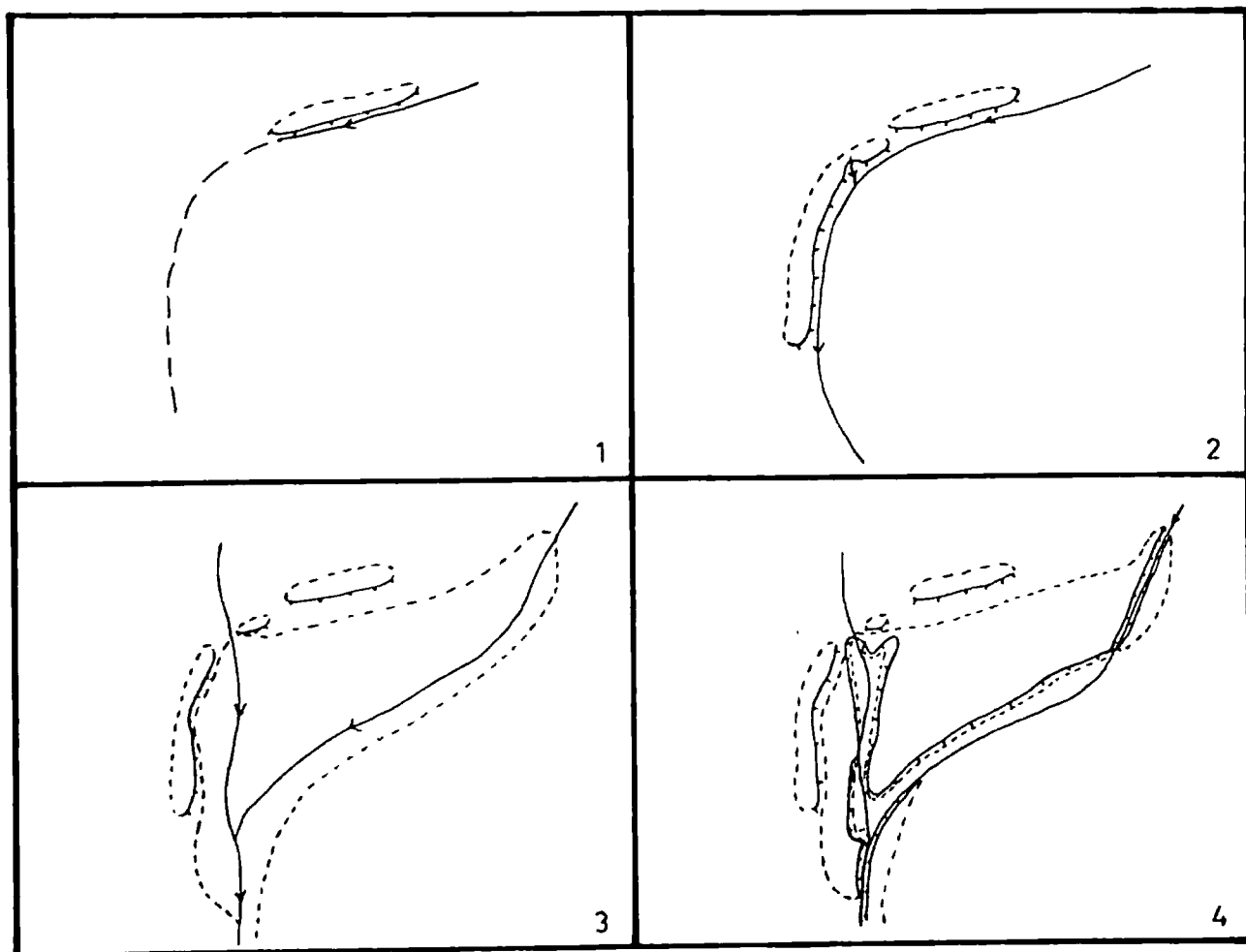


Figura 51.- Evolución de la Rivera de la Nicoba.

En estos arroyos secundarios ocurre, como apuntábamos antes para el Candón, que las pendientes actuales son mayores que las correspondientes a los ríos principales. Este incremento en la pendiente se puede ver reflejado en las terrazas, de manera que éstas incrementan también su inclinación; pero, por lo general, en menor medida que los cauces actuales, dando lugar a que éstas se dispongan, aguas arriba, cada vez a menor altura sobre el lecho. Una posible explicación para ésto podría ser la siguiente: Las terrazas representan lechos antiguos del río, por tanto períodos en los que el desmantelamiento de la cubierta neógeno-cuaternaria era menor que la actual y, como consecuencia, las pendientes generales podrían ser algo menores. También puede ocurrir que, una vez el curso ha alcanzado el sustrato paleozoico, le suponga más dificultad el encajamiento y por tanto, en estas zonas, haya menos diferencia de altura entre éste y sus depósitos previos. En estos casos, hemos de obviar el criterio de correlación altitudinal y ceñirnos únicamente al cartográfico.

Independientemente del sistema Tinto-Candón-Nicoba, el río Odiel presenta, en el sector próximo a Gibraleón, en afloramientos relativamente reducidos, las tres terrazas pertenecientes a esta división (Hojas 2, 3, 6 y 7). Las tres aparecen en su margen izquierda con direcciones próximas a N-139-E, marcando de esta forma un ensanchamiento del valle que aun hoy día tiene lugar en esta zona. Presentan longitudes de poco más de 1 km. para T1, 3 km. para T2 y 4 km. para T3 y anchuras de unos 250 m. para T1, algo más de 500 m. para T2 y algo más de 1 km. para T3. En la margen derecha sólo aflora T3 en un pequeño retazo de poco más de 1 km de longitud, 250 m. de anchura y orientado prácticamente N-S.

5.3.2.4 Terrazas del río Piedras

El río Piedras se dispone, en sus tramos medio y bajo, encajándose y seccionando a las plataformas correspondientes a las terrazas altas y medias. En su evolución, bastante más reciente, ha desarrollado hasta cinco niveles de terraza, las cuales se disponen paralelas a su curso actual. Como consecuencia de lo anterior, no tiene lugar, como ocurre con el resto de los arroyos y ríos que desarrollan terrazas, confluencia con algún nivel del sistema principal. Estas debieron tener lugar en posiciones más al S,

posiciones que en la actualidad están invadidas por el mar. De esta forma, la correlación de las terrazas del Piedras con las del resto del sistema únicamente se puede establecer en función de las altitudes respecto al cauce actual. Sin embargo, este sistema puede presentar problemas y no ser definitivo, como explicábamos para el caso del Candón y del Nicoba. En este caso, además de contar el río con una pendiente mayor que la de los cursos más principales (Tinto y Odiel), la mayor parte de las terrazas se desarrollan en torno a su tramo bajo, es decir, al tramo en que su valle se encuentra relleno por los sedimentos más recientes de la marisma. Por tanto, únicamente se pueden tomar como válidas las medidas de altitud respecto al cauce actual, determinadas en un pequeño sector al final del tramo medio. De esta forma, hemos estimado como T2 la terraza que se dispone a 10 m. sobre el cauce actual, T3 a 14-16 m., T4 a 30 m., T5 a 38-40 m. y T7 a 60 m., según el modelo general.

Es de destacar que los diferentes niveles de terrazas del Piedras se sitúan por encima topográficamente de los equivalentes del Odiel que, dada su disposición aproximadamente paralela y su proximidad, podrían considerarse como semejantes. Este hecho no refleja más que la mayor juventud del sistema del Piedras y el probable desarrollo de terrazas a partir del incremento de su cauce, como resultado de la captura del tramo alto mencionada en capítulos anteriores.

En la margen izquierda, y en el sector más aguas arriba en el que afloran terrazas, aparecen cuatro niveles y el quinto lo hace un poco más aguas abajo (Hoja 6). T7 está representada por un retazo que es el resto de mayor tamaño de este nivel, con algo más de 1 km. de largo y ancho, el cual se adosa al nivel T12 de las plataformas superiores. Sobre éste se adosa un pequeño resto de T5, de unos escasos 200 m. de ancho, que desaparece, al igual que el nivel anterior, aguas abajo en un espacio de unos 7 km. Sobre T5 se adosa T4, el cual se continúa aguas abajo, aunque de forma discontinua erosionado por la red de arroyos actuales, con una dirección N-130-E, aproximadamente paralelo al curso actual y al igual que éste se reorienta a posiciones prácticamente N-S aguas abajo. Tiene una anchura de 1 km. en este primer sector. Sobre este nivel y en este punto inicial se adosa el nivel más bajo T2, el cual aflora escasamente, poco más de 1 km. y en torno a los 100 m. de anchura, confluyendo, además, con un pequeño tramo equivalente perteneciente al arroyo

Tariquejo. Un poco más aguas abajo, este nivel desaparece bajo las marismas y en su lugar, adosado a T4, aunque en una posición altitudinal algo más alta, aparece T3. Éste constituye un primer retazo de unos 750 m. de largo por 200 m. de ancho y, aunque de forma discontinua, continúa aguas abajo paralelo al curso actual. Aparece otro pequeño afloramiento a la altura de la población de Cartaya, igualmente adosado a otro retazo de T4. Una vez pasada dicha población tiene lugar los afloramientos más extensos y continuados de estas terrazas (Hojas 6 y 11). T7 aparece como un retazo aislado, aunque probablemente se adosaría a la T9 de las plataformas medias y se continúa un poco más aguas abajo con otro resto de dimensiones más reducidas. Ambos han sido considerados como pertenecientes a este nivel, por su posición altitudinal y por su orientación (prácticamente N-S) paralela al curso actual. En condiciones casi idénticas aparece T5, mientras que T4 y T3 se extienden con una mayor amplitud. El primero de ellos se adosa a los retazos de T5 y presenta una longitud de 5.5 km. (11 km. en total) y una anchura que aumenta respecto a los restos aguas arriba, pero que vuelve a disminuir aguas abajo (2 km. de máximo). T3 se adosa al anterior, discurriendo paralelo al curso actual, incluso tiene forma de entrante en aquel que el valle del río presenta poco antes de su desembocadura. Tiene una longitud de algo más de 4 km. (7 km. en total) y una anchura máxima de unos 500 m.

Al otro lado del río se conservan un par de retazos aluviales algo degradados que por su posición altitudinal, su orientación (N-150-E) aproximadamente paralela al curso actual y sus características sedimentológicas hemos considerado como pertenecientes al nivel T7. T3 es el nivel que más claramente aflora en este margen, pues lo hace de forma más o menos continua, constituyendo el borde del valle a lo largo de unos 6 km. Este nivel desaparece antes de la desembocadura del río, probablemente oculto bajo las marismas y, de igual forma, va disminuyendo su anchura aguas abajo (500 m. de máximo y menos de 100 m. de mínimo). Por último, T2 aflora escasamente aguas arriba. En este caso se adosa al nivel anterior, hecho que no ocurría en la margen izquierda, y se determina que el desnivel entre una y otra es pequeño (4-6 m.). Presenta este afloramiento una longitud de unos 750 m. y una anchura máxima de unos 250 m., acuñándose aguas arriba y desapareciendo, probablemente bajo las marismas, aguas abajo.

5.3.3 Sedimentología de terrazas

El estudio sedimentológico de las terrazas, en principio, debe aportar datos interesantes que apoyen nuestra cartografía geomorfológica. Así, desde esta perspectiva, hemos considerado como más interesante, en primer lugar, las medidas de paleocorrientes en aquellos puntos que ha sido posible, con el fin de componer un mapa en el que se reflejen estas orientaciones y compararlo con las pendientes generales de las distintas plataformas. En segundo lugar, las medidas de cantos mayores (centiles) en los diferentes afloramientos, con idea de observar la variación de éstos a lo largo de las terrazas, los cuales, en condiciones normales, debe ir disminuyendo aguas abajo, con la energía del río. En tercer y último lugar, la caracterización de los sedimentos que constituyen los distintos niveles de terrazas. Sin embargo, los resultados de estos estudios, que pasamos a tratar a continuación, no han sido de gran ayuda en general, debido a la gran dispersión y poca claridad expresada por las paleocorrientes, a la monotonía en los sedimentos y a la escasez de buenos afloramientos.

En primer lugar, en un estudio de paleocorrientes ha de tenerse muy claro que es lo que se está midiendo; si lo que se mide es realmente indicativo de una corriente y que las medidas puntuales representan corrientes locales.

Las paleocorrientes se determinan a partir de determinadas estructuras, de las cuales, en el tipo de sedimentos que nos ocupa, las más comunes son las imbricaciones de cantos y las estratificaciones cruzadas. En la primera de ellas pueden darse anomalías, como recogen Potter y Pettijohn (1977), aunque en el caso concreto de nuestra zona de estudio, estas estructuras son tan escasas y locales que prácticamente han sido obviadas. La estratificación cruzada, por contra, ha sido el elemento que hemos considerado en mayor medida en este sentido. Sin embargo hay que tener en cuenta que, aunque usualmente las corrientes se disponen paralelas a la dirección de máxima inclinación de las capas, ésto no es universalmente correcto (Potter y Pettijohn, 1977). Así, Díaz Molina (1984) señala la existencia, en sedimentos fluviales antiguos con tamaño grava, de dos poblaciones de laminación cruzada con sentidos opuestos, lo que sugiere que dicha estructura no sólo está relacionada con las caras de

avalancha, sino que también se producen en la zona posterior, posiblemente con la acreción de las barras aguas arriba, siendo además estas láminas más netas. Por otro lado, ha de tenerse en cuenta que en muchos casos, el desarrollo de barras de meandro (*point bars*) va a dar lugar a estratificaciones cruzadas perpendiculares a la dirección general de la corriente. En relación con esto último, lo más característico y definitivo de un curso meandriforme es el desarrollo, a causa del flujo helicoidal, de estratificación cruzada tipo ϵ . Sin embargo, hoy en día se acepta la existencia de barras de meandro sin este hecho diferencial (Díaz Molina, 1984), por lo que, si no es posible identificar una laminación cruzada como resultado de una acreción lateral, puede dar lugar a errores al considerarse como indicativa de una paleocorriente en el sentido de su inclinación. Por último, las estratificaciones cruzadas que rellenan canales tampoco van a ser propicias, en el caso de que este relleno sea lateral, para establecer medidas de paleocorrientes, más bien éstas estarán indicadas por la dirección del canal relleno.

Teniendo presente todo lo expuesto en el párrafo anterior, en la figura 52 se representa las medidas de paleocorrientes; en la mayor parte de los casos son medidas de inclinación de estratificaciones cruzadas, que se han podido establecer en nuestra zona de estudio. La mayoría de estas medidas se han realizado en la mitad occidental de la zona, dada la escasez de afloramientos, las estructuras más masivas y la mayor modificación por procesos postdeposicionales que tiene lugar en la mitad oriental.

Es de destacar en la figura 52 que, mientras en la mayor parte de las terrazas medias y bajas las corrientes son más o menos constantes y acordes con la pendiente general de las terrazas, en las plataformas mayores, al O del Odiel, comienzan a dispersarse, e incluso en algunos puntos, a marcar direcciones totalmente contrarias a la pendiente general, no solo de la terraza, sino también del relieve. La explicación a esto puede ser: En primer lugar, que se trate de cursos de alta sinuosidad, de manera que las medidas reflejan variaciones locales de la corriente, la cual en general debía seguir la pendiente de la plataforma; en este caso algunas de las medidas podían representar acreciones laterales de barras de meandros, con lo cual las corrientes se dispondrían perpendiculares a dichas medidas. En segundo lugar, que algunas de estas laminaciones respondan a anomalías de las reflejadas en el párrafo anterior, aunque deben ser las

menos y las orientadas hacia el N. En tercer lugar, que algunas de ellas, sobre todo las orientadas NO-SE, respondan a cursos secundarios perpendiculares a los principales NE-SO. En cuarto lugar, podría darse el caso que algunas de las laminaciones medidas representen rellenos de canales amplios, del tipo que aparecen en las figuras 54f y 54g, de forma que si no se observa la morfología completa del depósito se podría interpretar erróneamente. En quinto y último lugar, volvemos a repetir lo expuesto en el capítulo correspondiente a las morfoestructuras en conglomerados, y es que algunos de los afloramientos estudiados pertenezcan a depósitos conglomeráticos continentales neógenos y no a la secuencia general de terrazas cuaternarias.

En cuanto a la medida de centiles, este es un método aproximado, por cuanto las mediciones se realizan en el entorno del afloramiento, quedándonos al final con el mayor de los valores como representativo de dicho punto. Por tanto, sus resultados serán simplemente orientativos y en ellos lo más significativo serán las tendencias. En la figura 53 se representan las medidas de centiles que se han podido realizar y sus variaciones a lo largo de todas las terrazas que componen nuestra zona de estudio. En la mayoría de dichas representaciones se obtiene lo esperado, es decir, una tendencia a la disminución del tamaño de los centiles aguas abajo, como cabría esperar que disminuiría, de forma general, la energía del río. En algunas de ellas existen pequeñas anomalías, achacables al propio método, pero que no desvían dicha tendencia. Tan sólo, en dos de los niveles más altos (T12 y T13), se producen variaciones importantes, de manera que no se reconoce una disminución del centil aguas abajo. Pensamos que estas variaciones pueden indicar aportes importantes de arroyos secundarios que, con un menor trazado y una pendiente mayor, desembocaban en el curso principal provenientes del NO.

El último punto considerado en el estudio sedimentológico de las terrazas ha sido la caracterización de dichos sedimentos, en base al estudio e interpretación de secciones correspondientes a diferentes niveles. No pretendemos hacer un estudio sedimentológico exhaustivo puesto que, además de quedar fuera de nuestro alcance, éste no intenta ser más que un apoyo y un complemento a la cartografía geomorfológica. Hemos considerado más conveniente la representación de secciones enteras, ya que la geometría de los cuerpos sedimentarios es el mejor indicador del

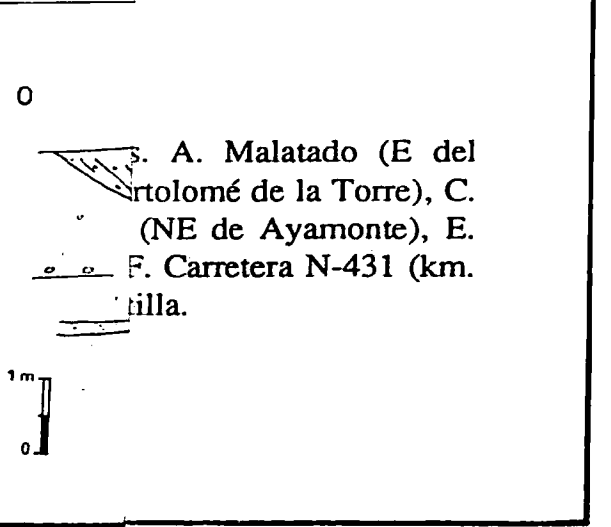
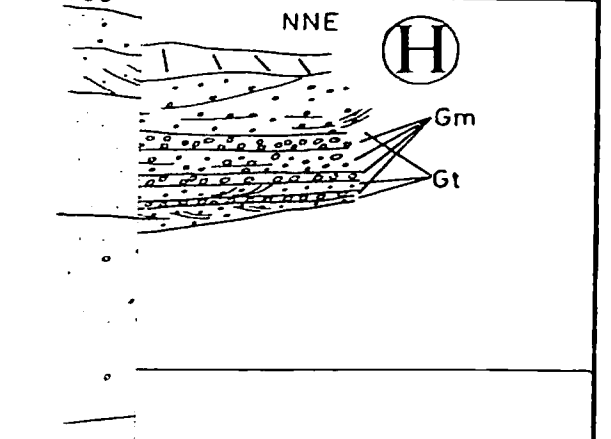
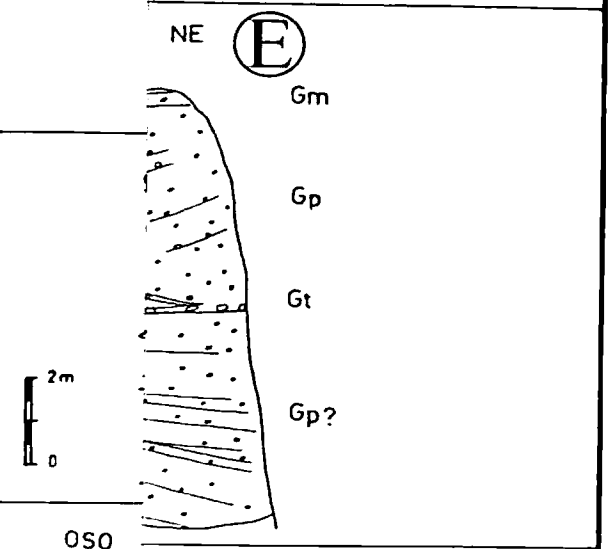
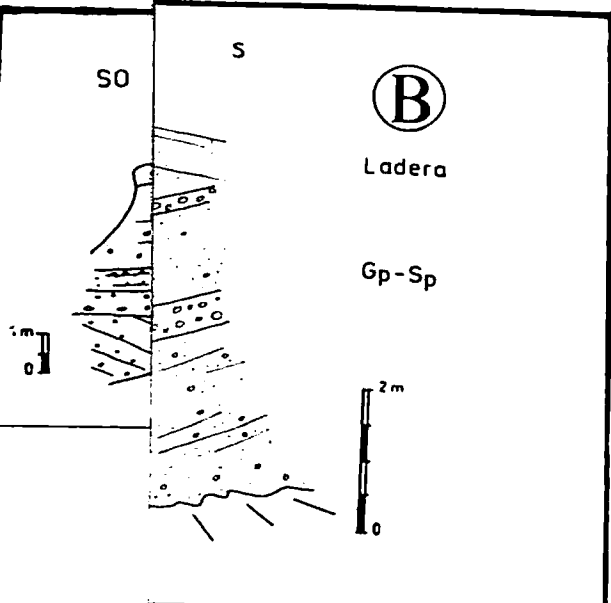
funcionamiento deposicional del río. Para una mejor comprensión de las secciones las hemos acompañado de la nomenclatura de facies de Miall (1977 y 1978), dado su amplio manejo y fácil lectura. Hay que hacer constar que dichas secciones no son más que representativas del sector en el que se sitúan y no de la terraza entera a la que pertenece, es más, en algún caso se representan secciones del mismo nivel pero separadas lateralmente y que presentan algunas diferencias.

Para continuar con el esquema del apartado anterior, vamos a tratar las terrazas agrupadas en los tres conjuntos diferenciados (altas, medias y bajas), además de las del Piedras.

5.3.3.1 Terrazas altas

Este grupo de terrazas presenta el problema, como hemos venido repitiendo con anterioridad, de coexistir con depósitos continentales neógenos, de los cuales es muy difícil distinguirlos. De ahí la dificultad en establecer el límite inferior y estimar de esta forma sus potencias. Si a esto le sumamos las grandes extensiones que ocupan y los posibles solapamientos por deposición en niveles inferiores de material erosionado de los superiores, se puede explicar el que autores previos hayan asignado potencias del orden de los 80 m. en áreas como el Cebollar (Viguier, 1974). Sin embargo, nosotros pensamos que los niveles más potentes (T14 y T13) pueden situarse en torno a los 20 m. de máximo, mientras que los dos siguientes (T12 y T11) pueden rondar los 10 m.

En la figura 54, se representan diversas secciones correspondientes a este grupo de terrazas. Se trata de secuencias de gravas cuarcíticas y arenas gruesas a muy gruesas, igualmente silíceas. Las gravas son redondeadas a subredondeadas, aparecen de forma masiva (facies Gm), heterométricas o en láminas más o menos homométricas, con estratificación cruzada de base plana (Gp) y curva (Gt), generalmente más homométricas y de menor tamaño. A veces aparecen niveles de gravas continuos y de pequeño espesor, identificados como depósitos residuales (*lag deposits*). Las arenas, que aparecen en menor proporción que las gravas, pueden ser subangulosas y se suelen disponer de forma masiva u horizontal (Sh) o alternando con láminas de gravas estratificadas (Sp).



Estas secuencias pueden representar barras de gravas, que suponen acreciones verticales (Gm) o laterales (Gp), y rellenos de canales (Gt) (Miall 1978 y 1981; Ramos y Sopena, 1983), con tramos arenosos asociados que pueden representar barras (Sh y Sp), en relación con regímenes de fluidos más bajos.

Así pues, en las figuras representadas cabría destacar la existencia de cuerpos sedimentarios con estratificación cruzada planar, continuos lateralmente (base de las figs. 54a y c), algunos muy potentes (Fig 54b) y con buzamientos hacia NE y N, que bien podrían ser el resultado de cursos sinuosos de granulometría gruesa (barras de meandro?) (Marzo, 1989). Esto explicaría, además, los buzamientos hacia direcciones contrarias a la pendiente del terreno, como habíamos comentado anteriormente. La figura 54d, situada más aguas abajo que las anteriores, está fundamentalmente constituida por gravas masivas u horizontales, entre las que se intercalan algunas barras de menor tamaño de grano y algunos canales menores.

Las figuras 54f y g, pertenecientes a T12, representan un hecho curioso, amplios canales asimétricos rellenos lateralmente y de forma continua hacia el E. Esta estructura bien podría representar, por dicha asimetría, barras de meandro (Díaz Molina, 1984), aunque en este caso las láminas debían inclinarse hacia el lado más profundo del canal, o bien ser el resultado de una migración del canal hacia el E con relleno lateral en este sentido. La figura 54e representan también a T12, pero más aguas arriba, y es un ejemplo de cómo varía la secuencia lateralmente. Representa *sets* de grava fina, separados por depósitos residuales, con estratificación cruzada que buzan en diferentes sentidos y que bien podrían haber resultado de la superposición de barras de acreción lateral.

En la figura 54h, que representa al nivel T11, cabe destacar la alternancia de gravas masivas y horizontales con *sets* de laminación cruzada de fondo curvo, que representan canales de pequeña dimensión rellenos hacia el NE y que se cortan unos a otros, siendo esto último más propio de sistemas fluviales del tipo *braided*.

Por tanto, en este grupo de terrazas tenemos características que podrían ser propias de cursos de alta sinuosidad y también otras propias de

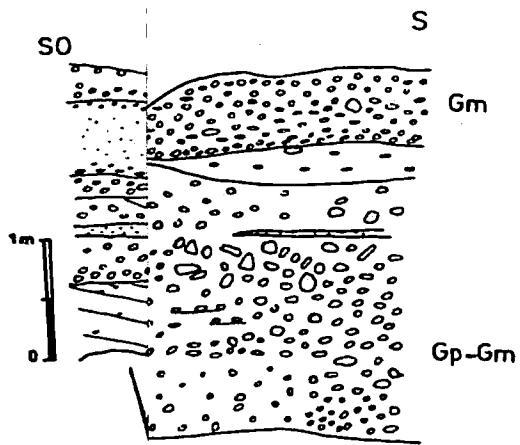
cursos trenzados, ésto último corroborado además por trabajos de otros autores (Romero Segura y Pendón, 1991). De lo anterior se podría extraer la posibilidad de la coexistencia de ambos modelos o a la de un tipo de río intermedio, que en unos puntos desarrolla características propias de meandriforme y en otros propias de *braided*. De todas formas, los límites entre un tipo de río y otro son totalmente arbitrarios y responden más a necesidades humanas que a la propia naturaleza.

5.3.3.2 Terrazas medias

En este grupo los límites inferiores están algo más claros en determinados sectores. De esta forma, se han podido llegar a medir potencias máximas cercanas a los 10 m. para los niveles más altos y en torno a los 5-6 m. para los niveles inferiores.

La figura 55 refleja diversas secciones de este grupo de terrazas. A grandes rasgos no existen marcadas diferencias con el grupo anterior. Siguen predominando los depósitos conglomeráticos cuarcíticos, aunque mientras más aguas arriba, tanto del Odiel como del Tinto y sus afluentes, las gravas se hacen más poligénicas, con fragmentos de pizarras, areniscas y otros materiales procedentes del paleozoico. También aparecen arenas, fundamentalmente cuarcíticas, gruesas y muy gruesas. La morfología de los cantos varía en el mismo sentido que su naturaleza, es decir, son más redondeados aguas abajo y más angulosos y aplanados hacia aguas arriba. Se van a ordenar principalmente de forma masiva y horizontal (Gm), generalmente heterométricos, o con estratificación cruzada planar (Gp) o de base curva (Gt), por lo general mejor clasificados. También van a aparecer depósitos residuales. Las arenas, por su parte, se ordenan de forma masiva u horizontal (Sh), alternando con láminas de gravas estratificadas (Sp) y, en algún sector, con laminación menor perteneciente a *ripples* (Sr).

De esta forma, predominan las facies de barras conglomeráticas (Gm y Gp), rellenos de canales (Gt) y algunos tramos arenosos asociados que representarían barras arenosas (Sh y Sp), a veces con *ripples* (Sr). También se observan algunas suaves superficies de reactivación en tramos arenosos (Cáceres, 1991), que se podrían interpretarse como posibles



SSO



Gm-Gp-Sp
Gm-Sh



Cortes sedimentológicos de las medias. A. El Monte (NO de B. Monte Conquero (Huelva), C. forestal Campo Camino de Abajo unta Umbria), D. Cortijo Picó (E de E. Mirador de El Rompido, F. abandonado Gibraleón-Ayamonte (Km. Monturrio (NE de Moguer).

0 T6 (Odie



cambios en la dirección de flujo (Díaz Molina, 1979), o reactivación de canales poco potentes y estacionales.

En las figuras 55a y c, al igual que en algunas del grupo anterior, aparecen cuerpos de estratificación cruzada planar, potentes, continuos lateralmente y buzando en sentido opuesto al de la pendiente. El segundo, además, está constituido por dos de estos cuerpos separados por un depósito residual, aunque el superior presenta también estratificación cruzada en surco, con canales rellenos en el sentido del buzamiento general de las láminas, es decir, al E. De esta forma, se podría pensar en la posibilidad que, en este caso, se tratase de canales que migran progresivamente hacia el E a la vez que se van rellenando, algo parecido podría ocurrir en 54f y g. La figura 55b, representa al igual que 55a a T9, pero algo más aguas arriba; lo que destaca en ella es la existencia de una barra de algo más de 1 m. de espesor que crece hacia el S y se intercala entre conglomerados masivos, por tanto difiere de la anterior.

La figura 55d es representativa de las terrazas medias del Odiel en su tramo más alto, frente a Gibrleón. Es en este sector donde se presentan los cantos de mayor tamaño, con bloques de hasta 40 cm. Ésto junto con la aparición, en un pequeño sector, de cantos grandes con una matriz más arcillosa, propio de *debris flow*, nos indica un curso o un segmento del curso de alta energía. En una zona bastante más aguas abajo, pasado incluso la confluencia con la terraza equivalente del Tinto, aparecen depósitos del tipo representado en la figura 55e. En él, son predominantes las facies de gravas masivas de menor tamaño y las arenas horizontales, pero también es frecuente encontrar paleocanales rellenos de gravas, cuyos ejes se disponen OSO, tal y como está dispuesta la pendiente general de la terraza.

La figura 55f supone un cambio respecto a todas las anteriores. Representa a T6 en un tramo relativamente alto del río Odiel y está constituida por una serie de canales de gran tamaño, encajados sobre gravas masivas y rellenos con gravas grandes (hasta 25 cm.), con tendencia granodecreciente y estructuradas en láminas cruzadas. La relación entre los canales parece apuntar a la existencia de más de un canal funcional, que divagan y se desplazan hacia el E. Por tanto, ésto junto a la alta energía del río, reflejada en el tamaño de las gravas y las barras que

éstas constituyen, apuntaría a un tipo de río *braided*. Sin embargo, algunos de los canales, concretamente el canal mayor representado más al O de la figura 55f, tiene caracteres propios de curso meandriforme, como son la gran amplitud, la base grosera y el relleno asimétrico y lateral. Todo esto no refleja más que lo que la propia naturaleza nos muestra, es decir, que lo más común serán las mezclas y los estadios intermedios entre los diferentes tipos de ríos y que los modelos puros, aunque se puedan encontrar en ella, serán los menos.

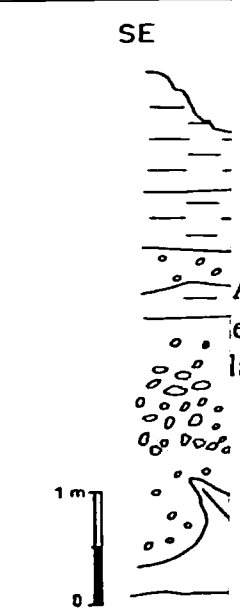
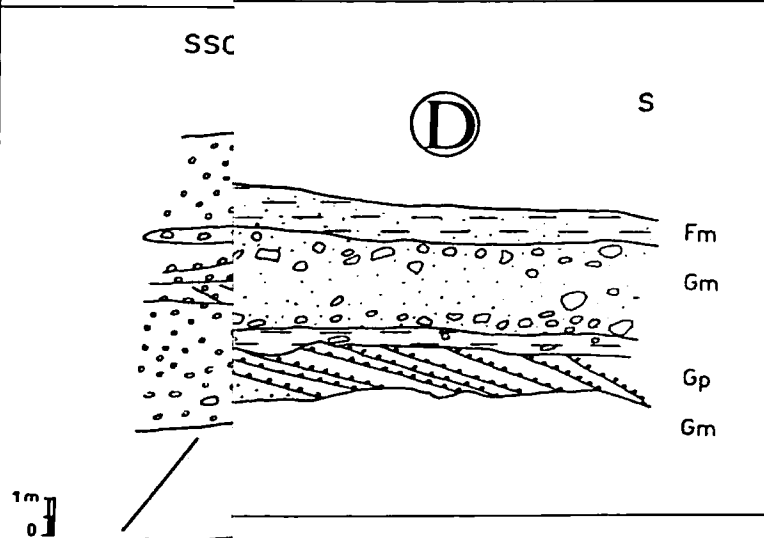
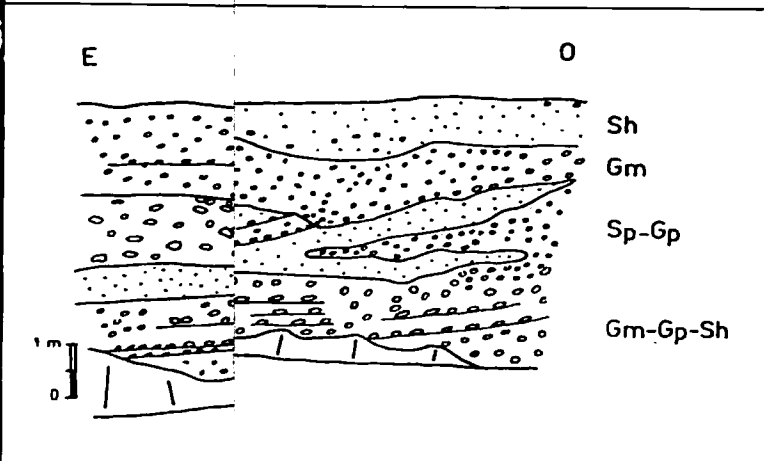
Por último, en la figura 55g, perteneciente a T4 del río Tinto, predominan las gravas masivas con láminas de cantos más gruesos y menos clasificados y otros mejor clasificados y algo más finos. Por tanto, supone una acreción en la vertical de barras conglomeráticas.

Al igual que para las terrazas altas, tenemos características más propias de cursos meandriformes o de cursos *braided* coexistiendo, incluso, en las mismas secciones. Por tanto, podemos seguir pensando en cursos energéticos que pueden desarrollar, por zonas o incluso dentro de un mismo sector, una relativa alta sinuosidad, dando lugar a depósitos propios de ríos meandriformes en gravas, o barras intermedias y tener más de un canal activo, asemejándose por tanto a cursos trenzados.

5.3.3.3 Terrazas bajas

En este grupo de terrazas las potencias, aparte de ser variables como en el resto de los grupos, pueden alcanzar máximos en torno a los 5-7 m., aunque en algunos cortes en los que se alcanzan estos espesores no se llega al sustrato. De todas formas, pensamos que dado los escasos desniveles que presentan entre ellas y las pruebas de campo, el sustrato no llega a aflorar en el paso de una a otra, con lo que los encajamientos y los depósitos de una terraza se produce, al menos en parte, sobre materiales de la terraza anterior.

En las terraza bajas, por ser las más recientes, van a aparecer depósitos finos a techo, los cuales no lo hacían en los grupos anteriores probablemente desmantelados por erosión. Aparte de estos depósitos arcillosos y limosos, como se refleja en la figura 56, predominan las gravas



A. El Grillito (Gibraleón),
 Cerro de las Mallas (Niebla),
 Huelva (España).

gruesas con abundancia de cantos silíceos, aunque son abundantes los de fragmentos de pizarras, esquistos y otras rocas provenientes del paleozoico. Son más redondeados a medida que nos desplazamos aguas abajo, de la misma forma que disminuye el tamaño de los cantos mayores y aumenta la proporción cuarcítica. Las arenas también son abundantes, tanto en la matriz de las gravas como en capas, siendo gruesas y muy gruesas, en gran proporción silíceas y, a veces, subangulosas. Las gravas se ordenan principalmente de forma masiva y horizontal (Gm), aunque a veces aparecen en láminas cruzadas de fondo plano (Gp) y escasamente como estratificación cruzada de fondo curvo (Gt). Las arenas aparecen en láminas horizontales (Sh) o en láminas cruzadas (Sp y St). Por último, los depósitos finos se disponen masivos (Fm) coronando las secciones.

Por tanto, predominan las facies de barras conglomeráticas masivas, que suponen acreciones en la vertical y en menor medida barras estructuradas (Gp) y canales rellenos (Gt), que indican acreciones laterales y longitudinales. A veces, aparecen barras de arena (Sh) y tramos arenosos asociados con las laminaciones de grava (Sp y St). Los depósitos finos son más propios, por su posición, de llanuras de inundación (Fm).

La figura 56a representa una sección de T3 en el Odiel, predominando en ella las gravas masivas y horizontales o algo estructuradas, en laminas cruzadas en el sentido de la pendiente de la terraza. Alternando entre las gravas, y culminando este depósito, aparecen barras de arena de diversos tamaños. Representa, por tanto, mayoritariamente acreción vertical de barras conglomeráticas.

Las figuras 56b y c corresponden a T2 en el río Tinto, la primera de ella más aguas arriba. Vuelven a predominar las gravas masivas y horizontales, aunque en la primera destaca una estratificación cruzada planar, predominante hacia el SE, y en la segunda una estratificación cruzada planar con buzamientos en distintos sentidos; interpretado éste último como resultado de la migración lateral de barras de meandro (Rodríguez Vidal et al., 1988).

La figura 56d representa a T2 del río Odiel en una posición bastante aguas arriba. De esta forma, criterios de alta energía del río, como el gran tamaño de los cantos (hasta 32 cm.) y la matriz fina de algunos paquetes

de gravas, aparecen en esta sección. Acorde con esta alta energía, las gravas con estratificación cruzada planar deben representar barras longitudinales con laminación en el sentido de la pendiente.

Por último, la figura 56e corresponde a T1 del Tinto y las características que presenta son similares a las dichas anteriormente, es decir, predominio de gravas masivas, que pueden llegar a alcanzar los 30 cm. de tamaño, alguna laminación buzante hacia el SSE, algún paleocanal pequeño con esa misma dirección y potentes depósitos finos culminando la sección. Parece indicar, por tanto, una mayor energía del río que, para 56b y c, está acorde con su posición más aguas arriba.

No existen grandes diferencias respecto a los grupos anteriores, es decir, muestras de mayor energía del medio en los tramos aguas arriba y hacia los tramos medios caracteres propios de cursos sinuosos; lo que indicaría, junto al descenso en el tamaño de los cantos mayores, un descenso relativo en la energía del río.

5.3.3.4 Terrazas del río Piedras

Las terrazas de este río tienen potencias que sobrepasan los 5 m. en el nivel más alto, entre los 3 y 4.5 m. de máxima en los tres niveles intermedios y entre 2-3 m., como mucho, en el nivel más bajo.

Estas terrazas están compuestas por gravas de naturaleza más cuarcíticas en los niveles superiores, mientras que en los inferiores se hacen más pizarrosas a medida que nos situamos más aguas arriba, hasta ser prácticamente de esta naturaleza en el extremo superior del tramo bajo. De igual forma varía el tamaño, el trabajamiento y la forma de los cantos, siendo menos redondeados y aplanados los de pizarra. Aparecen en algunos niveles de estas terrazas potentes paquetes de arenas silíceas, que son más gruesas en los niveles superiores y menos en los inferiores. Son muy abundantes las facies de gravas con estratificación cruzada de base curva (Gt), así como las gravas masivas (Gm), las cuales son más frecuentes en los niveles inferiores (T2 y T3) y menos en el resto. Las arenas, por su parte, son masivas u horizontales (Sh) y en menor proporción poseen estratificación cruzada con fondo curvo (St).

Predominan, por tanto, las facies de relleno de canal (Gt), así como las de barras conglomeráticas y arenosas (Gm, Sh y escasamente St). Todo ello apunta a crecimientos en la vertical.

La figura 57a, que representa la terraza más alta, destaca por el potente paquete arenoso de la base, coronado por gravas que se disponen conformando canales que se cortan unos a otros. Puede representar esta sección los primeros depósitos del río Piedras tras la captura de su tramo alto. De esta forma, al incrementar su energía, produciría en primer lugar un vaciado de los niveles arenosos neógenos situados aguas arriba y, en última instancia, arrastraría material más grosero del sustrato paleozoico, constituyendo el depósito de gravas superior, típico de red *braided*. Todo el conjunto apunta a crecimientos rápidos del depósito en la vertical.

Una secuencia similar a la anterior, aunque sólo en su parte superior, es la representada en la figura 57b, la cual corresponde a un nivel más bajo (T4) y en una posición más aguas abajo. La diferencia mayor está en el menor tamaño tanto de las gravas como de los canales imbricados, lo que podría indicar un descenso en la energía del río, acorde con la posición de esta sección.

La figura 57c, perteneciente a T3, se caracteriza por la presencia aún de potentes paquetes arenosos, entre los que se intercalan otros de gravas masivas y gruesas o de canales rellenos por gravas. Esto podría ser indicativo de la continuación, en el proceso de desmantelamiento, de las arenas neógenas, que bien podría ser más local como resultado de desplazamientos laterales del curso. Esto explicaría, además, la presencia de paquetes de cantos del paleozoico, pues a la vez que se erosionaría las arenas, simultáneamente y en relativo corto espacio, el río se estaría encajando en el paleozoico. Continuaría, por tanto, el crecimiento en la vertical.

La figura 57d representa al mismo nivel anterior, pero en posiciones más aguas abajo. Aquí prácticamente esta ausente los paquetes de arena y lo que predominan son gravas de pequeño tamaño (3-4 cm.) y arenas gruesas y muy gruesas, ordenadas en láminas cruzadas de base curva. Por

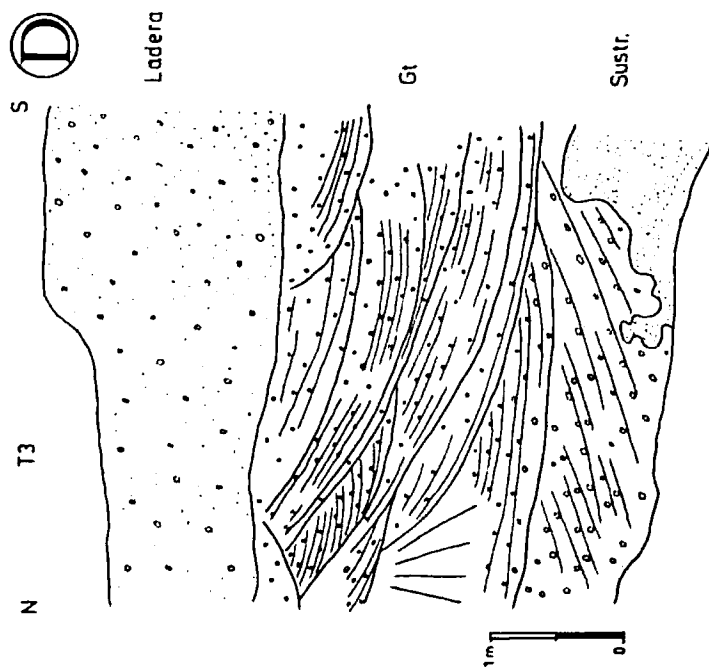
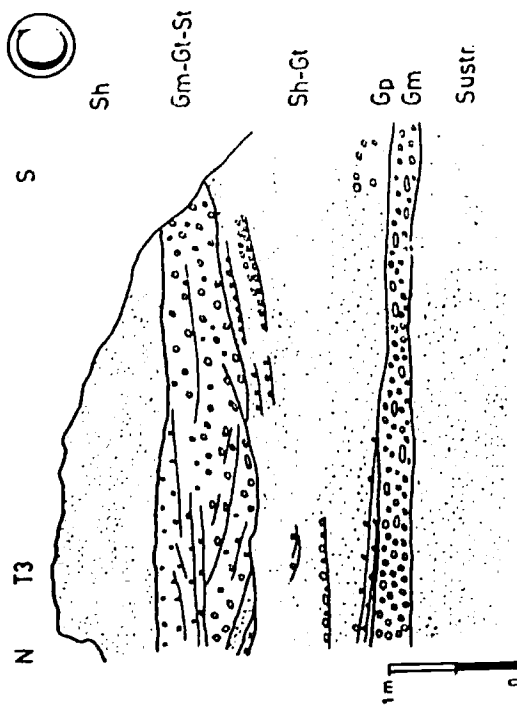
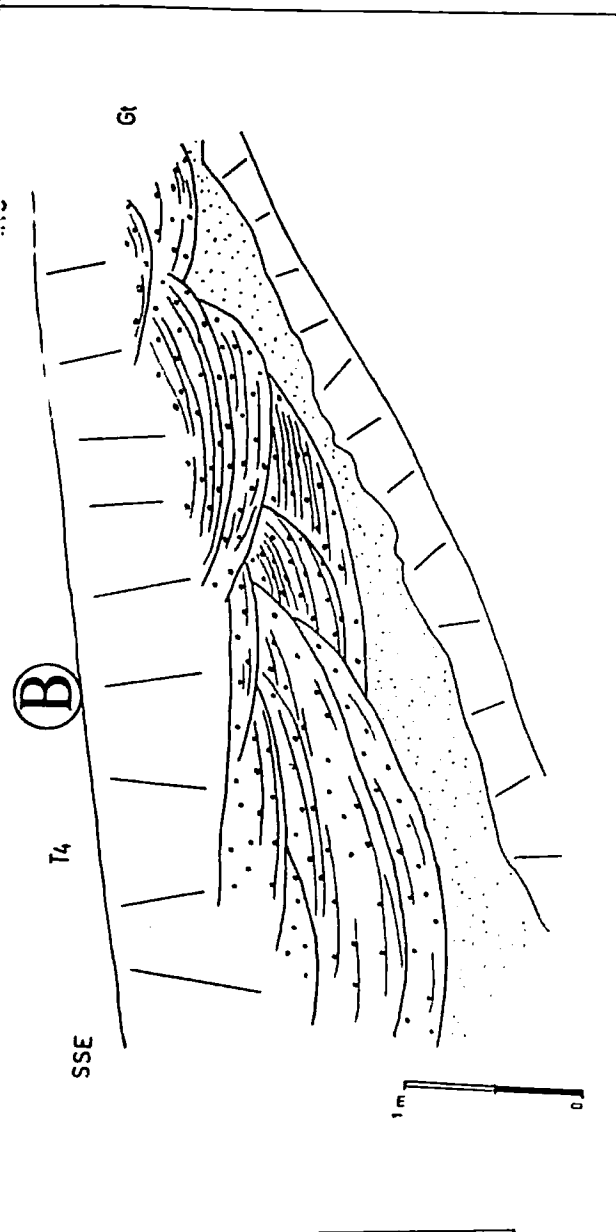
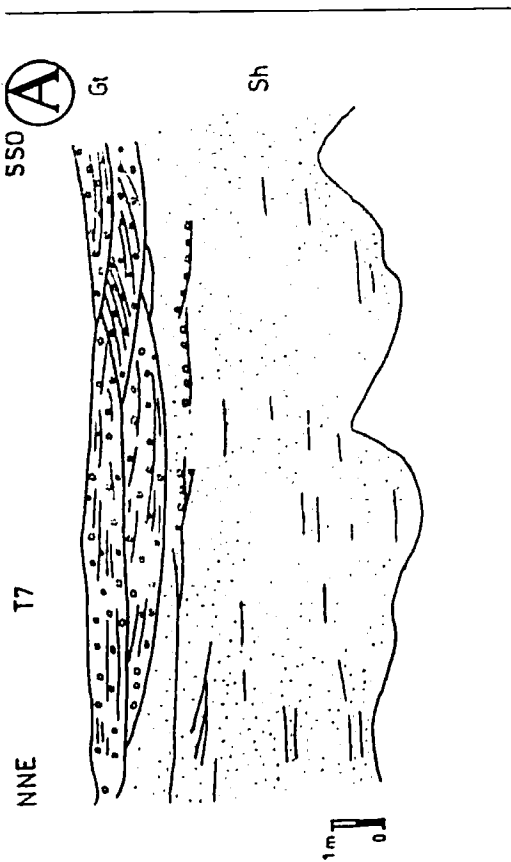


Figura 56. Cortes sedimentológicos de las terrazas del Río Piedras. A. Altos de los Majales (Canal del Piedras), B. Los Tejares (S de Cartaya), C. La Viña (O de Cartaya), D. El Garranchal (S de Cartaya).

tanto, parece que la energía del río podría haber disminuido algo, aunque las características siguen siendo propias de cursos trenzados.

El conjunto de terrazas del Piedras se caracteriza por sus rasgos sedimentológicos, que apuntan hacia una alta energía del medio, con caracteres propios de cursos *braided*. Esto debe estar en relación con el proceso de captura del tramo alto y el posterior reacondicionamiento del curso a su nuevo trazado.

5.3.4 Procesos de deformación postsedimentarios

En este apartado vamos a hacer referencia a aquellos procesos naturales que van a alterar la disposición original de los depósitos de las terrazas. En general, los tramos de terrazas afectadas por estos procesos no van a ser muy amplios y no va a tener su reflejo en la cartografía geomorfológica, puesto que los posibles desniveles locales debieron ser rellenados, y así el relieve nivelado por los materiales circundantes desmantelados de la propia terraza o, simplemente, borrados como consecuencia de los procesos de desmantelamiento sufridos por las terrazas.

Este capítulo no lo vamos a estructurar como los anteriores, en los diferentes conjuntos de terrazas. Esto se debe a que, como hemos dicho antes, los procesos de deformación son bastante locales y responden más a características del sustrato o de los depósitos de la terraza en una zona puntual, o a procesos tectónicos que, aunque pueden ser más generales, sólo aparecen reflejados en un par de terrazas. De esta forma, aunque las deformaciones estén muy localizadas y afecten a determinadas terrazas o grupos de terrazas, pertenecientes a uno de los grandes conjuntos, no lo van a hacer a todas y ni siquiera a la misma terraza a lo largo de todo su desarrollo. Así pues, vamos a considerar tres apartados correspondientes a otros tantos tipos de deformación, que afectan a los depósitos fluviales de nuestra zona de estudio: deformación por carga o por diferencia de densidades, deformación por colapsos kársticos y deformación tectónica.

5.3.4.1 Deformación por carga

Este tipo de deformación está provocada por la disposición de materiales más densos sobre otros de menor densidad. Esta diferencia de peso, y el hecho de que tanto el material infrayacente como el suprayacente están poco consolidados, hace que el sedimento superior tienda a hundirse sobre el inferior y éste a disponerse sobre el anterior, buscando una disposición de mayor estabilidad. El resultado va a ser la formación de salientes de diverso tamaño y morfología del material denso sobre el menos pesado, aunque también puede darse el caso de ascensos del material menos denso.

El fenómeno, descrito anteriormente, se observa en la mayoría de las terrazas de la zona, dada las diferencias de densidades importantes que presentan los paquetes de gravas con respecto a otros de materiales más finos, como arenas y arcillas, que pueden formar parte de la terraza o constituir el sustrato de ésta. La mayoría de estas deformaciones, observadas en nuestra zona, son de pequeño tamaño (pocos centímetros), constituyendo pequeñas ondulaciones en el contacto entre los dos tipos de materiales. También puede darse el caso, como ocurre en el tramo alto de la terraza T11 que llegan a adquirir hasta formas alargadas verticales que se adentran algunos decímetros en el material inferior, en este caso arcillas. Algunas de estas formas alargadas llegan a desconectarse del paquete de gravas del que parten, constituyendo bolsadas de cantos y arenas dentro de las arcillas. Puede que este mayor desarrollo esté en relación con la densidad del material inferior, de forma que a menor densidad mayor desarrollo de estas morfologías.

Mención especial merece la estructura representada en la figura 58. Esta morfología aparece en la T3 de la margen derecha del Candón y el gran tamaño que presenta es indicativo del grado de deformación que este fenómeno puede llegar a provocar en este tipo de materiales. Se trata de un paquete de arenas y gravas dispuesto sobre un nivel potente de arcillas. Las gravas se han hundido en las arcillas, como demuestra la deformación de una laminación horizontal original, situada en la margen izquierda de la figura. Este hundimiento, realizado de una forma más masiva, ha dado lugar a la típica morfología de seta invertida que ocupa el centro de la figura. Dentro de esta forma, las gravas han guardado en gran medida su

laminación horizontal, probablemente por una mayor rigidez del conjunto o por el gran tamaño de la estructura. También se aprecia como las propias arcillas tienden a subir, produciendo estructuras similares, pero de forma inversa.

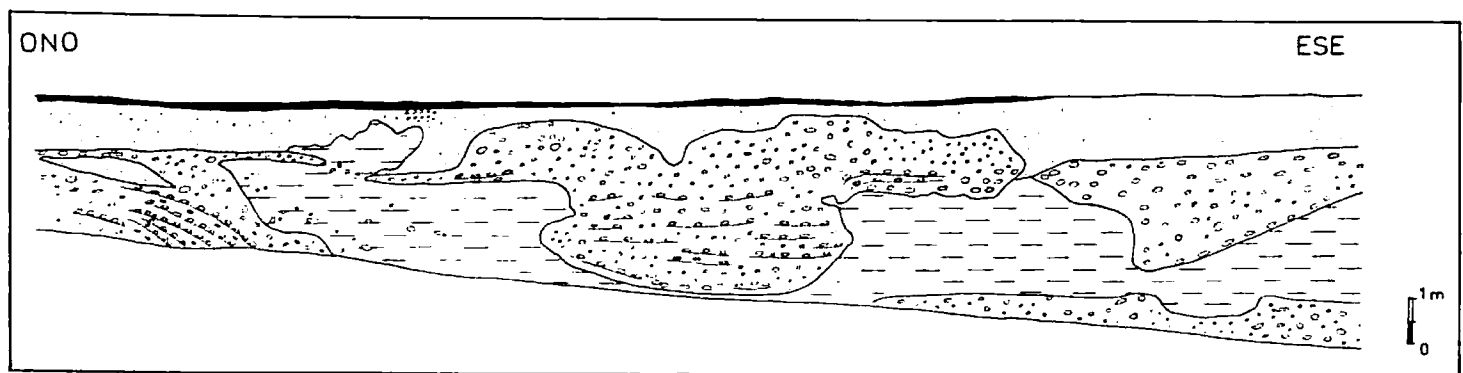


Figura 58.- Corte geológico de la T3 del arroyo Candón (margen derecha).

Por tanto, salvo en este último caso, este tipo de deformación no produce perturbaciones importantes en los sedimentos, dado su pequeño tamaño. Además, las variaciones que producen, incluso el mayor de ellos, son reajustes que se realizan en el propio seno del depósito, sin que ello tenga una repercusión superficial.

5.3.4.2 Deformación por colapso kárstico

Este tipo de deformación se encuentran localizado al N y NO de la población de Niebla, muy cerca de dicho municipio, y se ha comprobado que afecta, al menos, a tres terrazas medias (T6, T7 y T8). Es un fenómeno que tiene lugar como consecuencia de la disolución de las calcarenitas miocenas que se extienden ampliamente por la zona y que constituyen el sustrato para algunas de las terrazas, o tramos de éstas, de la margen derecha del Tinto. Esta formación, al contar con un contenido elevado de carbonato cálcico, tanto en su litología como en su cemento, estará sometida a los procesos de disolución comunmente denominados procesos kársticos. Dicha disolución ocurre, en este caso, de forma preferencial en determinados puntos en los que, fundamentalmente por la mayor fisuración o porosidad de la roca, tienen lugar una mayor circulación de las aguas de infiltración. Las formas de las oquedades que se producen, como resultado de la disolución de la roca, van a ir desde

grandes huecos irregulares con paredes constituidas por entrantes y salientes característicos de estos procesos, hasta tubos cilíndricos verticales perfectamente definidos, con paredes lisas y diversos tamaños y profundidades (Figs. 59a, b y c). Estos tubos verticales pueden experimentar un ensanchamiento progresivo hacia la superficie, adquiriendo formas de embudo (margen derecho de la Fig. 59a). Entre todas estas morfologías, las mayores pueden llegar a alcanzar hasta la veintena de metros de profundidad y anchura.

Cuando los depósitos fluviales se apoyan sobre el sustrato calcarenítico soluble, el agua que circula a través de dichos materiales de cobertera puede penetrar en el macizo calcáreo y provocar los procesos de disolución descritos anteriormente, constituyendo lo que se denomina un karst cubierto. En este caso, la mayor parte de los huecos generados por disolución van a estar rellenos por los materiales aluviales de cobertera. Es de destacar que en la zona de estudio, entre los fluviales cuaternarios y la calcarenita miocena, quedan retazos discontinuos de margas mio-pliocenas (Fm. arcillas de Gibraleón), que pueden formar parte del relleno de las cavidades kársticas (Fig. 59b y c). Este relleno puede producirse de varias formas:

En primer lugar, la disolución puede originar vacíos, que irán incrementando su tamaño hasta que el peso de los materiales situados encima sobrepasa la resistencia mecánica del techo, produciéndose en ese momento su hundimiento (colapso súbito) y con él la caída de los materiales aluviales. En este caso la deformación puede ser "dúctil", si la cavidad no es muy grande, los materiales de cobertera están poco compactados y/o tienen una potencia considerable, o puede ser "frágil", si la cavidad es de mayores dimensiones, la cobertera está más compactada y/o tiene un pequeño espesor (Benito, 1987). En el primer caso, la deformación afecta a bandas más o menos amplias (Fig. 60), aunque, si la potencia de la cobertera es bastante mayor que el tamaño de la cavidad, puede ir disminuyendo progresivamente hacia la superficie hasta desaparecer; como puede ocurrir en la fig. 59a, donde los tramos altos de los depósitos fluviales no están deformados. En el segundo caso, la deformación se concentra en planos preferenciales, como son las paredes del bloque que se hunde y puede que no llegue a afectar al interior de éste (Fig. 59b).

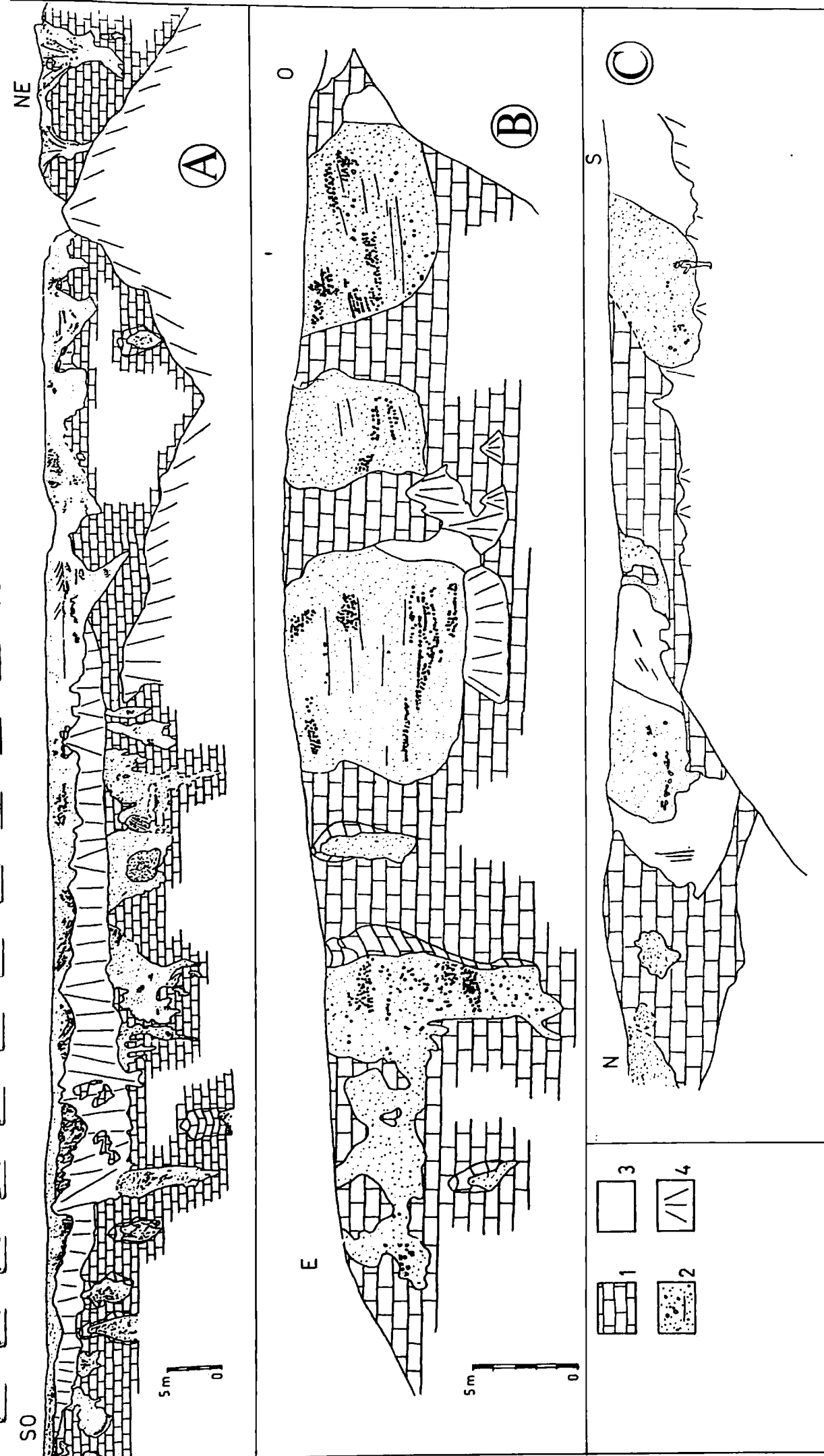


Figura 59.- Colapsos kársticos en las terrazas del río Tinto. Canteras al N de Niebla.
 1. Calcarenitas de Niebla, 2. Depósitos de terrazas fluviales, 3. Arcillas de Gibraleón,
 4. Derrubios.

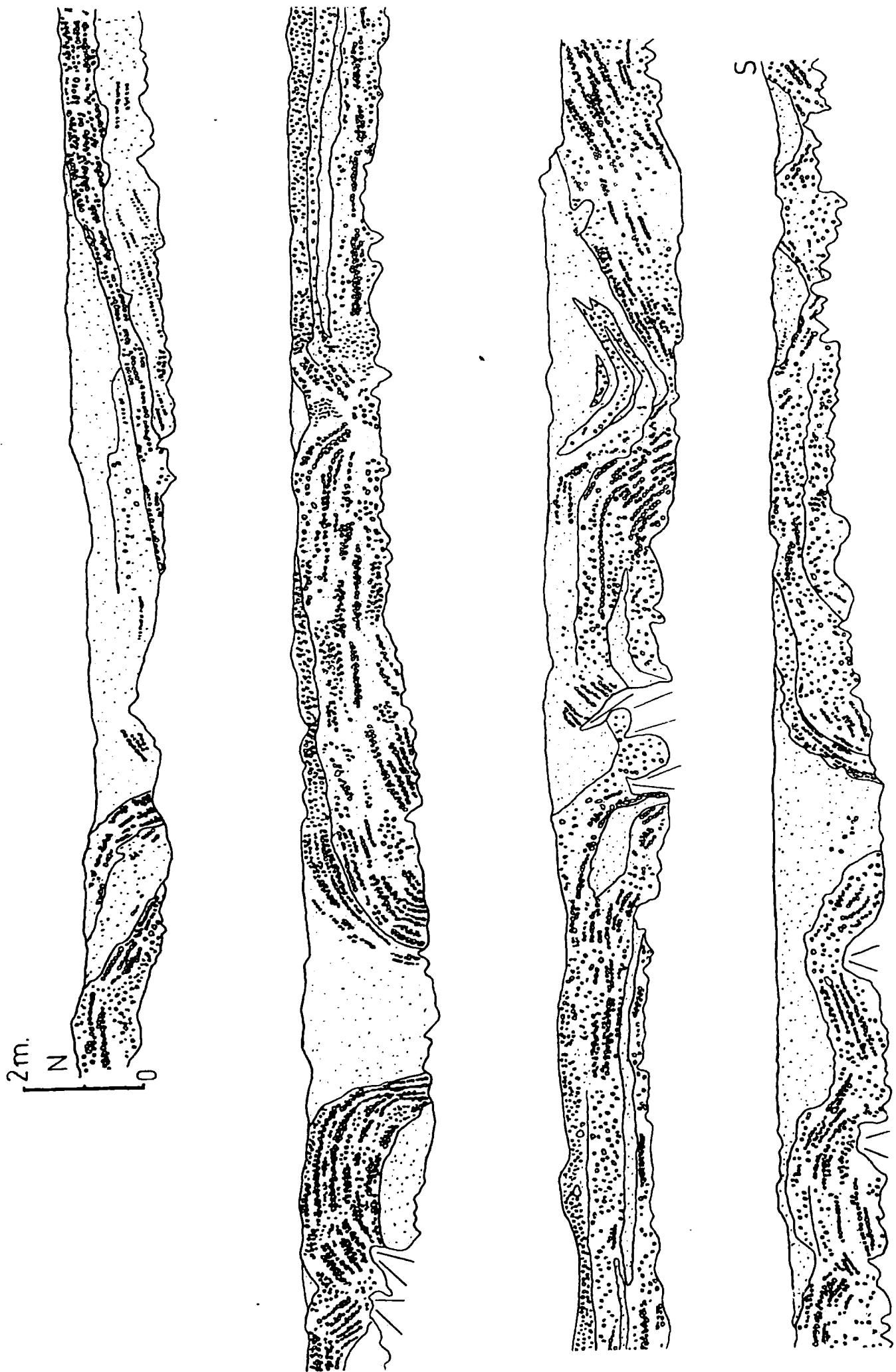


Figura 60.- Deformación dúctil, en las terrazas del río Tinto al N de Niebla, por colapsos kársticos.

En segundo lugar, puede que el relleno se origine progresivamente, a medida que se va produciendo la disolución del sustrato (colapso progresivo). En este caso la deformación será dúctil (Fig. 60) y se producirá por el asentamiento paulatino de la cobertera, que se adapta al espacio dejado por la disolución de la calcarenita.

Por último, también puede ocurrir que algunos huecos, como probablemente en el caso de los tubos verticales, se rellenen a partir del arrastre mecánico, a su través, de los materiales de la cobertera. Estos procesos de arrastre mecánico están íntimamente ligados a las variaciones del nivel freático y aparecen inducidos por el incremento de gradiente y la velocidad de descenso del dicho nivel (Ege, 1984; Daoxian, 1987; White et al., 1986; Newton y Tanner, 1987). En última instancia, por tanto, este mecanismo podía estar relacionado con el descenso del nivel de base más cercano, es decir, con los encajamientos del río Tinto.

Estos fenómenos de karstificación del sustrato y hundimiento de la cobertera pueden manifestarse en superficie mediante la formación de depresiones cerradas, las cuales pueden adoptar dimensiones y morfologías muy variadas. Si su tamaño supera el orden métrico se corresponde con lo que comúnmente se denomina dolina aluvial. En nuestra zona no se ha podido llegar a identificar ninguna morfología de este tipo, puesto que la mayor parte de estas terrazas han sufrido procesos posteriores de desmantelamiento superficial que borraron las posibles irregularidades.

5.3.4.3 Deformación tectónica

En este apartado vamos a hacer referencia a aquellas deformaciones tectónicas que van a provocar modificaciones importantes en la disposición original de las terrazas. Hacemos este inciso para aclarar que existe un tipo de deformación, como son las diaclasas, que están ampliamente extendidas en el conjunto de las terrazas altas y medias, pero que, dada la escasa modificación que dicho fenómeno supone, no vamos a hacer mayor referencia de ello.

La deformación a la que nos referimos es a la que afecta a las terrazas en el área de cerro Cabeça (Portugal) y en el entorno de Ayamonte-Isla Cristina. Ambas localizaciones han sido ampliamente estudiadas desde el punto de vista tectónico por Flores et al. (1993) y Flores (1994) y es de estos trabajos de los que extraemos lo que sigue.

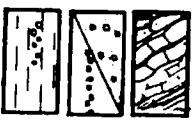
El primero de los sectores mencionados anteriormente se localiza al NO de Montegordo, en la zona de contacto entre los materiales neógeno-cuaternarios con los mesozoicos aflorantes, y de éstos con el zócalo paleozoico.

En la figura 61, se representa un corte de este sector de varias decenas de metros en el que, sobre un sustrato calizo mesozoico intensamente fracturado, se disponen los restos basales de unos depósitos fluviales pertenecientes a T13. Estos depósitos fluviales se encuentran fuertemente deformados, de manera que conforman inflexiones, frecuentemente solidarias con los cuerpos rocosos, pliegues, algunos con geometría de V aguda (Fig. 61b) e incluso en forma de bucle (Figs. 61a y g) y, en ocasiones, bandas que se disponen verticalmente. También aparecen materiales de la terraza pinzados bajo cuerpos rocosos mesozoicos (Figs. 61e y h), llegando a quedarse hasta aislados entre ellos. Todos estos rasgos, junto con la falla inversa representada en la figura 61d, son indicativos de actividad neotectónica y, en particular, de movimientos con componente horizontal comprensiva. Esta deformación habría supuesto un acortamiento mínimo, en este corte, del 16%, siendo el desnivel reconocible entre charnelas superiores e inferiores de hasta 8 m.

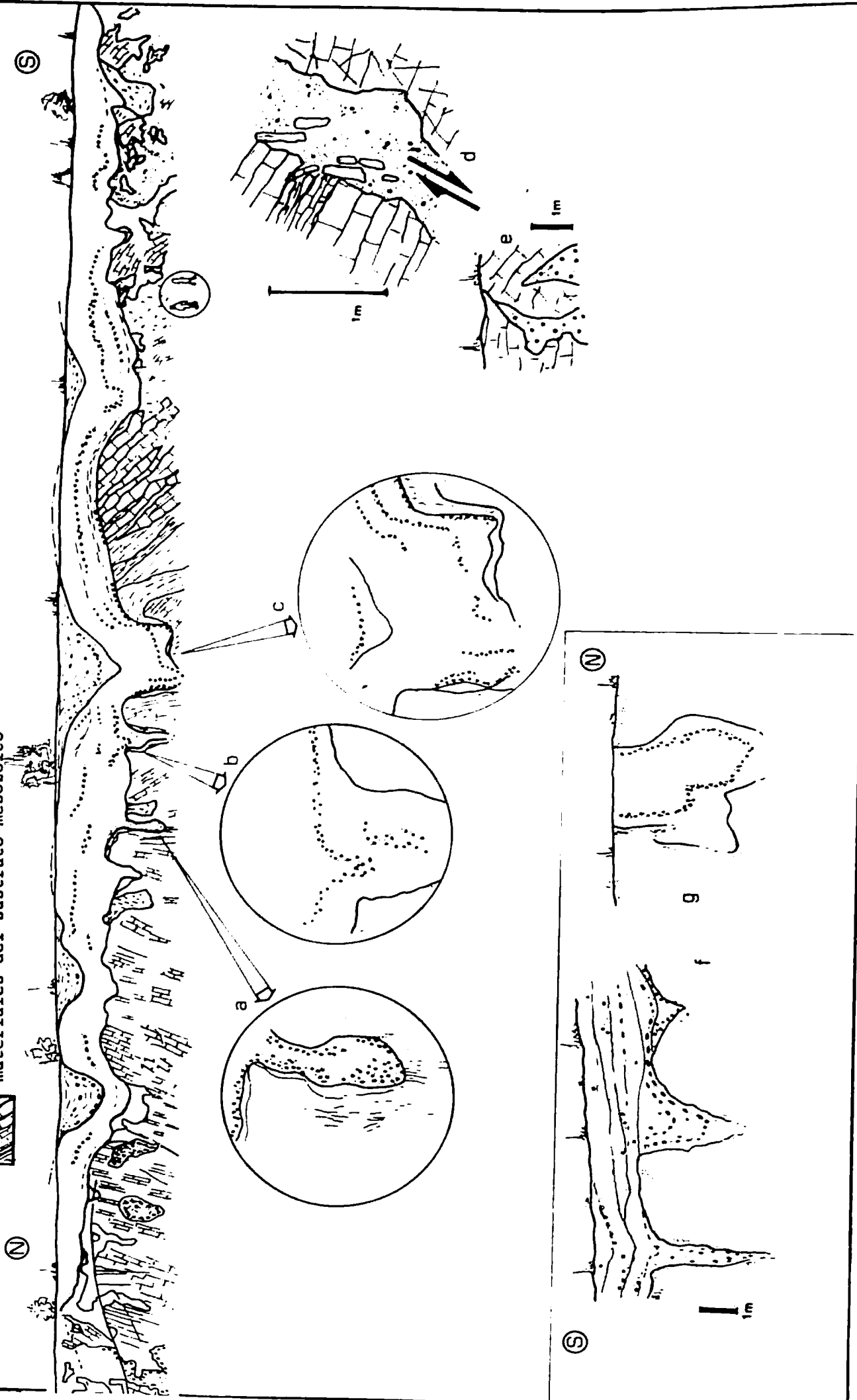
El caso particular del material fluvial intercalado entre el sustrato mesozoico es interpretado por Flores (1994) como resultado de reajustes, incluyendo leves rotaciones, entre los bloques que conforman dicho sustrato durante la contracción general.

En varios puntos parece observarse una cierta contemporaneidad en la formación del depósito fluvial y la deformación neotectónica (Fig. 61f), con discordancias progresivas y atenuación de los paquetes deformados hacia techo.

Figura 61.- Deformación tectónica en terrazas cuaternarias al oeste del Guadiana (Cerro Cabeça, Portugal), según Flores et al. (1992).



 detritos de terrazas rellenando paleotopografía
 depósitos de terrazas pleistocenas
 materiales del sustrato mesozoico



El carácter contraccional de la deformación, su orientación N-65-85-E y buzamiento vertical, el movimiento inverso N sobre S de la falla mencionada anteriormente y la posición geográfica de este accidente, parecen apuntar a que se pueda corresponder con el extremo oriental de la línea tectónica denominada Falla de Loulé.

En una localización próxima al corte anterior se identifica un depósito de terraza flexionado, perteneciente a T12, (Fig. 62). Se interpreta como una adaptación local de la cobertera, por extensión, con un leve hundimiento puntual, aproximadamente hacia el N.

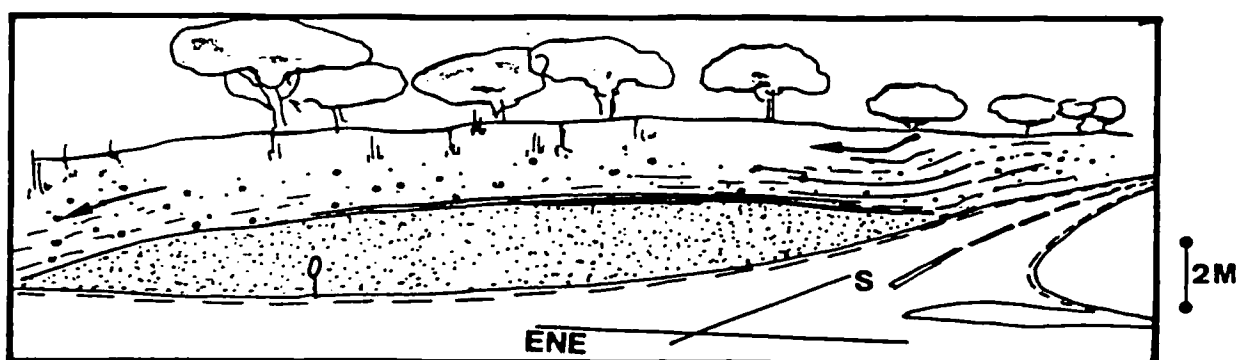
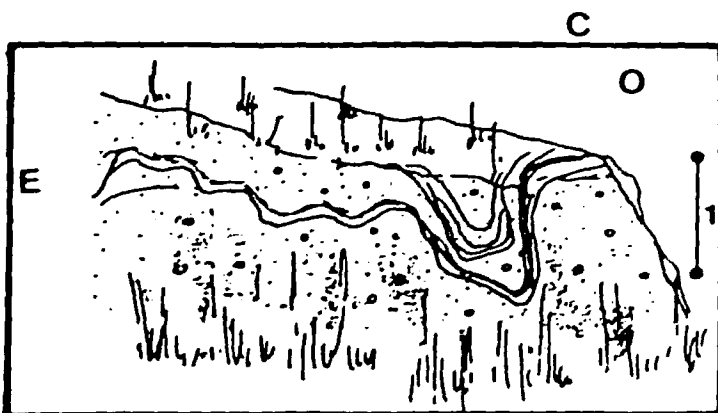
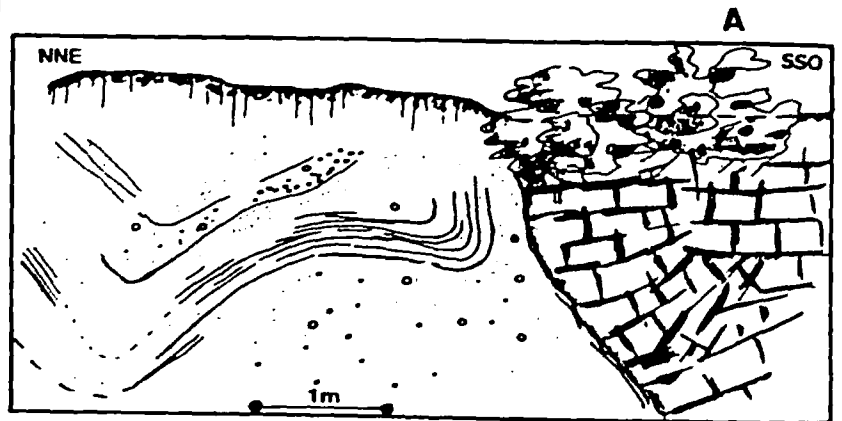
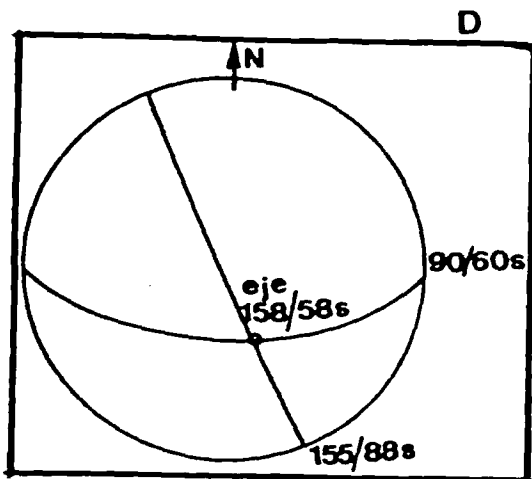
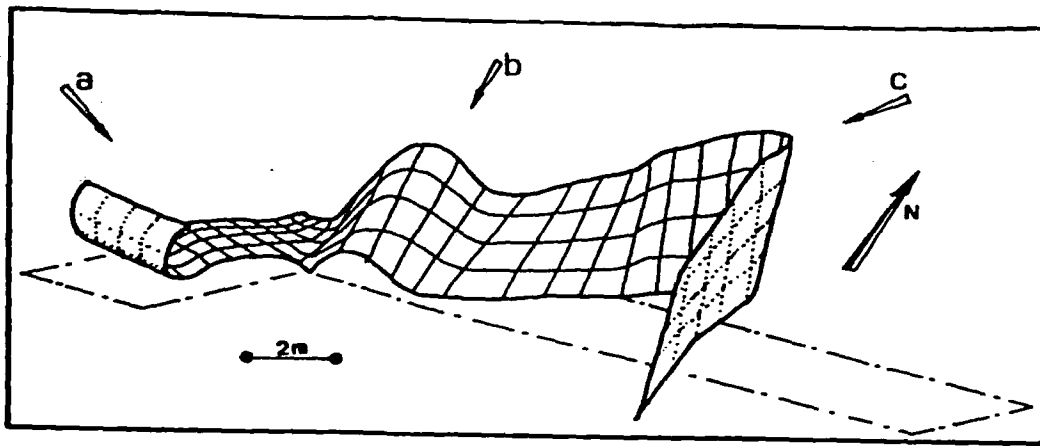


Figura 62.- Perspectiva de un cuerpo de terraza flexionado al oeste de Montegordo (Portugal), según Flores (1994).

Al otro lado del río Guadiana, en el entorno de Ayamonte e Isla Cristina, se identifica también deformación tectónica en las terrazas fluviales. Sin embargo, parece que estas deformaciones no tuviesen un carácter areal, sino más bien estuviesen restringidas a ciertos sectores. Así, al E y NE de Ayamonte, Flores (1994) identifica hasta cuatro zonas en las que se aprecia este hecho, afectando a T12.

La primera zona se localiza a una distancia próxima a 1 km. al NE de Ayamonte y, en ella, los depósitos fluviales, que reposan sobre un sustrato dolomítico mesozoico, presentan los pliegues representados en la figura 63. Así, uno de los pliegues es de eje inclinado (Fig. 63c), otro es relativamente apretado (Fig. 63b) y el tercero tiene el flanco SSO bastante incurvado contra el contacto lateral con las dolomías. Estas características parecen apuntar, bien a comprensión con esquema de deformación espacial no homogéneo o, tal vez, un régimen de esfuerzo contraccional con tendencia al desgarre.



B

Figura 63.- Depósito aluvial cuaternario plegado, al NE de Ayamonte. (a, b, c) vistas de los pliegues indicados, (d) diagrama del pliegue c de eje inclinado. (Flores, 1994).

La segunda zona se localiza en la misma dirección que la anterior, unos 200 m. más alejada de Ayamonte. Aquí se reconoce un sinforme de tamaño decamétrico (Fig. 64a) y una flexión descendente de los materiales de la terraza (Fig. 64b).

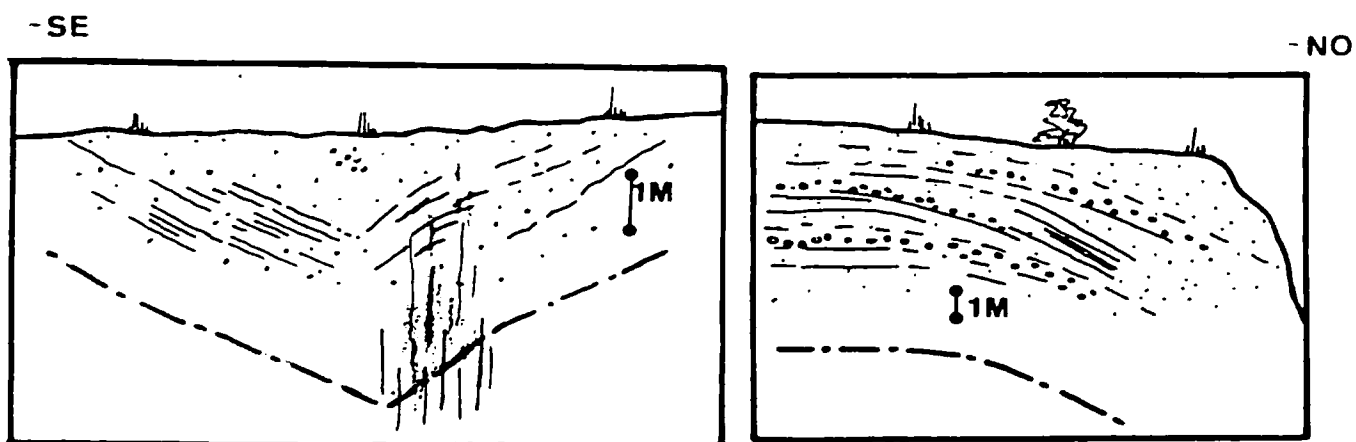


Figura 64.- Terrazas deformadas en la segunda zona, según Flores (1994).

La tercera zona se sitúa unos 3.5 kms. al E de Ayamonte y posee, al igual que las dos anteriores, un sustrato dolomítico fracturado. En este punto se observa una flexión del paquete de terrazas hacia el O (Fig. 65).

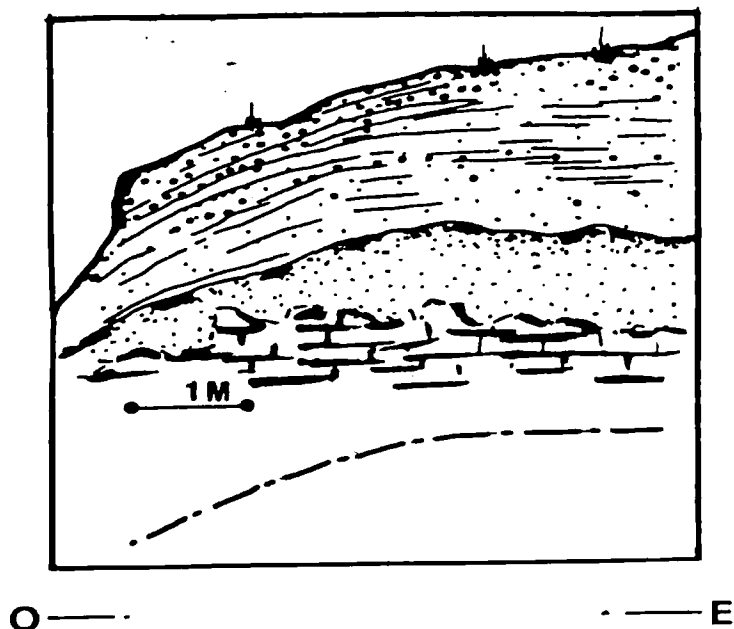


Figura 65.- Terraza flexionada en la tercera zona, según Flores (1994).

La cuarta y última zona se sitúa a unos 7.5 km. al E de Ayamonte. En este sector han sido cartografiadas, en el trabajo que nos ocupa, gravas fluviales neógenas (Capítulo 3.3). Es por ello que, dada la localización poco precisa que hace Flores (1994) del afloramiento, apuntemos la posibilidad de que se trate de esta formación neógena. Aquí aparece una flexión y un basculamiento o, tal vez, dos flexiones convergentes, de manera que conforman una estructura sinforme (Fig. 66a). Sobre uno de los flancos hay una falla con salto aparente normal, de unos 30 cms., en cuyo plano se orientan las gravas paralelas a éste. También aparecen otros depósitos basculados (Fig 66b). La morfología de la deformación en estas tres últimas zonas son más propias de regímenes extensionales.

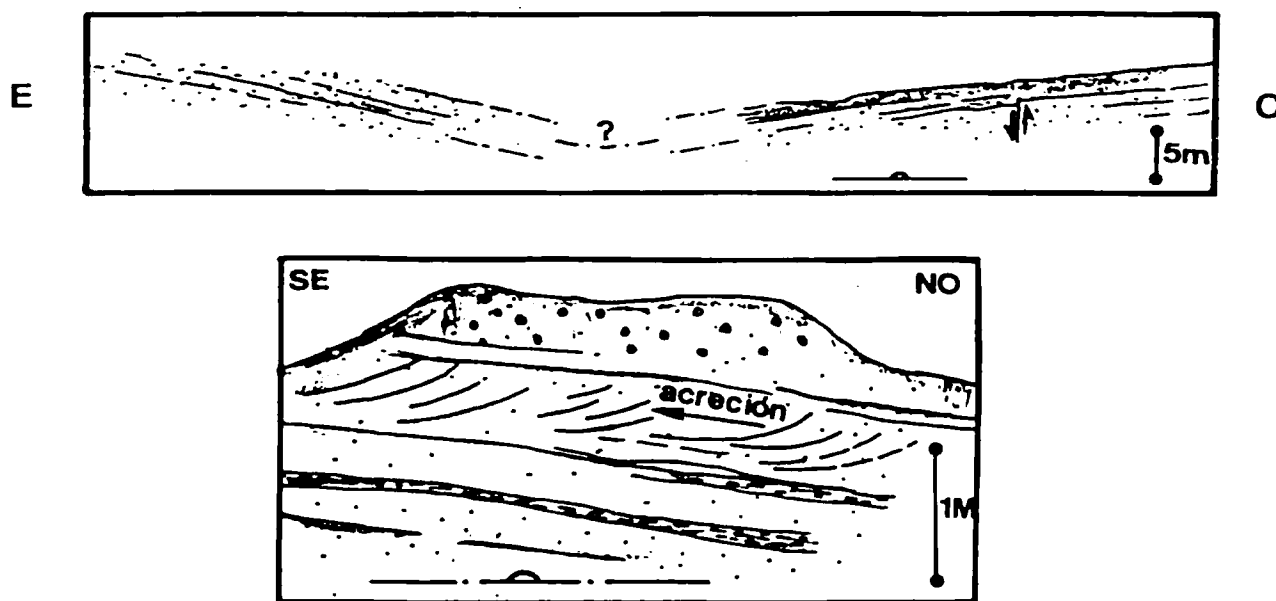


Figura 66.- Terraza deformada en la cuarta zona, según Flores (1994).

En base al aspecto de la mayor parte de las deformaciones tectónicas descritas en este apartado, al tipo de sustrato carbonatado y al antecedente del apartado anterior, se podría pensar que en todo momento lo que se observan son deformaciones relacionadas con colapsos kársticos. Esta misma posibilidad es apuntada por Flores (1994), sin embargo se decanta hacia procesos tectónicos, argumentando varias razones de las que nosotros destacamos las siguientes:

-En los flancos de ninguno de los pliegues se observa una significativa disminución de potencia, ni mucho menos de ruptura. Lo primero es, por otro lado, fácilmente detectable en el corte representado

por la figura 60, mientras que lo segundo puede que ocurra en profundidad en esta misma figura y es lo que ocurre con los bloques colapsados de la figura 59b.

-Algunos pliegues son muy apretados, incluso con buzamientos verticales y ligeramente invertidos, lo que no concuerda con formas de colapso.

-En algunas zonas se estima el paquete carbonatado de escasa potencia como para que en él se puedan desarrollar fenómenos de colapso. Esto es especialmente significativo en el sector portugués.

-En los puntos en los que el material carbonatado alterna con margas no se aprecian diferencias en cuanto al desarrollo de estas morfologías.

-También se descarta la posibilidad de un asentamiento de la terraza sobre un paleorrelieve karstificado, por cuanto la disposición de los materiales de la primera no es propia de fases de relleno.

-El hecho más significativo y quizás más concluyente es la falta de signos de disolución en las rocas calcáreas.

A pesar de todo lo anterior, no descartamos que algunas de las deformaciones, sobre todo los basculamientos desarrollados en el sector español, puedan tener un origen relacionado con la disolución del sustrato.

5.3.5 Cronología de Terrazas

Numerosos son los métodos que pueden utilizarse para la datación, tanto relativa como absoluta, de los depósitos fluviales. Así, para la obtención de datos cronológicos absolutos de las diversas formaciones, los métodos más utilizados son los siguientes:

-Radiométricos, los cuales se podrán aplicar siempre y cuando el depósito esté constituido total o parcialmente por el material adecuado, en condiciones óptimas de conservación y en cantidades convenientes; como

pueden ser el carbonato cálcico para el U/Th, o bien que aparezcan en él restos orgánicos para aplicar el C-14.

-Paleomagnético, que deberá contar con la existencia de materiales capaces de adquirir y retener las variaciones del campo magnético terrestre, como pueden ser los minerales de hierro. Además, este método será fiable cuando se trabaje sobre series temporales de orden superior a decenas de miles de años, y en formaciones que presenten homogeneidad genética, así como secuencias continuas (Baena, 1994).

-Métodos paleontológicos y arqueológicos, que podrán ser utilizados siempre que existan restos fósiles o arqueológicos adecuados.

Otros métodos, como el edafológico, pueden proporcionar datos referentes a la mayor o menor antigüedad de unas formaciones respecto a otras, en base al mayor o menor grado de alteración superficial, es decir, puede servir para establecer cronologías relativas.

En nuestra zona de estudio, las terrazas están constituidas por materiales fundamentalmente silíceos en fracciones gruesas y muy gruesas, por lo que son descartables la utilización de métodos radiométricos y paleomagnéticos. De igual forma, la inexistencia de restos fósiles en toda la secuencia de terrazas descarta la posibilidad de establecer dataciones en base a criterios paleontológicos. Únicamente vamos a contar con la existencia de algunos restos arqueológicos, que nos van a servir para establecer las edades de las terrazas en las que aparecen. Estos restos, aunque abundantes en la zona, no siempre han sido útiles para nuestro estudio. Por otro lado, como apuntábamos en la introducción, la utilización de los suelos como criterio cronológico relativo se ha visto mermada por el desmantelamiento que han sufrido las terrazas más altas, lo cual supone la destrucción total o parcial de los suelos originales que en ellas se han desarrollado. A pesar de ésto, se ha podido establecer una agrupación general de los suelos existentes en cada uno de los conjuntos de terrazas, que aportan ciertos datos en cuanto a la evolución de éstos.

5.3.5.1 Criterios edafológicos

Numerosos son los autores que han establecido correlaciones entre el grado de evolución de un suelo y la antigüedad de la superficie sobre la que se desarrolla, aplicándose este criterio fundamentalmente a las terrazas fluviales. Así, podemos destacar, por la cercanía a nuestra zona de estudio los trabajos de Clemente (1977), Clemente et al. (1979), Díaz del Olmo et al. (1989 y 1992) y Baena (1993), todos ellos para el río Guadalquivir.

La línea de los trabajos anteriores se ha intentado aplicar a nuestra zona de estudio, sin embargo, como hemos apuntado antes, ésto no ha sido posible a nivel de detalle, aunque sí a nivel general. Para ello hemos realizado un estudio comparativo entre los trabajos de cartografía edafológica realizados por Durán (1986), Carriao (1986) y Rivera y Baidés (1987), correspondientes a diversas áreas de nuestra zona de estudio, y la cartografía geomorfológica elaborada para el presente trabajo. Este estudio comparativo nos ha permitido la elaboración de la tabla siguiente:

Terrazas	Suelo (Soil Taxonomy)
Altas T11-T14	Typic Xeropsamment
	Typic Xerorthent
	Typic Xerochrept
	Typic Xerofluvent
	Typic Haploxeralf
	Aquic Haploxeralf
	Typic Fragiocrept
	Arenic Fragixeralf
	Typic Fragixeralf
	Ochreptic Fragixeralf
	Arenic Plintoxeralf
	Typic Durixeralf

Medias T4-T10	Typic Xerorthent
	Typic Xerochrept
	Typic Haploxeralf
	Aquic Haploxeralf
	Typic Rhodoxeralf
	Typic Fragiochrept
	Typic Fragixeralf
Bajas T1-T3	Typic Xerorthent
	Typic Haploxeralf
	Aquic Haploxeralf
Aluvial T0	Typic Xerofluvent
	Aquic Xerofluvent
	Vertic Xerofluvent

Destaca, en primer lugar, que la variedad de suelos crece hacia las terrazas más antiguas. Esta mayor variedad está de acuerdo con el mayor tiempo de actuación de los procesos de alteración superficial, que permite alcanzar mayor grado de desarrollo del suelo. Al mismo tiempo, los procesos de erosión y sedimentación locales conducen a rejuvenecimientos y, con ello, a incrementar la variedad edáfica. En este sentido, los suelos descritos en las terrazas altas pueden dividirse en dos grupos claramente diferenciados. Por un lado, los Entisoles o suelos jóvenes, que incluyen suelos de erosión (xerorthent), suelos de acumulación (xeropsamment), suelos correspondientes a depósitos de arroyos secundarios (xerofluvent) y suelos que, a partir de éstos, comienzan una nueva evolución (xerochrept y haploxeralf). Por otro lado, tenemos los suelos que conservan la huella antigua de su evolución, la cual se manifiesta en la aparición de un fragipán (fragiochrept y fragixeralf), una plintita (plintoxeralf) o, incluso, un duripán (durixeralf). Cada uno de los horizontes de diagnóstico anteriores (fragipán, plintita y duripán) puede representar estados mayores de evolución, lo que se corresponde con su aparición en niveles de terrazas cada vez más altos.

Las terrazas medias presentan igualmente suelos derivados de procesos de rejuvenecimiento, representados por los xerorthent y xerochrept, y suelos más evolucionados (haploxeralf y rhodoxeralf). También aparecen en este grupo suelos que conservan el fragipan (fragixeralf y fragiochrept), aunque se restringen a los niveles más altos de estas terrazas medias, y que son indicativos de la antigüedad de estos depósitos.

En las terrazas bajas sólo se registra el xerorthent como suelo poco evolucionado y diferentes subgrupos de haploxeralf como estadíos más evolucionados.

Finalmente, en las llanuras aluviales actuales sólo se reconocen los xerofluent, en los que los procesos de sedimentación predominan sobre los procesos edáficos.

Así pues, parece que sí existe una gradación entre las zonas más antiguas, donde se dan los suelos que conservan las huellas de una mayor evolución, las medias, donde aparecen suelos que reflejan una menor antigüedad del sustrato, y las más recientes, donde el desarrollo de los suelos es mínimo.

El diferente grado de alteración de los sedimentos, correspondientes a los diversos niveles de terrazas, debería reflejarse en sus características químicas. Quizás una de estas características más relacionadas con la edafogénesis y, por tanto, con el grado de evolución-antigüedad de los suelos sea el contenido en las distintas formas de hierro y, concretamente, la relación hierro libre/hierro total. En efecto, el hierro, por su capacidad de oxido-reducción, es el elemento que mejor informa sobre el grado de desarrollo del suelo. Sin embargo, en nuestra zona de estudio, este método podía presentar problemas de principio, dada la litología de los sedimentos, fundamentalmente silíceas, y el elevado contenido en hierro libre que circula con el agua freática por dichos materiales. Este hierro, cuando precipita, impregna los depósitos fluviales, dándoles el característico color rojo, incluso en algunas zonas el contenido en hierro es tan grande que llega a cementar firmemente a los sedimentos e incluso llegan a formar costras fuertemente endurecidas. Con todo ello, hemos

muestreado diferentes niveles de terraza al oeste del río Odiel, para determinar dicha relación, y cuyos resultados se exponen a continuación:

	Fe_2O_3 T	Fe_2O_3 L	L/T %
T0	12.10	9.98	82.4
T2	3.37	2.70	80.1
T4	4.32	3.45	79.8
T5	5.83	3.68	63.1
T7(Ag. arriba)	6.28	5.02	79.9
T7 (Ag. abajo)	7.95	6.08	76.5
T9	3.71	3.30	88.9
T13 (Cebollar)	3.51	3.51	100
T14 (S.Cabello)	2.92	2.10	71.9

En general, se observa una variación en las razones hierro libre/total que parece no responder a la antigüedad de las formaciones. En primer lugar, los depósitos actuales del río, a los que se les supone una nula evolución, poseen un contenido en hierro muy superior al resto de las muestras, del cual más del 80 % es libre. Este valor, absolutamente anómalo, se podría deber a la fuerte "contaminación" de los depósitos por las explotaciones mineras, tan abundantes aguas arriba. Para T2, una terraza baja, aun con bastante menos contenido en hierro, se siguen dando razones tan anómalas como en el caso anterior (80 %). En este caso, la explicación no puede venir de la contaminación por las explotaciones mineras, aunque sí puede ser un caso de contaminación por el hierro libre que circula con el agua freática y que precipita impregnando los sedimentos. Si ésto es así, podemos encontrarnos en la zona con sedimentos que, dada su naturaleza fundamentalmente silíceo, contengan muy poco hierro original y que prácticamente todo, o la mayor parte de su contenido en este elemento, provenga de las impregnaciones, las cuales pueden ser muy posteriores a su depósito y serán en forma de hierro libre.

Entre T4 y T13, salvo alguna oscilación intermedia, se observa una tendencia a incrementar la razón hierro libre/total, lo cual estaría en concordancia con la utilidad del método. Así, se incrementa desde valores entre 60 y 80 % para los niveles más bajos, hasta cerca del 90 % para T9 y hasta el 100 % para T13. Sin embargo, para T14, que representa el nivel

más alto de la zona, se produce un descenso hasta casi el 72 %, lo cual supone una anomalía más que podría estar relacionada, en este caso, con el hecho de haber muestreado una porción más profunda y, por tanto, menos alterada.

Como habíamos previsto inicialmente, el método anterior puede ser problemático en nuestra zona de estudio y de hecho, aunque en algunos casos parece existir una tendencia acorde con lo que cabría esperar, se dan anomalías muy importantes. De esta forma, hemos considerado innecesaria la ampliación del muestreo a toda la zona y a todos los niveles.

5.3.5.2 Criterios arqueológicos

La utilización de criterios arqueológicos para datar formaciones continentales se basa en el hecho de la aparición, en el interior del sedimento, de instrumentos o materiales fabricados por el hombre. Estos materiales deben ser fácilmente adscribibles a un período concreto de la historia o de la prehistoria y, además, el grado de rodamiento debe ser el mínimo, pues de lo contrario podrían provenir del desmantelamiento de depósitos más antiguos.

En el caso de las terrazas fluviales, dado que el principal desarrollo de éstas tuvo lugar durante el Pleistoceno, y a lo largo de este período transcurren las diferentes culturas paleolíticas, será la aparición de materiales pertenecientes a estas culturas lo que se use como elemento para datarlas. En nuestra zona de trabajo, los estudios que se han realizado en torno al Paleolítico no son muy numerosos y la mayor parte de ellos se refieren a yacimientos superficiales. De esta forma, vamos a contar con muy pocos yacimientos en los que aparezcan piezas en conexión con el sedimento y que nos sirvan, por tanto, para el fin que perseguimos.

En las terrazas altas, y en las más antiguas de las medias, no consta la aparición de ningún resto arqueológico en conexión con el depósito. Únicamente aparecen piezas en superficie, a veces formando yacimientos importantes y, fundamentalmente, concentradas en las proximidades de la costa actual. Así, sobre T8, T9 y T11, en las zonas de El Rompido y La Antilla, se han encontrado piezas asignadas al Villafranquiense (Viguié y

Thibault, 1973) o al Paleolítico inferior arcaico (Vallespí et al., 1981 y García Rincón, 1987). Estas referencias únicamente pueden ser tomadas como indicativas de la mayor antigüedad, aún, de la mayoría de estas plataformas.

En un yacimiento situado en las proximidades de la confluencia de la T7 del Odiel con la equivalente del Tinto, en la zona conocida como La Glorieta, se han diferenciado dos niveles con restos arqueológicos. El primero de ellos, al situarse en un nivel de removilización, no es válido para datar el depósito original; además, la cronología que indica es bastante reciente, no más allá de inicios del Holoceno (García Rincón y Rodríguez Vidal, 1988). En este sentido, los autores anteriores lo equiparan a un yacimiento situado en el retazo de T12 que aflora en territorio portugués (Cardoso et al., 1985) y que presenta condiciones muy parecidas. En el segundo nivel, que corresponde con el depósito original de la terraza, aparecen restos asignables al Pleistoceno medio (Rodríguez Vidal et al., 1988). La aparición, además, en superficie de materiales datados como Paleolítico inferior arcaico (Vallespí et al., 1981), nos hace pensar en una edad adscribible a este período.

En el retazo de T4 que aparece en la zona conocida como el Monturrio, en las proximidades de Moguer, han sido hallados restos en conexión estratigráfica. La escasez en el número de piezas hace que no se pueda precisar mucho en cuanto a la valoración del conjunto, si bien, dada la posición geomorfológica del depósito y la aparición de un bifaz amigdaloides corto, parece conveniente su adscripción provisional al Achelense medio-superior (García Rincón et al., 1987), lo que en edad geológica lo situaría en torno al tránsito Pleistoceno medio-superior.

Para la terraza T3 existe un afloramiento, en la zona denominada como el Grillito, en la margen izquierda del río Odiel, en el que se han constatado piezas en conexión con el depósito (Castiñeira y García Rincón, 1985). Estas piezas se han asignado al Paleolítico medio, lo que situaría esta formación en el Pleistoceno superior.

Por último, en la terraza T2, en la cantera conocida como del Apeadero de Niebla, a 2 km. al SO de dicha población, se han recogido piezas tanto en superficie como del interior del depósito, asignándolas al

Paleolítico medio (Castiñeira y García Rincón, 1985). Por la situación geomorfológica de esta terraza se podría precisar su edad como del Pleistoceno superior final.

Existen otros yacimientos en la zona que aportan edades más recientes, algunos de ellos son superficiales y otros tienen conexión con el depósito. Estos últimos están más en relación con llanuras aluviales y depósitos recientes de arroyos, como el caso de la ribera de la Nicoba o el arroyo Candón, en los que la industria lítica y la cerámica en conexión sitúa los depósitos en el tránsito Calcolítico-Bronce, lo que se correspondería con la primera mitad del Holoceno (Borja, 1989).

Teniendo en cuenta las dataciones dadas para la T2 (Pleistoceno superior final) y para los sedimentos más antiguos de las llanuras aluviales (primera mitad del Holoceno), podemos deducir que T1 debe corresponder al final del Pleistoceno-principios del Holoceno (Tardiglaciario-Holoceno).

Así pues, se puede establecer la siguiente sucesión temporal de terrazas:

-Las terrazas altas y las más antiguas de las medias serían anteriores al Paleolítico inferior arcaico, con lo que las situarían en el Pleistoceno inferior.

-T7 se ha datado como Pleistoceno medio, por lo que es probable que a este período también se puedan adscribir las más cercanas, tanto por arriba como por debajo (T8, T6 y T5?).

-T4 se constituiría ya en el tránsito Pleistoceno medio-superior, lo que apoya el que las dos terrazas superiores se originasen todavía en el Pleistoceno medio.

-T3 se situaría en pleno Pleistoceno superior.

-T2 se originaría en el Pleistoceno superior pero, al ser más reciente que la terraza anterior, habría que situarla en la parte final de este período.

-T1, por último, se situaría entre el final del Pleistoceno, correspondiente a la terraza anterior, y principios del Holoceno, dada la adscripción a la primera mitad del Holoceno de los depósitos más antiguos relacionados con las llanuras aluviales actuales.

5.3.6 Evolución de la red fluvial

A partir de los datos aportados por la cartografía geomorfológica y todo lo expuesto a lo largo de este capítulo, podemos proponer un modelo de evolución de la red fluvial para la zona de estudio. Contamos con la limitación que nos impone la línea de costa actual, que secciona e interrumpe bruscamente a un número importante de terrazas altas y medias. En relación también con la actual línea de costa, o con el actual nivel del mar, los valles bajos de los ríos más importantes de la zona están inundados por marismas, las cuales ocultan, además del valle original, a algunas terrazas bajas y medias. De esta forma, es imposible la reconstrucción completa de la cuenca, lo que impedirá completar algunas características de nuestro modelo.

En una cuenca marina, como es la del Guadalquivir, la evolución de la red fluvial está íntimamente relacionada con las variaciones del nivel del mar. Así, entre finales del Plioceno y principios del Cuaternario, con la retirada progresiva del mar, debió producirse el inicio de la organización de la red fluvial. Esta red inicial debía estar estrechamente relacionada con las fluctuaciones que el nivel del mar experimentaba en su retirada, como lo demuestra la alternancia de depósitos continentales con otros de naturaleza marina, que culminan la serie neógena. Con la retirada definitiva del mar, la red inicial se iría organizando en valles mejor definidos, que pasarían de trazados N-S a ENE-OSO, adaptándose a los contactos litológicos del Macizo Ibérico con la Depresión del Guadalquivir.

Los primeros indicadores de la organización de la red fluvial, plenamente continental, se localizan en el sector más occidental de la cuenca, a altitudes por encima de los 200 m. respecto a los talvegs actuales de los ríos principales (Tinto-Odiel). Estas altitudes, junto con las anchuras que llegan a alcanzar las plataformas iniciales, son indicativas de

una evolución fluvial compleja, donde la incisión y el vaciado erosivo han sido las principales causas generadoras de relieve. El sistema fluvial, identificado como un paleo-Tinto, discurría desde el NE hacia el SO prolongándose hacia la actual costa del Algarve portugués (Fig. 67). En estos inicios, la red fluvial era de características energética y sinuosa, y debían ser importantes los aportes de cursos menores provenientes del N y NO. Uno de estos afluentes sería el Odiel que, probablemente en esos momentos, debía tener menos entidad que en la actualidad.

Durante el Pleistoceno inferior, la red fluvial se fué desplazando progresivamente hacia el SE, dejando amplias plataformas acumulativas en la margen derecha, que se irían escalonando en este sentido. Mientras, la margen izquierda la constituirían los relieves neógenos, configurándose un valle asimétrico, similar al que presenta en la actualidad el Tinto. El relieve de los materiales neógenos debía presentar una pendiente original hacia el S, lo que daría lugar a que, a medida que la red se desplazaba y se encajaba hacia el SE, dichos relieves iban disminuyendo de cota, de manera que los primeros restos fluviales, al NO, quedaban topográficamente por encima de ellos, en trazas perpendiculares al río.

Las elevadas potencias sedimentarias (hasta 20 m.), la granulometría grosera y de naturaleza silíceas y la extensión de afloramientos, es indicativo de un sistema fluvial muy importante, tal vez de mayor envergadura que el actual y con un recorrido más prolongado. En este sentido, hay que hacer notar que el nivel marino actual está muy elevado, que la costa ha retrocedido enormemente y, por tanto, falta un porcentaje alto de afloramientos de terrazas que han sido erosionadas al elevarse el nivel del mar.

Durante la formación de las terrazas altas no debían existir, tal y como aparecen en estos momentos, ni el Piedras ni el Guadiana, pues estas plataformas son cortadas por los cauces actuales de dichos ríos. Es posible que el Piedras comenzara a organizarse, como un arroyo de poca entidad, después de la formación de las primeras terrazas, instalándose y encajándose en el contacto de éstas con los materiales paleozoicos. De esta forma, se produciría la desconexión de los primeros depósitos fluviales cuaternarios con los relieves sobre paleozoico, sobre los que se

adosaban. Por su parte, el Guadiana debía seguir su trazado E-O, desembocando en Portugal al S de Lisboa.

Ya en el Pleistoceno medio, mientras el Tinto seguía su discurrir NE-SO y su escalonamiento hacia el SE (Fig. 67), el Odiel debió adquirir la entidad suficiente, probablemente como resultado de capturas de cuencas menores aguas arriba, como para desarrollar las primeras terrazas fluviales que aparecen ligadas individualmente a su curso. Por su parte, el río Piedras con su trazado original NE-SO, fué capturado por un arroyo menor que remontó perpendicularmente las terrazas altas, seguramente como resultado de ajustes neotectónicos. Después de esta captura, dada la mayor entidad del río y los procesos de encajamiento y desmantelamiento a que dieron lugar, se originaron, aguas abajo de ella, los primeros depósitos correspondientes a terrazas de este curso. Tanto el Piedras como el Odiel debían seguir siendo, en este período, afluentes del Tinto. Otro afluente de este río, como es el arroyo Candón, dejó también sus primeras terrazas en este período, marcando una orientación inicial NE-SO.

Durante el Pleistoceno superior, el Tinto parece que detuvo su desplazamiento hacia el SE (Fig. 67), de manera que las terrazas que se originaron a partir de este período se localizan en ambas márgenes del río. El Odiel y el Piedras se encajaron, dejándo igualmente depósitos en ambas márgenes, aunque en el primero predominan en la margen derecha y en el segundo en la izquierda, lo que implica leves desplazamientos de uno (Odiel) hacia el E y de otro (Piedras) hacia el O. La rivera de la Nicoba deja sus primeros depósitos y se encaja, desde ese período, desplazándose hacia el SE (Fig. 51). Hacia el mismo sentido se desplaza el arroyo Candón, que va dejando depósitos en su margen derecha, mientras que por su izquierda va erosionando terrazas medias del Tinto. Es destacable el hecho de que la práctica totalidad de los ríos de la zona han sufrido un desplazamiento hacia el E o SE, reflejado en el desarrollo de terrazas en su margen derecha; lo que supondría un cierto control tectónico, con basculamientos generales en este sentido.

Al este del Piedras debía existir ya, o quizás antes, un arroyo con trazado N-S, igual que el tramo bajo de este río, y con entidad insuficiente como para desarrollar terrazas. Este arroyo, con posterioridad, probablemente activado por algún evento neotectónico, progresaría

rápidamente hacia el N hasta capturar el trazado E-O del Guadiana, constituyéndose de esta forma el trazado que presenta en la actualidad. La dinámica generada por esta captura provocaría una rápida incisión de este nuevo tramo del río, mientras que el tramo que quedó inactivo constituyó el actual río Sado. En este sentido, los datos morfológicos de la plataforma submarina hablan de un cañón submarino en la desembocadura del Sado de dimensiones parecidas al que presenta algo más al N el río Tajo, lo que sería indicativo de una entidad de este río que no se corresponde con las dimensiones de su cuenca de drenaje actual. De esta forma, se podría explicar como un río de la entidad del Guadiana no tiene terrazas a lo largo de los últimos 90 km. de su recorrido, tramo que se corresponde con el orientado N-S y en el que se encuentra fuertemente encajado sobre una extensa superficie erosiva.

Durante el Holoceno tuvo lugar la transgresión Flandriense, como resultado de la fusión de los hielos de la última glaciación. La progresiva elevación del nivel del mar dió lugar a la inundación de áreas hasta entonces emergidas, progresando más hacia el continente en los valles fluviales, con lo que fueron desapareciendo bajo las aguas una parte importante de los afloramientos de terrazas. Aquellos restos que se disponían en las áreas interfluviales fueron erosionados, mientras que los más próximos a los valles fluviales fueron sepultados por formaciones fluvio-litorales (marismas y flechas), como demuestra la existencia de terrazas bajo las marismas actuales del Tinto-Odiel. Esta elevación del nivel del mar es también responsable de la desconexión del Piedras y del Odiel de su curso principal, el Tinto. De esta forma queda configurada la situación actual.

La inundación de los cursos bajos de los ríos principales (Guadiana, Piedras, Odiel y Tinto) dió lugar al desarrollo de estuarios en sus desembocaduras. Estuarios que en los últimos milenios se han rellenado con materiales finos resultado de la interacción fluvio-marina, desarrollándose en ellos marismas.

Otros cursos menores (Candón y Nicoba) han respondido a la elevación del nivel de base rellenando sus valles, con lo que han configurado característicos fondos planos. La arroyada superficial también desarrolla en la actualidad valles de fondo plano, lo que es indicativo de

una relativa parada en el proceso erosivo responsable del fuerte desmantelamiento de la mayoría de las terrazas. De todas formas, parece existir algún proceso reciente que ha provocado, en estos arroyos, una tendencia general al encajamiento sobre sus fondos rellenos.

En relación con la arroyada superficial, existe un área dentro de nuestra zona de estudio que merece especial atención. Se trata de un sector localizado al O del río Piedras, en las proximidades del litoral (Hoja 10), y que se caracteriza por un fuerte encajamiento de la red superficial, desarrollándose un espectacular acarcavamiento. La causa de este encajamiento, sin igual en la zona, habría que buscarla en la confluencia de varios factores. Por un lado, el desmantelamiento de la cubierta conglomerática de las terrazas T11 y T12, pone al descubierto un sustrato limoso poco o nada cementado, salvo por sucesivas costras ferruginosas. Por otro lado, un posible retroceso del acantilado litoral, que delimita el sector al S, puede tener un efecto en la arroyada que desemboca en el mar a su través, similar a un descenso del nivel de base, como resultado del acortamiento de las longitudes de los cursos fluviales. Esto explicaría el encajamiento de todos los arroyos que se dirigen hacia el mar, sin embargo, hay algunos que van hacia el E y NE para desembocar en el Piedras y que también experimentan un fuerte encajamiento en sus cabezas. De esta forma, puede que también hayan intervenido otros factores, como puede ser la neotectónica, de manera que el sector se encuentre elevado con respecto a su entorno (Fig. 13).

5.3.7 Correlaciones regionales

En la región suratlántica ibérica los principales cursos fluviales actuales son Guadalquivir, Guadiana, Tinto-Odiel y Guadalete. La afluencia atlántica, común en todos ellos, y la proximidad geográfica hacen que los eventos fluviales más importantes hayan tenido más o menos repercusión en todos ellos y que, por tanto, estén íntimamente relacionados en su evolución y en la evolución geomorfológica de la región.

Para el valle medio y bajo del Guadalquivir, Baena (1994) estudia su evolución cuaternaria en base a una cartografía geomorfológica y de formaciones cuaternarias, a dataciones absolutas, secuencias de suelos

polifásicos y una completísima serie de industrias líticas en conexión estratigráfica. De esta forma, establece hasta 14 niveles de terraza que van desde los 215 m. sobre el talveg actual hasta los 7-10 m. Los restos más altos aparecen en el sector de Bujalance, próximos al contacto entre las sierras Subbéticas y la Depresión del Guadalquivir, y sería en ese contacto por donde circularía inicialmente el río. Las características altitudinales de estos primeros depósitos y la relación con los piedemontes, tanto del Hercínico al N como de las Béticas al S, es indicativo, al igual que para el Tinto-Odiel, de una cuenca de mayores dimensiones que la actual y de la incisión y vaciado erosivo como principales pautas morfogenéticas. Las terrazas altas se van escalonando hacia el NO, lo que provoca que las terrazas medias se encuentren adosadas al zócalo Hercínico, mientras que las bajas, por un efecto "rebote", vuelven a escalonarse hacia el S. Aguas abajo, algunas de las terrazas recientes se sumergen bajo las marismas de Doñana.

Por su parte, el río Guadalete se dispone actualmente en las proximidades del frente Subbético y de forma paralelo a él. A lo largo de su valle han llegado a reconocerse hasta 6 niveles de terrazas (Giles et al., 1992), dispuestas aproximadamente paralelas al curso actual. Destaca en ellas la aparente sencillez en la evolución de sus trazados, su escaso número y la juventud de éstas, a pesar de la amplitud de la cuenca. Estas características contrastan con los sistemas fluviales del Tinto-Odiel y del Guadalquivir, lo que se podría explicar por la relativa juventud de este río. Así pues, durante el Pleistoceno inferior, esta zona debía estar influenciada por el paleovalle del Guadalquivir (tal vez el Guadalete era su afluente) y, tras su desplazamiento al NO, se creó un valle de afluencia atlántica. La elevación cuaternaria de este sector Subbético ha favorecido la rápida ampliación de la cuenca por retroceso de cabecera y capturas.

En base a los trabajos mencionados anteriormente y a lo expuesto en el presente trabajo para el Tinto-Odiel, podemos intentar realizar una correlación de los eventos fluviales cuaternarios de la región suratlántica:

Tinto-Odiel	Guadalquivir	Guadalete	Edad
T14 +205-210	T1 +200-210		
T13 +190-200	T2 +187-190		
T12 +170-180	T3 +169-161		Pleistoceno inferior
T11 +135-145	T4 +142		
T10 +93-97	T5 +130-139		
T9 +75-83	T6 +115-110		
-----	T7 +105-110	-----	
T8 +69-72	T8 +90-95		
T7 +60-66	T9 +70-75	T1 +50	Pleistoceno medio
T6 +46-56		T2 +30	
T5 +40-44	T10 +50-55	T3 +20	
T4 +25-30	T11 +35-40	-----	
T3 +17-18	T12 +26-30	T4 +15	Pleistoceno superior
T2 +10-11,5	T13 +13-20	T5 +5-10	
-----	-----	T6 +3-5	
T1 +6,5-7,5	T14 +7-10		Tardiglaciario-Holoceno

Teniendo en cuenta el anterior resumen evolutivo, reflejado en la figura 67, podemos comprobar como el desplazamiento escalonado de terrazas del Tinto hacia el SE y del Guadalquivir hacia el NW es simétrico y semejante (unos 35 km.). Esta simetría podría reflejar un hundimiento Cuaternario del eje ENE-OSO de la cuenca y con vergencia hacia el SO. El trazado de este eje coincide con la línea que delimita, en profundidad, el frente septentrional de los olistostromas subbéticos, por lo que podrían estar ambos vinculados y asumirse, de esta forma, la continuación de los empujes tectónicos procedentes del S; hecho ya, por otro lado, puesto en evidencia por métodos sismotectónicos (Rodríguez Vidal et al., 1993b).

6. LADERAS

Todas las investigaciones geomorfológicas realizadas hasta ahora en la zona hacen referencia, bien directa o indirectamente, al dominio de los relieves erosivos en el paisaje de la Depresión del Guadalquivir; y las laderas ocupan una buena parte de su superficie.

El término ladera, en su concepción básica, es una superficie que enlaza una divisoria de aguas con el fondo de un valle. Las laderas que ocupan nuestra zona de estudio, responden al término *valley slopes* de Young (1972), por presentarse directamente relacionadas con líneas de concentración de drenaje. La existencia en las laderas de una pendiente más o menos pronunciada pone en funcionamiento una serie de fuerzas, unas con tendencia a promover movimientos de partículas y, otras, opuestas o de resistencia, que tienden a contrarrestarlas.

Como indican Carson y Kirkby (1972), la energía requerida en todo sistema geomórfico se deriva, en último extremo, de la gravedad y del clima. La gravedad permite que una partícula situada en la ladera se mueva pendiente abajo por su propio peso, sino existe ninguna resistencia. El clima, con su control sobre la lluvia y la temperatura, favorece los procesos de fragmentación mecánica e, indirectamente, afecta a fuerzas de carácter químico y biológico.

La interacción de todas estas fuerzas impide encontrar una ladera en equilibrio con el medio circundante y, en todo caso, podemos hablar de la existencia de un "equilibrio dinámico". La alteración de este balance conlleva la aceleración de los procesos de agradación o degradación que, incluidos en una escala temporal, nos permiten observar los episodios de erosión-depósito en épocas recientes.

Desde un punto de vista morfoclimático, la zona de estudio se encuentra inmersa en un sistema de tipo semiárido/templado-húmedo, característico de los climas mediterráneos, con una intensa antropización agrícola y forestal que acrecenta, en algunos casos, la actividad de los procesos exógenos funcionales. Los procesos erosivos vinculados a estos sistemas son, fundamentalmente, de tipo mecánico, dominando la

arroyada, la desagregación de las rocas y los movimientos en masa. El carácter esporádico y torrencial de las precipitaciones, junto con una litología adecuada, modelan un paisaje acaravado (*badland*), a lo que se suma la incisión lineal en los barrancos de fondo plano y modelados de vertiente.

Las regiones semiáridas son, morfogenéticamente, muy activas; debido, sobre todo, a la dispersa cubierta vegetal que facilita la labor erosiva en el regolito y a la relativa disponibilidad de agua (500 mm/año en Huelva). La acción eólica es accesoria, limitándose a retrabajar los detríticos que ya habían sido generados por meteorización mecánica y transportados por arroyada. Las formas dominantes son los pedimentos y relieves residuales.

En el presente apartado se pretende describir los tipos de laderas observados en la zona de estudio. Para ello se ha estimado conveniente diferenciar diversos tipos de ladera, en función de la litología de los materiales sobre los que se desarrolla.

6.1 Laderas en materiales paleozoicos y mesozoicos

Se localizan en el borde N de la zona de estudio, en su contacto con los actuales afloramientos neógenos de la Depresión del Guadalquivir. Aunque su extensión es escasa, en función de la cartografía geomorfológica realizada, existen diferencias morfológicas notables respecto de las laderas elaboradas en materiales neógeno-cuaternarios.

La competencia relativa de los materiales paleozoicos y mesozoicos ha favorecido la existencia de valles encajados, que siguen directrices estructurales, sobre superficies aplanadas antiguas que definen los interfluvios.

Los depósitos de vertiente son muy escasos, dominando las laderas desnudas o con algunos decímetros de fragmentos rocosos, empastados en una matriz arcillosa, propios de la acción conjunta de la gravedad y la arroyada.

En los materiales paleozoicos, fundamentalmente pizarrosos, dominan las laderas regularizadas del tipo XSV (Calvo, 1987), que están constituidas por un elemento superior ampliamente convexo (X), un segmento intermedio rectilíneo (S) con una pendiente variable entre 15° y 30°, y un elemento inferior cóncavo (V). A veces, el elemento inferior ha sido erosionado por la migración lateral de un curso fluvial, por lo que la ladera pasa a tomar una forma XS. Representan las típicas laderas regularizadas de Richter, en las que normalmente el elemento cóncavo y parte del segmento rectilíneo corresponden al depósito coluvionar de pie de ladera, ya estabilizado.

En algunas laderas, con materiales pizarrosos verticales, suelen observarse movimientos por "cabeceo", que afectan a los decímetros más superficiales, originando cambios de buzamiento en el sentido de la inclinación de la ladera. Este fenómeno suele producirse cuando se erosiona la base de la ladera que, al descomprimirse, transmite el esfuerzo lentamente hacia la parte superior, con el consiguiente cabeceo.

En los materiales mesozoicos, de naturaleza areniscosa y caliza, se establece una competencia diferencial interna y, a su vez, de ésta con los materiales paleozoicos infrayacentes y neógeno-cuaternarios superiores. Las laderas dominantes son del tipo cantil-talud (*SV y *S), caracterizadas por presentar un elemento superior cóncavo o vertical, formado por un afloramiento rocoso resistente. Este cantil corresponde generalmente a cornisas areniscosas o calcáreas, labradas sobre las series mesozoicas y terciarias subhorizontales (Niebla). El resto del perfil suele estar constituido por un segmento rectilíneo, de pendiente variable (normalmente superior a la de las laderas XSV), y un elemento basal cóncavo. Este último puede faltar debido a la labor de zapa lateral de los cursos fluviales.

El cantil es la zona de roca fresca expuesta a la meteorización. Su verticalidad indica que el aporte de material (fragmentado por el diaclasado) continúa en la actualidad. En el talud, el material puede ser removido de forma continuada, llevando al mantenimiento del perfil mediante un retroceso paralelo de la vertiente, como sucede el valle del río Tinto en las inmediaciones de Niebla. En otros casos, la remoción basal es

débil o nula, con lo que la cornisa se va degradando y desvirtuando, para evolucionar hacia un perfil de tipo XSV, como sucede en los afloramientos mesozoicos de Ayamonte.

6.2 Laderas en materiales neógenos y cuaternarios

Se extienden por la casi totalidad de la zona, estando íntimamente relacionadas con la naturaleza litológica del sustrato y la evolución geomorfológica de los paisajes cuaternarios; sobre todo, con los cambios de la red fluvial y las variaciones del nivel del mar.

En general, la escasa energía de relieve que posee la región, la labilidad de los materiales geológicos y el intensivo uso agrícola del territorio, favorecen la existencia de laderas regularizadas de baja pendiente, o de pendiente intermedia con intensa erosión por arroyada y *piping*, con desarrollo de relieves de cárcavas.

Los materiales más competentes se relacionan con las calcarenitas tortonienses y los conglomerados y gravas cuaternarias, que generan plataformas pseudoestructurales con laderas acantiladas o regularizadas (de tipos XSV y XS). En algunos puntos, el rebajamiento de los bordes ha dado lugar al afloramiento de niveles, dentro de estas mismas formaciones, más resistentes, que resaltan a modo de escalones; por lo que estas laderas muestran perfiles complejos, de tipo XSSX, o bien XSVX. Las irregularidades en estos tipos complejos de vertientes comúnmente están relacionadas con niveles horizontales resistentes, parcialmente regularizados, o bien con antiguos niveles de fondo de valle, hoy colgados con respecto al cauce actual y formando hombreras a media ladera.

Es frecuente observar, en las zonas con plataformas escalonadas de gravas, cómo los desniveles han sido rebajados y se generan laderas regularizadas, de baja pendiente y recorrido centi a kilométrico, que se asemejan a modelados de glacia.

Los materiales más lábiles se relacionan con arenas, limos y arcillas neógenas y cuaternarias, que o están en relación con los niveles más resistentes o afloran de manera aislada, resultado de una erosión y

rebajamiento de los relieves previos. Cuando en estos materiales se crean desniveles naturales o artificiales, se producen con rapidez laderas incididas.

Las laderas incididas, del tipo XSX, se caracterizan por presentar un elemento superior convexo, un segmento intermedio rectilíneo de pendiente moderada y un elemento basal convexo. En realidad se trata de un tipo de vertiente evolucionada a partir del tipo XSV. La convexidad basal está siempre relacionada con el encajamiento vertical de un curso fluvial. Como indica Calvo (1987), esta convexidad implica la existencia de un factor de inestabilidad en la ladera, lo que conduce al acentuamiento de la pérdida de suelo y remoción de la cubierta detrítica del resto de la ladera.

6.3 Cronología de laderas

Las laderas que observamos en nuestra zona de estudio son el resultado de una evolución geomórfica compleja, sujetas a continuas inestabilidades dinámicas (en relación con cambios de nivel de base, climáticos, ambientales), y cuyas fases de estabilidad no han quedado impresas en el relieve, debido a la ausencia de encostramientos o cementaciones de su superficie. Los materiales geológicos, detríticos en su casi totalidad, han sufrido trásiegos permanentes, por lo que las formas han sido efímeras en el tiempo.

El clásico sistema morfodinámico de las cuencas fluviales: ladera-terracea o glacis-terracea, aquí no se cumple, por el excesivo contraste de erosionabilidad entre las formas de ladera y las fluviales (mejor conservadas).

Las formas de vertiente cartografiadas, por tanto, son de edad muy reciente y no siguen los modelos aceptados de fases holocenas de erosión-depósito (Burillo et al., 1986; Gutiérrez y Peña, 1989).

IV. BIBLIOGRAFÍA

IV. BIBLIOGRAFÍA

-AGENCIA DEL MEDIO AMBIENTE - C.S.I.C. (1984). **Catálogo de Suelos de Andalucía**. Junta de Andalucía. Sevilla, p. 271.

-AGUIRRE, E. (de); LHÉNAFF, R. y MECO, J. (1967). Nouvelles observations stratigraphiques sur la Mesa de Asta (Cadix, Espagne). **C.r. Soc. Geol. France**, (3), 82-82.

-ALMAGRO, M.; AMO, M.; BELTRÁN, A.; BLANCO, A.; CERDÁN, C.; FERNÁNDEZ-MIRANDA, M.; GARRIDO, J.P.; LEISNER, G. y P.; LUZÓN, J. y ORTA, E.M.(1975). **Huelva. Prehistoria y Antigüedad**. Ed. Nacional, Madrid, p. 320.

-ALVIRA MARTÍN, P. (1972). Los radiolarios fósiles en yacimientos de Moronitas españoles. **Estudios Geol.**, 27, 315-343.

-AMO, M. del (1976). Restos materiales de la población romana de Onuba. **Huelva Arqueológica**, II, Publ. Museo Huelva e Inst. Onub. "Padre Marchena". Excma. Dip. Huelva, p. 200.

-ANDRÉS, I. (1982). **Estudio malacológico (Clase Bivalvia) en el Plioceno marino de Bonares (Huelva)**. Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca, p. 410.

-ANTUNES, M.H.T.; MEIN, P.; NASCIMENTO, A. y PAIS, J. (1986). Le gisement Pleistocène de Morgadinho, en Algarve. **Ciências da Terra (UNL)**, 8, 9-22.

-ANTUNES, M.H.T.; CIVIS, J.; DABRIO, C.J.; PAIS, J.; SIERRA, F.J.; GONZÁLEZ DELGADO, J.A.; FLORES, J.A. y VALLE, M.F. (1990). El Neógeno del Algarve (Portugal) y de la Cuenca del Guadalquivir (España). **Actas IV Jornadas Paleontología**. Salamanca, 65-72.

-ARMIJO, R.; BENKHELIL, J.; BOUSQUET, J.C.; ESTÉVEZ, A.; GUIRAUD, R.; MONTENAT, C.; PAVILLON, M.J.; PHILIP, H.; SANZ DE GALDEANO, C. y VIGUIER, C. (1977). Les résultats de l'analyse structurale et de la néotectonique des littoraux. Les résultats de l'analyse structurale en Espagne. **Bull. Soc. Géol. France**, 19 (3), 591-594.

-BARRAS DE ARAGÓN, F. (de las). (1892). Excursión a los Cabezos Pliocénicos de Huelva. **Ann. Soc. Esp. Hist. Nat. Actas.**, 21, 153-155.

-BARRAS DE ARAGÓN, F. (de las). (1899). **Apuntes para una descripción geológico-mineralógica de la provincia de Sevilla (Región Meridional)**. Palencia, 1 Vol., p.360.

-BAENA ESCUDERO, R. (1993). **Evolución cuaternaria (3 M.a.) de la Depresión del Medio-Bajo Guadalquivir y sus márgenes (Córdoba y Sevilla). Geomorfología, Aluvionamientos, Formaciones superficiales y Secuencia paleolítica**. Tesis Doctoral. Universidad de Sevilla. p. 589.

-BENKHELIL, J. (1976). **Etude neotectonique de la terminaison occidentale des Cordilleres Betiques (Espagne)**. These Univ. Nice, p. 180.

-BENITO, G. (1989). **Geomorfología de la cuenca Baja del río Gállego**. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza, p. 764.

-BENOT, C. (1978). **Estudio micropaleontológico del Neógeno de la provincia de Sevilla (Región meridional)**. Tesis Doctoral. Univ. Complutense Madrid, p. 700.

-BERGGREN, W.A. y HAQ, B.U. (1976). The Andalusian stage (late Miocene): Biostratigraphy, Biochronology and Paleoecology. **Palaeogeol., Palaeoclimatol., Palaeoecol.**, 20, 67-129.

-BIRKELAND, P.W. (1984). **Soils and Geomorfology**. Oxford University Press, New York, p. 372.

-BIRKELAND, P.W. (1990). Soil-geomorphic research - a selective overview. **Geomorphology**, 3, 207-224.

- BORJA, F. (1988). **El humedal de El Abalarío. Humedales, complejos húmedos y geosistemas lagunares.** Proy. Inv. Doct. Universidad de Sevilla, p. 187.
- BORJA, F. (1989). Llanuras aluviales y terrazas holocenas del SW. de Andalucía: Medios naturales y secuencias crono-sedimentarias. En: DÍAZ DEL OLMO, F. y RODRÍGUEZ VIDAL, J. (Eds). **El Cuaternario en Andalucía Occidental. AEQUA Monografías, 1, 7-20.**
- BORJA, F. (1991). Geosistemas lagunares en el litoral de Huelva: los complejos húmedos de El Abalarío (entorno de Doñana). **Huelva en su historia, 4.**
- BORJA, F. (1992). **Cuaternario reciente, Holoceno y periodos históricos del SW de Andalucía. Paleogeografía de medios litorales y fluvio-litorales de los últimos 30.000 años.** Tesis Doctoral. Universidad de Sevilla, p.520.
- BORJA, F. y DÍAZ DEL OLMO, F. (1987). Complejos húmedos de El Abalarío (entorno de Doñana, Huelva). **Oxyura, 4 (1), 27-44.**
- BORREGO, J. (1992). **Sedimentología del Estuario del Río Odiel. Huelva. SW España.** Tesis Doctoral. Universidad de Sevilla. p.308.
- BORREGO, J. y PENDÓN, J.G. (1988a). Algunos ejemplos de influencia de los procesos antrópicos en el medio sedimentario: la Ría de Huelva. **Henares Rev. Geol., 2, 299-305.**
- BORREGO, J. y PENDÓN, J.G. (1988b). Progradación deltaica tortoniense en el sector de Villanueva del Río y Minas (Provincia de Sevilla). **II Congreso Geológico de España, 1, 47-50.**
- BORREGO, J. y PENDÓN, J.G. (1989). Influencia de la actividad humana sobre la evolución sedimentaria de un sector de la Ría de Huelva (España). **Geolis, 3, (1-2), 125-131.**
- BORREGO, J.; MORALES, J.A. y PENDÓN, J.G. (1992a). Elementos morfodinámicos responsables de la evolución reciente del estuario bajo del Río Guadiana (Huelva). **Geogaceta, 11, 86-89.**

- BORREGO, J.; MORALES, J.A. y PENDÓN, J.G. (1992b). Efectos derivados de las actuaciones antrópicas sobre los ritmos de crecimiento de la flecha de El Rompido (Huelva). *Geogaceta*, 11, 89-92.
- BORREGO, J.; MORALES, J. A. y PENDÓN, J.G. (1992c). Holocene filling of an estuarine lagoon along the mesotidal Coast of Huelva: The Piedras river mouth, Southwestern Spain. *Journal of Coastal Research*, 8, 321-343.
- BOUCART, J. (1935). Le Quaternaire marin dans le Golfe de Cadix. *C.r. Acad. Sc. Paris*, 201, 1414-1415.
- BOUSQUET, J.C. (1977). Contribution a l'etude de la tectonique récente en méditerranée occidentale: les données de la néotectonique dans l'arc de Gibraltar et dans l'Arc Tyrrhénien. *Intern. Sym. on the Structural History of the Mediterranean Basins*, Split. 1976, 199-214.
- BOYE, M.; GOURDON, N. et LEGIGAN, P. (1970). Emploi d'un code des couleurs pour évaluer la concentration en sels de fer (esprimeé en fer total) dans les sols, alterites et sédiments. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dynam.*, 12 (5), 449-464.
- BRINKMANN, R. (1933). Sobre el problema de la fosa Bética. *Bol. Soc. Geogr. Nat.*, (24), 389-399.
- BURILLO, F.; GUTIÉRREZ, M.; PEÑA, J.L. y SANCHO, C. (1986). Geomorphological processes as indicators of climatic changes during the Holocene in the North-East Spain. In: López Vera, F. (Ed.). *Quaternary Climate in Western Mediterranean*, 31-44. Universidad Autónoma de Madrid.
- CABANAS, R. (1957). Las terrazas cuaternarias del Guadalquivir y sus afluentes en la provincia de Jaén. *Rev. R. Acad. Cienc. Ex. Fis. y Nat. de Madrid*, T.51, 2º y 3º, p.147.
- CÁCERES PURO, L.M. (1991). *Geomorfología del interfluvio Odiel-Piedras en su zona costera*. Tesis de Licenciatura. Universidad de Sevilla, p.166 y 1 mapa.
- CALDERÓN, S. (1888). Foraminíferos fósiles en Andalucía. *Actas R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 17, 52-57.

- CALDERÓN, S. (1893). Foraminíferos pliocénicos de Andalucía. **Actas Soc. Esp. Hist. Nat.**, T-2, XXII, 31-33.
- CALDERÓN, S. (1895). Algunas observaciones sobre las arcillas del Valle del Guadalquivir. **Actas Soc. Esp. Hist. Nat.**, 24, 3-6.
- CALDERÓN, S. (1896). Fósiles contenidos en una muestra de arenisca de Bollullos del Condado (Huelva). **Actas Soc. Esp. Hist. Nat.**, 25, 69-70.
- CALVO, A. (1987). **Geomorfología de laderas en la montaña del País Valenciano**. Col. Politécnica/31. Edic. Alfons El Magnánim. Inst. Valenc. d'Estudis i Investigació, 301 p. Valencia.
- CARATINI, C. y VIGUIER, C. (1973). Etude palynologique et sédimentologique des sables holocènes de la falaise littoral d'El Asperillo (Province de Huelva). **Estudios Geol.**, 29, 325-328.
- CARRERO, J. (1979). **Historia de Punta Umbria**. Imp. Jiménez S.L., Huelva.
- CARSON, M.A. y KIRKBY, M.J. (1972). **Hillslope Form and Process**. Cambridge University Press, 475 p.
- CARVALHO, D.; CORREIA, H.A.C. e INVERNO, C.M.C. (1976). Contribução para o conhecimento geológico do grupo de Ferreira-Ficalho. Suas relações com a Faixa Piritosa e Grupo Pulo do Lobo. **Memórias e Notícias**, 82, 145-169.
- CASTAÑO, M.J.; CIVIS, J. y GONZÁLEZ DELGADO, J.A. (1988). Los Moluscos de Plioceno de La Palma del Condado y Moguer (Huelva). Aproximación paleoecológica. **Abstracts VII Congr. Nac. Malacol**. Sevilla, 36.
- CASTELLO MONTORI, R.; ORVIZ CASTRO, F. y PIGNATELLI GARCÍA, R. (1975). Hoja geológica MAGNA nº 924, Bujalance (2ª serie). **IGME**, Madrid.
- CATT, J.A. (1979). Soils and Quaternary geology in Britain. **Journal of Soil Science**, 30, 607-642.
- CHAPMAN, V.J. (1974). **Salt marshes and salt deserts of the world**. 2nd edn, j. Cramer Verlag, Brener-Laven.

- CHAPUT, J.L. (1971). Aspects morphologiques du Sud-Est de la Sierra Morena (Espagne). **Rév. Géogr. Phys. et Géol. Dyn.** (2), vol. XIII, fasc. 1, 55-66.
- CHAPUT, J.L. (1982). Les napes d'accumulation du piedemont du sud-ouest de la Sierra Morena (Espagne) **Colloque "Le Villafranchien méditerranéen"**, Lille, 273-286.
- CHAUVE, P. (1967). Etude géologique du Nord de la province de Cadix. (Espagne méridionale). Thèse Sc. Paris. **Mem. IGME.**, T. 69, p. 377.
- CIVIS, J.; SIERRO, F.J.; GONZÁLEZ DELGADO, J.A.; FLORES, J.A.; ANDRÉS, I.; PORTA, J. y VALLE, M. (1987). El Neógeno marino de la provincia de Huelva: antecedentes, y definición de las unidades litoestratigráficas. En: CIVIS, J. (Ed). **Paleontología del Neógeno de Huelva**. Ediciones de la Universidad de Salamanca.
- CIVIS, J.; GONZÁLEZ DELGADO, J.A.; ANDRÉS, I.; VALLE, M.F.; SIERRO, F.J.; FLORES, J.A. y DABRIO, C.J. (1990). El contenido paleontológico de la sección Tortoniense-Messiniense de Arroyo Trujillo (Sevilla, borde NW de la Cuenca del Guadalquivir). **Actas IV Jorn. Paleontología**. Salamanca, 88-102.
- CLEMENTE, L. (1973). **Propiedades, génesis y clasificación de suelos de Terrazas del Guadalquivir**. Tesis Doctoral. Universidad de Sevilla, p. 299.
- CLEMENTE, L.; LOPEZ-REGUERO, C. y PASCUAL, J. (1979). Edafogénesis como metodología aproximada en el estudio del Cuaternario. **IV Reunión G.E.T. Cuaternario**, Bañolas, 51-70.
- CLEMENTE, L.; PASCUAL, J. y SILJESTRÖM, P. (1981). Génesis y evolución de las costras ferruginosas en la reserva biológica de Doñana (Huelva). **Actas V Reunión G.E.T. Cuaternario**, 294-307.
- CLEMENTE, L.; MENANTEAU, L. y RODRÍGUEZ VIDAL, J. (1985). Los depósitos holocenos en el estuario de los ríos Tinto y Odiel (Huelva, España). **Actas I Reunión del Cuaternario Ibérico**, I. Lisboa, 339-353.

- CLEMENTE, L.; SILJESTRÖM, P. Y GARCÍA, L.V. (1993). Evolución Geoedáfica del Sistema Eólico del Parque Nacional de Doñana. **Cuaternario de España y Portugal**, Vol 2, 955-960. Ed. ITGE.
- COLOM, G. (1940). Arqueomonadíneas, silicoflagelados y discoastéridos fósiles de España. **Las Ciencias**. (Secc. 4ª), (2), 343-356.
- COLOM, G. y GAMUDÍ, J. (1951). Sobre la extensión e importancia de las Moronitas a lo largo de las formaciones Aquitano-Burdigalienses del Estrecho Nord-Bético. **Estudios Geol.**, 14, 331-385.
- COPEIRO DEL VILLAR, E. (1977). Capítulos de Geomorfología y Dinámica litoral en el Plan Indicativo y Usos del Dominio Público Litoral para las provincias de Huelva, Cádiz y Málaga. **Subdirección General de Costas y S.M.M.O.P.**
- COPEIRO DEL VILLAR, E. (1978). Los ritmos naturales de nuestras playas. **Revista de Obras Públicas**. Madrid.
- COQUE, R. (1977). **Geomorfología**. Alianza Universidad Textos, p. 475.
- CURTO, J. (1986). **Los silicoflagelados de los sedimentos diatomíticos terciarios de las Béticas**. Tesis Doctoral. Universidad de Barcelona.
- DABRIO, C.J. (1982). Historia y dinámica de nuestra costa. En: MARTIN (ed). **Cartaya 82**. Excmo. Ayuntamiento de Cartaya, p. 36-39.
- DABRIO, C.J.; BOERSMA, J.R.; FERNÁNDEZ, J.; MARTÍN, J.M. y POLO, M.D. (1980). Dinámica costera en el Golfo de Cádiz: sus implicaciones en el desarrollo socio-económico de la región. **Actas I Reunión Grupo Esp. Geol. Ambiental y Ord. Territorio**, Santander, 1-19.
- DABRIO, C.J.; BOERSMA, J.R. y FERNÁNDEZ, J. (1986). Evolución sedimentaria de la Flecha del Rompido (Huelva). **IX Congreso Nacional de Sedimentología**, Salamanca, I, 329-341.
- DABRIO, C.J. y ZAZO, C. (1988). Riesgos geológicos en zonas litorales. **Riesgos Geológicos**, I.T.G.E, Serie geológica ambiental, 227-250.

- DAVIES, F.L. (1972). **Geographical variation in coastal development**. Longman Group LTD, London, p. 212.
- DE LA ROSA, D. (1974). **Reconocimiento y evaluación de suelos de terrazas del Guadalquivir en la Provincia de Sevilla**. Tesis Doctoral. Universidad de Madrid.
- DE MORA FIGUEROA, L. (1981). **Torres de almenara de la costa de Huelva**. Exc. Dip. Prov. de Huelva. Inst. Padre Marchena.
- DE TORRES, T.; RINCÓN, A.; GRANADOS, L.; (del) PAN, T. y LEIVA, F., (1975). Hoja geológica MAGNA nº 999, Huelva-Los Caños. IGME, Madrid.
- DE TORRES, T. (1977). Hoja geológica MAGNA nº 1.001, Almonte. IGME, Madrid.
- DERRUAU, M. (1978). **Geomorfología**. Anil. Barcelona.
- DÍAZ DEL OLMO, F. (1986). El contacto Sierra Morena-Cuenca sedimentaria: problemas geomorfológicos en torno a la depresión periférica del Oeste del Guadalquivir. **Cuadernos Geográficos de la Universidad de Granada**, 5-17.
- DÍAZ DEL OLMO, F.; VALLESPÍ, E. y ÁLVAREZ, G. (1986). Formations superficielles détritiques et séquence peléolithique du Bas Guadalquivir (SW de l'Espagne). **Mediterranée**, 3, 61-65.
- DÍAZ DEL OLMO, F. y VALLESPÍ, E. (1988). Evolución geomorfológica, secuencia paleolítica y geoarqueológica reciente del sistema fluvial del Bajo Guadalquivir. En: **Aluvionamientos cuaternarios en la Depresión Inferior del Guadalquivir**. AEQUA- Grupo Andaluz de Cuaternario, Sevilla, 37-54.
- DÍAZ DEL OLMO, F.; VALLESPÍ, E.; BAENA, R. y RECIO, J.M. (1989). Terrazas Pleistocenas del Guadalquivir Occidental: Geomorfología, suelos, paleosuelos y secuencia cultural. En: DÍAZ DEL OLMO, F. y RODRÍGUEZ VIDAL, J. (Eds). **El Cuaternario en Andalucía Occidental**. AEQUA Monografías, 1, 27-31.
- DÍAZ DEL OLMO, F. y RODRÍGUEZ VIDAL, J. (1989). Macizo Hespérico Meridional. **Territorio y Sociedad en España**, T. 1, 70-80. Ed. Taurus. Madrid.

- DÍAZ-ESTEVEZ, M.G. (1972). **Bioestratigrafía del Neógeno mediante foraminíferos planctónicos en la provincia de Sevilla (Región Central)**. Tesis Doctoral. Universidad de Granada.
- DÍAZ-MOLINA, M. (1979). Características sedimentológicas de los paleocanales de la Unidad Detrítica Superior al N. de Huete (Cuenca). **Estudios Geol.**, 35, 241-251.
- DINIZ, F. (1977). Une flore tertiaire de caractère méditerranéen au Portugal. **Rev. Paleobotany and Palynology**, 5, 263-268.
- DRAIN, M.; LHÉNAFF, R. y VANNEY, J.R. (1971). Le Bas Guadalquivir. Introduction géographique. **Publ. Casa de Velázquez**. Ser.: "Recherches en Sciences Sociales". (1), 1 vol., p. 82.
- ENREDY, A.S. (1963). Estimation of free iron oxid in soils and clays by a photolytic method. **Clay Miner. Bull.**, 29, 5, p. 209.
- ESTEBAN SANTISTEBAN, F. (1968). Investigación hidrogeológica por el método eléctrico en Chipiona y Jerez de la Frontera (Cádiz). **Bol. Geol. Min. Esp.**, 74 (5), 380-387.
- ESTEBAN SANTIESTEBAN, F. (1969). Aportaciones geofísicas al conocimiento de los acuíferos existentes en las proximidades de Chiclana de la Frontera, Puerto Real y el Puerto de Santa María (Cádiz). **Bol. Geol. Min. Esp.**, 70 (3), 252-261.
- FENWICK, I. (1985). Paleosols: Problems of Recognition and Interpretation. En: BOARDMAN, J. (Ed). **Soils and Quaternary Landscape Evolution**. John Wiley & Sons Ltd.
- FIGUEROA, M.E. y CLEMENTE, L. (1979). Dinámica geomorfológica del Estuario de los ríos Tinto y Odiel (Huelva). Aplicación a la ordenación del territorio. **IV Reunión Nacional para el Estudio del Cuaternario**, Bañolas.
- FIGUEROA, M.E.; FERNÁNDEZ-PALACIOS, J.M.; CASTELLANOS, E; CLEMENTE, L. y SILJESTRÖM, P. (1987). Estuarios y marismas del litoral de Huelva (SO, España). **VII Reunión sobre el Cuaternario**, Santander, 211-214.

-FLOR, G. (1990). Tipología de las dunas eólicas. Procesos de erosión-sedimentación costera y evolución litoral de la provincia de Huelva (Golfo de Cádiz occidental, Sur de España). **Estudios Geol.**, 46, 99-109.

-FLORES, J.A. (1985). **Nanoplancton calcáreo en el Neógeno del borde noroccidental de la Cuenca del Guadalquivir (SO de España)**. Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca, p. 714.

-FLORES, J.A. y SIERRA, F.J. (1987). Calcareous nannoplankton in the Tortonian/Messinian transition series of the northwestern edge of the Guadalquivir basin. **Abh. Geol. B.-A.** 39, 67-84.

-FLORES HURTADO E. (1989). **Deformaciones recientes en el sector NW de la Depresión del Guadalquivir**. Tesis de Licenciatura. Universidad de Sevilla,

-FLORES HURTADO E. (1994). **Tectónica reciente en el margen ibérico suroccidental**. Tesis Doctoral. Universidad de Huelva, p.458 y 4 mapas.

-FLORES, E. y RODRÍGUEZ VIDAL, J. (1989). Tectónica reciente en el sector noroccidental de la Depresión del Guadalquivir. **Cuaternario y Geomorfología**, 3, 57-62.

-FONT TULLOT, I. (1983). **Climatología de España y Portugal**. Inst. Nac. de Meteorología, p. 296.

-FRIEDMAN, G.M. y SANDERS, J.E. (1978). **Principles of Sedimentology**. John Wiley & Sons (Ed). New York.

-FRYE, J.C. and LEONARD, A.R. (1954). Some problems of alluvial terrace mapping. **Am. Journ. Sci.**, v. 253, 242-251.

-GALÁN, E.; GONZÁLEZ, I.; MAYORAL, E. y VÁZQUEZ (1989). Caracterización y origen de las facies glauconíticas de la Cuenca del Guadalquivir. **Estudios Geol.**, 45, 169-175.

-GARCÍA NAVARRO, E.; FERNÁNDEZ RODRÍGUEZ, C. and CASTRO, A. (1994). The volcanics of Ayamonte at the Atlantic margin of Huelva. **I Simpósio sobre a Margem Continental Ibérica Atlântica**. Lisboa.

- GARCÍA RINCÓN, J.M. y RODRÍGUEZ VIDAL, J. (1988). El corte de La Glorieta: Situación actual de las industrias tardías de cantos tallados en la desembocadura del Guadiana. En: DIAZ DEL OLMO, F. y VALLESPÍ, E. (Eds). **Trabajos de Paleolítico y Cuaternario**, Univ. Sevilla, 27-3.
- GARRIDO, A.; LEREZ, A.; DEL OLMO, M. y SOLER, R. (1983). La sedimentación neógena en la Béticas. Análisis Tectosedimentario. **Mediterránea**, sr. Est. Geol. 1, 83-104.
- GAVALA Y LABORDE, J. (1916). Regiones petrolíferas de Andalucía. **Boletín IGME.**, 37, 29-211.
- GAVALA Y LABORDE, J. (1924). Mapa Geológico de la provincia de Cádiz. E: 1:100.000. **IGME**. Madrid.
- GAVALA Y LABORDE, J. (1927a). Memoria correspondiente a la Hoja de Cantillana. **Boletín IGME.**, 49, 5-79.
- GAVALA Y LABORDE, J. (1927b). Cádiz; Su Bahía en el transcurso de los tiempos geológicos. Asoc. Esp. Progr. Ciencias. Congre. Cádiz, T-VI. Ciencias Naturales, 35-50. **Boletín IGME.**, 49, 219-245.
- GAVALA Y LABORDE, J. (1929). La geología del Estrecho de Gibraltar. **Boletín IGME.**, 51, 3-35.
- GAVALA Y LABORDE, J. (1936). Memoria explicativa de la Hoja de El Asperillo. **Boletín IGME**. Madrid.
- GAVALA Y LABORDE, J. (1949). Memoria explicativa de la Hoja de El Rocio. **IGME.**, 1 Vol., p. 48.
- GAVALA Y LABORDE, J. (1952). Memoria explicativa de la Hoja de Palacio de Doñana. **IGME.**, 1 Vol., p. 68.
- GAVALA Y LABORDE, J. (1959). Explicación de la Hoja núm. 1.061: Cádiz. **IGME.**, 1 Vol., p. 36.

- GAVALA Y LABORDE, J. y MILANS DEL BOSCH (1924). Informe sobre el abastecimiento de aguas de la ciudad de Sevilla. **Boletín IGME.**, 45, 343-398.
- GENTIL, L. (1918a). Sur les dépôts néogènes du détroit Nord-Bétique. (Espagne méridionale). **C. r. Acad. Sc. Paris.**, 167, 299-302.
- GENTIL, L. (1918b). Sur le synchronisme des dépôts et des mouvements orogéniques dans les détroits Nord-bétique et Sud-Rifain. (Espagne méridionale et Maroc). **C. r. Acad. Sc. Paris.**, 167, 727-730.
- GONZÁLEZ DELGADO, J.A. (1983). **Estudio de los Gasterópodos del Plioceno de Huelva.** Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca, p. 474.
- GONZÁLEZ DELGADO, J.A.; SIERRO, F.J. y CIVIS, J. (1993). Cambios globales del nivel del mar y concentraciones de megafaunas marinas someras en el Neógeno del oeste de la Península Ibérica. **Comunicaciones de las IX Jornadas de Paleontología,** Málaga, 33-36.
- GONZÁLEZ DIEZ, M.I. (1986). **Estudio geológico del área urbana de Sevilla y alrededores.** Tesis Doctoral. Universidad de Sevilla, p. 289.
- GONZÁLEZ-REGALADO, M.L. (1986). **Las asociaciones de foraminíferos bentónicos de las arenas fosilíferas del Plioceno de Huelva.** Tesis Doctoral. Universidad de Sevilla, p.313.
- GONZALO y TARÍN J. (1878). Reseña geológica de la provincia de Huelva. **Bol. Com. Mapa Geol. España.**, 5, p.138.
- GONZALO y TARÍN, J. (1887). Descripción física, geológica y minera de la provincia de Huelva. **Mem. Com. Mapa Geol. España.** T-1, 1-68.
- GONZALO y TARÍN, J. (1888). **Memorias de la comisión del Mapa Geológico de España, Provincia de Huelva.**
- GOUDIE, A. (1973). **Duricrust in tropical and subtropical landscapes.** Clarendon, Oxford, p. 174.

- GOY, J.L. (1978). **Estudio geomorfológico del cuaternario del litoral Valenciano**. Tesis Doctoral. Universidad de Madrid.
- GRACIA, J. (1990). **Geomorfología de la región de Gallocanta (Cordillera Ibérica central)**. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza, p.660.
- GUTIÉRREZ, M. y PEÑA, J.L. (1989). Upper Holocene climatic change and geomorphological processes on slopes and infilled valleys from archaeological dating (NE-Spain). **Landscape Ecological Impact of Climatic Change**, 21 p. Lunteren.
- HARRISON, J.B.J.; McFADDEN, L.D. and WELDON III, R.J. (1990). Spatial soil variability in the Cajon Pass chronosequence: implications for the use of soils as a geochronological tool. **Geomorphology**, 5, 399-416.
- HERAS, A.R. (de las); LÓPEZ COSTA, R.; CABAÑAS, F. (1931). Análisis de fondos de la Bahía de Cádiz. **Inst. Esp. Oceanografía**. Madrid, núm. 75.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, E. (1926). La Sierra Morena y la Llanura Bética. (Síntesis Geológica). XIV Congr. Geol. Inter. **IGME.**, 1-150.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, E. (1932a). Síntesis fisiográfica y geológica de España. **Trab. Mus. Cienc. Natur., Ser. Geol.**, 38, p. 586.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, E. (1932b). **Mouvements et dépôts sur les côtes d'Espagne pendant le Pliocène et le Pleistocène**. Florencia, 49-55.
- HINE, A.C. (1979). Mechanism of berm development and resulting beach growth along a barrier spit complex. **Sedimentology**, 26, 333-351.
- HOROWITZ, A. (1981). Exploración de la llanura costera de Huelva. Geología y paleoambiente. In: **Exploración arqueometalúrgica de Huelva**, A. Blanco y B. Rothenberg. Ed. Labor, Barcelona, p. 312.
- IGME. (1973). **Investigación minera preliminar de la plataforma continental submarina Huelva-Cádiz**. Ministerio de Industria (inédito), p. 290.
- IGME. (1974). **Investigación minera submarina en el subsector "Huelva I" Golfo de Cádiz**. "Colección-Informe". Madrid, p. 465.

-IGME. (1987). Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la Geología de España. I.T.G.E.

-IMESON, A.C. (1978). Slope deposits and sediment supply in a New England Drainage Basin (Australia). *Catena*, 5, 2, 109-130.

-ITGE. (1990). Documentos sobre la geología del subsuelo de España. I.T.G.E.

-JOHNSON, J.W. (1949). Scale effects in hydraulic model involving wave motion. *Trans. Am. Geophys. Union*, 30, 517-525.

-JULIVERT, M.; FONTBOTÉ, J.M.; RIBEIRO, A. y CONDE, L. (1974). Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. Serv. Pub. Minist. Industria. IGME, p. 113.

-JUNGERIUS, P.D. (1985). Soils and Geomorphology. In: JUNGERIUS, P.D. (ed.). *Soils and Geomorphology. Catena Supplement*, 6, 1-18.

-JUNTA DE ANDALUCÍA - C.S.I.C. (1989). Mapa de Suelos de Andalucía. C.S.I.C. - I.A.R.A. Mapa y memoria.

-KILLIAN, M. (1893). Estudio paleontológico acerca de los terrenos secundarios y terciarios de Andalucía. *Boletín IGME.*, 19, 262-379.

-LAN, M. (1857). Notes de voyage sur la Sierra Morena et Sud et Nord de l'Andalousie. *Ann. Miner.*, 12, 561-628.

-LEOPOLD, L.B.; WOLMAN, M.G. and MILLER, J.P. (1964). *Fluvial processes in Geomorphology*. Freeman and Company, San Francisco, p. 522.

-LEYVA ,F. y RAMÍREZ, J. (1983). Hoja geológica MAGNA nº 998, Ayamonte (2ª serie). IGME, Madrid.

-LHÉNAFF, R. (1977). *Recherches géomorphologiques sur les Cordillères Bétiques Centro-Occidentales (Espagne)*. Th. d'Etat, Paris, p. 713.

- LOTZE, F. (1945). Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. **Geotekt. Fortsch.**, 6, 78-79.
- MACPHERSON, J. (1873). **Bosquejo geológico de la provincia de Cádiz**, p. 156. (Impr. Méd).
- MAGNE, J. y VIGUIER, C. (1972). Stratigraphie du Néogène de l'extrémité Nord-occidentale de la Zone Subbétique dans la province de Cadix (Espagne du SW). **Bull. Soc. Geol. France**, (7), XIV, 127-136.
- MARQUES, B. y OLORIZ, F. (1989). La marge Sud-Ouest d'Iberie pendant le Jurassique supérieur (Oxfordien-Kimmeridgien): essai de reconstruction géobiologique. **Cuadernos de Geología Ibérica**, 13, 251-263.
- MARTÍN-SERRANO, A. (1991a). El relieve del Macizo Hespérico y sus sedimentos asociados. En: **Alteraciones y paleoalteraciones en la morfología del oeste Peninsular**. Monografía nº 6, 9-26. Curso monográfico, Universidad de Salamanca e I.T.G.E., junio 1991.
- MARTÍN-SERRANO, A. (1991b). La definición y el encajamiento de la red fluvial actual sobre el Macizo Hespérico en el marco de su geodinámica alpina. **Rev. Soc. Geol. España**, 4, 337-351.
- MARTÍNEZ DEL OLMO, W.; GARCÍA MALLO, J.; LERET VERDÚ, G.; SERRANO OÑATE, A. Y SUÁREZ ALBA, J. (1984). Modelo tectosedimentario del Bajo Guadalquivir. **I. Congr. Geol. España**, 1, 199-213.
- MAYORAL, E. (1986). **Tafonomía y Paleoecología del Plioceno de Huelva-Bonares**. Tesis Doctoral. Universidad de Sevilla, p. 599.
- MAYORAL, E. (1989). Geología de la Depresión Inferior del Guadalquivir. En: DIAZ DEL OLMO, F. y RODRÍGUEZ VIDAL, J. (Eds.). **El Cuaternario en Andalucía Occidental**. **AEQUA Monografías**, 1, 7-20.
- MAYORAL, E. y PENDÓN, J.G. (1986). Icnofacies y sedimentación en zona costera-Plioceno superior (?). Litoral de Huelva. **XI Congr. Nac. Sedimentología, Barcelona**. **Acta. Geol. Hisp.**, 21-22, 507-513.

- MAYORAL, E. y MUÑIZ, F. (1994a). Presencia de un nuevo Cefalópodo Sepioideo en el Neógeno superior de la Cuenca del Guadalquivir (Lepe, Huelva, España). **Coloquios de Paleontología**, 46, 155-203. Editorial Complutense. Madrid.
- MAYORAL, E. y MUÑIZ, F. (1994b). Icnofacies de *Gnathichnus* en el sector suroccidental de la Cuenca del Guadalquivir, Lepe (Huelva). **Comunicaciones de las X Jornadas de Paleontología**, 133-134. Madrid.
- McFADDEN, L.D. and WELDON II, R.J. (1987). Rates and processes of soil development on Quaternary terraces in Cajon Press, California. **Geol. Soc. Am. Bull.**, 98, 280-293.
- MEDINA RAMOS, M. (1888). Excursiones: 18 de diciembre de 1887 al Guadalquivir y 23 de enero de 1888 a Tomares. **Ann. Soc. Esp. Hist. Nat.**, 27,25.
- MELIERES, F. (1974). **Recherche sur la dynamique sédimentaire du Golfe de Cadix (Espagne)**. Tesis Doctoral. Universidad de Paris VI, p. 325.
- MENANTEAU,L. (1978). Les anciens étiers de rive gauche des marismas du Guadalquivir. Un exemple d'utilisation des données archeologiques en geomorphologie littorale. **Mélanges de la Casa de Velázquez**, 14, 35-72.
- MENANTEAU,L. (1979). **Les Marismas du Guadalquivir. Exemple de transformation d'un paysage alluvial au cours du Quaternaire récent**. These 3e cycle, 154 p. Univ. Paris-Sorbonne.
- MENANTEAU,L. y CLEMENTE, L. (1977a). Variaciones de la influencia marina y su incidencia en la transformación del paisaje aluvial del delta del Guadalquivir durante los dos últimos milenios. **Trabajos del Neógeno Cuaternario**, 6, 167-176.
- MENANTEAU,L. y CLEMENTE, L. (1977b). Nuevos datos sobre las relaciones entre la erosión costera y el ascenso del nivel marino en el sector Mazagón (Huelva)-Chipiona (Cádiz). Papel de la Tectónica.. **Trabajos del Neógeno y Cuaternario**, 6, 177-185.
- MENÉNDEZ AMOR, J. y FLORSCHÜTZ, F. (1964). Resultados del análisis paleobotánico de una capa de turba en las cercanías de Huelva (Andalucía). **Estudios Geol.**, 20, 183-186.

-MIALL, A.D. (1978). Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. In: MIALL, A.D. (Ed). *Fluvial Sedimentology. Mem. Can. Soc. Petrol. Geol.*, 5, 469-485.

-MONTEIRO, M.; SÁNCHEZ FURTADO, A. y CARDOSO, J.L. (1980-81). Testemunhos de couraças ferruginosas quaternárias no sudoeste de Portugal. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 12, 417-420.

-MOODY-STUART, M. (1966). High and low-sinuosity stream deposits, with examples from the Devonian of Spitsbergen. *J. Sediment. Petrol.*, 36, 1102-1117.

-M.O.P.U. (1985). Política de Costas. Plan de actuaciones 1983-1990. Servicio de publicaciones. **Ministerio de Obras Públicas y Urbanismo**, p. 208.

-MORALES, J.A. (1993). **Sedimentología del Estuario del Río Guadiana. (SO España-Portugal)**. Tesis Doctoral. Universidad de Huelva, p. 300.

-MORALES, J.A.; PENDÓN, J.G. y BORREGO, J. (1994). Origen y evolución de flechas litorales recientes en la desembocadura del estuario mesomareal del río Guadiana (Huelva, SO de España). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 7 (1-2), 155-167.

-MORRISON, R.B. (1967). Principles of Quaternary stratigraphy. In: MORRISON, R.B. and WRIGHT, H.E., Jr. (eds.). Quaternary soils. *Internat. Assoc. Quaternary Res.*, VII Cong., V.9, 1-69.

-MORRISON, R.B. (1978). Quaternary soil stratigraphy: concepts, methods and problems. In: MAHANEY, W.C. (ed.). Quaternary soils. *Geo Abstracts*, 77-108.

-MUDARRA, J.L. (1974). **Estudio de los suelos de la Cuenca del Guadalquivir**. Tesis Doctoral. Universidad de Sevilla. 4 Tomos.

-MUHS, D.R. (1984). Intrinsic thresholds in soil systems. *Phys. Geogr.*, 5, 99-110.

-NONN, H. (1972). **Geografía de los litorales**. Akal, Universitaria, p. 199.

- OJEDA, J. (1988). Aplicaciones de la teledetección espacial a la dinámica litoral (Huelva): geomorfología y ordenación litoral. Tesis Doctoral. Facultad de Geografía e Historia. Universidad de Sevilla, p. 409.**
- OJEDA, J. (1989). La dinámica litoral reciente de la Costa Occidental de Andalucía. En: DIAZ DEL OLMO, F. y RODRÍGUEZ VIDAL, J. (Eds). El Cuaternario en Andalucía Occidental. AEQUA Monografías, 1, 123-132.**
- OLIVEIRA, J.T. (1983). The marine Carboniferous of South Portugal. A stratigraphic and sedimentological approach. Mem. Serv. Geol. Portugal, 29, 3-37.**
- OLIVEIRA, J.T.; HORN, M. and PAPROTH, E. (1979). Preliminary note of the stratigraphy of the Baixo Alentejo Flysch Group, Carboniferous of Southern Portugal and on the palaeogeographic development, compared to corresponding units in Northwest Germany. Com. Serv. Geol. Portugal, 65, 151-168.**
- OLMEDO, J.L. (1981). Origen de las costras ferruginosas del Llano de Huelva. Actas V Reunión G.E.T.Cuaternario, 102-112.**
- PASTOR, F. y ZAZO, C. (1976). Hoja geológica MAGNA nº 1000, Moguer (2ª serie). IGME, Madrid.**
- PEDRAZA GILSANZ, J. (1978). Estudio geomorfológico de la zona de enlace entre las sierras de Gredos y Guadarrama (Sistema Central español). Fac. Cienc. Geológicas. Tesis Doctoral. Universidad Complutense, p. 540.**
- PENDÓN J.G. y RODRÍGUEZ VIDAL, J. (1986). Características sedimentológicas del Alto Nivel Aluvial Cuaternario en el litoral de Huelva. XI Cong. Nac. Sedimentología. Acta Geol. Hisp., 21-22, 107-111.**
- PEÑA MONNE, J.L. (1980). Estudio geomorfológico de la Conca de Tremp y las sierras Prepirenaicas leridanas entre los ríos Segre y Noguera Ribagorzana. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza, p. 577.**
- PERCONIG, E. (1961). Sur la constitution géologique de l'Andalousie Occidentale du Bassin du Guadalquivir. (Espagne méridionale). Livre à la Mémoire du Prof. P. Fallot. Soc. Geol. Fr. Paris, 1, 299-256.**

-PERCONIG, E. (1964). Sull'esistenza del Miocene superiore in facies marina nella Spagna meridionale. **III Congr. C.M.N.S.** Berna.

-PERCONIG, E. (1971). Etat actuel de nos connaissances sur l'etage Andalousien. **V Congr. C.M.N.S.** Lyon.

-PERCONIG, E. (1974). Mise au point du stratotype de l'Andalousien. **V Congr. Neog. Med. Lyon. Mem. B.R.M.G.**, 78 (2), 663-673.

-PÉREZ-GONZÁLEZ, A. y GALLARDO, J. (1987). La Raña al sur de la Somosierra y Sierra de Ayllón: un piedemonte escalonado del Villafranquiense medio. **Geogaceta**, 2, 29-32.

-PÉREZ-MATEOS, J. y RIBA, O. (1961). Estudio de los sedimentos pliocenos y cuaternarios de Huelva. **II Reunión de sedimentología**, C.S.I.C. Madrid, 84-94.

-PÉREZ-MATEOS, J.; PINILLA, A.; ALCALA DEL OLMO, L. y ALEXANDRE, T. (1982). Mineralogía de los arenales costeros españoles Tramo Málaga-Ayamonte. **Boletín Geológico y Minero**, 93 (1), 1-18.

-PERIS MORA, E. (1973). **Estudio de un yacimiento de diatomita y otros materiales sedimentarios de posible interés industrial en Lebrija (Sevilla)**. Tesis de Licenciatura. Universidad de Sevilla.

-PETHICK, J. (1984). **An introduction to coastal geomorphology**. Edward Arnold, p. 260.

-PFEFFERKORN, H.W. (1968). Geologie des Gebietes zwischen Serpa und Mértola (Baixo Alentejo, Portugal). **Munster Forsch. Geol. Palaont.**, 9, 3-143.

-PORTERO GARCÍA, J.M. y ALVARADO LÓPEZ, M. (1984). La Depresión del Guadalquivir, Cuenca de Antepaís durante el Neógeno. Génesis, Evolución y Relleno final. **I Congr. Esp. Geol.**, 3, 242-252.

-POU ROYO, A. (1977). Implicaciones paleoclimáticas de los sistemas dunares de Doñana. **Coloquio de Climatología, Min. Agric.**, Santiago de Compostela.

- PRIETO, I. (1944). Estudio hidrográfico de la zona SE. de la provincia de Huelva. **Not. y Com. IGME.**, 13, 291-322.
- RAMSAY, J.G. and HUBERT, M.I. (1987). **The techniques of Modern Structural Geology.** Academic Press, 2 V.
- RAMÍREZ, J. y LEYVA, F. (1983). Hoja geológica MAGNA nº 982, La Palma del Condado (2ª serie). **IGME.** Madrid.
- RECIO ESPEJO, J.M.; CANO HENARES, M.D.; BAENA ESCUDERO, R.; RODRÍGUEZ VIDAL, J. y DÍAZ DEL OLMO, F. (1992). Rañas y facies de piedemonte en el borde meridional del Macizo Hespérico (Sierra Morena). **I Simposium sobre la Raña,** Madrid.
- REY, J. y MEDIALDEA, T. (1989). Morfología y sedimentos recientes del margen continental de Andalucía occidental. En: DÍAZ DEL OLMO, F. y RODRÍGUEZ VIDAL, J. (Eds.). El Cuaternario de Andalucía occidental. **AEQUA Monografías**, 1, 133-144.
- RIVERA, S.J. y BAIDES, J.L. (1987). **Reconocimiento y cartografía de suelos de La Palma del Condado y Moguer.** Escala 1:100.000. Monografía y mapa inéditos, I.R.N.A. Sevilla.
- ROBAUX, A. (1938). Les marines Aquitaniennes de Sanlúcar de Barrameda (province de Cadix). **Bull. Soc. Geol. Fr.**, 5, VII, 697-718.
- RODRÍGUEZ, J.A. (1952). Geología de la provincia de Cádiz. **Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)**, 50, 221-262.
- RODRÍGUEZ RAMÍREZ, A. (1993). **Análisis general del relieve en el sector interfluvial de los ríos Tinto y Guadalquivir (Golfo de Cádiz).** Tesis de Licenciatura. Universidad de Sevilla, p.154.
- RODRÍGUEZ VIDAL, J. (1982). Distribución morfoclimática en la Depresión media del Ebro: procesos dominantes y modelado actual. **Estudios Geol.**, 38, 43-50.

-RODRÍGUEZ VIDAL, J. (1983). **Geomorfología de las Sierras Exteriores oscenses y su piedemonte**. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza.

-RODRÍGUEZ VIDAL, J. (1987a). Modelo de evolución geomorfológica de la Flecha Litoral de Punta Umbría, Huelva, España. **Cuaternario y Geomorfología**, 1, 247-256.

-RODRÍGUEZ VIDAL, J. (1987b). Recent geomorphological evolution in the Ayamonte-Mazagón sector of the South Atlantic coast (Huelva, Spain). **Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario**, 10, 259-264.

-RODRÍGUEZ VIDAL, J. (1989). El inicio de la red fluvial cuaternaria en el sector occidental de la Depresión del Guadalquivir. En: DIAZ DEL OLMO, F. y RODRÍGUEZ VIDAL, J. (Eds.). **El Cuaternario en Andalucía Occidental**. AEQUA **Monografías**, 1, 27-31.

-RODRÍGUEZ VIDAL, J. (1992). Aproximación al paleorrelieve Tortonense del margen ibérico meridional (depresión occidental del Guadalquivir). **Geogaceta**, 11, 85-86.

-RODRÍGUEZ VIDAL, J.; MAYORAL, E. y PENDÓN J.G. (1985). Aportaciones paleoambientales al tránsito Plío-Pleistoceno en el litoral de Huelva. **Actas I Reunión de Cuaternario Ibérico**, I. Lisboa, 447-459.

-RODRÍGUEZ VIDAL, J.; MAYORAL, E.; CASTIÑEIRA, J. y GARCÍA RINCÓN, J. (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. Sevilla, 7-35.

-RODRÍGUEZ VIDAL, J; MAYORAL, E.J. y CÁCERES, L. (1990). La fracturación de los materiales neogeno-cuaternarios en la margen izquierda del río Tinto (Huelva). **I Reunión Nacional de Geomorfología**, Teruel, 51-59.

-RODRÍGUEZ VIDAL, J. y FLORES, E. (1991). Evidencias de deformación neotectónica en el sector de Lepe-La Antilla (Huelva). **Cuaternario y Geomorfología**, 5, 131-138.

- RODRÍGUEZ VIDAL, J.; CÁCERES, L. y RODRÍGUEZ RAMÍREZ, A. (1991). La red fluvial cuaternaria en el piedemonte de Sierra Morena Occidental. **Cuadernos de Investigación Geográfica**. 17 (1-2), 37-45. Universidad de la Rioja.
- RODRÍGUEZ VIDAL, J.; CÁCERES, L. and RODRÍGUEZ RAMÍREZ, A. (1992). Geomorphological evidences of the holocene sea level rise in the Gulf of Cadiz (SW Spain). **Mediterranean and Black sea Shorelines (INQUA) Newsletter**, 14, 82-86.
- RODRÍGUEZ VIDAL, J.; CÁCERES, L.; RODRÍGUEZ RAMÍREZ, A. and CLEMENTE, L.(1993a). Coastal dunes and postflandrian shoreline changes. Gulf of Cadiz (SW Spain). **Mediterranean and Black sea Shorelines (INQUA) Newsletter**, 15, 12-15.
- RODRÍGUEZ VIDAL, J.; CÁCERES, L. y RODRÍGUEZ RAMÍREZ, A. (1993b). Modelo evolutivo de la red fluvial cuaternaria en el suroeste de la Península Ibérica. **3ª Reunião do Quaternário Ibérico**. Coimbra (Potugal).
- ROMERO-SEGURA, M.J. y PENDÓN, J.G. (1991). Las facies de cursos entrelazados en el Peistoceno de Isla Cristina (Huelva). **Geogaceta**, 9, 65-67.
- RUBIO, J.C. (1985a). **Ecología de las marismas del Odiel**. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Biológicas. Universidad de Sevilla. 603 pp.
- RUBIO, J.C. (1985b). Dinámica geomorfológica actual de las marismas del Odiel (Huelva). II: Régimen mareal, características fisiográficas y drenaje. **I Reunião do Quaternário Ibérico**, Lisboa, 393-406.
- RUBIO, J.C.; FIGUEROA, M.E.; FERNÁNDEZ PALACIOS, J. y CLEMENTE, L. (1985). Dinámica geomorfológica actual de las marismas del Odiel (Huelva). I: Tipología, desarrollo y evolución reciente. **I Reunião do Quaternário Ibérico**, Lisboa, 379-392.
- RUELLAN, A. (1971). The history of soils; some problems of definition and interpretation. In: YAALON, D.H. (ed.). **Palaeopedology; origin, nature and dating of paleosols**. **Int. Soil Sci. Soc.**, Israel, 2-13.
- SAAVEDRA, J.L. (1962). Los foraminíferos del Terciario superior y Cuaternario del Guadalquivir. **Boletín IGME.**, 72, 349-463.

- SAAVEDRA, J.L. (1964).** Datos para la interpretación de la estratigrafía del Terciario y Secundario de Andalucía. **Not. y Com. IGME.**, 73, 5-50.
- SÁEZ, R. (1987).** **Geología y mineralizaciones de Sn-W del curso bajo del Río Corumbel (La Palma del Condado, Huelva).** Tesis de Licenciatura. Universidad de Sevilla. p. 210.
- SANCHO, C. (1988).** **Geomorfología de la Cuenca Baja del río Cinca.** Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza.
- SAN MIGUEL, M. (1913).** Las costas de la provincia de Huelva y sus variaciones en el periodo histórico. **Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.**, XIII, 434-468.
- SAN MIGUEL ARRIBAS, M. (1976).** **Estudio del Nannoplancton calcáreo del estrecho Nord-Bético.** Tesis Doctoral. Univ. Complutense de Madrid, 2 tomos.
- SANTOS, A.; FERNÁNDEZ, F. y LEYVA, F. (1982).** Hoja geológica MAGNA nº 980, San Silvestre de Guzman (2ª serie). **IGME**, Madrid.
- SANTOS, A.; FERNÁNDEZ, F. y LEYVA, F. (1983).** Hoja geológica MAGNA nº 981, Gibraleón (2ª serie). **IGME**, Madrid.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1989).** **I Coloquio Neógeno Atlántico Mediterráneo,** 85-89.
- SHERMERHORN, L.J.G., (1971).** An outline stratigraphy of the Iberian Pyrite Belt. **Boletín Geol. y Min.**, 82, 239-368.
- SIERRO, F.J. (1984).** **Foraminíferos planctónicos y Bioestratigrafía del Mioceno superior-Plioceno del borde Occidental de la Cuenca del Guadalquivir (SO. de España).** Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca, p. 391.
- SIERRO, F. J.; CIVIS, J. y GONZALEZ DELGADO, J.A. (1983).** Nuevas aportaciones al Neógeno de la provincia de Huelva. **Stud. Geol. Salmanticensis**, 19, 139-149.

- SIERRO, F.J. (1985). The replacement of the Globorotalia menaradii group by Messinian boundary in the Mediterranean and adjacent Atlantic. **Marine Micropal.**, 9, 525-535.
- SIERRO, F.J.; FLORES, J.A.; CIVIS, J. y GONZÁLEZ DELGADO, J.A. (1987). New criteria for the correlation of the Andalusian and Messinian stages. VIIIth Congress Reg. Medit. Neog. Strat. Budapest, 1985. **Ann. Ins. Geol. Publ. Hungar.**, 70, 355-361.
- SIERRO, F.J., GONZÁLEZ DELGADO, J.A., DABRIO, C.J., FLORES, J.A. y CIVIS, J. (1990). The Neogene of the Guadalquivir Basin (SW Spain). IX Congress R.C.M.N.S. Iberian Neogene Basins. Field guidebook. In: **Paleontologia i Evolució**, m.e.2. Inst. Paleontològic Dr. M. Crusafont, 211-250.
- SILJESTRÖM, P. (1985). **Geomorfología y Edafogénesis de las Arenas del Parque Nacional de Doñana**. Tesis Doctoral, Univ. de Sevilla, 555 p.
- SILJESTRÖM, P y CLEMENTE, L. (1990). Geomorphology and Soil Evolution of a Moving Dune System in SW Spain (Doñana National Park). **Journal of Arid Environments**, 18, 139-150.
- SILJESTRÖM, P.; MORENO, A; GARCÍA, L.V. y CLEMENTE, L. (1994). Doñana National Park SW Spain: Geomorphological characterization through a soil-vegetation study. **Journal of Arid Environments**, 26, 315-323.
- SIMON, G. (1944). **La Sierra Morena de la provincia de Sevilla en los tiempos postvariscicos**. Publ. Inst. J. Sebastián Elcano, CSIC, Madrid.
- SOLÉ, L. (1952). Geografía Física de España. En: TERÁN, M. (Ed). **Geografía de España y Portugal**, 1, Muntaner y Simón, S.A. 487 p. Barcelona.
- SOMOZA, L.; ANDRÉS, J.R.; REY, J.; HERNÁNDEZ-MOLINA, F.J.; RODRÍGUEZ VIDAL, J.; CLEMENTE, L.; RODRÍGUEZ RAMÍREZ, A. y DÍAZ DEL RÍO, V. (1994). Morpho-depositional evolution of the Cadiz Gulf Continental Shelf: GOLCA Project. **I Simpósio sobre a Margem Continental Ibérica Atlântica**. (Abstract) Lisboa.

-STRAUSS, G.K. (1965). **Zur geologie der SW-Iberischen kiesprovinz und ihrer lagersatatten, mit besonderer Berücksichtigung der Pyritgrube Lousal (Portugal)**. Doc. Thesis. Univ. Munchen.

-STRAUSS, G.K. (1970). Sobre la geología de la provincia piritífera del suroeste de la Península Ibérica y de sus yacimientos, en especial sobre la mina de pirita de Lousal (Portugal). **Memorias del IGME.**, 77, p. 266.

-SUAREZ BORES (1971). Determinación de la edad mediante medidas del contenido carbono-14, en muestras de conchas procedentes de los litorales de Huelva y Valencia. **Gabinete de Aplicaciones Nucleares a Obras Públicas**, Madrid.

-TISCHER, G. (1966). Datos geomorfológicos sobre la Cuenca Superior del río Alhama. **Notas y Comunicaciones IGME.**, 84, 55-92.

-TORCAL, L.; ZAZO, C. y MARFIL, R. (1990). Caracterización mineralógica y cronológica de los depósitos arenosos neógenos y cuaternarios del litoral de Huelva, España. (Área: río Tinto-río Guadalquivir). **Estudios Geol.**, 46, 153-164.

-TRICART, J. (1971). Légende pour la carte géomorphologique de la France au 1:50.000. **Mém. et Documents. C.N.R.S.** Paris.

-VALENTINE, K.W.G. and DALRYMPLE, J.B. (1975). The identification of a buried paleosol developed in place at Pitstone, Buckinghamshire. **Journal of Soil Science**, 27, 541-553.

-VAUDOIR, J. (1979). **La región de Madrid, alterations, sols et paléosols**. Ed. Ophys, París, p.383.

-VANNEY, J.R. et MENANTEAU, L. (1979). Tipos de reliefs littoraux et dunaires en Basse-Andalousie. (De Huelva à l'embouchure du Guadalquivir). **Mélanges de la Casa Velázquez**, 15, 5-52.

-VANNEY, J.R.; MENANTEAU, L. et ZAZO,C. (1979). Physiographie et evolution des Basse Andalousie (Golfe de Cadix, Espagne). Les côtes atlantiques d'Europe, évolution, aménagement, protection. Brest, France. **Publications du Cnexo: Actes de Colloques**, nº9, 277-286.

-VANNEY, J. R. y MENANTEAU, L. (1985). Mapa fisiográfico del litoral Atlántico de Andalucía. Punta Umbría-Matalascañas y Matalascañas-Chipiona. E. 1:50.000, **Junta de Andalucía**, 48 p, 2 map.

-VARGAS, E.; PRIETO, R.M.; OLIVIAN, M. y PRIETO, I. (1925). Estudio geológico de la zona de contacto de los terrenos antiguos con los secundarios, terciarios y cuaternarios de la provincia de Huelva. **Bol. Miner. Metalur.**, núm. 100-101.

-VIGUIER, C. (1974). **Le Néogene de l'Andalousie Nord-occidentale (Espagne). Histoire géologique du "Bassin" du Bass-Guadalquivir.** Thèse Doct. Université de Bordeaux, p. 450.

-VIGUIER, C. (1977). Les grands traits de la tectonique du Bassin neogene du Bas-Guadalquivir. **Bol. Geol. y Min.**, I, 39-44.

-VIGUIER, C. y THIBAUT, C. (1973). Nouveaux éléments de datation des formations de Piédemont de la Sierra Morena a l'ouest de Séville. **Estudio Geol.**, 29, 351-354.

-WILSON, L. (1969). Les relations entre les processus géomorphologiques et le climat moderne comme méthode de paléoclimatologie. **Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.**, 11 (3), 303-314.

-YOUNG, A. (1972). **Slopes.** Longman, 228 p.

-ZAZO, C. (1979). El problema del límite Plio-Pleistoceno en el litoral S y SE de España. **Trabajos del Neógeno-Cuaternario**, 9, 65-72.

-ZAZO, C. (1980). **El Cuaternario marino-continental y el límite Plio-Pleistoceno en el litoral de Cádiz.** Tesis Doctoral. Univ. Complutense de Madrid, 2 vol.

-ZAZO, C. y GOY, J.L. (1981). Arroyo Domingo. Guías de excursiones V **Reunión del G.E.T. Cuaternario**, Sevilla, 354-356.

-ZAZO, C.; GOY, J.L.; HOYOS, M.; DUMAS, B.; PORTA, j.; MARTINELL, J.; BAENA, J. y AGUIRRE, E. (1981). Ensayos de síntesis sobre el Tyrreniense peninsular español. **Estudios Geol.**, 37, 3-4, 257-262.

-ZAZO, C.; GOY, J.L. y DABRIO, C.J. (1983). Medios marinos y marinos-salobres en la Bahía de Cádiz durante el Pleistoceno. **Mediterránea**, 2, 29-57.

-ZAZO, C.; GOY, J.L. y DABRIO, C.J. (1986). Late Quaternary and recent evolution of coastal morphology of the Gulf of Cadiz (Huelva-Cádiz, Southern Spain). **Summ. I. Int. Sym. on Harbours, Port Cities and Coastal Topography**. Haifa. Israel, 200-203.

-ZAZO, C.; DABRIO, C.J. y GOY, J.L. (1987). Evolution of the lowlands littorals of Huelva an Cadix (Spain) from the Holocene until now. **European workshop on interrelated bioclimatic and land use changes**, Noordwijkerhout, The Netherlands.

-ZAZO, C.; DABRIO, C.J.; GOY, J.L. y MECO, J. (1992). Evolution of littoral lowlands of Huelva and Cadix (Gulf of Cadix, S.W.) from the Flandrian until present: In: SUAREZ DE VIVERO, J.L. (ed). **The Ocean Change; management patterns and environment**, 27-28.

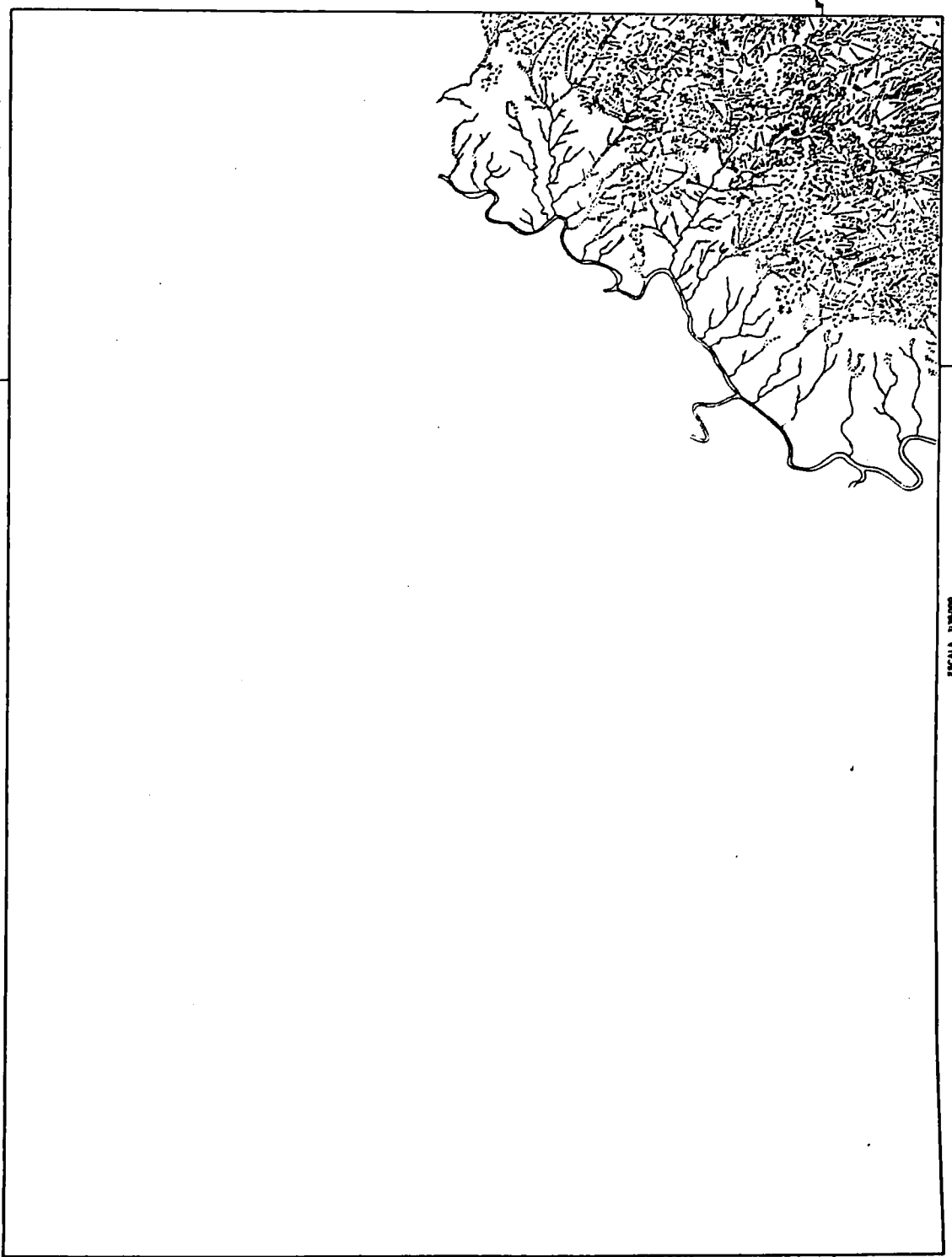
-ZAZO, C.; GOY, J.L.; DABRIO, C.J.; BARDAJÍ, T.; SOMOZA, L. and SILVA, P.G. (1993). The Last Interglacial in the Mediterranean as a model for the present interglacial. **Global and Planetary Change**, 7, 109-107.

-ZAZO, C.; GOY, J.L.; SOMOZA, L.; DABRIO, C.J.; BELLUOMINI, G.; IMPROTA, S.; LARIO, J.; BARDAJÍ, T. and SILVA, P.G. (1994). Holocene secuence of sea-level fluctuations in relation to climatic trends in the Atlantic-Mediterranean linkage coast. **Journal of Coastal Research**, 10 (4), 933-945.

420.022
ESCALA 1:250.000

MAPA GEOMORFOLOGICO

HOJA 1



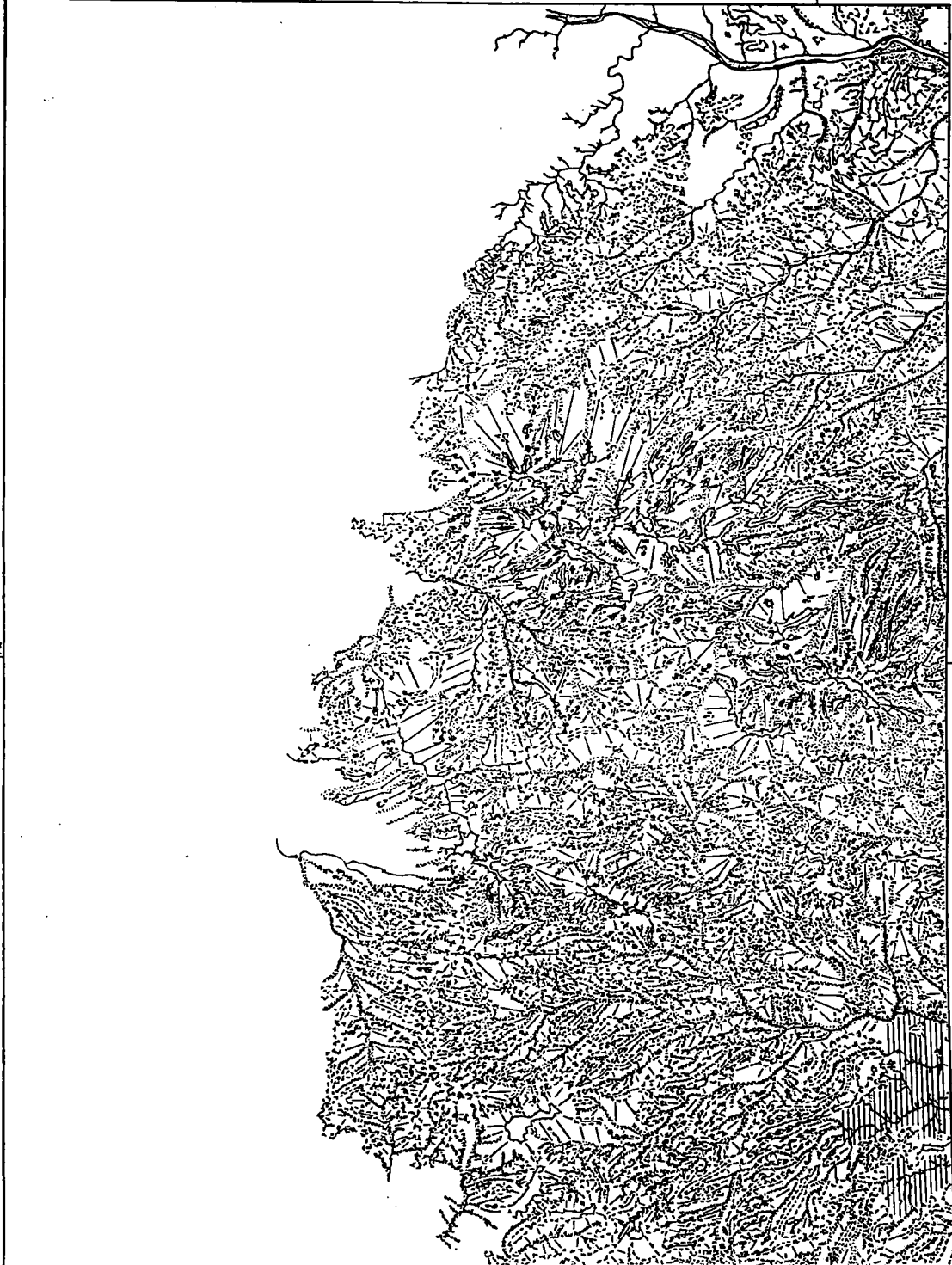
ESCALA 1:250.000

UNIV. JAEN, CIENCIAS PUNO

HOJA 2

MAPA GEOMORFOLOGICO

ESCALA 1:25000



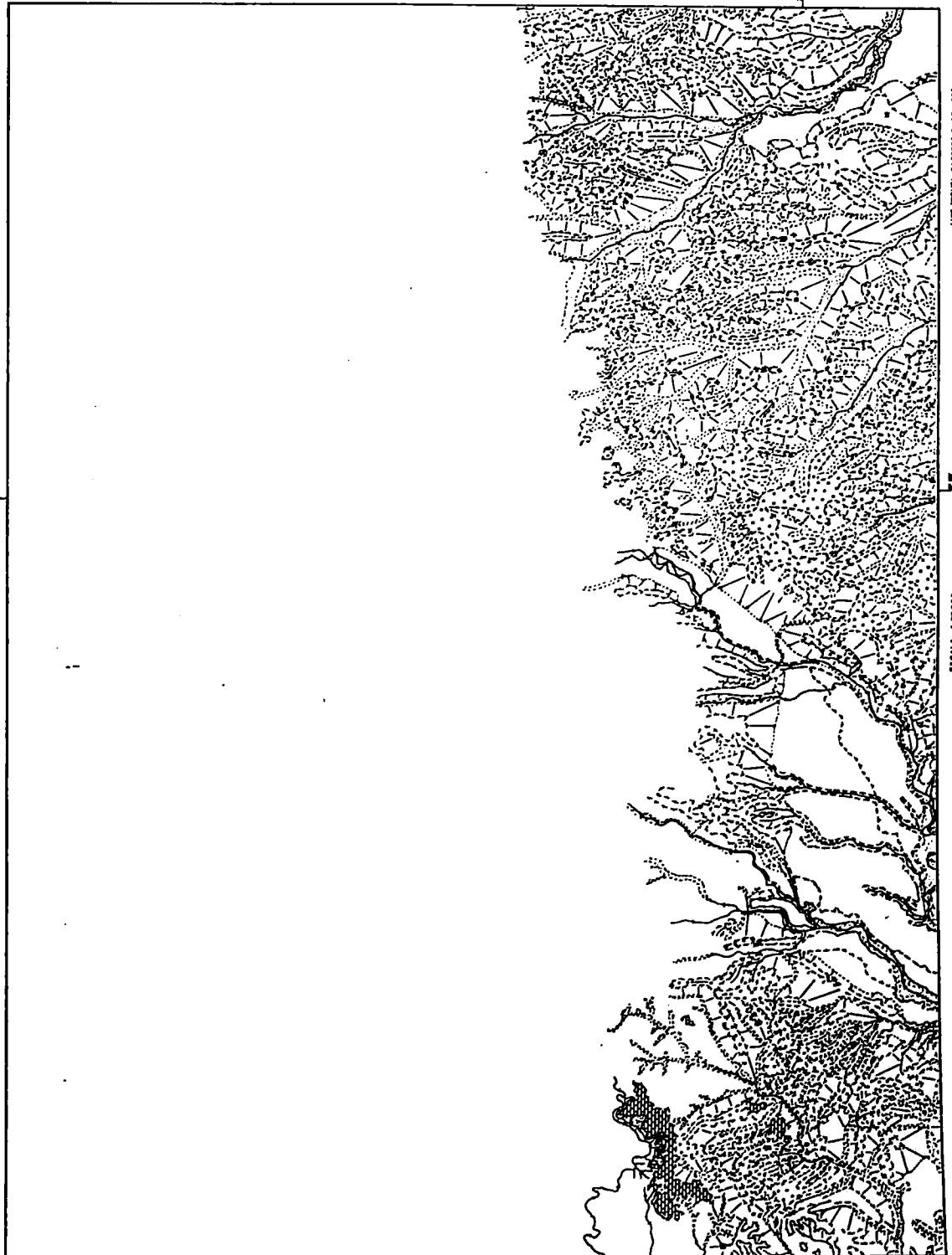
LIN. MIGUEL C. GARCIA P. 1980

ESCALA 1:25000

HOJA 3

MAPA GEOMORFOLOGICO

ESCALA 1:250000



LOS MORALES CACERES PUNO 1980

ESCALA 1:100000

MAPA GEOMORFOLOGICO

HOJA 4

ESCALA 1:25000



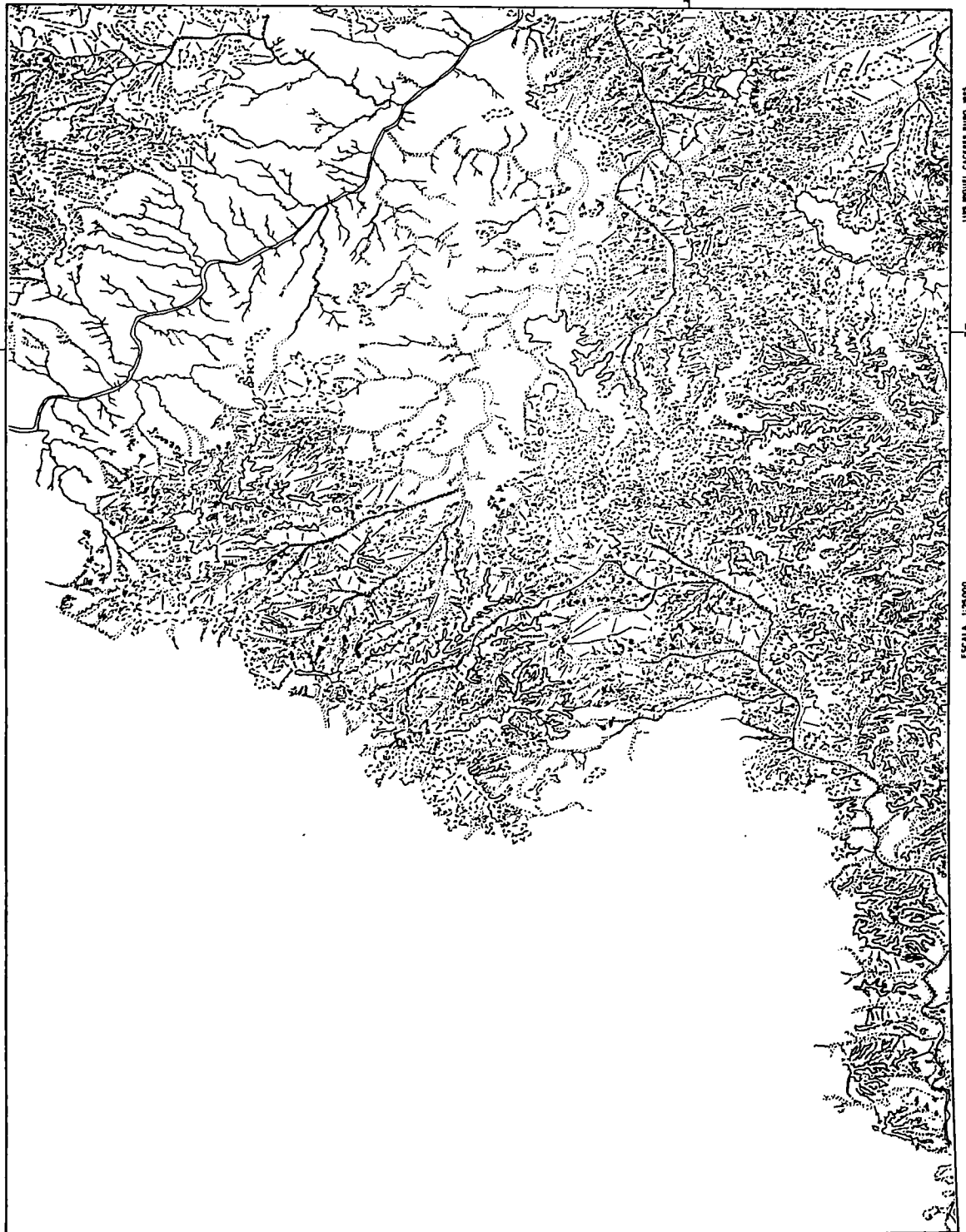
ESCALA 1:25000

LIN. INCL. 24/2015 P. 000

MAPA GEOMORFOLOGICO

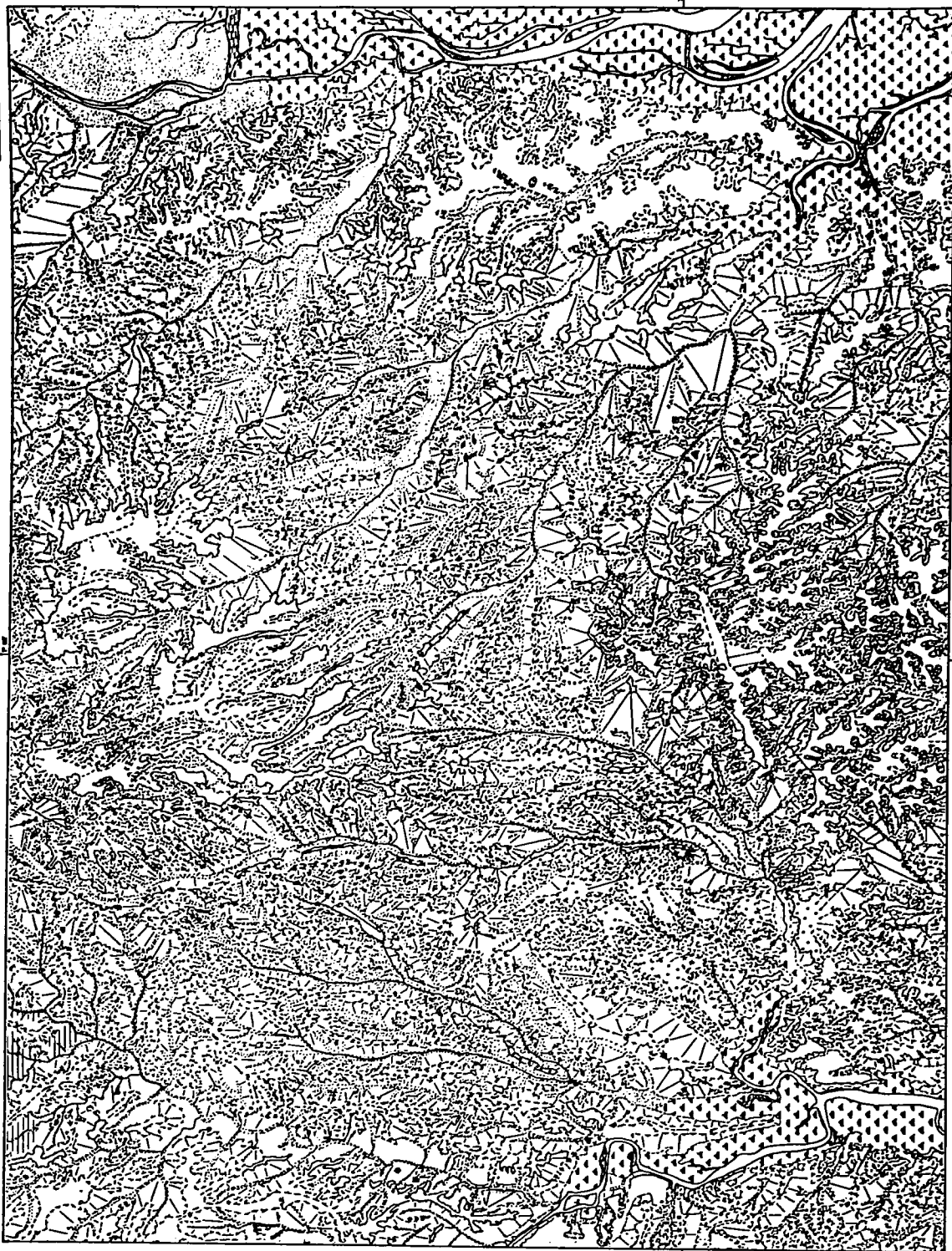
HOJA 5

ESCALA 1:25.000



LUS MUHUEL CACERES PURO WPS

ESCALA 1:25.000



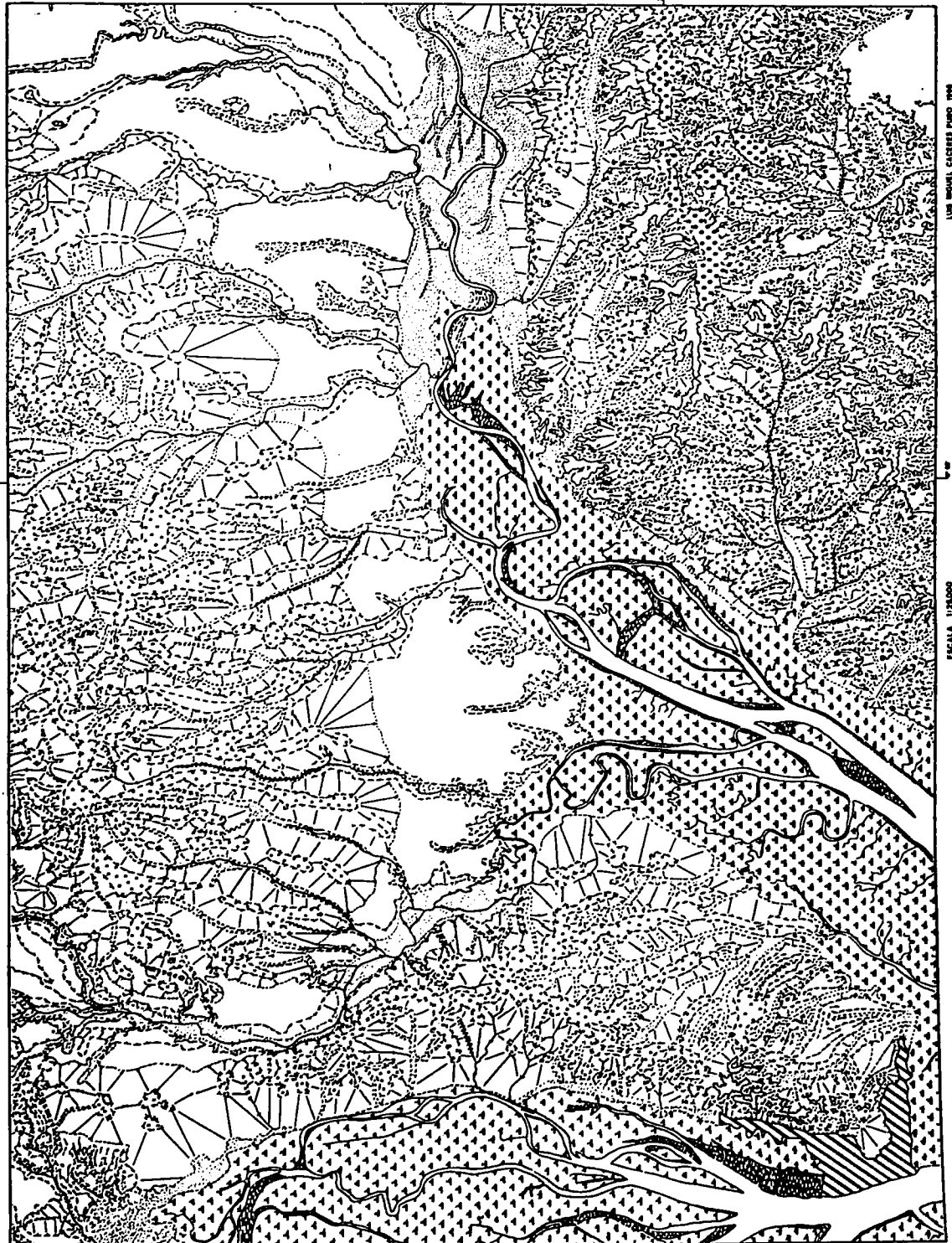
ESCALA 1:25000

UNA UNIDAD CIENTIFICO PAGO 1991

HOJA 7

MAPA GEOMORFOLOGICO

ESCALA 1:25000



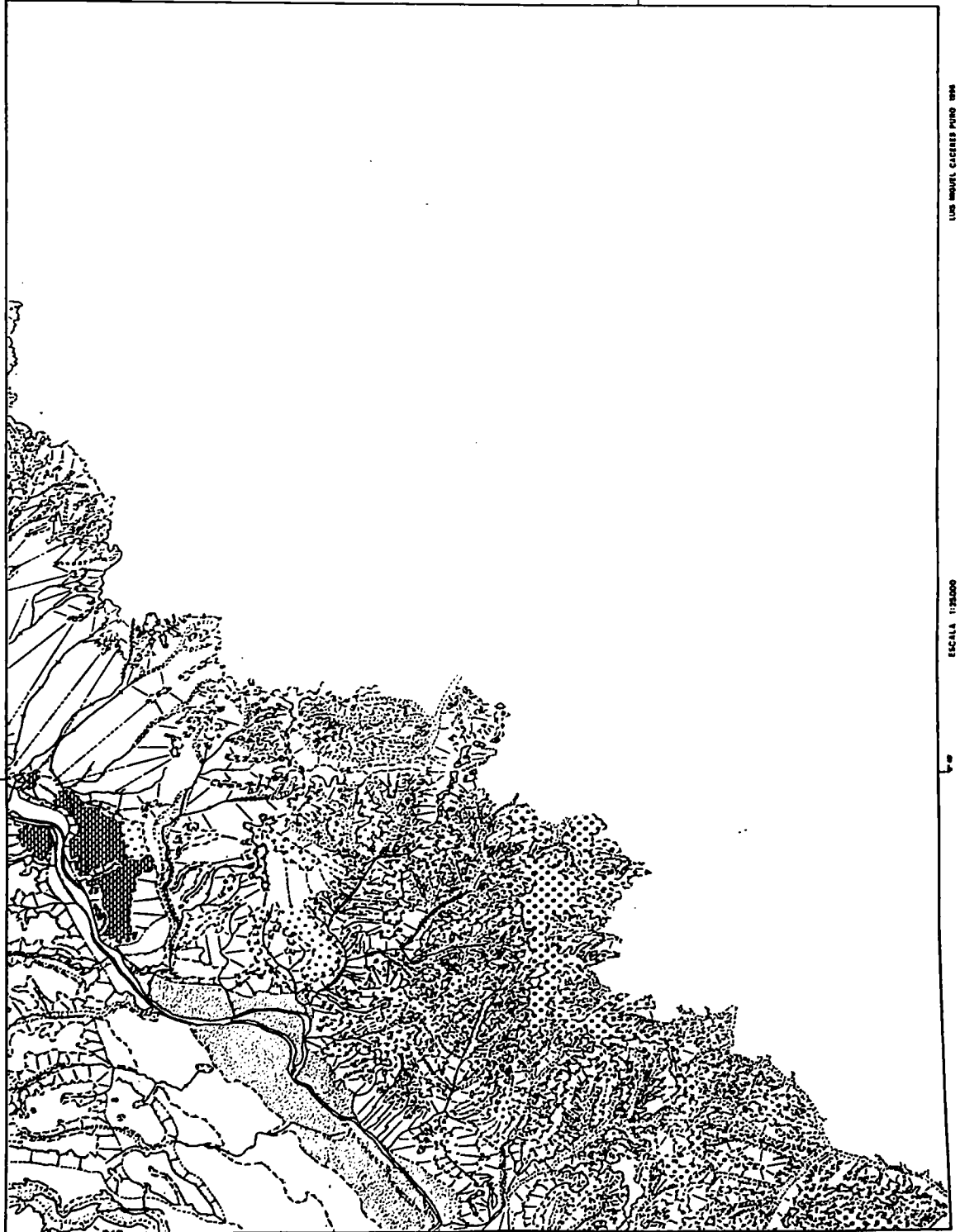
LOS ANGELES, CALIFORNIA 1944

ESCALA 1:25000

MAPA GEOMORFOLOGICO

HOJA 8

ESCALA 1:25000



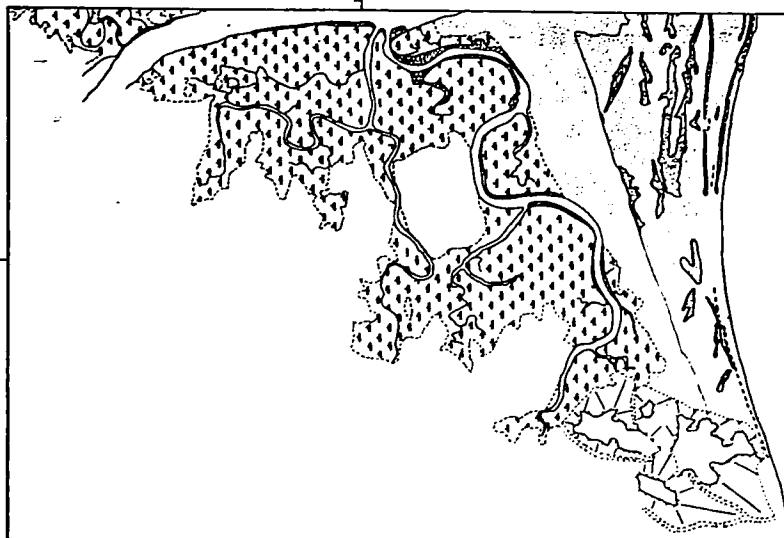
ESCALA 1:25000

LUIS MARTEL CACERES PUNO 1984

MAPA GEOMORFOLOGICO

ESCALA 1:25.000

HOJA 9



ESCALA 1:25.000

LOS MOLINOS, CÁDIZ, PURO, 1988

MAPA GEOMORFOLOGICO

HOJA 10

ESCALA 1:25000



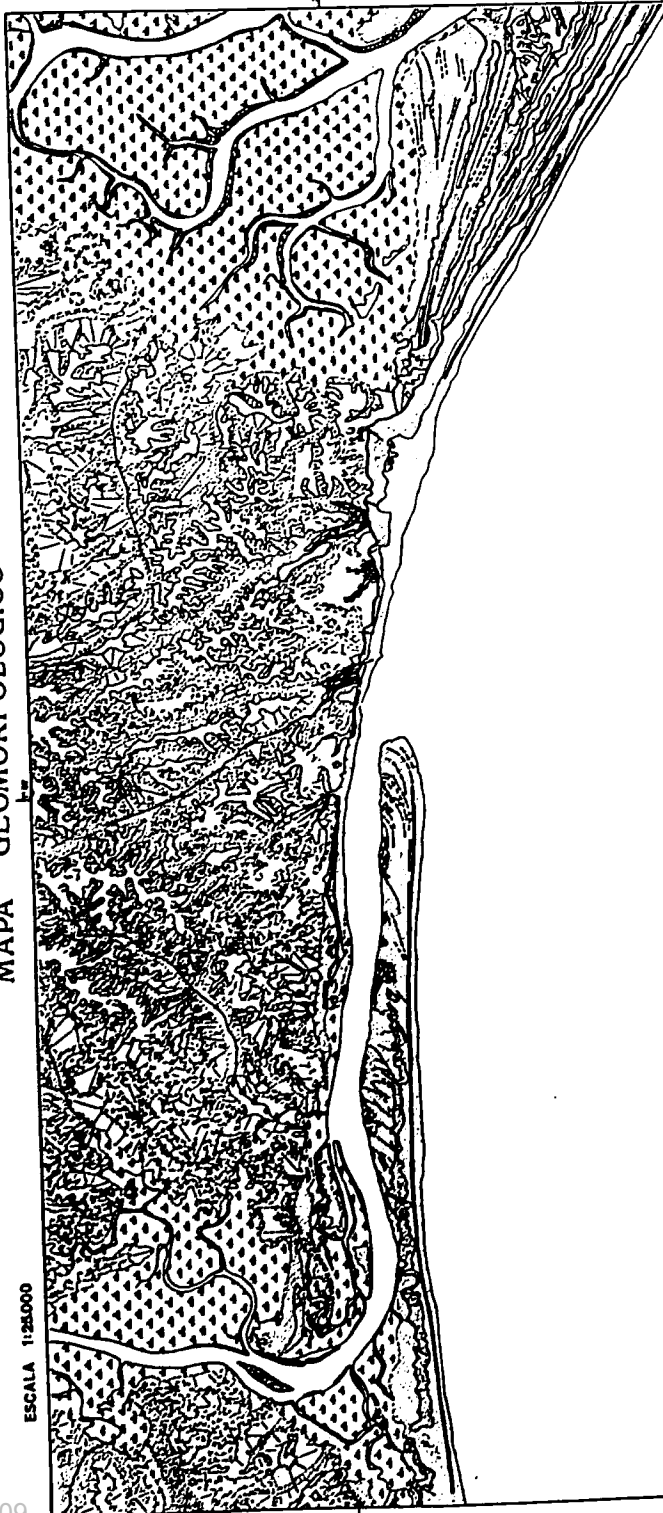
ESCALA 1:25000

US. MOUNT. CACERES PURO 1983

HOJA 11

MAPA GEOMORFOLOGICO

ESCALA 1:25000

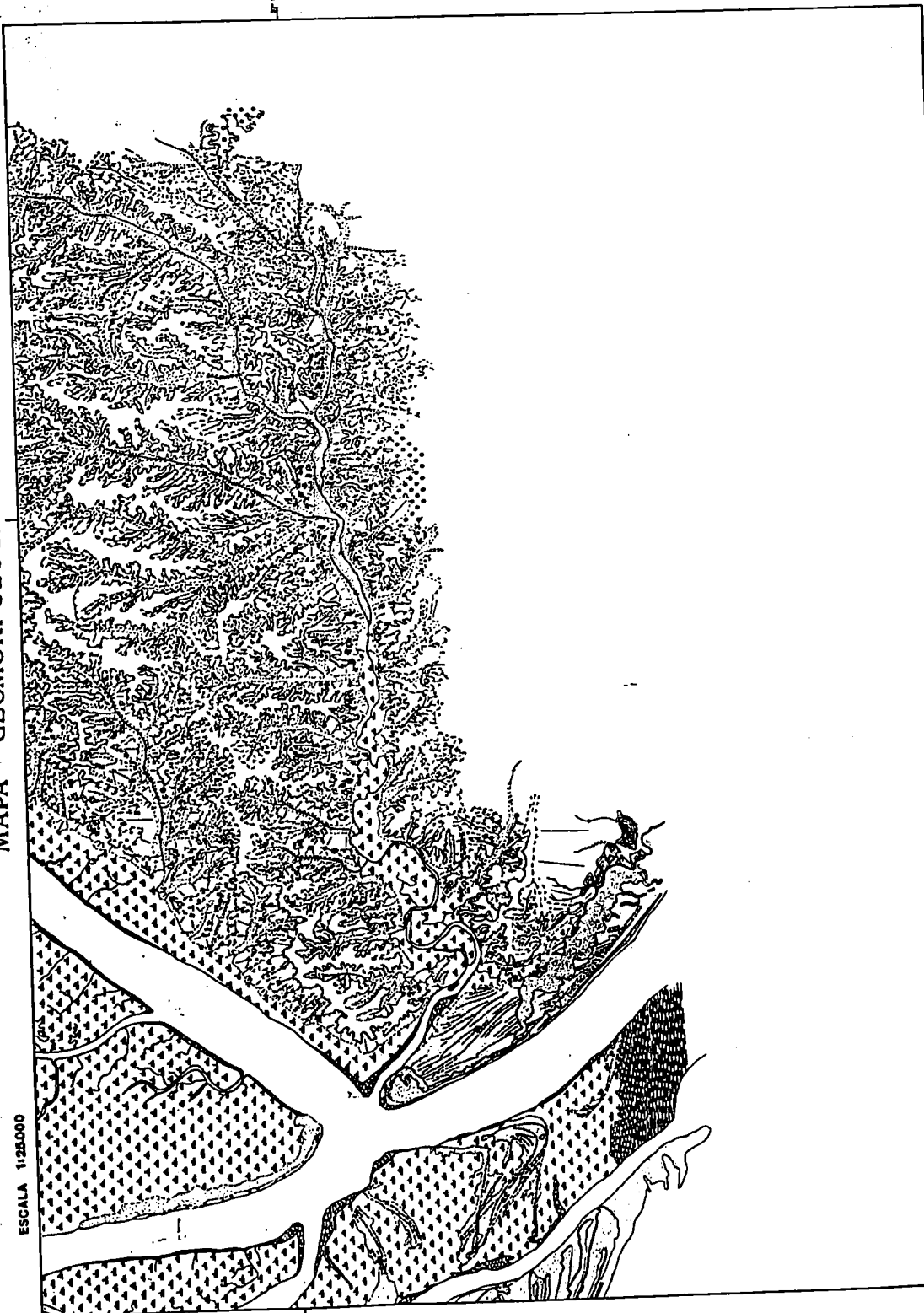


LIM INMEDIAT CALCES PUNO 1949

ESCALA 1:10000

HOJA 12

MAPA GEOMORFOLOGICO



ESCALA 1:25,000

L'UN MOUET CLEVERES POND 1945

ESCALA 1:25,000

UNIVERSIDAD DE HUELVA

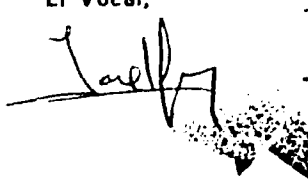
Reunido el Tribunal integrado por los abajo firmantes en el día de la fecha, para juzgar la tesis doctoral de LUIS MIGUEL CACERES PUZO titulada GEOMORFOLOGIA DEL SECTOR OCCIDENTAL DE LA DEPRESION DEL GUADALquivir acordó otorgarle la calificación de APTO "CUM LAUDE" POR UNANIMIDAD

Huelva, 21 de SEPTIEMBRE de 19 91

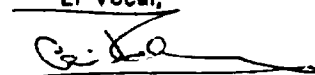
El Vocal,



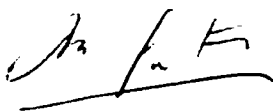
El Vocal,



El Vocal,



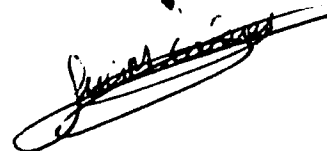
El Presidente,



El Secretario,



El Doctorado,



UNIVERSIDAD DE HUELVA
BIBLIOTECA



0000209897