

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID
FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS



TESIS DOCTORAL

**Estudio del terciario superior y del cuaternario del Campo
de Calatrava (Ciudad Real)**

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR
PRESENTADA POR

Eloy Molina Ballesteros

DIRECTOR:

Emiliano Aguirre

Madrid, 2015

BIBLIOTECA UCM



5304751842

T
278

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE CIENCIAS

SECCION DE GEOLOGICAS

ESTUDIO DEL TERCIARIO SUPERIOR Y DEL CUATERNARIO DEL
CAMPO DE CALATRAVA (CIUDAD REAL)

MEMORIA

que para optar al Grado de Doctor en Ciencias Geológicas

presenta

ELOY MOLINA BALLESTEROS

R. T 322

Madrid, 1974

Esta Tesis Doctoral fue presentada por D. ELOY MOLINA BALLESTEROS en la Facultad de Ciencias de la Universidad Complutense de Madrid, para la obtención del grado de Doctor en Ciencias Geológicas.

Fue dirigida por el Dr. E. AGUIRRE y leída el día 8 de Junio de 1974 ante el tribunal constituido por los profesores:

BERMUDO MELENDEZ	Presidente
EDUARDO ALASTRUE	vocal
JOSE MARIA FUSTER	vocal
ANTONIO GUERRA	vocal
EMILIANO AGUIRRE	vocal-secretario

habiendo obtenido la calificación de SOBRESALIENTE "CUM LAUDE".

"ESTUDIO DEL TERCIARIO SUPERIOR
Y DEL CUATERNARIO DEL CAMPO DE
CALATRAVA" (CIUDAD REAL).

INDICE GENERAL

I INTRODUCCION

1 - Situación Geográfica

2 - Topología

Relieve

Hidrografía

3 - Clima

General en la Meseta Meridional

Campo de Calatrava

Indice de aridez de Dantil-Revenga

Evapotranspiración. Método de Thornthwaite.

4 - Metodos y Materiales

Campo

Gabinete

Laboratorio

Raña

Materiales de Ladera

Terrazas

Suelos

Cuestiones de nomenclatura

Glacis

Pediplano

5 - Objetivos y Límites

Objetivos

Límites

6 - Estudios PreviosII ENMARQUE GEOMORFOLOGICO1 - Morfología

Generalidades

Jerarquía morfológica

Unidad morfológica

Sistema físico exterior

Sistema físico geológico

2 - Basamento

Generalidades

Estratigrafía

Tectónica

Evolución morfológica (Prealpina)

III 1ª ENTIDAD MORFOLOGICAAfloramientos del Sustrato

Unidades Morfológicas

Paleozoico del Campo de Calatrava

Costra ferralítica

IV 2^a ENTIDAD MORFOLOGICAEl Terciario (Neógeno)

Generalidades.

I - Cuenca Manchega

Estratigrafía y Paleontología

Tectónica

Morfología

II - Subcuenca de Alcolea de Calatrava

Estratigrafía y Paleontología

Yacimiento paleontológico de Las

Higueruelas.

Tectónica

Morfología

III - Subcuenca de Corral de Calatrava

Estratigrafía y Paleontología

Tectónica

Morfología

IV - Area de Poblete

Estratigrafía y Paleontología

Tectónica

Morfología

V - Resumen del Terciario del Campo de Calatrava

trava

V - 3^a ENTIDAD MORFOLOGICA (1^a Parte)

I - La Raña

Concepto de la Raña

Carácter detrítico de la Raña

Morfología de la Raña

Composición sedimentológica de la Raña

Génesis de la Raña

Causas que originaron la formación de la Raña

Edad de la Raña

VI - SUPERFICIE MORFOLOGICAS FUNDAMENTALES

Superficie Intra-Pliocena S_I (nivel de 642 m.)

Generalidades

Estudio de los minerales de arcilla

Edad de la alteración Pre-Raña y de la superficie S_I.

Superficie Plio-Pleistocena S_{II} (nivel de 625-630 m)

Generalidades

Superficie pre-Raña

Diferencias entre las superficies S_I y S_{II}

Problema sin aclarar.

Nivel actual fluvial

Datos estratigráficos

Resumen de las superficies Morfológicas fundamentales

VII 3^a ENTIDAD MORFOLOGIA (II Parte)Depósitos de Ladera.

1 - Morfología

2 - Génesis

3 - Edad

Sistema fluvial Cuaternario

Depósitos fluviales (Terrazas)

1º Tramo de la Mancha

2º Tramo del Campo de Calatrava

Rio Bañuelos

Rio Jabalón

Rio Guadiana

Estación del Puente de Picón

Estación del Puente de Alarcos

Estación del Puente de la Ovejas

(o de Valbuena).

Datos comparativos

Zona de Transición

Suelos rojos del Campo de Calatrava

Perfil de la azucarera de Ciudad Real

Encostramientos calizos

Edad de los suelos rojos

Resumen general del Sistema Fluvial Cuaternariodel Campo de Calatrava

Minerales Pesados

VIII 4^a ENTIDAD MORFOLOGICAVulcanismo del Campo de Calatrava

Vulcanismo y Neotectónica

Morfología volcánica actual

IX CONCLUSIONESX BIBLIOGRAFIAXI APENDICE

Láminas fotográficas

Tablas

Mapa

I INTRODUCCION

1 - SITUACION GEOGRAFICA

La zona objeto del presente estudio está comprendida en la provincia de Ciudad Real, y se encuentra situada en plena Meseta Meridional. Forma parte de la Cuenca Hidrográfica del Guadiana y presenta características geológicas y morfológicas peculiares, por lo cual, se conoce con una denominación propia: "El Campo de Calatrava". (Fig. 1).

El Campo de Calatrava, constituye una zona que separa dos entidades geológico-morfológicas muy diferentes; por un lado el paisaje desarrollado sobre materiales paleozoicos del Macizo Hespérico (HERNANDEZ-PACHECO, 1, 952) que se extiende hacia el W. en la llamada Penillanura Extremeña, con personalidad propia dentro de la Meseta Inferior (SOLE SABARIS L, 1.952). Por otro lado, las formaciones neógenas de la gran Depresión Manchega hacia el E.

Al N. comienza en las estribaciones meridionales de los Montes de Toledo y limita al S. con la Sierra Morena.

Nuestra zona de estudio pertenece por entero a dicha unidad morfológico-geológica del Campo de Calatrava.

Se extiende a lo largo del Guadiana, desde las proximidades de Villarrubia y Daimiel (sistema Cigueta-Guadiana) hasta las inmediaciones de Pozuelos de Calatrava al SW. de Ciudad Real (capital), comprendiendo parte de las siguientes hojas del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50000:

Hoja N° 737 - Villarrubia de los Ojos.

" " 759 - Piedrabuena.

" " 760 - Daimiel.

" " 784 - Ciudad Real.

Por razones metodológicas comprendemos en este estudio parte de la Mancha de Daimiel, Al E. del Campo de Calatrava propiamente dicho.

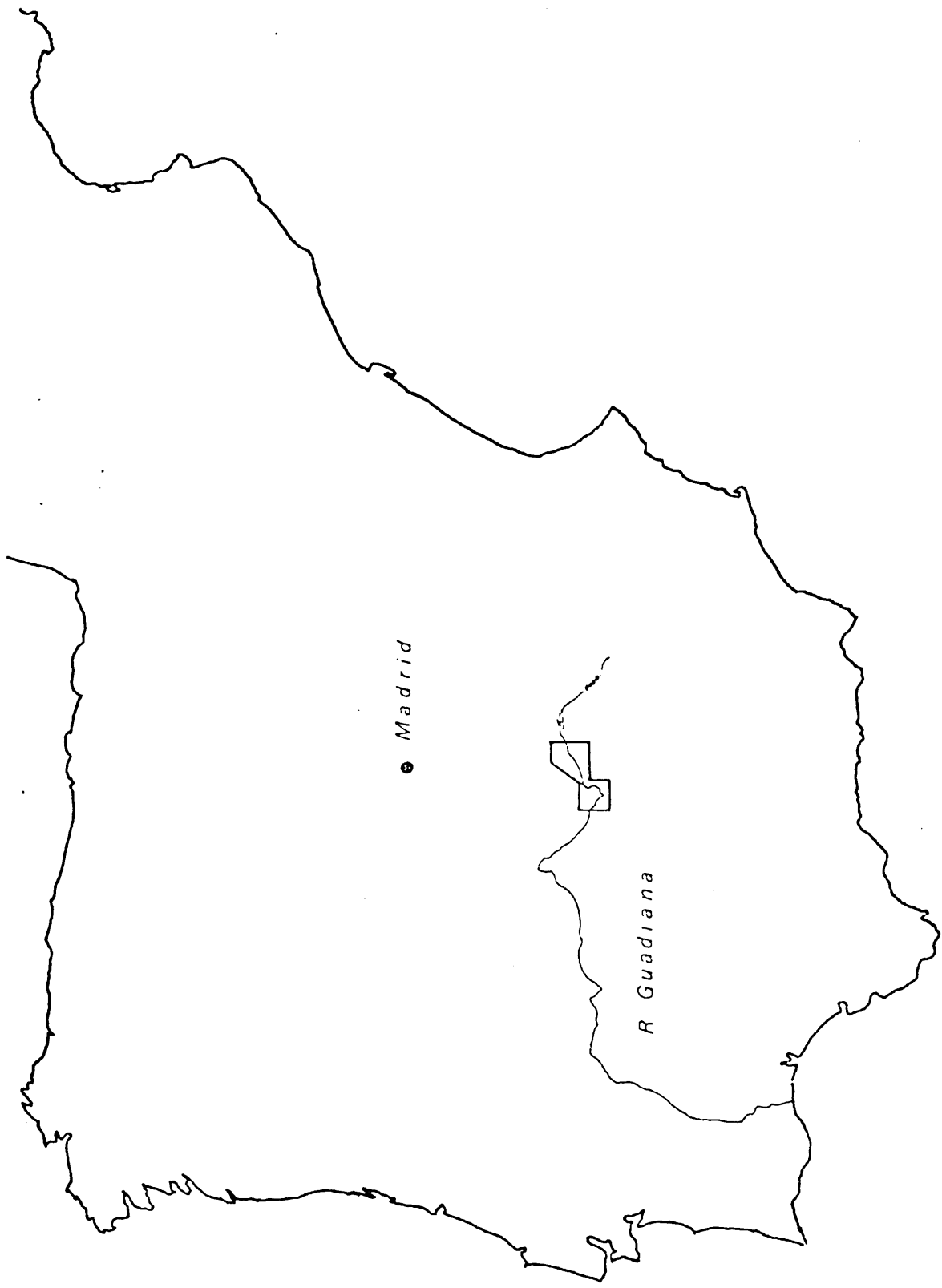


FIG 1 SITUACION GEOGRAFICA DE LA ZONA

2 - T O P O G R A F I A

RELIEVE.-

La topografía del Campo de Calatrava presenta un contraste muy acusado cuando se recorre la región de E. á W.

- a). En la zona E., dicha topografía es prácticamente llana con una altitud media sobre el nivel del mar de unos 620 m.

Dicha zona, hacia el N. se encuentra limitada por las estribaciones meridionales de los Montes de Toledo que forman unos glacis muy desarrollados que se extienden hacia el mismo borde de los encharcamientos del Cigüela. El límite de la "Llanura Manchega" (HERNANDEZ PACHECO, E.1.921a) con el Campo de Calatrava propiamente dicho es difícil de establecer, pero en su superficie, se podría señalar este límite por el extremo más oriental de las erupciones volcánicas modernas.

Es frecuente encontrar en esta zona algunos montículos paleozoicos que surgen de la llanura. Son retazos del basamento que emergen en superficie. Tienden a dar pequeños montes-islas pero su desarrollo es de escasa importancia.

Al E. y S. del mencionado límite, se desarrolla

la gran llanura de la Mancha.

- b). La morfología y el régimen de encharcamiento que los ríos llevaban a lo largo de toda la zona E., cambian en un recorrido de apenas 2 Kms., en las proximidades del puente de la carretera de Toledo a Ciudad Real sobre el Guadiana.

La topografía desde esta zona hacia el W., es quebrada y los materiales paleozoicos rigen el relieve. No obstante, en el límite S. del presente trabajo aparecen una serie de planos cuyo origen se debe a la permanencia de algunos restos de las coberturas miócenos y pliocuaternarios, que cubrieron gran parte de la región antes de la instalación de la actual red hidrográfica.

La altitud media de la superficie relicta, es de unos 620 m. como la que acabamos de describir en la zona E.

- c). El límite S. del presente trabajo lo constituye una alineación de sierras de escaso desnivel, 800-820 m, denominada Sierra de Navalonguilla de dirección E-W.

Al describir el basamento hablaremos de la estructura general del paleozoico y de la orientación de las Sierras y su constitución. Baste aquí decir que la región presenta una estructura muy compleja debido a las diferentes fases tectónicas a que ha sido sometida durante las orogéneas Hercínicas y Alpina.

HIDROGRAFIA.-

Como hemos dicho anteriormente, toda la zona que vamos a estudiar pertenece a la cuenca hidrográfica del Guadiana en su tramo alto.

Este río presenta dos regímenes de agua diferentes:

- a). Al E. del puente de la Carretera de Toledo a Ciudad Real, su régimen es de tipo palustre, de remansos y encharcamientos continuos o estacionales ("esteros" de la terminología sudamericana). En esta zona se encuentran las llamadas Tablas de Daimiel, de tanto interés geológico y faunístico; en ellas se unen el Guadiana y el Ciguñuela procedente de las zonas occidentales de la Cordillera Ibérica (Meseta Manchega de Cuenca).
- b). Inmediatamente de pasar el citado puente llega al Guadiana, por el N., el río Bañuelos procedente de los Montes de Toledo cuyo sistema de terrazas es importante para el estudio morfológico-estratigráfico del cuaternario del Campo de Calatrava.

El río Guadiana presenta, desde ese punto hacia el W., un cauce más o menos encajado aunque haya aún zonas de encharcamiento locales (al N. del Puente de Alarcos), pero éste es más fijo y localizado.

Como veremos más adelante, el comportamiento del

rio en todo este tramo está regido por las fracturas del basamento paleozoico por el que discurre.

Ya en las proximidades del límite W. del área cubierta por el presente trabajo, el Guadiana recibe por el S. al Jabalón, procedente de las estribaciones más septentrionales de la Sierra de Alcaráz. Las terrazas de éste son de gran interés desde el punto de vista cronológico y morfológico para el estudio exhaustivo de toda la región.

Como se habrá observado, existe un punto fundamental en la cuenca alta del Guadiana. Es un umbral que separa dos áreas de comportamiento distinto del río Guadiana. La posición geográfica de esta zona de transición está aproximadamente entre el puente de hierro del ferrocarril Madrid-Ciudad Real y el puente de la carretera de Ciudad Real a Toledo; la distancia que hay entre ambos puentes es de unos 2 Kms. La denominamos "Zona o Punto de Transición". Su existencia es fundamental para poder explicar de una manera razonada y demostrativa las diferencias en la evolución morfológica de la región objeto de estudio.

3 - C L I M AGENERAL EN LA MESETA MERIDIONAL.

- a). El clima de la Meseta meridional presenta un acusado carácter continental debido fundamentalmente a su alejamiento de las riberas marinas, a su altitud media (>600m. en esta región) y a la existencia de relieves montañosos que dificultan la entrada de vientos húmedos de procedencia -- atlántica.

Unicamente por algunos valles fluviales (Tajo fundamentalmente) puede penetrar alguna influencia climática marina hacia el interior.

En invierno se desarrolla en la zona interior de la Península un potente anticiclón. Es el "anticiclón de invierno", el cual al llegar la primavera, se desvanece lentamente y deja paso a las perturbaciones atlánticas que penetran en nuestra Península.

Los ciclones del SW. afectan predominantemente a la Meseta inferior. Es la época de las lluvias de Primavera.

En verano, es frecuente que en el interior de la

Península se desarrolle un mínimo de presión debido fundamentalmente al caldeoamiento excesivo del suelo que calienta las capas inferiores del aire. Por ello, durante los meses de pleno verano se desarrollan las tormentas.

En Otoño, por enfriamiento lento del suelo, éste mínimo peninsular va alejándose del interior de la Península y se desplaza lentamente hacia el Mediterráneo.

Este movimiento atmosférico crea una inestabilidad que facilita la entrada de los ciclones atlánticos con los que llegan las lluvias del Otoño.

Poco a poco los ciclones se desplazan hacia el S. y en la Meseta penetra un nuevo anticiclón de invierno.

b). La Meseta meridional presenta una temperatura media anual de 15°C . (la de la Meseta Superior, es de $11,5^{\circ}\text{C}$) y una precipitación anual media de unos 450 mm; pero muy desigualmente distribuidos como se aprecia en el mapa adjunto (fig. 2 y fig, 3).

Si observamos el mapa de isoterms vemos que la de 15°C . pasa por Ciudad Real y se dobla hacia el SE. indicando que la mayor parte de la Mancha tiene una temperatura media anual $< 15^{\circ}\text{C}$. esta temperatura oscila entre los $14-15^{\circ}\text{C}$. como se ve por el amplio área de separación que hay entre dichas isoterms.

Atendiendo al mapa de oscilación térmica vemos que es precisamente en esta zona en donde las oscilaciones térmicas son las más acusadas de toda la península (que sobrepasa a veces los 50°C.). He aquí un rasgo típico de la continentalidad del clima.

La temperatura media de la Meseta Meridional se distribuye descendiendo según una dirección que partiendo del SW. (Extremadura) y siguiendo el Valle del Guadiana, se doblase hacia el NW. al llegar a la Mancha. Su punto de partida sería la zona más templada (Badajóz, T. media 16,5°C.) y su extremo más frío las cabeceras del Tajo (Cuenca, T. media 11,8°C.).

- c). Las precipitaciones son escasas en la mayor parte de la Meseta Meridional, exceptuando su borde septentrional en donde sobrepasan en algunas zonas los 1.000 mm. anuales.

En general podemos decir que éstas aumentan de E. a W. y de S. a N. Extremadura, por ejemplo, tiene una precipitación media de unos 650 mm/año y por el contrario Albacete presenta un precipitación anual media de 335 mm.

En las zonas de montaña las precipitaciones son más abundantes (Cuenca 520 mm, Sierra de las Villavercas 900 mm. etc.).

Estas precipitaciones que pueden ir aumentando

desde Febrero ascienden lentamente hasta un máximo en Marzo o en Abril y menos frecuente en Mayo (1). Después de éste máximo, las precipitaciones van disminuyendo haciéndose -- prácticamente nulas en el mes de Agosto. En este mes son frecuentes algunas tormentas de verano (más en la fosa del Tajo).

En Septiembre las precipitaciones vuelven a aumentar hasta un máximo en el mes de Noviembre o Diciembre, para descender a otro nuevo mínimo en Enero.

CAMPO DE CALATRAVA.-

Por su posición central en la Meseta Meridional, esta región goza (o sufre) plenamente de los caracteres climáticos apuntados anteriormente. (2).

En dicha región, la dirección de los vientos dominantes es la del SW. y S.

Otro segundo grupo de direcciones de vientos es la del W. muy beneficiosa para la agricultura por ser vientos húmedos y templados.

En invierno es frecuente la presencia de vientos del N. que enfrian la región y traen consigo fuertes heladas.

(1): Datos consultados en el Instituto Metereológico Nacional, procedentes del Observatorio Metereológico de Ciudad Real Según TERAN, M. (1.958) existen en Castilla la Nueva 2 máximos pluviométricos primaverales separados por un mínimo en Abril.

(2): Sólo teniendo únicamente en cuenta los datos del Observatorio Metereológico de Ciudad Real.

	<u>I</u>
1.941 - 1.950	3,7
1.951 - 1.960	3,3
1.961 - 1.970	2,6

La España Húmeda, se encuentra comprendida entre los índices 0 al 2. La Semiárida se encuentra entre los índices 2-3 y la España Arida entre los índices de 3-6.

Podemos considerar a esta región como zona de transición.

2) EVAPOTRANSPIRACION. METODO DE THORNTHWAITE (1).

Como sabemos, el agua que existe en el suelo puede pasar a la atmósfera por evaporación directa (superficies de aguas libres, suelos desnudos de vegetación) y por el fenómeno de transpiración de las plantas.

A este proceso conjunto de eliminación de agua de la superficie terrestre, se denomina EVAPOTRANSPIRACION.

La Evapotranspiración se divide en real (E_r) y potencial (E_p):

La Potencial es la que se produce cuando la superficie evaporante (suelo o vegetales) tiene constantemente una cantidad suficiente de agua.

La Real se puede definir como la diferencia entre

(1): Las definiciones y cálculos de este apartado han sido realizadas ateniéndose al fascículo I del VII Curso de Hidrología para graduados "NOEL LLOPIS" - 1.973.

Por último, un tercer grupo de direcciones de vientos son los del E. y SE., en general secos, presentándose con cierta frecuencia en verano.

Las precipitaciones y su distribución anual obedecen a las características indicadas en las generalidades sobre la Meseta Meridional, así como la distribución anual de la Temperatura.

Para cuantificar los caracteres climatológicos y poder establecer comparaciones con otras regiones, utilizaremos los índices de DANTIN-REVENGA (DANTIN 1,940) y el índice de THORNTHWAITE (curso de Hidrogeología "LLOPIS, N." 1.973).

1) INDICE DE ARIDEZ DE DANTIN-REVENGA

El índice de aridez o índice termo-pluviométrico se define como el cociente:

$$I = \frac{Tm. 100}{Pt.}$$

en que: Tm = temperatura media anual.

Pt = precipitación total anual.

Para Ciudad Real, capital, el valor de I es:

el agua caída, P, y la escorrentía E.

$$E_r = P - E$$

Aún manteniendo las condiciones evaporantes constantes, la evapotranspiración real, E_r , va disminuyendo a partir del momento en que el suelo alcanza un grado determinado de aridez. Por esta razón, y por el hecho de que el valor de la E_r viene afectado por el tipo y la densidad de vegetación, es un mal índice del poder evaporante de la atmósfera.

Por ello se usa la Evapotranspiración potencial, E_p , como índice de dicho poder evaporante.

La fórmula de THORNTHWAITE es:

$$E_p = 1,6 \left\{ 10 \frac{t}{I} \right\}^a$$

a = Coeficiente función de I (2).

E_p = Evapotranspiración potencial.

t = Temperatura media del mes en grados centígrados.

I = Suma de los doce valores mensuales de índice de calor el cual se halla por la fórmula:

$$t_i = \left\{ \frac{t_i}{5} \right\}^{1,514}$$

t_i = Temperatura media del mes.

(2): Véase el trabajo citado en (1).

Aplicando estas fórmulas a los valores de pluviosidad y temperaturas mensuales medias obtenidos en el Observatorio Meteorológico de Ciudad Real (1) para la década de 1.961 - 1.970, deducimos los siguientes valores:

	E	F	M	A	M	J
Epc(2)=	1,0	1,5	2,8	4,6	7,7	11,1 cm.

	Jl	A	S	O	N	D
Epc=	16,2	14,8	10,0	5,4	2,0	0,7 cm. <u>TOTAL 77,8 cm.</u>

Teniendo en cuenta ahora las precipitaciones mensuales medias a lo largo de dicha década:

	E	F	M	A	M	J
P.=	6,7	7,6	5,4	5,5	3,0	3,2 cm.

	Jl	A	S	O	N	D
P.=	0,7	0,9	3,8	3,9	7,3	6,1 cm.

Otendremos así la variación de reserva hídrica (Vr.) como resultado de la diferencia:

$$Vr. = P - Epc.$$

(1): Estos datos se encuentran en el Instituto Nacional de Meteorología de Madrid.

(2): Epc. = Evapotranspiración potencial corregida. Se obtiene teniendo en cuenta la variación de la radiación solar según la latitud del lugar estudiado.

	E	F	M	A	M	J
.Vr. =	5,7	6,1	2,6	0,9	-4,7	-7,9 cm.
	Jl	A	S	O	N	D
Vr. =	-15,8	-13,9	-6,2	-1,5	5,3	5,4 cm.

Como se puede apreciar, el balance hídrico es negativo, es decir que, en teoría el suelo puede perder más agua que la que recibe por precipitación. Sin embargo, existen una serie de procesos naturales que impiden la pérdida - continua de agua del suelo. Dichos procesos dan como resul tado un endurecimiento de los niveles más superficiales de éste originándose, en lugares, y bajo condiciones favorables, fenómenos de encostramientos muy típicos de regiones semiáridas y que, para el caso que nos ocupa, se han sucedido a lo largo de los tiempos geológicos más recientes.

Dada la superficie de un suelo en contacto con la atmósfera, esta puede absorber el agua que dicho suelo contiene con mayor o menor rapidez. Esta pérdida de agua se manifiesta por un gradiente de disminución de humedad, el cual se hace menor a medida que aumenta la profundidad.

A medida que el suelo va perdiendo humedad, dicho gradiente aumenta hasta que llega un momento en que la superficie de éste alcanza un cierto grado de desecación. En ése

momento, el gradiente de desecación deja de ser continuo y se produce una pérdida completa de toda el agua móvil (1), que había en la superficie; se ha originado una costra de desecación.

Dicha costra, una vez formada, actúa como una pantalla de protección contra la desecación total del suelo. Por debajo de ella puede existir un cierto grado de humedad.

En el proceso de humedecimiento y desecación de un suelo existe un ciclo de histéresis en el que, para llegar a una misma cantidad de agua contenida en el suelo, entra en juego diferente cantidad de energía según que el suelo gane o pierda humedad. (Fig. 4).

Se necesita una mayor energía para que un suelo, en su proceso de desecación, llegue a un determinado valor de contenido en agua, que la necesaria para que dicho suelo llegue al mismo valor en su proceso de humedecimiento; es decir, que una vez humedecido un suelo, éste presenta cierta inercia a mantener su humedad.

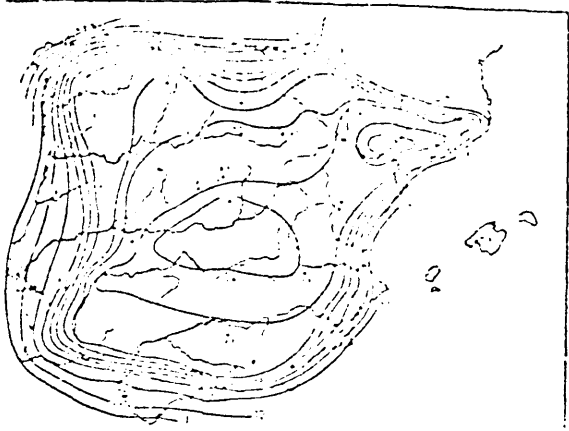
(1): El agua en el suelo puede presentarse como:

- a) Agua higroscópica.
- b) Agua capilar.
- c) Agua gravitacional.

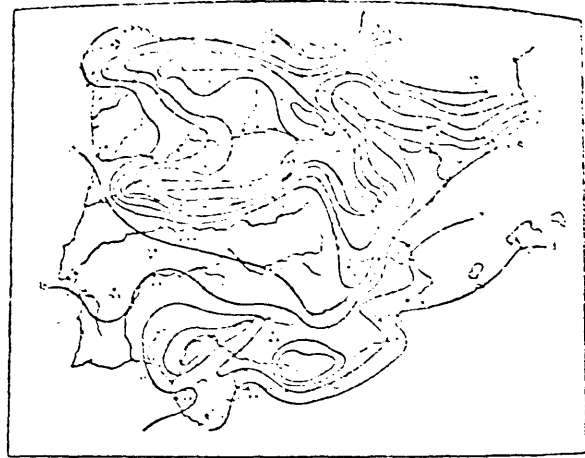
El agua higroscópica no es móvil ni absorbible por las plantas.

El agua capilar puede no ser móvil o bien ser móvil y absorbible, según las condiciones físicas del suelo.

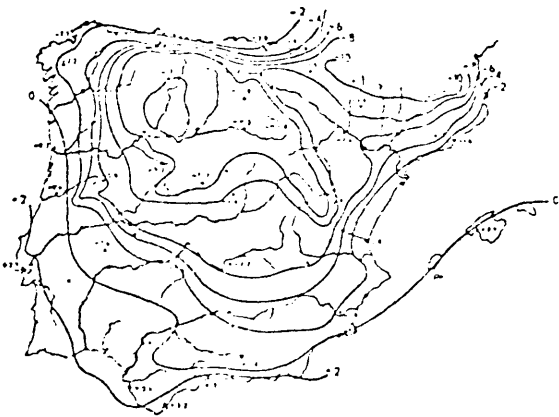
El agua gravitacional es móvil y absorbible. (Véase DUCHAUFOR, Ph. 1.967, p: 52-83.).



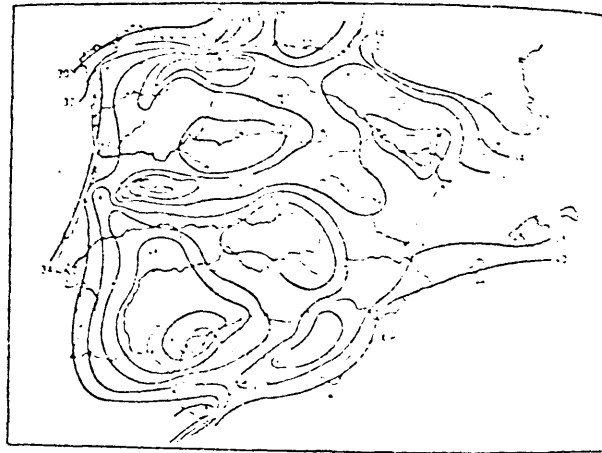
a



b



c



d

fig 2

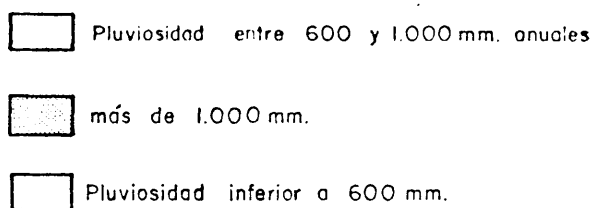
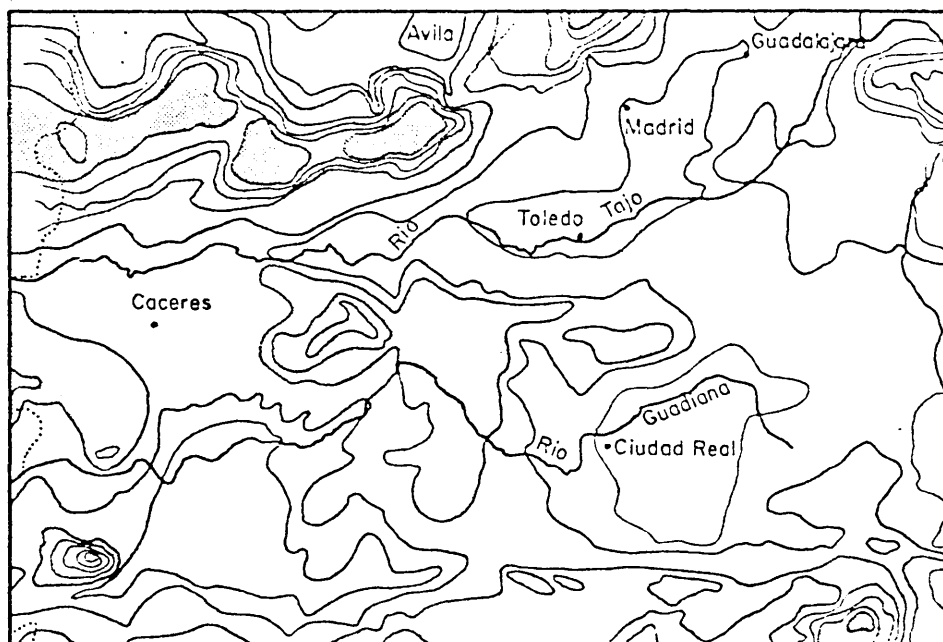
a) Oscilación térmica de la Península

b) Isothermas anuales de temperaturas realmente observadas

c) Temperaturas mínimas medias del año

d) Temperaturas máximas medias del año

(En M. Terán y L.Sole Sabaris 1954)



La pluviosidad en la Meseta meridional
G Quijano (En L. SOLE SABARIS 1.954)

FIG 3

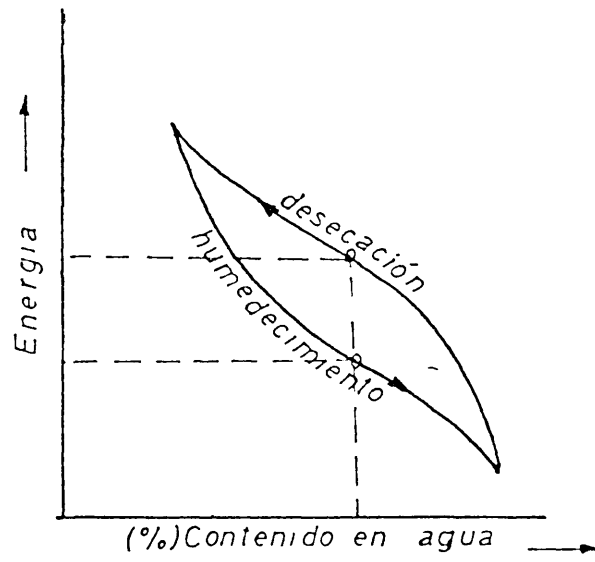


FIG 4

4 - MÉTODOS Y MATERIALES

Podemos considerar los métodos empleados para el desarrollo del presente trabajo, en tres partados diferentes, a los que seguirá otro, que tiene como objeto el precisar algunas consideraciones morfológicas de especial interés en esta tesis.

1 - C A M P O:

Durante las primeras campañas, lo primero que se hizo fue ir delimitando (lo más exactamente posible) en un mapa topográfico a escala 1:50.000, los contactos entre los materiales paleozoicos y terciarios.

El estudio y cartografía de dicho contacto es fundamental por las siguientes razones:

- a). Porque gracias a él se puede apreciar con claridad la tectónica postmiocena.
- b). En él se aprecia el carácter transgresivo (valga la expresión, referida a medio continental) de los materiales terciarios, pues cuanto más recientes son, más se introducen en el zócalo paleozoico.

c). La existencia de una costra detrítica de matriz ferruginosa debajo del Mioceno y encima del Paleozoico, - fue descubierta gracias al estudio sistemático de dicho - contacto.

Una vez hecho esto, se estudió la relación entre los materiales terciarios, los depósitos de Raña y los volcanes, que habían sido cartografiados anteriormente por - HERNANDEZ PACHECO, F. (1.932).

En la realización de éste segundo punto encontramos ciertas anomalías como por ejemplo la existencia de materiales detríticos volcánicos debajo de calizas en bancos con una potencia total de más de 25 m. en algunas zonas.

Conocíamos los trabajos de HERNANDEZ PACHECO, E. (1.921 b), en los que afirma la existencia de tramos calizos cuaternarios en Ciudad Real, y los identifica con los del Levante español. De hecho nosotros mismos hemos visto tramos calizos de 2 m. de potencia y aún mayores, de edad probablemente cuaternaria pero no forman auténticos estratos sino encostramientos calizos muy desarrollados de los que hablaremos en apartados siguientes.

Además de esto, dichos niveles calcáreos que aparecían por encima de este volcánico-detrítico, presentábanse afectados por una fase tectónica que los inclinaba incluso en 45° en algunos lugares. Eran indudablemente las ca-

lizas llamadas " de los páramos" (1) por su litología y continuidad morfológica con las de la Cuenca Manchega.

Cuando en 1.971 se hicieron las excavaciones paleontológicas del yacimiento de las Higuieruelas (v.infra) se pudo asegurar que el vulcanismo que nosotros llamábamos detrítico-volcánico, no era el plio-cuaternario de HERNANDEZ PACHECO, E. (1.921)(b), sino otro más antiguo cuya edad, como se dice en el trabajo de MOLINA, E. et al (1.972), puede muy bien ser Mioceno Superior o terminal, pues el citado yacimiento es de edad Turoliense final o Rusciniense y en él se registra un vulcanismo más reciente asociado con fósiles.

Una vez terminado el estudio del terciario y su contacto con los materiales paleozoicos nos introdujimos en la Cuenca Manchega (Daimiel), con objeto de ver que características presentaban estos materiales en zonas alejadas del borde. Pudimos comprobar el hecho de que los afloramientos de los depósitos terciarios son muy escasos en toda esta zona, pues normalmente estos materiales se encuentran cubier-

(1): Tomamos este término en sentido morfológico e incluso puede emplearse en sentido de unidad litostratigráfica tal como lo definió HERNANDEZ PACHECO, E. (1.915) en el terciario de Palencia; en España las calizas de páramo parecen diacrónicas por lo que es incorrecto llamarles "pontieneses", como el darles cualquier uso o acepción en sentido cronoestratigráfico.

tos por enconstramientos calizos de potencias muy variables que enmascaran los posibles afloramientos. Únicamente las series terciarias pueden apreciarse en los bordes de valles de los ríos Cigüela y Guadiana, especialmente en este último.

A continuación se comenzó un estudio de la Raña y de materiales relacionados con ella; se intentó encajar a la Raña en el tiempo y en el espacio. Cuando hablemos de ella dedicaremos un apartado al tema.

Como fase final se estudiaron las diferentes niveles de terrazas de los ríos Guadiana, Jabalón y Bañuelos midiéndose con la mayor precisión posible (con un nivel de búrbuja) las alturas de las terrazas respecto al cauce actual de los ríos.

2 - G A B I N E T E:

Se ha realizado un estudio fotogeológico de todo el área cartografiada. Este método se ha empleado con especial interés para el estudio del basamento, límites y tectónica.

En los materiales preneógenos de la región, hemos señalado los datos tectónicos más importantes destacando las direcciones de fractura que presentan y que tienen una clara relación con las emisiones volcánicas.

Gracias a este método y por la ampliación del área de estudio, hemos podido establecer una cronología de hechos morfológicos y tectónicos nuevos y aclarar algunas dudas que nos presentaba la estratigrafía del terciario, como por ejemplo, la existencia de discordancias intraneógenas asociadas con fenómenos volcánicos antiguos.

3 - LABORATORIO:

Se ha prestado especial atención a los análisis sedimentológicos de la Raña y de las formaciones cuaternarias.

Raña.-

Debido a la escasa extensión que la Raña ocupa en nuestra zona, hemos realizado 18 análisis granulométricos, de los cuales hemos considerado los 13 más representativos:

- a). Toma de muestras: Respecto a este punto se han presentado algunas dificultades debido por una parte a la escasez de cortes representativos y por otra, a la poca profundidad de éstos. Se han tomado estas muestras en las laderas de arroyos y en las cunetas de los caminos y carreteras, procurando tomarlas a una profundidad adecuada, pues en superficie los cortes de Raña presentan intensa gelivación y sus cantos se encuentran fracturados, lo

que nos falsearía los índices estadísticos que se obtuvieran a partir de ellos.

Aunque en principio se había planeado un muestreo de tipo malla, debido a estas dificultades, no se ha podido llevar a cabo.

- b). Fracción canto: Se han obtenido los índices de desgaste, los de aplanamiento y disimetría (TRICART-1.950, CAILLEUX-1.956) en los cantos cuyo diámetro mayor estaba - comprendido entre 40-60 mms.

Al mismo tiempo, se han hecho los correspondientes espectros litológicos.

- c). Fracción Grava y Arena: Estas dos fracciones - han sido estudiadas conjuntamente mediante granulometrías dechas en tamices de unidades PHI.

De esta manera hemos conseguido una serie de curvas acumulativas que van desde los 20 mms. a los 0,063 mms.

Al mismo tiempo hemos podido calcular los porcentajes en grava, arena y limo + arcilla. Este valor, como veremos, es importante para establecer criterios de diferenciación entre los diversos materiales detríticos cuaternarios.

- d)' En siete de las trece muestras de Raña, hemos hecho un estudio de la fracción limo aplicando los criterios

de la velocidad de caída de una partícula en un medio fluido (en este caso agua, con disolución de pirofosfato sódico al 0,45 o/oo) siguiendo la ley de STOKES (PEHIJOHN, F.J. 1.957, KRUMBEIN, W.C., SLOSS, L.L. 1.969) con objeto de determinar la proporción limo-arcilla.

Hemos empleado para ello un nuevo tipo de pipeta utilizada en el Departamento de Petrología Sedimentaria de la Facultad de Ciencias (MINGARRO, F., LOPEZ AZCONA, M^aC. 1.972). El error operativo que se comete con esta pipeta es mínimo en comparación con el de las piñetas más usuales (ANDREASEN, -- ATERBERG).

- e). Muestreo de Arcillas: Se ha realizado un estudio de los minerales de arcilla de la Raña y de la zona de alteración que aparece debajo de ésta, sobre los materiales paleozoicos.

El muestreo se ha hecho fuera de la zona de estudio (pero próximo a su extremo W.) debido a que en ella no hemos encontrado buenos cortes en donde aparezca claramente la base de la Raña.

Los lugares elegidos han sido dos puntos al lado de la carretera de Ciudad Real-Badajóz; uno en las proximidades de El Chiquero, (muestras Sa-I y R-I), el otro a unos 300 m. al W. del pueblo de Luciena (muestras Sa-II y R-II).

M e t o d o: Estos análisis han sido realizados por el Dr.

F. LOPEZ AGUAYO, del Departamento de Mineralogía de ésta Facultad, por el método de difracción de rayos X (método del polvo cristalino) utilizando un difractómetro Philips P.W. 1130, 1050, 1051 con radiación de Cu K α .

Los resultados de éste análisis se presentan en el aparato correspondiente a la Raña.

- f). Minerales Pesados: Se han hecho dos separaciones de minerales pesados con Bromoformo ($d=2,8 - 2,98$) para cada una de las formaciones de Raña de nuestra zona en la fracción $<0,125$ mm. Con ellas se han hecho las correspondientes preparaciones en lámina delgada para su estudio al microscopio.

MATERIALES DE LADERA:

Consideramos dentro de este apartado las formaciones posteriores a la Raña distintas de las terrazas y que apoyándose sobre las sierras paleozoicas descienden, en topografía más o menos acusada, hacia las zonas bajas. Serían los materiales que constituyen los llamados "glacis de versant" en la terminología morfológica francesa. (1).

Como uno de los objetos de nuestro trabajo es el de ir delimitando y definiendo la Raña en sentido estricto los materiales que con ella se han confundido en la literatura, se han estudiado siguiendo los mismos criterios que hemos seguido para estudiar la Raña. Por esta razón hemos

(1): En la terminología morfológica francesa, el término "glacis de versant" es de muy diferente significación al término "piedmont" (ver apartado siguiente y los trabajos de DRESCH, J. 1.950, MISTARDIS, G. 1.950, BOULIG, 1.939 BIROT, P. 1.969)

realizado los estudios granulométricos a partir de la fracción grava a la fracción limo en una serie de muestras, en ocho de las cuales hemos hecho un análisis de la fracción limo separándola de la arcilla.

Cuando estudiemos cada uno de estos materiales, o sea, la Raña y los llamamos "Materiales de Ladera", --- veremos que las diferencias entre las relaciones $\frac{\text{grava} + \text{arena}}{\text{limo} + \text{arcilla}}$ y la relación $\frac{\text{limo}}{\text{arcilla}}$ son diferentes en cada una de estas formaciones.

T E R R A Z A S:

- a). Toma de Muestras: Han sido estudiadas las terrazas de los tres rios principales de la región, Bañuelos, Guadiana y Jabalón, pero con especial atención las del Guadiana.

Debido a la escasez de buenos taludes en estas terrazas, sobre todo en los más antiguos, el muestreo ha sido difícil. En algunos lugares hemos tenido que hacer una pequeña calicata de 0,5 m. para poder obtener algunas muestras representativas.

Los lugares muestreados son por esta razón discontinuos.

Las zonas de muestreo están determinadas en el mapa geológico presentado.

- b). Fracción Canto: Se han estudiado siguiendo el

mismo criterio que el seguido para el estudio de los cantos de Raña.

Aquí se nos presentaba frecuentemente el problema de la existencia de carbonatos ($\text{CO}_3^{=}$), por lo que era necesario, una vez hecho el espectro litológico, tratar a los de tamaño 40-60 mm., con CH diluido para eliminar el $\text{CO}_3^{=}$ y poder medir los correspondientes índices.

- c). Fracción Gravas y Arenas: Por la existencia de carbonato abundante, sobre todo en terrazas recientes, el procedimiento operativo ha sido el siguiente: Se tomaban 500 gr. de muestra (tamaño <20 mm.), se hacían reaccionar con CH diluido durante el tiempo necesario. Después se lavaba varias veces y por último se lavaba sobre un tamiz de 0,063 mm. de luz de malla.. Obtendríamos así el peso total de la fracción arena+grava. Una vez hecho esto, del resto de la muestra se tomaba una fracción (dependiendo de la posible cantidad de $\text{CO}_3^{=}$) y se agitaba en un mortero de hierro. De este modo los $\text{CO}_3^{=}$ se desprendían de los granos de tamaños mayores.

Después de esto, todo ello se hacía pasar por el tamiz de malla de 2 mm. o de 4 mm. (según el tamaño dominante) y a la fracción que había pasado se la homogeneizaba por un machaqueo en mortero, primero de hierro y después de ágata.

Con una fracción de éste material homogeneizado

se hacía una carbometría (calcimetría) aplicando la fórmula de los gases perfectos.

$$\frac{P_0 V_0}{T_0} = \frac{(P_0 - T_v) dV}{T_0 + t}$$

$\frac{P_0 V_0}{T_0}$ = Presión, Volumen y Temperatura en condiciones normales.

$\frac{P_0 - T_v}{T_0 + t} dV$ = Presión, Tensión de Vapor, Variación de Volumen Temperatura del experimento.

Como conocíamos la relación $\frac{\text{arena + grava}}{\text{limo+arcilla+CO}_3}$ que habíamos obtenido anteriormente y ahora conocemos la cantidad de CO_3 en un determinado peso de muestra, obtendremos la cantidad de limo+arcilla.

El método, por supuesto, no es preciso (pues suele quedar algo de CO_3 en las paredes de los granos gruesos, aunque también algo de arena fina y limo con él) pero da una idea del posible contenido de CO_3 en la muestra.

d). Minerales Pesados: Hemos hecho una serie de separaciones de minerales pesados como hicimos para el caso de la Raña, utilizando siempre el mismo criterio y los mismos medios.

Las fracciones en las que se han hecho las separaciones de minerales no siempre han podido ser la fracción <0,125, pues a veces su presencia era nula. Por ello, hemos utilizado otras fracciones mayores.

S U E L O S:

Los suelos rojos de las formaciones cuaternarias están bien desarrollados en esta región (MONTURIOL, F., GALLARDO, J., ALEIXANDRE, T. 1.970). Por ello y debido a su importancia en el estudio de la evolución climática, se ha hecho un estudio del contenido de éstos en minerales pesados.

El muestreo lo hemos llevado a cabo en un talud que casualmente se hizo para una explanación de terreno junto a la carretera de Toledo-Ciudad Real a unos tres Kms. de ésta última.

Desgraciadamente este talud ya no existe debido a nuevas obras, pero sin embargo conseguimos algunas fotografías y diapositivas del máximo interés.

Los métodos empleados son los anteriormente expuestos.

4 - CUESTIONES DE NOMENCLATURA:

Antes de entrar de lleno en el estudio detallado de las unidades morfológicas, creémos fundamental el intentar establecer una terminología morfológica determinada que vamos a utilizar en este trabajo y así poder evitar, en lo

posible, las confusiones que sobre este tema se suelen presentar.

Hemos de señalar que esta terminología ha sido establecida teniendo en cuenta los trabajos de los diferentes autores que han estudiado la morfología de las regiones mediterráneas.

Uno de los problemas con que nos encontramos al estudiar la morfología de dichas áreas, es el confusionismo que nos ofrece la nomenclatura morfológica utilizada. Así para hechos morfológicos concretos se utilizan varios nombres y con objeto de evitar estas confusiones, establecemos los siguientes conceptos:

a). Glacis:

Entendemos por Glacis una superficie morfológica, independientemente del material sobre el que se ha desarrollado, con una pendiente longitudinal variable que puede ser plana o ligeramente cóncava, pero con una pendiente lateral nula, siguiendo a DERRUAU, M. 1.967 pp: 203.

La primera definición de Glacis (Glacis de Erosión) se debe a DRESCH, J. (1.938) quien lo define como:

"Un perfil longitudinal ligeramente cóncavo y con una pendiente inferior a 6°".

Posteriormente, un gran número de autores se han dedicado al estudio de estas formas y han encontrado hasta una treintena de diferentes tipos de Glacis, (a este respecto es de un gran interés la Tesis de LOPEZ, F. (1.973) sobre los Glacis del SE. de España), con su correspondiente terminología.

Atendiendo a la morfología que presentan los Glacis en nuestra zona y de acuerdo con los autores franceses, los podemos dividir en dos grupos, aunque en realidad como dice MISTARDIS, G. (1.949 a), estos grupos no son más que los extremos de una evolución mayor o menor de éstos, lo cual depende del clima y de las condiciones morfogenéticas concretas de cada lugar.

Estos dos grupos son:

<u>GLACIS</u>	De <u>VERSANT</u> (1)
	De <u>PIEDMONT</u> (2)

Teniendo en cuenta a SOLE SABARIS (1.964), en los Glacis de Versant, que aquí definimos, se comprenderían los "Glacis de tipo periglacial" y los "de tipo sub-árido" o "de Terraza" de éste autor.

Los Glacis de Versant son los más comunes en nuestras zonas del centro de la Meseta; se desarrollan sobre las laderas de las Sierras y van a caer, con más o menos pen

(1) JOLY, F. 1.949)

(2) JOLY, F. 1.949).

diente, a la llanura. Este tipo de Glacis suele presentar una pendiente variable pero del orden de las unidades por ciento. Su desarrollo longitudinal puede alcanzar varios Kms., mientras que transversalmente son escasos los que sobrepasan 1 Km.

Los Glacis de Piedmont presentan morfológicamente una superficie plana con una pendiente mínima, pero existente, del orden de los tantos por mil, sin rebasar el 1%; a diferencia de los anteriores, estos tienen un desarrollo -- transversal que suele sobrepasar los 10 Kms.

Puede existir, por supuesto, los estadios de transición de un tipo de Glacis al otro, pero en nuestra región de estudio hemos podido agrupar los glacis encontrados en estos dos tipos extremos.

Atendiendo, no a la morfología, sino a la estructura, y teniendo en cuenta la clasificación que LOPEZ, F., (1.973) hace de los glacis por él estudiados en el Levante español en:

Glacis de erosión o ablación.

Glacis cubiertos.

Glacis de acumulación.,

en nuestra zona, predominan los del tipo de acumulación.

No obstante, es muy posible que en alguno de los Glacis de

de Versant, en sus partes más altas, pueden haberse desarrollado Glacis de erosión o cubiertos.

b). Pediaplano:

Entendemos como tal una superficie prácticamente plana con pendiente nula en todas las direcciones (DERRUAU M. 1.967; BOULING H. 1.952)

Los pediplanos, siempre que no hayan sufrido fenómenos tectónicos posteriores, constituyen su propio nivel de base por lo que los ríos apenas presentan encajamiento y son frecuentes los fenómenos endorreicos.

5 - OBJETIVOS Y LIMITES DEL PRESENTE TRABAJO

Hace algo más de un año, (MOLINA, E., PEREZ GONZALEZ, A. y AGUIRRE, E., 1.972), pudimos dar una primera información sobre las características geológicas de una parte de lo que actualmente constituye nuestro trabajo de tesis doctoral.

En esta pequeña nota se daban a conocer datos nuevos sobre la estratigrafía del terciario, sobre la morfología y la tectónica que presentan estos materiales así como sus relaciones con las manifestaciones volcánicas de la región. Además de esto, se informaba sobre el hallazgo de un nuevo yacimiento de vertebrados relacionado con dichos fenómenos volcánicos, dándose una primera idea sobre la edad de este yacimiento.

En las conclusiones de dicho trabajo, se destacaba la existencia de fenómenos tectónicos post-miocenos y --pre-Raña, así como la de manifestaciones volcánicas de edad intramiocena.

Todo esto nos hacía sospechar una acusada inestabilidad en la zona. Dicha inestabilidad ya se advierte al menos, a finales del Mioceno y llega a épocas muy recientes del Cuaternario como veremos al final.

OBJETIVOS:

- a). El objeto del presente trabajo consiste fundamentalmente en establecer las relaciones existentes entre los diferentes fenómenos volcánicos estratigráficos, morfológicos y paleontológicos, así como de presentar su secuencia para contribuir a las investigaciones en curso sobre la estratigrafía y la Historia Geológica del Neógeno y del Cuaternario del Mediterráneo Occidental.

Estando en revisión por la Unión Internacional del Cuaternario (INQUA) y el Comité del Neógeno Mediterráneo (C.N.M.S.), organismos de la I.U.G.S., la división cronoestratigráfica y la definición de sus sistemas y estadios clásicos, no es este momento de asignar los fenómenos que aquí se describen a estas unidades, sino hacer un acopio de secuencias de hechos con el mayor detalle posible como recomiendan dichos organismos.

Por otro lado, hay que tener en cuenta la dificultad especial del Plioceno Continental que se escapa, y parece no estar representado por formaciones sedimentarias en España, sino casi exclusivamente por fenómenos geomorfológicos (erosiones) y edáficos (alteraciones).

Otra dificultad es la escasez de aportaciones en las publicaciones precedentes acerca del límite Plio-Pleistoceno. En general se habla de peniplanizaciones o super-

ficies finimiocenas, y se pasa a las "terrazas" cuaternarias sin apenas datos sobre lo ocurrido en el intervalo de; la Historia Geológica entre los 6 millones de años (m.a.) a los 2 millones de años(m.a.).

- b). Punto de gran interés es el intentar aclarar ciertas dudas sobre los materiales denominados "Rañas" (HERNANDEZ PACHECO, E. (1.912) y GOMEZ DE LLARENA, J. (1.916), introducen el término de "Raña" en la literatura geológica), y dar una posible edad para ellos. A pesar de su amplia difusión en la literatura geológica española, la Raña aún presenta dificultades, no sólo de interpretación genética, sino incluso en algunas ocasiones de definición. Tal sucede, p. ej., en zonas meridionales de la Cordillera Cantábrica en donde el Terciario (Neógeno) es detrítico y aparece, a veces, cubierto por una fina película de Raña.

Merecen especial atención a este respecto, los trabajos de HERNANDEZ PACHECO, E. y F., los de GOMEZ DE LLARENA, J. y los de OEHME; R., RIBEIRO, O, y FEIO, M. entre otros. Nosotros utilizaremos la palabra "Raña" al referirnos a unos materiales detríticos que aparecen en nuestra región con una litofacies concreta, dando una morfología propia.

El problema del límite Plio-Pleistoceno se relaciona con la Raña muy estrechamente.

- c). Intentaremos establecer una relación, lo más precisa posible, entre tres fenómenos que son típicos en la re-

gión: el vulcanismo, los procesos de rubefacción y las terrazas.

Como se sabe, (HERNANDEZ PACHECO, E. 1.921 b) el vulcanismo más reciente del Campo de Calatrava, es de edad Cuaternaria. Este vulcanismo está relacionado con las terrazas de algunos rios (HERNANDEZ PACHECO, F. 1.932). El establecer una posible cronología entre dichos fenómenos es de gran interés, no solo para España, sino para todo el Area Mediterránea.

Son problemas interesantes, aparte de los ya citados, el estudio de las secuencias de suelos rojos y encostamientos calizos que aparecen en la zona (MONTURIOL, F., GALLARDO, J., ALEIXANDRE T. 1970)..

Actualmente, el Departamento de Petrología y Geoquímica del Instituto Lucas Mallada del C.S.I.C., está desarrollando una serie de estudios sobre el vulcanismo peninsular y canario y esperamos que este trabajo pueda contribuir al desarrollo de dicho estudio.

En el mes de Septiembre de 1.972, el Dr. JOHN VAN CONVERING, especialista en dotaciones radiométricas, hizo un muestreo de las diferentes series volcánicas que habíamos encontrado en la zona, con objeto de obtener algunos datos sobre sus edades absolutas por el método del K/A. Estos datos no nos han sido enviados todavía.

Desde un punto de vista morfológico, hablaremos -

de la estrecha relación entre la tectónica reciente y la morfología actual e intentaremos explicar algunos hechos que son típicos de la región que nos ocupa (encharcamientos de los rios, Tablas de Daimiel, desniveles de terrazas, etc.).

e). Por último, daremos una pequeña información sobre el hallazgo de un yacimiento de industria paleolítica en las terrazas de los rios de la región.

L I M I T E S:

Nuestro trabajo se limita únicamente al estudio de las formaciones Neógenas y Cuaternarias del Campo de Calatrava, y debido a la estrecha relación que existe entre las manifestaciones volcánicas de la región y la tectónica profunda del basamento, daremos una información general sobre este tema.

Como se ve por la distribución general de la zona estudiada, esta se acomoda a lo largo del cauce del rio Guadiana con objeto de establecer las posibles relaciones existentes entre las terrazas fluviales y las demás formaciones geológicas.

Sus límites se han establecido con el criterio de estudiar, con el mayor detalle posible, las zonas de contacto entre las series neógenas y los materiales paleozo-

cos. En este límite occidental de la Cuenca Manchega se aprecia con mayor claridad los fenómenos tectónicos que han afectado recientemente los depósitos neógenos, lo que es francamente difícil de ver en plena llanura de la Mancha más hacia el E.

- a). Como se ha dicho anteriormente, nuestro trabajo queda limitado en su extremo E. por la zona de las Tablas de Daimiel, al N. del citado pueblo.

Como consecuencia de las investigaciones que llevaba a cabo en esta zona, el Director de la Confederación Hidrográfica del Guadiana, nos encargó el estudio geológico de las Tablas de Daimiel, dándonos toda clase de facilidades por lo que, algunos de los datos de este trabajo, son consecuencia de dicho estudio.

- b). Como uno de los objetivos era el estudio de las series terciarias que aparecen en esta región, hemos establecido el límite W. en las proximidades del puente sobre el Guadiana, de la carretera que une Pozuelos de Calatrava con Piedrabuena, pues a partir de esta zona los materiales terciarios apenas se encuentran representados.

- c). Los límites N. (estribaciones meridionales de los Montes de Toledo) y S. (Sierra de Navalonguilla, al S. de Corral de Calatrava), han sido establecidos, como se ha dicho anteriormente, atendiendo a razones de tipo estratigráfico (posibilidad de correlación de terrazas, volcanes, etc.).

6 - ESTUDIOS PREVIOS

Los primeros estudios que se conocen de la zona, datan de mediados del siglo XIX (EZQUERRA DEL BAYO J. 1.839, 1.845).

MAESTRE A. (1.844), nos da una primera información sobre los materiales volcánicos del Campo de Calatrava, hablandose ya de su composición mineralógica.

Posteriormente, LUJAN F. (1.850) y NARANJO Y GARZA (1.850) estudian la región y áreas limitrofes dedicándose preferentemente a los materiales paleozoicos. Se destaca la importancia de estas regiones de la Meseta desde el punto de vista minero y los efectos de la Orogenia Hercínicca en ellos.

Realmente, el estudio del basamento paleozoico fue el principal objetivo de la mayor parte de las investigaciones geológicas que se llevaron a cabo en la zona, durante la segunda mitad del siglo pasado (PRADO C. 1.855, VERNEUIL E. y BARRANDE 1.855, CAMINERO G. 1.874).

CORTAZAR D. (1.880), al hablar de los materiales volcánicos del Campo de Calatrava, les atribuye una edad anterior al Mioceno. QUIROGA F. (1.880) y CALDERON S. (1.883),

CORTAZAR D. (1.880), al hablar de los materiales volcánicos del Campo de Calatrava, les atribuye una edad anterior al Mioceno. QUIROGA F. (1.880) y CALDERON S. (1.883), hacen un estudio petrográfico de algunas rocas volcánicas.

Aunque los estudios de las cuencas terciarias de la Meseta ya se habían iniciado en el siglo XIX (CALDERON S. 1.884 - a y b), se desarrollan sobre todo a lo largo de la presente centuria. Durante el siglo pasado predomina -- la idea de que el terciario continental de las dos Mesetas se depositó en una serie de grandes lagos que ocupaban las depresiones castellanas durante el Terciario Superior.

A lo largo de este siglo las ideas han ido evolucionando en el sentido de que los materiales terciarios se depositaron en cuencas endorreicas adonde llegaban los ríos y arroyos procedentes de los bordes rejuvenecidos por las fases de la Orogenia Alpina. Estos arroyos y ríos, en su convergencia, podrían originar zonas pantanosas y de encharcamientos, pero probablemente no fue nunca un sólo gran lago el que hacía de colector de todas las redes hidrográficas que hacia el centro de la cuenca convergían. Dichas - zonas pantanosas, múltiples en cada cuenca, variación en el tiempo y en el espacio.

A comienzos del presente siglo, DEPERET CH. (1.908), publica una pequeña nota sobre este terciario continental y posteriormente HERNANDEZ PACHECO E. (1.921) da una descripción de dos yacimientos localizados, uno en plena Mancha (1.921 a) y otro en la zona que nos ocupa (1.921 b). Este último le permite datar las erupciones volcánicas del Campo de Calatrava como de edad pleistocena.

El gran estudio de ROYO Y GOMEZ J. (1.922) sobre el Terciario Continental, es el primer trabajo de síntesis sobre el tema.

Al mismo tiempo que esto sucede en el aspecto estratigráfico de las series terciarias, otros autores (GONZALEZ REGUERAL J.R. 1.920), estudian las rocas volcánicas de Ciudad Real y se comienza a sospechar sobre la existencia de una tectónica reciente postmiocena en la Península (ROYO Y GOMEZ J. 1.916, 1.918, 1.920; DANTIN CERECEDA J. -- 1.921). Pero es una vez comenzado el segundo cuarto de siglo cuando ROYO Y GOMEZ J. (1.926) en otro trabajo de gran importancia expone y demuestra la existencia de una fase -- tectónica postmiocena.

Según este autor, los pliegues que presenta el Mioceno continental son los típicos de cobertura; se aprecian bien en los bordes de las cuencas pero se atenúan hacia el interior. Asimismo, afirma la falta, en la Meseta, -- de Oligoceno Superior y de Mioceno Inferior (Estampiense -- Helveciense , ambos inclusive).

Aunque no sabe exactamente que fase orogénica postuma alpina es la que afecta al Mioceno, él se inclina por la fase Rodánica.

Es de hacer notar que algunos autores como HERNANDEZ PACHECO, E. afirmaban en sus trabajos, por ésa misma ---

época, que el Mioceno se encontraba horizontal en la Meseta. Dicho autor, posteriormente (1.932), afirma que en el Plioceno Medio se producen una serie de hundimientos periféricos por lo que la Meseta se inclina al W. por compensación isostática. Consecuencia de esta serie de fenómenos, serían los volcanes del Campo de Calatrava.

Anteriormente, el mismo HERNANDEZ PACHECO E. (1.928) hace una síntesis general de las terrazas de los cinco ríos principales de la Península. En este trabajo, al referirse al Guadiana, afirma la falta de terrazas de éste en los tramos Manchegos, del Campo de Calatrava y de Extremadura.

Entre los años 1.928 y 1.935, se van publicando - hojas geológicas de la región estudiada, 310-Almodovar (1.928) 784-Ciudad Real (1.931), 760 Daimiel (1.934), 811-Moral de Calatrava (1.935), 759-Piedrabuena (1.932).

JESSEN O. (1.930), hace un estudio realmente interesante de la Mancha. Son de destacar alguna de sus conclusiones más interesantes para este trabajo:

- a). Las erupciones volcánicas del Campo de Calatrava comienzan en el Mioceno.
- b). Existen en el Terciario dos ciclos de erosión, uno del Paleógeno y otro del Mioceno.
- c). Los tramos más altos de las series terciarias deben ser pliocenos.

- d). La zona de cumbres de las Sierras del Campo de Calatrava, podrían ser los restos de la posible penillanura del Terciario Inferior.

Especial atención merecen los trabajos publicados por HERNANDEZ PACHECO F. (1.932 a) y b)), sobre el Campo de Calatrava. Como conclusiones de estos trabajos se destacan:

a). Morfológicos:

El Guadiana es un río de herencia Pliocena. Dicho río no presenta terrazas.

Existen fenómenos de captura de los ríos afluentes del Guadiana por los del Guadalquivir, durante el cuaternario.

Hay tres tipos de erupciones volcánicas en el Campo de Calatrava.

b). Estratigráficos:

La Raña se apoya sobre los materiales miocenos.

c). Tectónicos:

El Mioceno se encuentra horizontal, únicamente trastornado localmente por fenómenos volcánicos.

En el Paleogeno el terreno es afectado por las fases alpinas y las antiguas direcciones hercínicas son deformadas por otras nuevas. Al final de estos esfuerzos se origina el vulcanismo.

El comienzo del vulcanismo sería del Plioceno - Superior, en general, posterior a la Raña. Este vulcanismo llegó incluso a ser posterior a la terraza de + 20 m. de los afluentes del Guadalquivir.

BURRIC y PARGA PONDAL I (1.933) y posteriormente PARGA PONDAL I (1.935), dan a conocer una serie de análisis sobre las rocas volcánicas de esta región y las clasifican en tres grupos:

Ankaratritas (típicas de la región)

Lencititas Olivínicas

Basaltos Plagioclásicos

Todas ellas son rocas volcánicas básicas, con pobreza de sílice. Esto parece ser típico de vulcanismo profundo.

Durante los años posteriores, la guerra civil impidió en España el desarrollo de nuevas investigaciones. No obstante, en esa época, el autor alemán SCHWENZNER J. (1.937), publica un importante trabajo dedicado a la geomorfología de la Meseta española. Según dicho autor, el bloque castellano ya se encuentra definido a partir del comienzo del Triásico. Este bloque en el transcurso del Mesozoico (Cretácico) se fractura según las direcciones NE-SW.

La evolución morfológica que este autor da para

la Meseta a partir de los tiempos paleógenos, es:

- 1). Al final del Oligoceno, Superficie de equilibrio.
- 2). Fase tectónica Savica y rotura de la superficie anterior.
- 3). Formación de una nueva superficie de equilibrio, que él llama M3, en el Mioceno Inferior.
- 4). Movimientos Rodánicos y posterior formación de otra nueva superficie; la M2 de edad Plioceno Inferior.
- 5). Nuevos movimientos pero más débiles que los anteriores. Como consecuencia, nueva formación de superficie; se origina la M1 en el Plioceno Superior.

En la década de los años cuarenta, merecen destacarse una serie de sondeos realizados para diferentes fines, pero que dan una información bastante completa del terciario de la Cuenca Manchega (ROSO DE LUNA I. 1.943, SANZ T. 1.946).

SAN MIGUEL M. (1.948), presenta una serie de ideas sobre las direcciones de orientación de los diferentes volcanes de la región así como la relación de estas orientaciones con respecto a la composición de sus magmas.

Son también de interés, los trabajos publicados sobre la Mancha, por PANCHUELO G. (1.948-1.954).

Desde los años cincuenta, y desde un punto de vista morfológico, merecen destacarse los trabajos de HER-

NANDEZ PCHECO F. (1.952, 1.956 a) b), y el importante estudio de SOLE SABARIS, L. y TERAN, M. (1.952, 1.954, 1.958) sobre la geografía de España y Portugal.

RAMIREZ, E. (1.957), al estudiar la hidrogeología de una zona de la Cuenca Manchega, presenta una estratigrafía muy completa del Terciario de dicha cuenca. MINGARRO, F. (1.958-1.959), publica un interesante estudio morfológico y evolutivo del valle del Guadiana en el transcurso del Plio-Pleistoceno. Distingue para el Guadiana, aguas abajo del pueblo de Luciana, una serie de terrazas, punto importante a nuestro juicio.

En 1.960, los investigadores del Instituto de Edafología del C.S.I.C., estudian los suelos de origen volcánico de Ciudad Real (ALEIXANDRE T. 1.960, ALBAREDA J.M., PEREZ MATEOS J., ALEIXANDRE T. 1.960). Al hablar del Cuaternario, se dará una más detallada información sobre el tema.

En 1.964 aparece publicado en Alemania un estudio de la geografía de España hecho por LAUTENSACH H., en donde se hace un interesante análisis de la región Manchega.

En los últimos años, y debido a las necesidades de agua que actualmente tiene la zona, se han realizado algunos estudios sobre el tema. I.N.T.E.C. S.A. (1.970), presentó un interesante informe; de él se pueden deducir

un gran número de datos sobre este problema y sobre la estratigrafía de las formaciones terciarias en esta zona.

Dentro del aspecto edafológico es de gran interés el trabajo de MONTURIOL F. GALLADARDO J. y ALEIXANDRE T. - (1.970), sobre los suelos rojos de la región.

Ultimamente, el firmante, en colaboración con PEREZ GONZALEZ A. y AGUIRRE E. (1.972), presentó al primer Coloquio Internacional sobre el límite Neógeno Cuaternario, un informe con nuevos datos paleontológico y estratigráficos y una nueva interpretación de algunos de los fenómenos geológicos que han sucedido en la región durante el Neógeno Superior fundamentalmente.

II ENMARQUE GEOMORFOLOGICO

M O R F O L O G I A

GENERALIDADES

Desde un punto de vista muy amplio se puede definir la morfología de una región como: EL RESULTADO DE LA INTERACION DE DOS SISTEMAS FISICOS HETEROGENEOS (EL GEOLOGICO Y EL EXTERIOR) EN CONTACTO EN LA SUPERFICIE TERRESTRE Y QUE TIENDEN A ESTABLECER UN EQUILIBRIO ENERGETICO ENTRE ELLOS (1).

El intercambio de energía entre los dos sistemas o bien se manifiesta como energía mecánica dando como resultado una erosión o un relleno, o bien química produciendo disoluciones, oxidaciones, etc., originando los suelos.

Lo normal, excepto en casos concretos (zonas glaciares, etc.), es que este intercambio de energía se establezca en el aspecto mecánico y químico, dependiendo esto de la naturaleza de los dos sistemas físicos en cada punto de la superficie terrestre.

Cuando a lo largo de un tiempo determinado, se ha

(1): Esta definición sólo la aplicaremos para zonas emergidas. El sistema físico exterior lo consideramos formado por la atmósfera con su propia energía y la energía de radiación solar.

establecido un equilibrio (dinámico) entre los dos sistemas, tendremos como resultado que la secuencia por la que se ha establecido éste, originará, para nuestro caso, una superficie de equilibrio.

Si, una vez establecida dicha superficie teórica de equilibrio se produce un cambio en alguno de los sistemas físicos, se rompe éste, lo que lleva como consecuencia la destrucción o deformación de esa superficie y se renovarán los procesos morfo genéticos hasta conseguir otra nueva, que esté en equilibrio con las nuevas condiciones actuantes (1).

Jerarquía Morfológica (2):

En la última década se ha intentado establecer una definición de lo que se entiende por Unidad Morfológica. Así, FRYE, J.C. y WILLMAN, H.B. (1.962), definieron la Unidad Morfoestratigráfica como "cuerpo rocoso identificable fundamentalmente por la forma de su superficie externa".

RICHMOND, G.M. (1.959, 1.962 a)), define la Unidad Morfológica como "una superficie, bien deposicional o de erosión que sea diferenciable por su morfología".

- (1): Una gran parte de las superficies morfológicas actuales de la corteza terrestre, son heredadas de tiempos geológicos pasados. Muchas de ellas se forman poco a poco (no son estables) desde el punto de vista mecánico y químico por la influencia de nuevos factores de desequilibrio.
- (2): Estas definiciones las utilizaremos únicamente para este trabajo con objeto de establecer un orden en el estudio de la Morfología regional.

Sin embargo, hasta el momento la Unidad Morfológica no ha recibido una definición formal (OROMBELL, G. 1.971).

Ante este problema y teniendo en cuenta las ideas que hemos venido desarrollando hasta aquí, definimos a la Unidad Morfológica como: LA EXPRESION QUE EN CADA LUGAR DE LA SUPERFICIE TERRESTRE TOMA LA RELACION DE LOS DOS SISTEMAS FISICOS ACTUANTES PARA UNA DETERMINADA CONDICION DEL SISTEMA FISICO GEOLOGICO Y UNA DETERMINADA ACCION DEL SISTEMA FISICO EXTERIOR.

Así, una zona concreta de la superficie terrestre, para una misma acción del Sistema Físico Exterior y siendo el Sistema Físico Geológico diferente en su litología y estructura, presenta diferentes unidades morfológicas, dependiendo éstas de la variación del Sistema Físico Geológico. Esto es lo que prácticamente sucede en nuestro caso.

Ejemplo de lo que entendemos por unidad morfológica serían las terrazas, los conos de deyección, las mesetas, las sierras en que afloran determinados bloques estructurales, etc.

Esta definición es aplicable a lo que nosotros llamaremos Unidad Morfológica de 1er. Orden.

A continuación definiremos las siguientes categorías morfológicas.

Definimos Unidad Morfológica de II orden o sistema, al conjunto de unidades morfológicas de I orden que por sí mismas son capaces de expresar un ciclo morfológico completo (erosión + transporte + sedimentación) a escala geográfica regional.

Según esta definición, cualquier valle torrencial sería un sistema morfológico o unidad de II orden, pero en muchos casos su escala es ridícula.

Un torrente aislado es un agente morfológico de escasa importancia, pero un conjunto de torrentes determina un cauce fijo aunque intermitente cuya acción geomorfológica es fundamental (sobre todo en estos climas de la Meseta) y su actividad origina unidades morfológicas concretas y a una escala geográfica apreciable.

Un ejemplo de Unidad Morfológica de II orden, es cada una de las pequeñas cuencas torrenciales de las sierras.

Unidad Morfológica de III orden está constituida por el conjunto de varias unidades de II orden que presentan rasgos comunes, como la identidad del substrato, un mismo nivel de base, etc., y que dan carácter unitario a una extensión geográfica determinada como "región". Son las denominadas sierras que presentan nombre locales o los valles que separan dichas sierras, cuyos arroyos son, en general, afluentes de ríos mayores.

Ejemplo de estas unidades son las Sierras de los Yébenes, Cuenca del río Algodar (en los Montes de Toledo) - el campo de Cuenca, la Sierra de Altamira, etc.

Unidad morfológica de IV orden está definida por el conjunto de unidades de III orden que se relacionan entre sí o bien por los materiales del basamento, o en una redifluvial mayor, o por un papeligeodinámico común (zonas de inestabilidad, áreas de transición entre dos zonas bien definidas, etc). Como formas positivas del relieve, dentro de esta unidad, tenemos los Macizos montañosos (Macizo de Gredos, -- Montes Universales, etc). Como formas negativas tenemos las cuencas de los afluentes principales de los grandes ríos -- (Cuenca del Tietar, Cuenca del Jabalón, la Llanura Manchega, etc.).

El Campo de Calatrava es considerado por lo dicho aquí y en la introducción como una unidad morfológica de IV orden.

La unión de unidades de IV orden constituyen la Unidad de V orden, que son las grandes depresiones o cuencas fluviales y los sistemas montañosos (Sistema Central, Montes de Toledo, etc.).

Por fin, varias unidades de V orden originan en su conjunto una Unidad de VI orden (Meseta Inferior, Depresión Bética, etc.).

A continuación estudiaremos cada uno de los sistemes

mas físicos reponsables de la actual morfología del Campo de Calatrava y daremos una idea de su jeraquización morfológica.

SISTEMA FISICO EXTERIOR:

El intercambio de energía que el Sistema Físico Exterior establece con el denominado Sistema Físico Geológico, se manifiesta bajo una serie de caracteres a los que en conjunto denominamos CLIMA.

El clima, es por tanto, aparte del Sistema Físico Geológico (concreto en cada zona), el agente fundamental formador del paisaje.

Teniendo en cuenta la relación Clima-Morfología, STRAHLER, A.N. (1.965), estableció una clasificación climática la cual se basa en la repartición de las principales masas de aire atmosférico en la superficie terrestre.

En dicha clasificación establece 7 tipos de regímenes climáticos: Polar, Desértico, Ecuatorial, Régimen de Regiones Medias, Tropical Seco/Húmedo, Mediterráneo y Continental.

Al mismo tiempo considera los 5 tipos principales de masas de aire a las que da un símbolo: Continental (c), Marítimo (m), Polar (P), Artico (A) análogo al polar, Tropical (T).

Establece la siguiente relación:

<u>Régimen Climático</u>	<u>Masa de Aire</u>	
Polar.....	cA	todo el año
Desértico	cT	" " "
Ecuatorial.....	mT	" " "
Régimen regular de latitudes medias.....	mP	" " "
Tropical seco/húmedo.....	cT mT	estación seca " húmeda
Mediterráneo.....	cT mT mP	estación seca estación húmeda " "
Continental.....	mT cP	estación cálida " fría

De acuerdo con estas ideas WILSON, L. (1.969) establece el llamado Sistema de Procesos Morfogénéticos C.P.S. (Climate Process Sytems).

Su definición es:

"Los sistemas de procesos morfogenéticos (CPS) son el conjunto de condiciones climáticas bajo las cuales predominan unas series concretas de procesos geomorfológicos".

Es decir, que según esta definición, lo que inte-

obtenida para nuestra zona de estudio en este diagrama de relación Pluviosidad-Temperatura mensual, media, debía de ser diferente a la actual fundamentalmente en dos aspectos:

- a). Dicha proyección daría una figura desplazada hacia abajo, es decir, hacia el C.P.S. periglaciario (P). Esto quiere decir, que al menos en los meses más fríos los fenómenos de gelivación serían los dominantes.
- b). La forma de dicha proyección hipotética sería diferente a la actual. Probablemente, cada época glaciaria (o estadal) presentaría una determinada forma de distribución de su proyección correspondiente.

Si observamos el diagrama vemos que los C.P.S. de regímenes fríos G. y P., tienden a dar una distribución horizontal. Esto quiere decir que, al menos en las épocas más frías la forma de las proyecciones mensuales correspondientes tendería a dar esa forma, lo que implica poca variación en temperatura (siempre baja) y una cierta variación en pluviosidad (tampoco muy abundante).

SISTEMA FISICO GEOLOGICO:

En la zona estudiada por nosotros encontramos cua-

tro tipos de entidades morfológicas:

1^a entidad: Afloramientos de Substrato.

Constituido fundamentalmente por pizarras y cuarcitas. En la zona estudiada por nosotros podemos distinguir 6 unidades morfológicas de orden menor:

- a). Unidad Norte: Formada por las estribaciones meridionales de los Montes de Toledo al N. de Villarrubia de los Ojos y Fuente del Fresno.
- b). Unidad de Piedrabuena: En esta unidad los materiales paleozoicos se presentan formando una estructura periclinal cortada por una serie de fracturas de mayor o menor importancia.
- c). Unidad de la Sierra de Medias Lunas: La más destacada de todas ellas. Presenta una estructura de cúpula arrasada limitada por una serie de fracturas de gran desarrollo. Es una unidad típica de orden III.
- d). Unidad de Pozuelos de Calatrava: Presenta esta unidad, una estructura muy compleja; junto a Pozuelos es de tipo periclinal, mientras que al E. dicha estructura se complica.
- e). Unidad de la S^a de Navalonguilla: Constituye el

límite S. de nuestro trabajo, por lo que únicamente hemos estudiado su borde septentrional.

- f). Afloramientos Aislados Paleozoicos: Esta unidad morfológica está constituida por una serie de cerros y sierras que emergen sobre la llanura miocena muy bien desarrollados al N. y NW. de Ciudad Real capital.

2^a Entidad: Formaciones Neógenas:

En estas zonas de la Meseta Meridional el Neógeno presenta una morfología muy típica, constituyendo parte de una unidad morfológica de orden V: La Mancha.

En este trabajo únicamente se estudia el borde occidental de dicha unidad además de otras unidades de orden inferior en las que aparecen estos materiales, en general, con su litología y morfología características.

Aquí podemos distinguir:

- a). Unidad de la Cuenca Manchega: Desarrollada desde Ciudad Real (capital) hacia el E.
- b). Unidad de la Cuenca de Alcolea de Calatrava: Desde las inmediaciones del Guadiana, al E., hasta Alcolea de Calatrava al W. y al N. de la Sierra de Medias Lunas. Constituye la cobertera que recubre materia-

les paleozoicos al límite septentrional de la Unidad de Medias Lunas.

- c). Unidad de la Cuenca de Corral de Calatrava + Pozuelos de Calatrava: Al S. de la Sierra de Medias Lunas y al N. de la de Navalonguilla. Recubre materiales paleozoicos de la Unidad de Pozuelos de Calatrava.

3^a Entidad: Áreas de Acumulación Post-Miocena.

Esta unidad morfológica la constituyen áreas discontinuas en las que el balance energético ha sido predominantemente negativo o de acumulación. Su distribución geográfica ha variado con los tiempos geológicos pasando de ser una distribución extensiva (caso de la Raña) a ser predominantemente lineal (Cuenca del Guadiana y afluentes).

4^a Entidad: Volcanes

Es típica en el campo de Calatrava. No tiene una localización geográfica concreta, sino que aparece esparcida por toda la zona estudiada. Su morfología puede ser tanto positiva (cabezos) como negativa (calderas y cráteres).

PROCESOS:

El intercambio energético que se ha establecido

entre los dos sistemas físicos citados, ha desarrollado un trabajo físico-químico cuyas leyes aún no están bien determinadas, pero cuyas manifestaciones son lo que nosotros denominamos procesos morfogenéticos.

Dichos procesos morfogenéticos, y refiriéndonos únicamente a la zona que nos ocupa, ha sido fundamentalmente:

a). Mecánicos: Encajamiento/acumulación.

Este proceso es relativamente poco importante en comparación con el de otras cuencas fluviales peninsulares; sin embargo, ha existido a lo largo del Cuaternario (1).

b). Tectónicos: Han existido hasta época muy reciente

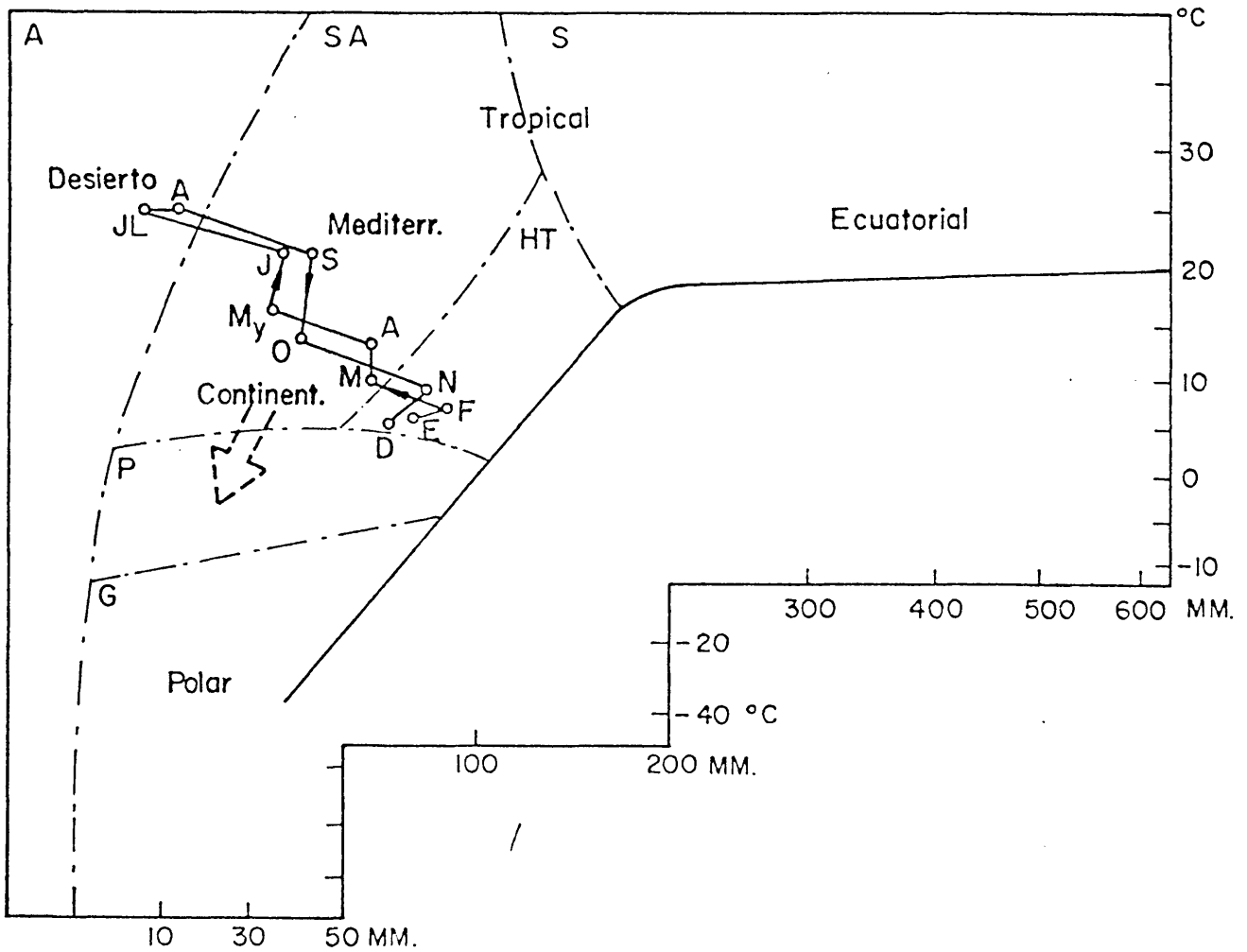
dando como resultado fenómenos de excavación o de relleno local, según los lugares.

c). Químicos: Han sido frecuentes, y lo son actualmente, los fenómenos de disolución y precipitación química.

Los procesos edáficos han sido, a lo largo del Plio-Cuaternario, de gran importancia como posteriormente veremos.

(1): Hasta fechas relativamente recientes, se había negado la existencia de estos procesos en esta zona de la Cuenca del Guadiana.

- | | |
|---------------|---------------------|
| A= Arido | HT= Humedo templado |
| SA= Sub árido | P= Periglaciario |
| S= Selva | G= Glaciar |



Proyección de las temperaturas medias y de las precipitaciones mensuales medias de la década 1961-1970

B A S A M E N T O

Aunque el objeto de nuestro trabajo es el estudio del Neógeno y del Cuaternario de esta región del Campo de Calatrava, la estrecha relación que existe entre la red fluvial, las manifestaciones volcánicas y la estructura del zócalo, nos obliga todo ello a que, de una manera muy general, demos una pequeña información acerca del basamento y su estructura.

GENERALIDADES.-

HERNANDEZ PACHECO, E. (1.932), definió el Macizo Hespérico como la unidad geológico-estructural fundamental de la Península Ibérica. Sobre él se van a ir acoplando las diferentes unidades geológicas posteriores de modo que, hacia el E. y S. dicho macizo es poco a poco sumergido bajo formaciones más recientes. Por el contrario, a medida que nos desplazamos hacia el N.W. los materiales más antiguos de ésta unidad van quedando al descubierto.

Las diferentes unidades geológicas que constituyen el llamado Macizo Hespérico, pertenecen a distintas edades y sistemas pero una característica de todas ellas es que prác-

B A S A M E N T O

Aunque el objeto de nuestro trabajo es el estudio del Neógeno y del Cuaternario de esta región del Campo de Calatrava, la estrecha relación que existe entre la red fluvial, las manifestaciones volcánicas y la estructura del zócalo, nos obliga todo ello a que, de una manera muy general, demos una pequeña información acerca del basamento y su estructura.

GENERALIDADES.-

HERNANDEZ PACHECO, E. (1.932), definió el Macizo Hespérico como la unidad geológico-estructural fundamental de la Península Ibérica. Sobre él se van a ir acoplando las diferentes unidades geológicas posteriores de modo que, hacia el E. y S. dicho macizo es poco a poco sumergido bajo formaciones más recientes. Por el contrario, a medida que nos desplazamos hacia el N.W. los materiales más antiguos de ésta unidad van quedando al descubierto.

Las diferentes unidades geológicas que constituyen el llamado Macizo Hespérico, pertenecen a distintas edades y sistemas pero una característica de todas ellas es que prác-

ticamente, en su totalidad, se encuentran afectadas por la Orogenia Hercínica.

Una gran parte de dicha unidad fundamental forma el extremo occidental de lo que se denomina geográficamente Meseta Meridional. En esa unidad geológico-estructural, y dentro de dicha Meseta, podemos distinguir varias entidades que en algún tiempo fueron independientes y que actualmente se encuentran unidas actuando como un todo en fenómenos geodinámicos posteriores.

ESTRATIGRAFIA.-

En la Meseta Meridional, y dentro de la provincia -- de Ciudad Real, los materiales más antiguos que aparecen pertenecientes al Macizo Hespérico, son una serie de pizarras y grauwacas cuya potencia supera los 6.000 m. (BOUYX, E. 1.970). No se conoce fauna, y por razones tectónicas, como veremos posteriormente, se les atribuye una edad pre-ordovícica.

Encima de estos materiales y discordantemente, se apoya una serie de cuarcitas en bancos cuya base es un conglomerado silíceo; son las "cuarcitas con crucianas" típicas del Ordovícico Inferior (BOUYX, E. 1.965, 1.969, 1.970). Se pueden distinguir aquí varios niveles, pero en conjunto, la potencia total sobrepasa los 300 m. (I.G.M.E. 1.971).

El paso del Arenig (cuarcitas) al Llandeilo se ha-

ce por una serie de transición cuya potencia aproximada es de 190 m (BOUYX o.c.).

Es importante destacar la abundancia de minerales pesados en esta serie de transición cuya asociación tipo es:

Zircon - Turmalina - Rutilo - Monacita.

Estos minerales (exceptuando la Monacita) son frecuentes en los actuales rios de la zona.

Encima de esta serie de transición y concordantemente con ella, se encuentran las "pizarras con Calymene" de nominación paleontológica que carece de precisión estratigráfica, pues como advierte GIL, M.D. (1.973), "sólo sirve para indicar el Ordovícico medio". Esta serie pizarrosa se presenta afectada de una intensa tectónica por lo que es difícil determinar su potencia pero se supone que ésta puede sobrepasar los 1.000 m. (HERNANDEZ PACHECO, F. 1.932).

Sobre estas "pizarras con Calymene" se deposita concordantemente otro tramo de cuarcitas de tonos rojos y abundantes óxidos de hierro. Carece de fauna representativa, pero por su posición estratigráfica se les atribuye una edad Tremadoc (I.G.M.E., 1.971).

Concordantemente con estos materiales se encuentran los restantes sistemas paleozoicos hasta el Carbonífero Medio

Superior en donde vuelven a aparecer nuevas discordancias (HERNANDEZ PACHECO, F. c.c.) debidas a la Orogenia Hercínicca. Dichas series no las hemos descrito puesto que apenas aparecen representadas en nuestra zona de estudio (I.G.M.E. 1.931, 1.932, 1.934, 1.971).

T E C T O N I C A . -

Como se ha dicho anteriormente, existe una discordancia por debajo de las "cuarcitas con cruciana" (BOUYX, E. o.c.). Esta discordancia, al parecer, se encuentra al menos en toda la Meseta Meridional (LOTZE, F.R. 1.958, LLOPIS, N., SANCHEZ DE LA TORRE, L. 1.962, 1.963, 1.965). Recientemente APARICIO, A. (1.971), ha podido atribuir una edad intracambrica a dicha discordancia al S. de Toledo.

Una vez depositados la mayor parte de los materiales paleozoicos (Ordovícico, Silúrico, Devónico y Carbonífero Inferior) en el geosinclinal Hercínico, éste sufre los empujes de la Orogenia que le da nombre.

Dichos empujes originan pliegues y fallas de direcciones 110° (BOUYX, E. 1.970, I.G.M.E. 1.971) y E.W. (ALIA, M., CAPOTE, R.H., ENRILE, J.L. 1.971). El máximo del paroxismo orogénico se encuentra entre el Westfaliense-Estefaniense (BOUYX, E. o.c.). Posteriormente a dicho paroxismo se admite la existencia de ligeros movimientos tardios post-es-

tefanienses.

En las postrimerías de los tiempos paleozoicos, finales del Pérmico, los esfuerzos de compresión son sustituidos por otros de distensión o póstumos hercínicos (HERNANDEZ PACHECO, F. 1.932, HERNANDEZ PACHECO, E. 1.923). Se origina una fracturación del territorio con fallas de rumbo ENE-WSW (ALIA, M., (APOTE, R. ENRILE, J.L. o.c.).

BOUYX, E. (o.c.), indica una dirección de fracturación, frecuente en la zona de estudio, de unos 65° la cual relaciona con el sistema de fracturación tardihercínica.

Estas fallas más recientes van a jugar un papel fundamental en el comportamiento posterior del Macizo Hespérico, el cual ya se presenta constituido en esta época premesozoica.

Las grandes cordilleras formadas en la Orogenia Hercínica son rápidamente erosionadas de modo que a comienzos de los tiempos mesozoicos el bloque Hespérico se presenta ya como una penillanura emergida y suavemente inclinada hacia el E. (SOLE SABARIS, L., HERNANDEZ PACHECO, F. oo.cc.) En dicha penillanura, próxima a las riberas del Geosinclinal del Tetys se encuentra la región estudiada.

En el transcurso de toda la era Secundaria y los primeros tiempos de la Terciaria, la región no sufrió al pa

recer trastornos tectónico de importancia, únicamente las oscilaciones de conjunto que sufre el Macizo Hespérico y que se corresponden con las transgresiones y regresiones marinas propias de aquellas épocas (SOLE SABARIS, L. o.c.)(1).

Una vez comenzados los tiempos terciarios los empujes de edad Sávica y Staínica comprimieron el zócalo y la cobertura sedimentaria mesozoica. Esta se plegó mientras que el zócalo, por ser más rígido, o bien sufrió abombamientos o bien se fracturó en bloques. Una vez cesados estos esfuerzos de compresión, dichos bloques pudieron moverse en la vertical según los planos de falla, originando desniveles de grandes magnitudes en el interior del antiguo macizo Hespérico (SOLE SABARIS, L. o.c.):

Un ejemplo de lo dicho anteriormente es la denominada "Banda estructural de Toledo" (ALIA, M. 1.972), de dirección E.W. que cruzándose a la altura de Tarancon con otra de dirección N.S. divide a la Meseta en dos mitades (2). Además de estas direcciones existe en la Meseta la dirección NE-SW., muy destacada en algunas zonas del Sistema Central.

Aunque la actividad de estas fracturas haya sido infraterciaria, sus antecedentes estructurales pueden ser muy antiguos (ALIA, M. o.c.).

- (1): No obstante, en el borde S. del bloque Hespérico se desarrollan procesos de hundimiento lentos hacia el Geosinclinal Bético y se producen algunos fenómenos tectónicos paleocretácicos. (ALIA, M., CAPOTE, R.H., ENRILE J.L.1.971)
- (2): Según ALIA, M., la Banda estructural de Toledo, tiene su explicación en la diferente velocidad de desplazamiento de las 2 partes en que está dividido el conjunto de la Meseta.

Como consecuencia de esta serie de distorsiones se originan las dos dorsales de la Meseta: Sistema Central y Montes de Toledo. Asimismo, sucede con la Sierra Morena, pero su génesis es más complicada debido a que, por su proximidad al geosinclinal Bético, y por lo tanto, por ser el borde del Macizo Hespérico, su comportamiento ante los empujes alpinos fue diferente.

Una vez originados los Montes de Toledo y la Sierra Morena, nos encontramos en condiciones para poder hablar de los fenómenos ocurridos en la zona de estudio en épocas recientes. De ello trataremos en capítulos posteriores.

EVOLUCION MORFOLOGICA (Prealpina)

Como ya se indicó anteriormente, a partir de los tiempos finales paleozoicos el Macizo Hespérico permaneció emergido con lo que la erosión, lentamente pero sin interrupción, logró demoler los relieves hercínicos. Esto dió como resultado una penillanurización de dicho macizo con lo que se originó una superficie de erosión que es conocida con el nombre de Superficie de Erosión Pretriásica; sobre esa superficie de erosión emergían de vez en cuando algunos relieves seniles, restos de los antiguos macizos hercínicos.

Debido a las grandes deformaciones que han sufrido

esta superficie a lo largo de los tiempos posteriores, es francamente difícil observarla en el campo. En caso de encontrarla por supuesto aparece cubierta por los materiales mesozoicos que la fosilizan.

No obstante, en las zonas Orientales de la Sierra Morena, dicha superficie puede ser observada, estando fosilizada, como era de esperar, por los depósitos del Trias. (CHAPUT, J.L. 1.971).

Aunque el Macizo Hespérico se presentase como una unidad relativamente estable a lo largo de los tiempos mesozoicos, las oscilaciones que sufrió en este periodo dieron como resultado una serie de transgresiones y regresiones.

Esta variación de las reberas marinas (muy acusada en la gran transgresión Cenomanense) trajo como consecuencia una sucesión de ciclos morfogénéticos que retocan esta superficie pero respetando su entidad fundamental. Como consecuencia tendríamos una superficie poligénica (SOLE SABARIS, o.c.) la cual es posteriormente deformada por la Orogenia Alpina.

III 1^a ENTIDAD MORFOLOGICA

"AFLORAMIENTOS DEL SUSTRATO"UNIDADES MORFOLOGICAS:

Los materiales paleozoicos, que constituyen el basamento de nuestra zona de estudio, se encuentran distribuidos en dos unidades morfológicas de diferentes categorías: Los Montes de Toledo (de orden V) y el Paleozoico del Campo de Calatrava (de orden IV). Entre ambas unidades morfológicas existe un desnivel medio aproximado de unos 200 a 300 m.

Una vez formada la superficie poligénica pre-alpina sobre el macizo Hespérico, los movimientos alpinos la deforman (SOLE SABARIS, L 1.962-1.966). Debido a los esfuerzos de dicha orogenia (fases Sábrica y Staírica) el Macizo paleozoico existente sufre un abombamiento de gran radio y cuando estos esfuerzos desaparecen se producen una serie de desplazamientos de bloques en la vertical, quedando más altos que otros, originándose las cordilleras centrales de la Meseta y como consecuencia la rotura de la antigua superficie de erosión (SOLE SABARIS, L.1.952).(1).

(1): Esta evolución no es tan sencilla. PARGA, J.R.(1969) establece para el Macizo Hespérico una serie de deformaciones tectónicas a lo largo de los tiempos mesozoicos. Los desplazamientos en la vertical tienen una importancia relativa para este autor comparados con los desplazamientos en la horizontal.

En nuestra zona así como en los Montes de Toledo, las alineaciones de las Sierras paleozoicas presentan orientaciones que contrastan con las direcciones armónicas primitivas. Esto nos da idea de la influencia que sobre la morfología de esta región ha tenido la tectónica alpina, pues aún siendo materiales prehercínicos, su morfología es independiente de las direcciones fundamentales de la Orogenia Hercínica (SOLE SABARIS, L. 1.952)

PALEOZOICO DEL CAMPO DE CALATRAVA:

Aunque el tema no es objeto fundamental del presente trabajo, el estudio morfológico de esta zona nos ha llevado a hacer un pequeño esquema de la estructura tectónica de estos materiales (fig. 6).

- a). Al hacer las observaciones fotogeológicas de esta región, se observa que los materiales paleozoicos están distribuidos en una serie de anticlinales y sinclinales intensamente fracturados. Tienen una amplitud de varios Km. y presentan una orientación E.W.

Las fracturas que afectan a estos pliegues se pueden agrupar en cuatro direcciones fundamentales (1). Una primera NW-SE y otra perpendicular a ella, la dirección NE-SW. (1).

Un ejemplo de la primera dirección es el VALLE

(1): Existen otras direcciones de fractura ENE-WSW. NNW-SSE pero la morfología de la región está regulada por las citadas anteriormente.

del río Guadiana, entre el puente de las Ovejas (NE de Corral de Calatrava) y el puente de la carretera de Pozuelos-Piedrabuena (extremo W de la zona estudiada).

Como ejemplo de las direcciones NE-SW, tenemos el valle del Guadiana al N. del puente de Picon.

Existe asimismo otro grupo de direcciones de fracturas con orientaciones E-W y otro N-S.

Ejemplo de las direcciones E-W., es el Valle del mismo río al S. de la Sierra de Medias Lunas (al E. de Pozuelos y N. de Corral).

Asimismo, la dirección N.S. está muy marcada en el Puente de Alarcos.

En la zona estudiada nos encontramos varias terminaciones periclinales, tanto de sinclinales como de anticlinales.

De sinclinales serían, por ejemplo, las sierras paleozoicas que por el E. rodean a Pozuelos de Calatrava; la cuenca sedimentaria de Piedrabuena, rellena de materiales terciarios y cubiertos éstos posteriormente por una gran colada volcánica.

Merece especial atención la llamada Sierra de las Medias Lunas. Constituye el borde SW. de la pequeña cuenca sedimentaria de Alcolea, en donde en 1.971 fue encontra-

da una fauna de gran interés paleontológico y estratigráfico (MOLINA, E., PEREZ GONZALEZ, A., AGUIRRE, E. 1.972).

Esta sierra, presenta la estructura de un anticlinal casi completo, como si fuese una cúpula arrasada quedando únicamente sus bordes. Estos están desgarrados por fracturas de dirección E-W. y su extremo NE. aparece hundido probablemente por una gran fractura de dirección SE-NE, que pasa a lo largo de la carretera de Puente de Alarcos-Piedrabuena. Esta falla y otras de dirección E-W. que aparecen junto a los pueblos de Alcolea y Valverde, y que han facilitado la salida de material volcánico desde edades muy antiguas (no sólo plio-cuaternarias).

- b). En una primera visión de conjunto vemos que los materiales paleozoicos del Campo de Calatrava presentan una topografía bastante desigual, pero como hecho común en la zona estudiada se aprecia que las cumbres de las sierras paleozoicas van disminuyendo en altitud de N. a S.

Así por ejemplo, en las proximidades meridionales de los Montes de Toledo, al E. de Porzuna, las cumbres presentan una cota que oscila entre los 850 y 890m. Al N. de Picón. este nivel de cumbres oscila entre los 800 y 830 m.

Más al S. en la Sierra de Medias Lunas, la cota más elevada es de 780 m. (existe la cota 810 del Volcán de

Peñarroya, pero esta es una morfología impuesta posteriormente).

Al otro lado del Guadiana, en su margen izquierda, la topografía paleozoica apenas llega a los 650 m.

Por último y ya en el borde S. de nuestro estudio (S. de Corral), la topografía asciende bruscamente de nuevo en la Sierra de Navalonguilla con una cota de 830 m. Esto es debido a la existencia de una gran fractura de dirección E-W que pasa por las proximidades de Corral y de Cañada de Calatrava. Esta fractura está enmascarada por los depósitos miocenos y de Raña que la cubren. Probablemente su existencia esté relacionada con el volcán de Cañada de Calatrava.

en resumen, podemos decir que la topografía paleozoica del Campo de Calatrava es una consecuencia de la estructura que estos materiales presentan en dicha región; es decir, una serie de bloques separados por un conjunto de fracturas que han permitido una cierta autonomía entre ellos(1).

Desde las estribaciones meridionales de los Montes de Toledo, al N. de Porzuna, hasta la Sierra de Navalonguilla, al S. de nuestra zona de estudio, se puede ver como los niveles de cumbres de las sierras paleozoicas van descendiendo lentamente de N. a S. desde los 1.000-1.100 m. (NE. de Porzuna) hasta los 650 m. (N. de Corral de Calatrava) para volver a elevarse más al S.

(1): Estos bloques ya se han definido como unidades morfológicas en el capítulo anterior.

Hacia el E. del meridiano del Puente de Alarcos, se aprecia un hundimiento del Paleozoico bajo la cobertera terciaria. Este Paleozoico vuelve a aparecer más al S., en las proximidades del río Jabalcón, pero formando parte de otra unidad morfológica distinta.

En la parte N., en los materiales paleozoicos que existen entre Porzuna, Piedrabuena y Fernancaballero, la cota de las cumbres desciende muy suavemente hacia el E. y SE.

c). Haciendo una abstracción e ideando una superficie que uniera a estas cumbres, con las debidas reservas y teniendo en cuenta los movimientos tectónicos más recientes: ¿Podría ser ésta la superficie de erosión pre-Alpina?.

Algunos autores (SOLE SABARIS, L., 1.952) suponen esta hipótesis. de ser así, ¿Cuándo se produjo la primera gran deformación de dicha superficie?.

SCHWENZNER, E. (1.937) supone una edad Sábrica para la formación del Sistema Central. Sin embargo, HERNANDEZ PACHECO, E., (1.923) dice textualmente (pp. 131-132): "La cordillera Central, con sus arrumbamientos casi normales a las direcciones hercínicas se inicia como consecuencia de lo que hemos dado en llamar movimientos póstumos hercínicos"; y posteriormente dice: "La segunda fase de la formación de la Cordillera Central se produce en una época difícil de precisar pero que debe suponerse del principio del

Terciario e incluso en los movimientos orogénicos Pirenaicos".

Para SOLE SABARIS, L. (ver supra), los movimientos Sárvico y Stafrico son los causantes del abombamiento general de la Meseta (1').

Al llegar a este punto creémos que merece destacarse un hecho que hemos descubierto nosotros al hacer una cartografía detallada de la región: la existencia de una costra ferralítica que aparece discordante sobre el Paleozoico y que, en nuestra región, se encuentra intercalada entre los materiales miocenos y dicho Paleozoico. Por su importancia cronológica, estratigráfica y geodinámica, vamos a hacer un estudio aparte.

Costra Ferralítica (2):

Discordantemente, sobre los materiales paleozoicos, encontramos unos depósitos detríticos formados por cantos de cuarcitas y pizarras unidos por un cemento ferruginoso de intenso color rojo oscuro que da a todo el conjunto una consistencia pétrea. Estos materiales constituyen una coraza(3) cuya morfología superficial es una continuación

(1): A este respecto merecen especial atención los trabajos de ALIA, M. (1.972) y de GLANGEAUD, L (1.968).

(2): Utilizamos esta denominación de acuerdo con la terminología edáfica francesa. Ver DUCHAUFOR, 1.970 pp.348-363.

(3): Este término también se emplea en sentido edáfico.

de la que presentan los materiales paleozoicos sobre los que se apoya.

Observando su distribución en la zona estudiada, se aprecia que dicha costra bordea a los relieves paleozoicos a una altura que oscila entre los 600 m. aunque en algunas zonas (proximidades del volcán de Peñarroya, al S. de Alcolea de Calatrava) puede alcanzar los 700 m.

Es importante destacar que esta costra se apoya sobre un relieve que ya existía anteriormente a su formación y que había sido modelado sobre los materiales paleozoicos.

No se ha podido apreciar la potencia de estos depósitos detríticos pero en algunos lugares (S. de Corral de Calatrava, p. ejem.) es superior a los 4 m.

Está constituida por bancos muy duros de brechas de cuarcitas y pizarras (en menor proporción), cada una de las cuales presenta una potencia que puede oscilar entre 0,5-1 m. De vez en cuando hay niveles de grano más fino. Tanto en unos como en otros la abundancia en hierro, su tono rojo y su dureza son típicos.

Estos bancos, exceptuando algún lugar como sucede en las proximidades del Puente de Picón, se presentan horizontales; incluso en lugares próximos al río Guadiana, las terrazas de éste se colocan sobre éstos depósitos.

Haciendo un estudio fotogeológico de la distribución en éstos materiales, se aprecia que algunas de las fracturas que han afectado al Paleozoico aparecen fosilizadas por ellos. Por el contrario su distribución geológica y topográfica hacen suponer que ya existía una topografía muy parecida a la actual en las formaciones paleozoicas cuando estos materiales se depositaron.

Un ejemplo de lo dicho lo encontramos en las proximidades de Corral de Calatrava. En sus inmediaciones, al E., se encuentra la costra sobre material paleozoico a una altitud de unos 620 m. A 1,5 Km. al S. de ése punto, aparece la misma costra, más potente, dando una topografía plana con la misma cota de 620 m.

Entre ambos afloramientos existe la gran fractura del S. de nuestra zona.

Si esta fractura hubiera jugado posteriormente a la formación de esta costra, el desnivel de los dos afloramientos citados hubiera sido enorme.

Esto nos demuestra que por lo menos alguna de las fases de deformación tectónica que afectaron a la zona, ya había jugado antes de la formación de esta costra.

Restos de una costra ferralítica semejante hemos encontrado en zonas de los Montes de Toledo, como en Los Ye

benes y Navahermosa, (provincia de Toledo).

A finales del mes de Agosto de 1.973 y por haberme sido comunicada la existencia de una costra ferruginosa con las mismas características que la encontrada en el Campo de Calatrava, me trasladé a Zamora en compañía de mi colega CORROCHANO, A., de la Universidad de Salamanca, con el que estuve visitando la zona.

En esta región, dicha costra presenta características semejantes a la que aparece en el Campo de Calatrava. Sobre unos esquistos paleozoicos muy enrojecidos se coloca esta costra en discordancia. Su potencia puede oscilar entre unos cuantos decímetros a 2-3 m. de potencia. Sobre ella se apoyan unos materiales detríticos cuya edad es pre-Luteciense (JIMENEZ, E. 1.970 b.).

Las dos costras presentan como características comunes:

- a). La posición estratigráfica; discordantes sobre el Paleozoico.
- b). En superficie presentan fenómenos de disolución claros.
- c). La escasa tectonificación de ambas.
- d). Su morfología, pues las dos, cuando están en superficie presentan una topografía plana. Inclu-

so algunas terrazas del Duero se apoyan sobre esta costra.

Las características diferentes son:

- a). La costra del Campo de Calatrava es, al parecer, de mayor potencia.
- b). La de Zamora, está cubierta por material detrítico pre-luteciense y la del Campo de Calatrava por las series miocenas.

Al estudiar la posición cronoestratigráfica de estas dos costras, podemos establecer dos hipótesis:

- 1^a). Si hacemos coincidir las dos costras en el tiempo resulta que la del Campo de Calatrava es pre-luteciense, o sea que su edad es anterior al Eoceno Medio.

Si se verifica esta hipótesis, la fase orogénica fundamental que afectó al Campo de Calatrava (y probablemente a los Montes de Toledo) no es la Sávica ni la Sáfica, sino la Pirenaica, de lo que se deduce que, al menos para esta zona de la Meseta, en esta fase tectónica es cuando comienza a deformarse de una manera acusada la superficie de erosión pre-Alpina. (1).

(1): Recuérdese las ideas de HERNANDEZ-PACHECO, E., expuestas anteriormente.

Esta es una mera suposición basada en simples datos de campo de tipo morfológicos, estratigráficos y tectónicos. Lo importante sería demostrar la identidad cronológica de estas dos costras cosa que, de momento, nosotros no estamos en condiciones de realizar, pues este trabajo sobrepasaría el objetivo de esta Tesis Doctoral.

2^a). La hipótesis alternativa sería el suponer que las costras del Campo de Calatrava y de Zamora, no fueran sincrónicas; que la tectónica aludida fuera en efecto Sávica o Sáfica.

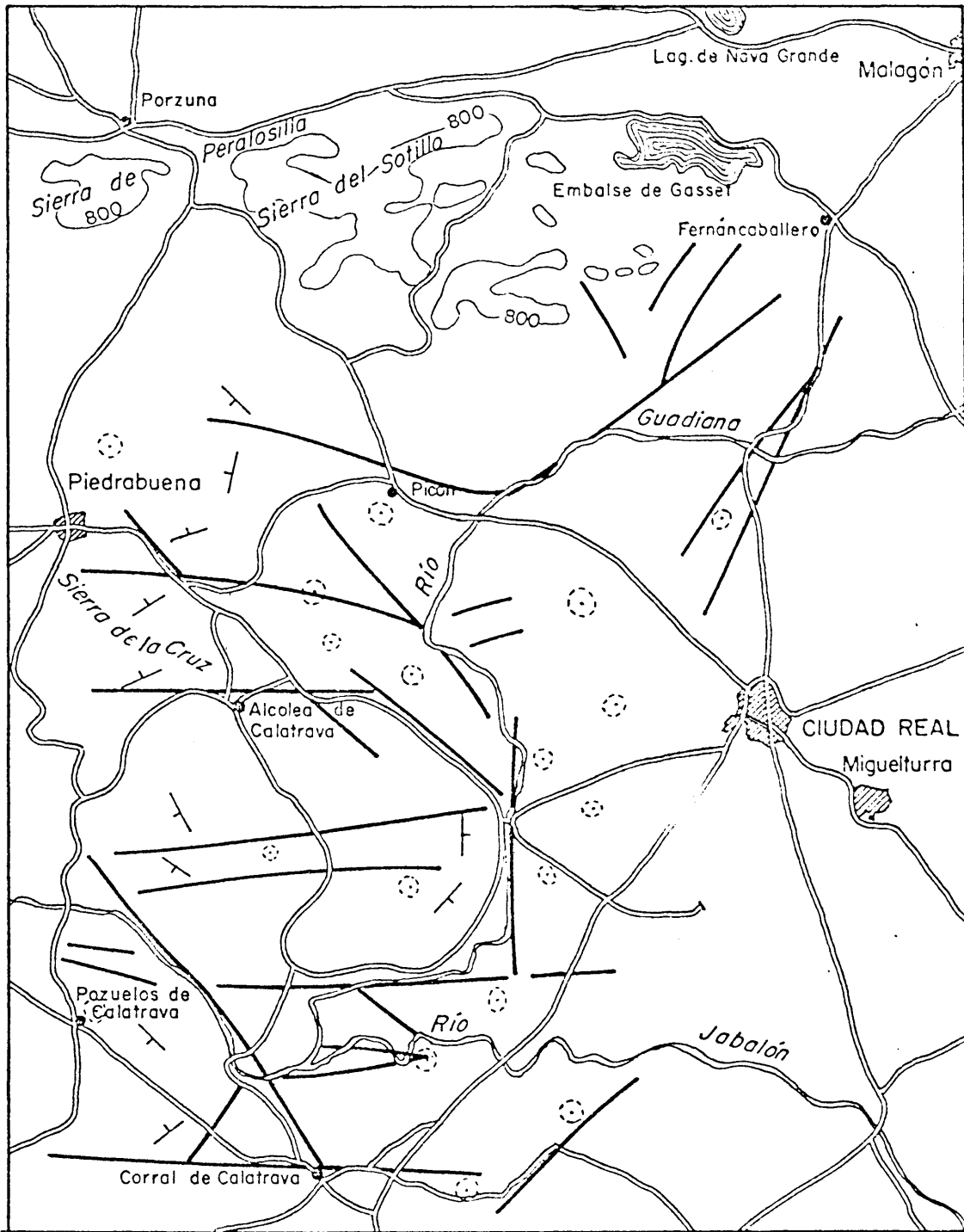
En esta segunda hipótesis, la costra de nuestra zona de trabajo podría ser del final del Oligoceno o de la base del Mioceno. (1).

Volviendo a la costra del Campo de Calatrava, diremos que su aspecto en el campo, es el de una coraza ferralítica de tipo manto (DOUCHAUFOR, P. pp.349 oo.cc.) ricos en Fe³⁺. En nuestro caso es frecuente encontrar el ion Mn⁴⁺ que incluso ha dado origen a yacimientos mineros de piroluxita, hoy abandonados.

Esto implica que, una vez afectado el macizo paleozoico del Campo de Calatrava por los movimientos alpinos, la

(1): De hecho, STICKEL, R. (1.930), afirma que existe una superficie de erosión post-Alpina en el N.W. de la Meseta o al menos un período de peniplanización de edad comprendida entre el Oligoceno Inferior y el Mioceno Medio.

erosión dismanteló los relieves, ocasionando unos aportes que bajo un clima de tipo tropical, dieron origen a un suelo ferralítico semejante a los que actualmente se desarrollan en el Africa. De ser cierta la suposición cronológica expuesta en primer lugar, este clima tropical húmedo debió de reinar en España al principio del Paleógeno; en la segunda hipótesis, dicho clima correspondería al final de este sistema.



ESCALA 1:200.000

⊗ VOLCAN

Esquema estructural del Basamento

FIG 6

IV 2^a ENTIDAD MORFOLOGICA

E L T E R C I A R I O (NEOGENO)GENERALIDADES.-

En un simple recorrido por la región en estudio se aprecia, a primera vista, que los relieves de materiales paleozoicos van siendo recubiertos hacia el E. por unos depósitos margosos y calizos que presentan una morfología completamente diferente a la desarrollada sobre dichos materiales paleozoicos.

Desde los puntos más elevados de la región (Volcan de Peñarroya, 810 m., Pico de Malosaires, 780 m.), se puede ver que, sobre un paisaje de crestas y valles más o menos amplios modelado en las series paleozoicas, encontramos de pronto una morfología plana y tabular, pues en algunos lugares (proximidades de Pozuelos, p.ej.) queda colgada por los procesos erosivos recientes. Este tipo de relieve corresponde a una variación en el Sistema Físico Geológico; una variación de estructura y de composición que se manifiesta al exterior dando ese estilo morfológico.

Atendiendo a su naturaleza litológica, estos nuevos

materiales son una serie de calizas y margas de tonos muy claros y que destacan enseguida cuando se observan en foto aérea, sobre el gris oscuro de los materiales paleozoicos.

Asímismo, su estructura es diferente a la presentada por las series subyacentes, pues estas, con su complejidad de pliegues y fallas, contrasta con la sencillez (a primera vista) de la presentada por los depósitos que las recubren.

Estas series calcomargosas, que en las proximidades de sus contactos con los materiales paleozoicos hacia el W. son de escasa potencia, constituyen un auténtico caparazón calizo. Hacia el E. se desarrollan alcanzando potencias considerables y ocupando extensiones enormes y dan origen a una de las mayores planicies de la Meseta Inferior: La Mancha.

Estudiando la distribución de estos nuevos materiales, se observa que se localizan en zonas de donde el relieve anterior a su deposición presentaba áreas deprimidas. Es decir, que estas series nuevas son un relleno de antiguas depresiones morfológicas, las cuales constituyeron en la época de deposición las cuencas sedimentarias.

Dichas series calcomargosas forman la cobertera de un paleorrelieve el cual poco a poco va siendo sumergido hacia el E. bajo los materiales neógenos.

Restos de este paleorrelieve, retocado por supuesto por procesos morfológicos recientes, serían los montes is las paleozoicos que de vez en cuando aparecen en la llanura Manchega (Cerro de Turon al N. de Carrión de Calatrava, Cerro de las Cabezas al S.W. de Daimiel, etc.).

Por la existencia de este paleorrelieve, los nuevos materiales se depositaron en cuencas más o menos aisladas unas de otras los cuales presentan una cierta autonomía. Esto explica, en parte, las diferencias existentes entre los materiales que pertenecen a las distintas cuencas, diferencias que se manifiestan tanto en su litofacies como en su comportamiento geodinámico posterior.

En el área estudiada por nosotros y desde un punto de vista muy amplio, podemos distinguir una gran cuenca sedimentaria hacia el E. (Cuenca Manchega) y dos pequeñas subcuencas adosas a ésta en el W.: Subcuenca de Corral de Calatrava en el S. y Subcuenca de Alcolea de Calatrava en el N.

La separación entre estas pequeñas subcuencas se debe a los relieves paleozoicos de la Sierra de Medias Lunas entre los pueblos citados.

Consideraremos también independientemente lo que denominaremos como Area de Poblete. Debido a los límites impuestos en este trabajo y que como dijimos al comienzo, in-

tenta ceñirse al curso del Guadiana, no estudiamos la extensión del Campo de Calatrava al S. de Ciudad Real, la cual constituye una parte de la Llanura Manchega (HERNANDEZ PACHECO, E. 1.921 a)). No obstante, estudiaremos la región W. de Poblete, entre este pueblo y el río Guadiana debido a que presenta características estratigráficas y morfológicas de gran interés para nuestro trabajo.

I CUENCA MANCHEGA

Limitada al norte por los Montes de Toledo y al W. por los relieves paleozoicos del Campo de Calatrava, esta gran cuenca se extiende hacia el E. y S. de la región estudiada.

En el presente trabajo nos vamos a referir únicamente a su extremo occidental, la zona llamada de las Tablas de Daimiel, entre las poblaciones de Villarrubia de los Ojos, Malagón y Daimiel.

Debido a la dificultad que presenta esta región por su topografía casi horizontal, su monotonía litológica y su escasez de afloramientos, hemos hecho una cartografía mucho más general que en el resto del área estudiada. Sin embargo, el estudio morfológico ha intentado ser bastante preciso por su importancia en la evolución geomorfológica regional y por su incidencia en los problemas hidrogeológicos y ecológicos de toda esta zona. Su estudio los establecemos según los siguientes puntos:

- 1º. Estratigrafía y Paleontología
- 2º. Tectónica
- 3º. Morfología

1 - ESTRATIGRAFIA Y PALEONTOLOGIA.

El estudio estratigráfico de la zona ha sido posible gracias a una serie de sondeos realizados por I.N.T.E.C.S.A. (1.970), datos tomados de la bibliografía referente a la zona y de nuestras propias observaciones.(1).

Sobre los materiales paleozoicos intensamente tectonizados, se depositan, en discordancia, unos conglomerados de cantos cuarcíticos más o menos redondeados cuya potencia no ha sido determinada, pues todos los sondeos se han detenido al llegar a dicho nivel (I.N.T.E.C.S.A., o.c.).

Este nivel de conglomerados se encuentra a profundidades muy variables, desde los 210 m. (sondeo realizado a unos 6 Km. al NNE. de Torralba de Calatrava) a los 90 m. de profundidad. Un sondeo realizado al NNW. de la misma localidad, a unos 4 Km. dió con el basamento paleozoico, sin conglomerado a una profundidad de 33 ms.

De estos datos se puede deducir la existencia del paleorrelieve fosilizado por los materiales recientes.

Sobre los conglomerados, y concordantes con ellos, nos encontramos una serie arcilloso-arenosa que progresivamente pasa a unas margas y arcillas más o menos yesíferas.

La potencia de este tramo detrítico-yesífero es

(1): Aunque hay varios autores que presentan datos de sondeos realizados en la zona o zonas próximas, (ROSO DE LUNA, 1943, SANZ,T, 1946, RAMIREZ,E, 1957, MEMORIAS DE LA HOJA GEOLOGICA 760 (DAIMIEL), creémos que los más interesantes y completos son los presentados por I.N.T.E.C.S.A.

muy variable en toda la cuenca. En la zona que nos ocupa puede llegar desde el mismo basamento hasta unos 20-30 ms. de la superficie topográfica actual. En algunas zonas este tramo yesífero es poco importante e incluso a veces desaparece como tal (como sucede en un sondeo junto a Daimiel en donde predominan las series calcomargosas). Encima de dicho tramo arcilloso-yesífero se van desarrollando una serie de margas que progresivamente pasan a calizas más o menos cavernosas o arenosas. Este nivel, suele aflorar en las zonas más deprimidas de la topografía actual de la región. Constituye un excelente acuífero por lo que las zonas en que aparece suelen ser nacimientos de arroyos o áreas de encharcamiento típicas. Su potencia viene a ser de unos 20-25 ms. aproximadamente, según las localidades.

En los trabajos geológicos hechos sobre la zona; hoja Geológica 760 Daimiel, (1.934), HERNANDEZ PACHECO, F. (1.932), SANZ, T. (1.946), RAMIREZ, E. (1.957), I.N.T.E.C.S.A. (1.970), siempre se asociaba este tramo calco-margoso con las calizas más superiores que aparecen en la región.

Nosotros creémos, por razones de tipo litológico y estratigráfico que explicaremos más adelante, que existe una diferencia entre las calizas más superiores que forman un nivel de unos 10-15 ms. de potencia y la serie inmediatamente inferior también calcárea.

Una primera diferencia se observa en sus afloramientos, pues las calizas más altas en la serie son criptocríсталinas, muy duras de color hueso y se presentan en bancos de unos 30 a 50 cm. de potencia.

Por el contrario, las que aparecen debajo son oqueosas o arenosas de tonos amarillos fácilmente deleznales.

Estos hechos y otras razones de tipo estratigráfico, de las que hablaremos posteriormente, nos han obligado a separarlas estratigráficamente.

Estas formaciones, que constituyen una cobertera sedimentaria y que se extienden por toda la Cuenca Manchega, se atribuye al Mioceno (CORTAZAR, D. 1.880, CALDERON, S. 1.884 a) y b), DEPERET, CH, 1.908, HERNANDEZ PACHECO, E.1.921 a), ROYO Y GOMEZ, 1.922, 1.926, HERNANDEZ PACHECO, F, 1.932).

ROYO Y GOMEZ, J. (1.922), considera que el Mioceno continental de la fosa del Tajo comienza en el Tortoniense (=Vindoboniense Superior) pues en toda la Meseta hay una fase erosiva desde el Estampiense (=Oligoceno Medio) al Helveciense (=Vindoboniense Inferior), ambos inclusive.

De ser así, toda la serie arcilloso-arenosa con yesos que aparece en los tramos inferiores y medios de los sondeos realizados en la comarca, correspondería a esta edad.

HERNANDEZ PACHECO, E. (1.921 a)), supone una edad "Pontiense" para las calizas superiores en Puebla de Almoradier por el hallazgo en su parte basal de una fauna de:

Hipparion rocinantis: HERNANDEZ PACHECO, E.

Hyaena eximia: ROTH.

Gazella deperdita: GERV.

Esta lista puede actualizarse así:

Hipparion rocinantis: HERNANDEZ PACHECO, E.

Percrocuta eximia: ROTH.

Gazella sp. aff. borbónica: Debo esta atribución de la gacela, provisional, a una comunicación personal de E. HEINTZ, a quien confiamos para revisión este material, al dudar de su atribución a Gazella deperdita por la comprensión lateral de la cepa ósea del cuerno.

Teniendo en cuenta esto y la división estratigráfica más reciente del Mioceno continental de Europa Occidental (Congreso de Lión 1.971) (1) y los recientes estudios realiza-

(1): Se propuso la siguiente correlación estratigráfica.

<u>DIVISIONES CRONOESTRATIGRAFICAS</u>	<u>ESTADIOS CONTINENTALES DE MAMIFEROS</u>
Olioceno Inferior	Rusciniense
Mioceno Superior	Turolense Vallesiense

dos en otras zonas próximas a ésta (MOLINA, E., FEREZ GONZALEZ, A., AGUIRRE, E. 1.972; AGUIRRE, E. 1.971), podemos decir que al menos los tramos más altos de las series superiores calcáreas son de una edad comprendida entre el Turolense Superior y el Rusciniense Inferior.

A esta edad asignamos provisionalmente el tramo calizo superior que hemos diferenciado estratigráficamente.

En resumen, el Terciario que encontramos en esta zona de la Cuenca Manchega estaría comprendido entre el Vin-doboniense (series detríticas inferiores) y el Rusciniense (1).

2 - T E C T O N I C A .

En la Memoria Geológica de la hoja nº760 Daimiel (1.934), se afirma la horizontalidad de las capas neógenas en esta zona. Únicamente en algunos lugares estas capas pueden aparecer onduladas y basculadas achacándose ésto a la pseudotectónica debida a los yesos infrayacentes. Así sucede en Zuacorta (junto al Guadiana). Nosotros hemos visto en otras zonas este mismo tipo de pliegues y ondulaciones en las capas neógenas. Estos se pueden observar, por ejemplo, junto al Km. 13 de la carretera de Daimiel a Porzuna, muy próximos al Guadiana. Algo parecido sucede en algunas zonas situadas entre Daimiel y el Guadiana, en donde las calizas que nosotros

(1): ALBERDI, M.T. en su Tesis Doctoral (1.972) sobre el G. hipparion en España, atribuye una edad Rusciniense al Hipparion rocinantis. Asimismo, AGUIRRE, E. (1.963)), advierte el diacronismo de las llamadas "calizas del páramo".

llamamos "superiores", presentan estos pliegues y fenómenos kársticos consiguientes muy típicos.

Sin embargo, al hacer un estudio fotogeológico de tallado de la región, se ve que estos pliegues, que en una simple observación de campo parecen locales e independientes unos de otros, presentan una determinada orientación; todos ellos obedecen a una estructura de conjunto, según la cual la cobertera terciaria se encuentra muy suavemente ondulada con pliegues de dirección dominante E.-W. Lo que sucede es que a veces estos pliegues se encuentran enmascarados por un fenómeno de disolución kárstica general cuyos poljes y dolinas son los valles fluviales y zonas de encharcamiento actuales.

Estos pliegues son claros en las proximidades de los Montes de Toledo y se atenúan hacia el centro de la cuenca.

Pero las series neógenas no solamente presentan un conjunto de ondulaciones, sino que toda la unidad se encuentra basculada muy suavemente hacia el W. Así, mientras al E. de Daimiel la base de las calizas superiores está algo más baja que la curva de nivel de los 620 ms., en las proximidades del Puente del Ferrocarril sobre el Guadiana al N. de Ciudad Real ésta base aparece a una altura inferior a la curva de los 600 ms.

Este conjunto de hechos tectónicos, ondulación suave y basculamiento hacia el W. y la existencia del borde paleozoico en la zona W. que es la zona de mayor hundimiento de la cobertera terciaria, determinan, como veremos posteriormente, una morfología característica de encharcamientos y zonas pantanosas.

Los tramos más altos de la serie neógena son los que presentan claras deformaciones tectónicas. La primera pregunta que se nos ocurre es si toda la serie se encuentra plegada concordantemente con los tramos más superiores o no. En esta cuenca no hemos podido establecer una relación clara entre estos dos tramos neógenos, pero, como veremos en las otras subcuencas, aparecen evidencias más convincentes. Únicamente podemos decir que al menos los fenómenos tectónicos citados han tenido que afectar a todo el conjunto terciario.

En el área de Daimiel lo único que podemos afirmar es que la fase tectónica que afecta a las series neógenas, es postmiocena y pre-Raña.

Este punto se estudiará mejor en otras subcuencas.

3 - M O R F O L O G I A .

Exceptuando los relieves paleozoicos que bordean

a la cuenca por el N. y el E. y algún que otro resalte de estos materiales que aparecen como montes islas (Cerros de Turón, de las Cabezas, etc.), así como un pequeño volcán al E. De Daimiel, la topografía es, en conjunto, una llanura cuyos desniveles dentro de los materiales terciarios apenas sobrepasan los 20 ms. (Fig. 7).

El proceso morfogenético fundamental que ha originado la morfología de la zona es la disolución kárstica.

Es una morfología kárstica que se ha desarrollado sobre el tramo calizo superior, por lo que los relieves de estas formas no son muy acusados.

Lo primero que se observa es que el karst desarrollado presenta una buena evolución: abundan los poljes, las dolinas y los valles kársticos. Incluso en algunos lugares (proximidades de la confluencia Giguera-Guadiana) se ha desarrollado un pequeño cañón de poca profundidad, debido a la escasa potencia de las calizas superiores y a fenómenos que veremos más adelante. El mismo nacimiento del Guadiana en los Ojos (ya fuera de esta zona de estudio y junto a la carretera de Manzanares a Villarrubia) presenta una topografía en "fondo de saco".

No obstante ha habido a lo largo del Cuaternario procesos morfológicos mecánicos de acumulación de material

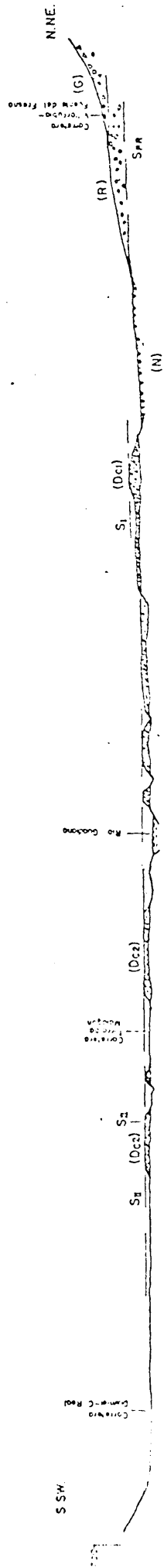
detrítico, como lo demuestra el hecho de encontrarse en las proximidades de Daimiel materiales de arrastre fluvial del río Azuer dentro de un valle más amplio de tipo kárstico.

El único volcán que aparece en la zona se encuentra en el borde de un gran polje y sus materiales se apoyan tanto en dicho borde como en las calizas superiores.

Los procesos de disolución kárstica han sido fundamentalmente horizontales más que verticales, debido a factores geológicos: a) las calizas compactas y duras con posibilidad de karstificación (DERRUAU, M. 1.967) constituyen un simple caparazón superficial, y b), las series inferiores son calizas menos puras y las margas impermeables aparecen a poca profundidad.

La tectónica postmiocena tiene una importancia capital en la morfología actual de esta zona de la Cuenca Manchega.

En efecto, por el basculamiento de estos depósitos hacia el W. los acuíferos tienden a desaguar en esa dirección. Al mismo tiempo, por la existencia de pliegues de amplio radio de dirección E.W., ocurren hechos curiosos como por ejemplo que las aguas del Guadiana, que se considera el río principal, están a mayor altura que las aguas del Cigüela que se considera afluente. Es decir, que al contrario de lo que sucede en los restantes ríos peninsulares, el Guadiana no es el



- (G) = Superficies Glacis eucenarias
- (Dca) = Material delinico encastrado
- (R) = Rofio
- S_{II} = Superficie pre-encajamiento fluvial
- S_{PP} = Superficie pre-Rofia

- (D₂) = Materiales de alteracion de la Superficie S_I (alteracion Pliocena)
- S_I = Restos de la Superficie intrapliocena

"thalweg" de la región, sino que lo es el Cigüela hasta su unión con el Guadiana en las Tablas.

Esto sucede por la existencia de un aplio sinclinal al N. del Guadiana y al S. de Villarrubia de los Ojos, que determina la acomodación del acuífero a esta estructura. Al mismo tiempo, la existencia del umbral paleozoico del Campo de Calatrava dificulta la salida de estas aguas de la Cuenca Manchega.

Estos hechos unidos a otro tectónico de edad muy reciente (posible levantamiento de todo el conjunto del Campo de Calatrava), originan el encharcamiento general de la zona.

Muchas de las formas kársticas (poljes, dolinas, etc.), que se encuentran actualmente rellenas de agua, o de materiales cuaternarios más o menos recientes, estuvieron alguna vez emergidas (como lo demuestra la existencia de terrazas embutidas en los valles kársticos). Lo que ha sucedido es que, posteriormente, el nivel de las aguas ha ascendido y el proceso de karstificación en sentido vertical ha sido detenido por el ascenso del nivel de base de dicho proceso erosivo.

De esto se hablará posteriormente al desarrollar el estudio de la red fluvial actual.

II - SUBCUENCA DE ALCOLEA DE CALATRAVA

Al W. de Ciudad Real, capital, entre el Guadiana al E. y el pueblo de Alcolea de Calatrava al W., existe una pequeña cuenca rellena con materiales neógenos.

Cerrada al W. y S. por los relieves paleozoicos de la sierra de "Medias Lunas" y al N. por otros resaltes también paleozoicos pertenecientes a la unidad morfológica de Piedrabuena, se abre hacia el E. poniéndose en comunicación con la cuenca de la Mancha.

Las formaciones neógenas que se han depositado en esta subcuenca aparecen en muchos lugares fosilizadas por depósitos más recientes (terrazas, materiales volcánicos, etc.), los cuales enmascaran su estructura y estratigrafía.

Es estudio paleontológico y estratigráfico que en Septiembre de 1.971 pudimos desarrollar (MOLINA, E., PEREZ GONZALEZ, A., AGUIRRE, E., 1.972), nos ha aclarado muchas de las dudas que se tenían, no sólo de esta cuenca, sino en general de todo el Neógeno de la depresión del Guadiana.

El orden que seguiremos en la exposición de los

hechos sucedidos en esta subcuenca es el mismo que el utilizado para la Cuenca Manchega.

1.- ESTRATIGRAFIA Y PALEONTOLOGIA.-

En una primera comparación estratigráfica con las series neógenas encontradas en la Cuenca Manchega, se aprecia que en esta subcuenca existe una representación más completa de estas series debido a que es una cuenca de poca extensión y de actividad neotectónica relativamente intensa y como veremos, su estructura es mucho más compleja. (Fig. 8).

Por la fauna encontrada hasta ahora en el yacimiento de "LAS HIGUERUELAS", la edad de estas series es claramente neógena, y dentro de ellas vamos a distinguir dos unidades estratigráficas diferentes: La unidad estratigráfica inferior que aflora en sus tramos más altos y que constituye la base de lo que habíamos denominado "formación de Alcolea de Calatrava" (MOLINA, E. et al. o.c.), y la unidad estratigráfica superior con los tramos más altos de este paquete.

Unidad estratigráfica inferior (descrita de muro a techo):

- 1). Tramo calizo con potencia visible de unos 18 m. en bancos de 0,5 m. de potencia media cada uno. En su parte superior, este tramo se vuelve terroso y

deleznable.

- 2). Tramo detrítico, estratificado en bancos de potencias variables (de 0,3 a 0,5 m. y algunos de 1m.) que en conjunto le dan una potencia que en algunos lugares sobrepasa los 20 m. Este tramo se presenta compuesto de material detrítico volcánico y paleozoico (pizarras abundantes). Le denominamos tramo de vulcanorruditas por el tamaño de los materiales detríticos (MOLINA, E. et al o.c.). En lámina delgada el material volcánico presenta composición básica (piroxenos y olivinos abundantes) y fuerte alteración.

Unidad estratigráfica superior (también de muro a techo.):

- 1). Margas calcáreas blanco-amarillentas de aspecto pulverulento. Aunque en la publicación anteriormente citada afirmábamos una concordancia con el tramo de vulcanorruditas infrayacentes (presumiendo una falla), en realidad, y por observaciones hechas en otros lugares, podemos decir que existe una discordancia que aunque no es muy destacada en algunas zonas, en general para toda esta subcuenca. En el apartado de Tectónica hablaremos de este punto.

La potencia del tramo margoso pulverulento es de 2 a 3 m.

- 2). Calizas tableadas que en la base alternan con margas calcáreas pulverulentas; hacia el techo de este tramo dominan claramente los bancos de caliza de potencias que oscilan entre 0,3 y 0,5 m. y que, en conjunto, dan una potencia total para el tramo de 20-25 m. En algunos lugares esta potencia puede ser menor.

Estas calizas son muy duras, de color hueso, fractura concoidea con finas alineaciones de tonos oscuros en su interior y frecuentes orificios rellenos de carbonato cristalizado.

Dichas calizas son las que dan los relieves más destacados de las formaciones neógenas de esta subcuenca, constituyendo un auténtico caparazón.

- 3). Como acabamos de decir, en la mayor parte de la extensión neógena de esta subcuenca, el tramo calizo 2), puede encontrarse en superficie. Sin embargo, en el área del yacimiento de "Las Higuieruelas", sobre este tramo calizo aparece un paquete de tobas volcánicas (aglomerados. PETTIJOHN 1.957) con intercalación de calizas y margas.

En esta subcuena no hemos podido ver el contacto entre este tramo y el infrayacente calizo y por presentarse aquél inclinado de acuerdo con éste, suponemos que es concordante. Asociada a estas tobas volcánicas ha aparecido la fauna del yacimiento.

YACIMIENTO PALEONTOLOGICO DE "LAS HIGUEFUELAS".

Se encuentra enclavado este yacimiento en un sinclinal próximo al Km. 224 de la carretera de Ciudad Real a Badajóz, a unos 100 m. al S. de la misma (coord: 38° 59' 20" N.; 0° 23' 45" W. meridiano de Madrid)(1).

La excavación se realizó en una zona en donde aparecía en superficie una relativa abundancia de material fósil, en el flanco W. del sinclinal.

Se establecieron dos direcciones de excavación, una N-4° E. y otra E-4° S. de modo que se cortasen en forma de T.

A continuación se abrieron unas zanjas en el terreno con una anchura de 2 m. y una longitud que para la orientada N-4° E. fue de 6 m. y para la perpendicular a ésta fue de 18 m.

(1): Las coordenadas que se dan en este trabajo siempre van referidas al meridiano de Madrid.

En la excavación se cortaron 17 niveles estratigráficos con una potencia total de 2,32 m. En estos niveles aparecían asociados los restos fósiles con material volcánico unidos todos con cemento calcáreo más o menos rico en materiales detríticos.

En dichos restos fósiles presentaban, a veces, huellas de un ligero arrastre, sobre todo los fragmentos pequeños.

Los materiales volcánicos se encontraban prácticamente en casi todos los niveles estratigráficos.

No obstante, se advertía una alternancia de niveles con material volcánico grueso (bombas abundantes) y otros con cierto empobrecimiento en éstos. A veces incluso se apreciaba que las bombas volcánicas habían deformado en su caída los niveles sobre los que estas se apoyaban.

Los niveles estratigráficos presentaban una ligera inclinación hacia el E. (buzamientos de 15°-20° E.).

La fauna encontrada ha sido la siguiente (AGUIRRE, E. 1.971; AGUIRRE, E. et al 1.972).

M A M I F E R O S.

Proboscideos

GOMPHOTHERIIDAE:

Amancus arvernensis: CROIZET et JOBERT.

Perisodáctilos.

EQUIDAE:

Hipparion rocinantis: E. HERNANDEZ PACHECO (dos muelas inferiores, axis y otras vértebras, costillas, fragmentos de algunos huesos de extremidades).

Artiodáctilos.

CERVIDAE:

"Cervus sp." (dos fragmentos de cuerna; talla medianamente grande).

BOVIDAE:

Gazella s. aff. borbónica (según comunicación provisional de E. HEINTZ, un núcleo óseo de ésta, un fragmento de cañón, varias falanges, un fragmento de calcanco, restos de una mandíbula destrozada).

Hay además algunos indicios de mamíferos pequeños indeterminados.

R E P T I L E S.

Quelónios (dos fragmentos de géneros distintos no identificados).

Desde el punto de vista estratigráfico, el género Hipparion nos puede dar alguna información a este respecto.

Este género penetra en España hace unos 12,5 millones de años (m.a.) marcando el límite inferior del Valle siense (aproximadamente el comienzo del "Pontiense" de la antigua clasificación estratigráfica del Neógeno) y llega por lo menos, al final del Plioceno en Europa.

Dentro de este género la especie H. rocinantis se encuentra en las calizas más altas de la Llanura Manchega (ver apartado anterior) y en Villarroya (ALBERDI, M.T., tesis doctoral 1.972 en prensa), del Plioceno superior, equivalente más o menos a Vialette les Etouaires (de casi 4 a 3,35 m.a. (BOUT, P. 1.968, VAN COUVERING, J.A. 1.972).

La Gazella de las "Higueruelas" es de menor talla que la Gazella deperdita de Puebla de Almoradier (Toledo), y AGUIRRE, E., (1971) la compara con la de Pikermi Gazella brevicornis WAGNER. En tal caso podría ser del Turolense (AGUIRRE, E. o.c.).

Si la gacela encontrada la relacionamos con Gaze-

lla borbonica tampoco se excluye la posibilidad de que se trate del Turolense final pues en esta época puede haberse originado esta especie que caracteriza el Plioceno y llega al Pleistoceno inferior.

El Anancus arvernensis CROIZET et JOBERT, aparece en el Mioceno Superior (Turolense alto) y es común en el Plioceno de España y de Europa (veanse los trabajos de BERGOUNIOUX, F.M., et CROUZEL, F. 1.957, 1.958, AGUIRRE, E., 1.958 a,b,c, 1.963, THALER, L., CRUSAFONT, M. y ADROVER, R., 1.965).

Todos estos hechos nos hacen suponer que el yacimiento paleontológico de Las Higuieruelas corresponde a una edad comprendida entre el final del Turolense y los comienzos del Ruscinense; es decir, nos encontramos en el paso Mioceno-Plioceno.

En esta misma subcuena de Alcolea, entre el Guadiana y el pueblo de Valverde de Calatrava existe una antigua cantera (coord. 38° 58' 28" N., 0° 20' 43" W.) en donde, bajo las calizas que consideramos pertenecientes a la unidad estratigráfica superior, aparecen restos de vertebrados fósiles. Hasta el momento, el material encontrado se presenta en muy mal estado de conservación. Un estudio detallado de este yacimiento nos podría dar una interesante información sobre la edad de la base de las calizas que aquí

hemos denominado de "color hueso" y que en la cartografía geológica anterior se daban como "pontienses" de la antigua clasificación estratigráfica del Neógeno.

2 - TECTONICA.

Las series neógenas de esta subcuenca presentan una tectónica de cobertera que se manifiesta clara en esta zona de borde de cuenca. Los movimientos de los bloques paleozoicos del basamento en diversas fases de edad reciente han originado en ellas una serie de pliegues relativamente suaves, pero que en algunos lugares han producido buzamientos de incluso 45° , como sucede en la misma zona del yacimiento de Las Higuieruelas. Estos pliegues se suceden desde el mismo borde Neógeno-Paleozoico hacia el interior de la Cuenca Manchega en donde parecen atenuarse.

Aunque en un principio no pudimos dar una idea clara de las fases tectónicas que afectaron a dichas series neógenas (MOLINA et al, o.c.), un estudio detallado y más amplio de la región en general y de esta subcuenca en particular, nos ha llevado a establecer las dos unidades estratigráficas que se han distinguido en el apartado anterior (unidades estratigráficas inferior y superior), separadas por una discordancia de edad intramiocena (pues es bastante inferior al estrato fosilífero de Las Higuieruelas).

Esta discordancia, que corresponde a una fase tectónica definida aquí como F_I , aparece no sólo en la zona del yacimiento, sino también junto al arroyo de Benavente (1 Km. al N. del Km. 225 de la carretera de Ciudad Real-Badajóz) y entre el yacimiento y el pueblo de Alcolea en el llamado "Cerro de las Cabezuelas". Este cerro, que en la cartografía geológica regional aparece como una pequeña mancha volcánica (HERNANDEZ PACHECO, F., o.c., Hoja Geológica nº 61 escala 1:200.000, Ciudad Real 1.971) está constituido fundamentalmente por los vulcanorruditas intramiocenas (MOLINA, E. et al., o.c.). Estas vulcanorruditas se encuentran visibles en el camino que saliendo de Alcolea pasa por este cerro y llega al arroyo de los Guedos por debajo del resalte topográfico del yacimiento. Tanto en el "Cerro de las Cabezuelas" como en las proximidades del arroyo citado se puede ver la discordancia existente entre las dos unidades estratigráficas neógenas (Fig. 8).

En otros lugares, pero ya fuera de la subcuenca de Alcolea, esta discordancia aparece bien representada.

La aparición de vulcanorruditas en esta subcuenca lleva consigo la presencia de la discordancia por encima de ellas, la cual definimos como D_I , lo que quiere decir que dicha discordancia va asociada con manifestaciones volcánicas que son las más antiguas que hemos encontrado en la zo-

na que nos ocupa. Estas manifestaciones volcánicas, que denominaremos vulcanismo V_I son, pues, intramiocenas y desde luego pre-Ruscinienses.

Sobre el nivel detrítico-volcánico de vulcanorru-ditas se coloca pues, discordantemente, la unidad estrati-gráfica superior de tipo calco-margoso, cuyos tramos más altos, calizas, son las denominadas calizas superiores, muy típicas en toda la región estudiada. Presentan una litofácies en alternancia de tramos calizas, muy duras y lamina-res con fractura concoidea y recristalizaciones de calcita en el interior de pequeños huecos, con otros tramos de mar-ga pulverulenta los cuales se hacen dominantes en la base de dicha unidad.

El aspecto que algunos de estos tramos presentan en una simple observación en campo, es el de costras cali-zas laminares debidas no a procesos edáficos sino más bien a procesos de desecación superficial de zonas de encharca-miento más o menos generales que, por una repetición del fenómeno a lo largo del tiempo, han originado estos tramos calizos. No obstante, un estudio detallado nos aclararía este punto de gran interés tanto desde el punto de vista paleoclimático, como ecológico y morfogenético.

Esta unidad superior es la que presenta en super-ficie una sucesión de pliegues los cuales se manifiestan

claros a lo largo de la carretera de Ciudad Real-Badajoz entre el cruce de Alcolea al Puente de Alarcos.

Como los niveles en donde aparecen los fósiles de "Las Higueruelas" se encuentran afectados por una fase tectónica de importancia, aún suponiendo que no estuvieran en concordancia con las series calcáreas infrayacentes (cosa que no creo probable) esta fase tectónica, que definimos como F_{II} , sería posterior por lo menos a un Turolense terminal. Por tanto, podemos suponer que dicha fase tectónica, F_{II} , correspondería al Rusciniense inferior como edad más antigua (1). Este dato se podrá precisar mejor cuando se conozca la fauna de "Las Higueruelas" y se tengan las dataciones radiométricas actualmente en estudio.

Como en el caso anterior, esta nueva fase tectónica F_{II} , va asociada con un vulcanismo (material volcánico asociado con los fósiles) que definiremos como V_{II} . Este hecho es muy interesante como veremos posteriormente.

Resumiendo, los fenómenos tectónicos y volcánicos que han ocurrido en esta subcuenca a lo largo del Neógeno Superior han sido:

(1): Como veremos posteriormente, y por razones de tipo morfológico, la edad más reciente que se puede asignar a esta fase tectónica es el Plioceno Medio.

ESTADIOS CONTI- NENTALES TENTA- TIVOS.	LITOSTRATI- GRAFIA.	FASES TEC- TONICAS.	VULCA- NISMO.	PALEON- TOLOGIA.
Villafranquiense s.s.				
Rusciniense	Calizas Margas	~ F _{II} (1)	V _{II}	"LAS HIGUE RUELAS".
Turoliense	Vulcanorrudi- tas. Calizas (?) (1)	~ F _I (?)	V _I	CANTERA DE VALDERDE (1) (?)
Vallesiense				

3 - MORFOLOGIA.

En esta subcuenca debemos de distinguir las siguien-
tes entidades morfológicas.

a). Bordes Paleozoicos: Al S. y W., este borde presen-
ta un relieve abrupto que en los puntos más altos tiene una
serie de crestas originadas por las alineaciones de las cuar-
citas inclinadas hacia el exterior de la cuenca. En muchos
lugares, sobre todo en su extremo W., el relieve de los mate-
riales paleozoicos es una clara consecuencia de la tectónica.

(1) No se conoce su edad con exactitud.

Por el contrario, el límite N. no se presenta tan claro como en el caso anterior. Existe una dispersión de éste borde, pues los materiales paleozoicos del substrato, por la tectónica sufrida, se encuentran diseminados en varios bloques (anticlinal de la sierra de Medias Lunas, sinclinal de Piedrabuena). Asimismo, los materiales del volcán de Arzollosa (HERNANDEZ PACHECO, F., o.c.) recubren el contacto terciario-paleozoico en su extremo N.W.

b). Materiales Terciarios: Así como en el caso de la Cuenca Manchega los materiales terciarios presentaban una morfología kárstica, aquí la morfología es fundamentalmente una consecuencia de la tectónica más que de procesos químicos.

Aún habiendo claros fenómenos de disoluciones y de kárstificaciones (p.eje. junto al Km. 227 de la carretera de Ciudad Real a Badajóz) los suaves sinclinales y anticlinales que se suceden originan un relieve ondulado sobre todo en la parte E. de esta subcuenca. Aquí, aunque a pequeña escala, existe una inversión del relieve; pero debido a la suave ondulación de las capas y a los materiales volcánicos superpuestos, estos hechos quedan enmascarados y sólo se pueden observar en fotografía aérea.

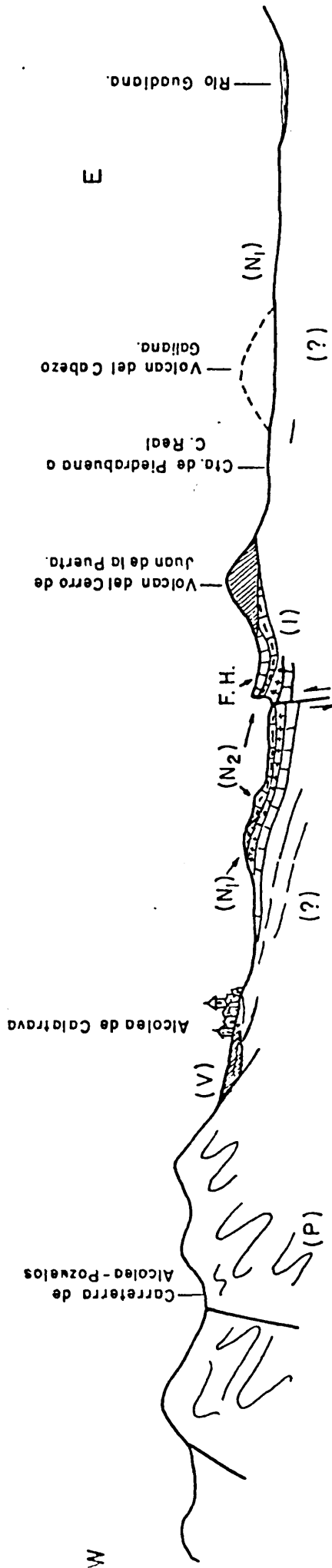
En el extremo NE. de dicha subcuenca junto al Guadiana además de poderse ver la discordancia D_I , definida an-

teriormente, aparecen bien destacadas las calizas de la uni
dad estratigráfica superior de topografía casi tabular (aun-
que ondulada) marcándose su diferencia con la serie estrati
gráfica inferior. Aquí la serie de vulcanorruditas apare-
ce muy bien representada (Fig. 9).

c). Volcanes: Existen en esta subcuenca varios edifi-
cios volcánicos tanto encima del Terciario como sobre mate-
riales paleozoicos dando origen a relieves positivos y nega-
tivos.

Estas formas las estudiaremos en un apartado más
general dedicado a la morfología volcánica.

d). Formaciones Cuaternarias: Lo mismo que en el ca-
so de los volcanes, las estudiaremos posteriormente.



F.H. — Yacimiento paleontológico de Las Higuieruelas

N₂ — Neogeno: Unidad estratigráfica Superior

N₁ — Neogeno: Unidad estratigráfica Inferior

P — Paleozoico

V — Materiales volcánicos recientes.

0 500 1000m

(1) Discordancia entre las unidades estratigráficas N₁ y N₂

FIG 8

III - SUBCUENCA DE CORRAL DE CALATRAVA.

Situada al S. de la anterior, esta subcuenca presenta caracteres geológicos que, en conjunto, ofrecen ciertas diferencias con las descritas para la subcuenca de Alcolea.

Al N., se encuentra limitada por las estribaciones meridionales de la Sierra de Medias Lunas; las alineaciones paleozoicas de la sierra de Navalanguilla la limitan al S.

Hacia el E. y W. esta subcuenca no ofrece un límite definido pues, como veremos posteriormente, las series terciarias presentan un carácter transgresivo por lo que en algunos lugares rebasan los umbrales paleozoicos. Esto hace que los niveles más superiores de las series neógenas presentan una continuidad morfológica y estratigráfica con la cuenca Manchega, al E., y desaparezcan sobre el Paleozoico al W. de Pozuelos de Calatrava y bajo la Raña.

Dentro de esta subcuenca se puede ver claramente como las series neógenas se encuentran rellenando las depresiones de un antiguo paleorrelieve modelado sobre los mate-

riales del basamento. La continuidad morfológica y estratigráfica de estas series se encuentra interrumpida en algunos lugares debido a los umbrales paleozoicos que emergen de la cobertera terciaria.

Al hacer el estudio del basamento hemos señalado la existencia en esta zona (Fig. 6), de una serie de fracturas de gran desarrollo. Esto hace que el substrato que aparece fosilizado por los depósitos terciarios se encuentre dividido en bloques más o menos independientes unos de otros los cuales, al ser modelados por los ciclos de erosión premiocenos, han originado relieves que presentan cierta libertad en cuanto a su distribución. Así nos encontramos umbrales paleozoicos aislados como el del Cerro Pelón (cota de 694 m.) situado al NE. de Corral que evidencia una clara independencia estructural con respecto a los diferentes afloramientos paleozoicos que le rodean (Sierra de Medias Lunas, Sierra de Navalonguilla, etc.).

Otro umbral paleozoico que aparece en esta subcuenca de Corral es el que rodea al pueblo de Pozuelos de Calatrava por el E. y NE. y en el que se encuentra el punto geodésico de Rubiales (643 m.) por lo que le damos esa denominación.

En realidad este umbral de Rubiales constituye, como se ha dicho en capítulos anteriores, una terminación

periclinal de un pliegue del basamento.

Estos dos umbrales citados, presentan un claro hundimiento hacia el S. Esta zona deprimida es recubierta por los depósitos terciarios los cuales fosilizan a su vez una gran fractura de dirección E-W. y otra de dirección NNW-SSE. que es la que independiza entre sí a estos dos umbrales paleozoicos.

Dentro de esta subcuena existen además algunos pequeños isleos del substrato que tienen escaso desarrollo.

Los depósitos neógenos se acoplan sobre este paleorrelieve de modo que, hacia el S., presentan un mayor desarrollo apareciendo la unidad estratigráfica inferior al NW. de Corral, la cual se encuentra cubierta por los materiales de la unidad estratigráfica superior.

Por el contrario, hacia el límite más septentrional de esta subcuena (laderas meridionales de la Sierra de Medias Lunas), junto a la margen derecha del Guadiana, hemos encontrado únicamente los niveles calco-margosos de la unidad superior.

Este hecho, así como el haber encontrado los depósitos de esta unidad superior directamente sobre los materiales paleozoicos (como se puede apreciar al NE. de Pozuelos de Calatrava) nos confirman el carácter transgresivo

de las series neógenas de esta zona del Campo de Calatrava.

En general se puede decir que la Unidad Estratigráfica Superior, la cual presenta una gran extensión superficial en toda la zona de estudio, es como una lámina de es caso espesor que ha fosilizado todo aquello que se encontraba por debajo de una cota determinada (entre 620-630 m.). Por encima de esta altura los relieves quedaron emergidos. Posteriormente ha sufrido una serie de procesos tectónicos y morfológicos que han dejado al descubierto las formaciones anteriores.

De acuerdo con el criterio seguido para el estudio de estas subcuencas, distinguimos los siguientes puntos:

1- ESTRATIGRAFIA Y PALEONTOLOGIA.

Aquí, como hicimos en la subcuenca de Alcolea, -- distinguimos dos unidades estratigráficas con litologías -- diferentes entre si.

a). Unidad estratigráfica Inferior:

Esta unidad presenta una litofacies predominantemente detrítica constituida por arenas y arcillas con algunos niveles margosos en sus tramos más superiores. Su -- potencia no ha podido ser determinada pues en su superficie

sólo aparecen los tramos más altos.

Suponemos que sea variable debido al paleorrelieve que fosiliza.

b). Unidad Estratigráfica Superior:

Unos 3 Km. al N. de Corral de Calatrava y al E. del arroyo de Prado, que pasa por el citado pueblo, hemos podido distinguir, de muro a techo, los siguientes tramos:

- 1) Margas blancas o amarillentas de aspecto pulverulento que constituyen el nivel morfológicamente más blanco. Su potencia puede llegar a los 12 m.
- 2) Alternancia de margas y calizas margosas en bancos muy finos. La potencia total de este tramo es de unos 5 m.
- 3) Caliza compacta en bancos de potencia variables (de 0,3 a 0,5 m.). Al partirla presenta fractura concoidea y tonos de color hueso con recristalizaciones en su interior. Son muy parecidas a las descritas anteriormente en la unidad estratigráfica superior de la subcuenca de Alcolea. Su potencia total puede pasar de los 3-4 m.
- 4) Caliza de aspecto grumoso con procesos de diso-

lución en superficie. Potencia media unos 2 m.

Desde el punto de vista paleontológico no hemos encontrado ningún resto fósil en estas series por lo que no podemos asignarles una edad. Sin embargo, por su litofácies, su continuidad morfológica con las series de la Cuenca Manchega y su tectónica, como veremos enseguida, las relacionamos con las series de la Unidad Estratigráfica Superior descritas en la subcuenca de Alcolea. Además, junto al Km. 185 de la carretera de Ciudad Real a Puertollano, existe un tramo de material volcánico debajo de las margas pulverulentas descritas para esta serie, lo que desde un punto de vista estratigráfico, se corresponde perfectamente con el de vulcanorruditas de la unidad estratigráfica inferior de Alcolea, aunque aquí no se aprecian trastornos tectónicos de importancia.

2 - T E C T O N I C A .

Los tramos de la unidad estratigráfica inferior no presentan ningún afloramiento definido en donde poder observar con claridad sus rasgos tectónicos. Gracias a un estudio detallado de la fotografía aérea se han podido deducir los caracteres tectónicos que presenta esta unidad. (Fig. 10).

Al E. de la carretera que desde Corral de Calatrava

llega al puente de las Ovejas, sobre el Guadiana, se aprecian una serie de pequeños resaltes morfológicos que ofrecen una cierta alineación. En foto aérea, dichos resaltes se presentan como una cresta que corresponde a un estrato más duro.

Esta unidad aparece inclinada hacia el NE. y se introduce justo por debajo de las masas calizas de la unidad estratigráfica superior, al N. de Corral.

Por otra parte, dichas mesas calizas se presentan casi horizontales, aunque afectadas por un abombamiento de amplio radio que las inclina desde las proximidades de Corral hacia el W., para luego volver a elevarse en los alrededores de Pozuelos. Es decir, que desde Corral a Pozuelos las calizas superiores constituyen un suave sinclinal cuya charnela pasaría a unos 2 Km. al W. de Corral con una dirección N-S.

De esta manera se pone de nuevo de manifiesto la discordancia D_I definida anteriormente en la subcuenca de Alcolea y que como veremos posteriormente se repite mucho más claramente entre el Guadiana y Poblete. Es decir que la D_I , es un hecho general en toda la zona de borde de cuenca.

Al mismo tiempo sucede que, al N. de Cañada de Calatrava, el tramo calizo superior presenta una serie de pliegues también suaves pero claros (proximidades del Jabalón).

Este hecho, unido al anteriormente citado al E. de Corral, nos obliga a admitir la existencia de una segunda fase tectónica que plegase a las series neógenas más recientes como sucedía en el caso de la subcuenca de Alcolea.

En resumen podemos decir que en esta subcuenca de Corral, se presentan dos fases tectónicas idénticas a las F_I y F_{II} de la subcuenca de Alcolea.

3 - MORFOLOGIA.

Como en el caso de la Subcuenca de Alcolea, distinguimos aquí varias entidades estratigráfico-morfológicas.

a) Materiales Paleozoicos: Exceptuando los bordes N. y S. de la cuenca, en donde estos materiales presentan relieves acusados, el resto de los afloramientos paleozoicos, que aparecen en su interior, son de relieves reducidos y en muchos de los casos estos relieves estuvieron fosilizados por los materiales terciarios; gracias a procesos de exhumación recientes han sido puestos al descubierto como acabamos de ver.

Aquí, como en toda la zona paleozoica del Campo de Calatrava, el relieve es una clara consecuencia de la tectónica, como se ve en las anómalas direcciones que el Guadiana sufre en este área. De esto ya dimos una explicación

anteriormente.

b) Costra Ferralítica: Esta entidad que aparece muy bien desarrollada al N. (ladera S. de Sierra de Medias Lunas) y en algunos puntos de borde S. (alrededor de Corral) da, en conjunto, una morfología tabular suavemente inclinada hacia el centro de la cuenca, aunque su mayor desarrollo está siempre asociado al borde paleozoico. Ya hemos dado una información a este respecto en capítulos anteriores.

c) Formaciones Terciarias: La morfología desarrollada sobre los materiales terciarios es diferente a la encontrada sobre estos mismos materiales en la subcuenca de Alcolea.



Aquí aparece una morfología tabular muy conspicua. Se originan mesas que han quedado aisladas por la erosión más reciente. Estas mesas morfológicas aparecen incluso aisladas en medio de un relieve paleozoico, como sucede al N. de Pozuelos. Esto nos demuestra una vez más el carácter transgresivo de estas series neógenas.

d) Volcanes: La morfología volcánica en esta subcuenca está ampliamente desarrollada tanto sobre los materiales paleozoicos (laderas S. de la Sierra de Medias Lunas) como sobre las series terciarias o sobre la misma Raña (volcán

de Cañada de Calatrava). Sobre el vulcanismo más reciente de la zona en estudio, hablaremos más ampliamente en apartados posteriores.

Asimismo la Raña y las formaciones cuaternarias merecen un estudio particular.

Para hacer un resumen de los fenómenos tectónicos y morfológicos que han sucedido en esta subcuenca durante los tiempos neógenos, presentamos el siguiente esquema

LITOSTRATIGRAFIA	PROCESOS MORFOLOGICOS	F A S E S TECTONICAS	VULCANISMO
Calizas	Arrasamiento Carácter transgresivo (aspecto laminar).	 F _{II} Unidad Estr. Superior	
Margas blancas		 F _I	
Margas, arcillas y arenas		Unidad Estr. Inferior	V _I

IV AREA DE POBLETE

Una vez que el Guadiana, saliendo de la Cuenca Manchega penetra en el Campo de Calatrava, atravesando un corto tramo entre el puente del ferrocarril y el puente de la carretera de Ciudad Real-Toledo (el tramo que hemos llamado zona de transición), presenta un cauce que, en conjunto forma una gran "S".

Al E. de este cauce se desarrollan las series terciarias típicas de la Mancha con su morfología horizontal (llanos de Ciudad Real y Miguelturra).

Hacia el W., y exceptuando las dos subcuencas estudiadas anteriormente, aparecen los materiales paleozoicos del Campo de Calatrava.

El estudio de este contacto paleozoico-terciario que más o menos sigue el río desde el punto citado hasta el Cabezo Segura (N. de Cañada de Calatrava) tiene gran importancia estratigráfica y tectónica como veremos enseguida.

El río, en su proceso de encajamiento, que aunque escaso ha existido durante el Cuaternario en estas zonas,

ha ido dejando al descubierto los diferentes niveles de las series terciarias. Estudiando estas, se deducen datos de gran interés evolutivo que, como veremos, se corresponden perfectamente con los ya estudiados anteriormente.

1 - ESTRATIGRAFIA Y PALEONTOLOGIA.

Al considerar la estratigrafía que aparecía en el yacimiento de "Las Higuieruelas" establecíamos dos unidades estratigráficas separadas por una discordancia sobre unos materiales detrítico-volcánicos.

Aunque en aquella zona aparece ese tipo de materiales bajo la discordancia, en esta de Poblete hemos podido encontrar auténticos materiales volcánicos "in situ" pertenecientes a este nivel pre-discordancia bajo unas calizas que, para nosotros, corresponden a la unidad estratigráfica superior. Este afloramiento se encuentra situado junto al Guadiana en su margen izquierda (coord. 38° 59' 30" N., 0° 19' 45" W.).

En una preparación en lámina delgada de estos materiales volcánicos se observa que, a pesar de su alteración presentan una composición parecida a la de los materiales volcánicos del tramo de vulcanorruditas del yacimiento de "Las Higuieruelas" (1).

(1): Ver trabajo de MOLINA, E. et al 1.972, p.4.

Asímismo, a unos 6 Km. al S. de este afloramiento, y también junto a la margen izquierda del Guadiana (coord. $38^{\circ} 55' 30''$ N., $0^{\circ} 19' 40''$ W.), aparece quizás el mejor afloramiento de vulcanorruditas de toda la zona estudiada, con potencias considerables y con una tectónica muy acusada.

Sobre ese material y en discordancia se colocan unas calizas (las que denominamos de "color hueso") que a su vez se encuentran plegadas. Es decir que aquí aparece también la discordancia D_I .

Algo más al S. entre los Kms. 187 y 188 de la carretera de Ciudad Real a Puertollano (coord. $38^{\circ} 54' 00''$ N., $0^{\circ} 19' 12''$ W.), nos encontramos una serie de hechos de trascendental importancia.

a) Junto al caserío de Torrecilla, Km. 186 de dicha carretera, aparece la costra ferralítica sobre el paleozoico y bajo los materiales terciarios.

b) El terciario se encuentra formado de muro a techo:

b_1). Caliza amarillenta dura con algunos restos de fósiles indeterminados (gasterópodos). Potencia visible de 1 a 2 m.

b_2). Lapillis y materiales volcánicos. Encima,

sin poder establecer una separación clara, existe un detrítico volcánico idéntico a las vulcanorruditas inferiores al yacimiento de "Las Higuieruelas". La potencia total de este tramo puede llegar a los 20 m

- b₃). Encima en discordancia unas margas pulverulentas que alternan con tramos de caliza tobacea fina. Potencia unos 2 m.
- b₄). Por encima, caliza en bancos de 0,3 a 0,4 m. cada uno. Es la típica caliza "color hueso". Su potencia es variable; se encuentra arrasada por la erosión y forma el tramo más alto.

Toda esta serie se encuentra fosilizada por las coladas volcánicas del Cabezo Segura.

2 - T E C T O N I C A .

En el afloramiento citado en primer lugar, lo único que se observa es que las series terciarias que aparecen se encuentran inclinadas hacia el E. con buzamientos que suelen ser de 15°-20°. Estas series, más hacia el E. quedan fosilizadas por las coladas del Cabezo de Palo.

El segundo afloramiento citado presenta una tectónica muy interesante y complejo. Los materiales detrítico-volcánicos constituyen un anticlinal bastante agudo con buzamientos, a veces, de más de 50° y con una inmersión hacia el N. Sobre ése anticlinal, y en discordancia, se colocan las calizas de "color hueso", las cuales a su vez se presentan plegadas pero con una serie de pliegues más suaves (buzamientos no mayores de 30°).

Aquí, en este afloramiento tenemos también representada la discordancia D_I .

Por fin, en el último afloramiento señalado, y en general a lo largo del tramo de la carretera que va desde el caserío de Torrecilla hasta el puente sobre el Jabalón, encontramos una sucesión de pliegues que desnivelan a las calizas y margas pulverulentas de la unidad estratigráfica superior. Aquí, como sucede en otros lugares, la fase tectónica F_{II} , definida anteriormente, emascara en parte la discordancia D_I . Sin embargo, su presencia está clara junto a la citada carretera.

3 - MORFOLOGIA

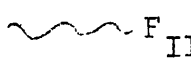
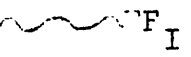
Merece especial atención a este respecto el último afloramiento mencionado. Las calizas que constituyen aquí el techo de la unidad estratigráfica superior, se pre-

sentan formando una sucesión de pliegues los cuales se encuentran decapitados por una superficie de arrasamiento que hacia el S., haciendo el recorrido a lo largo de la carretera, va cortando niveles cada vez más inferiores.

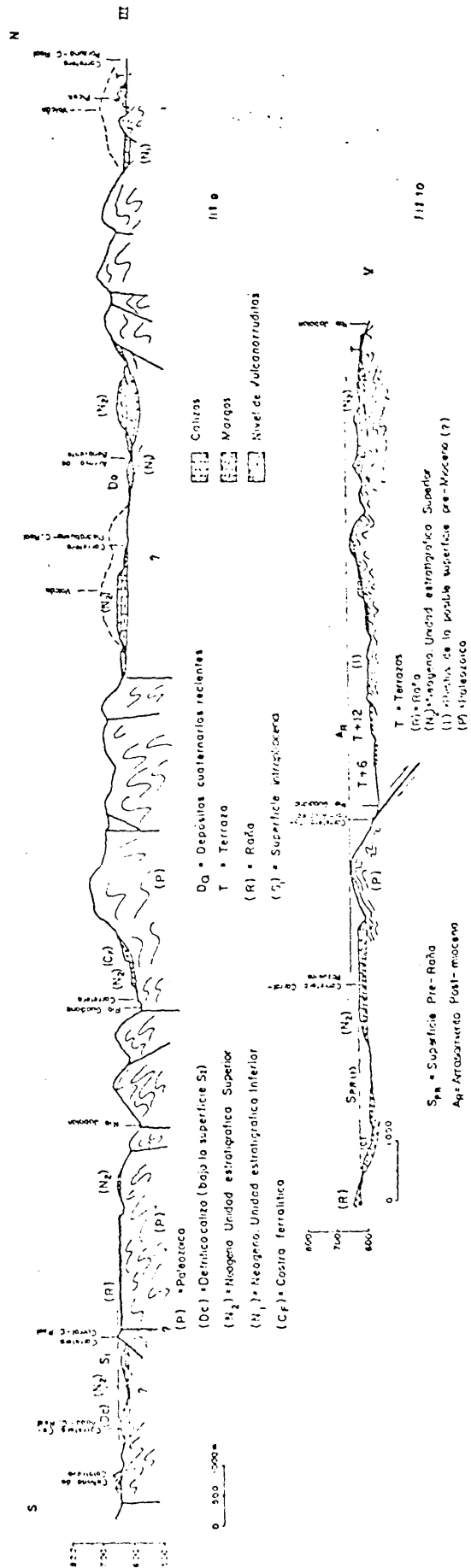
Dicha superficie de arrasamiento ha quedado fosilizada por las coladas del volcán de Cabezo Segura. En la zona de contacto, se puede apreciar (proximidades del puente sobre el Jabalón) como las calizas han sido "quemadas" por la colada.

Esta superficie de arrasamiento es posterior, por tanto, a la fase tectónica F_{II}. Su altura sobre el Jabalón en este lugar es de unos 35 a 40 m. que corresponde aproximadamente a la base de la terraza más alta del Jabalón, justo enfrente, al otro lado del río. (1).

Resumiendo los datos de esta zona E. del Guadiana tenemos:

LITOLOGIA	PROCESOS MORFOLOGICOS	FENOMENOS TECTONICOS	VULCANISMO
Calizas	Arrasamiento	 F _{II}	V _{II}
Margas pulverulentas		 F _I	V _I
Vulcanorruditas.			
Lapillis			
Calizas			

(1): En esta zona como se verá, la sucesión de procesos morfológicos ha sido afectada por fenómenos tectónicos recientes.



V RESUMEN DEL Terciario del
Campo de Calatrava

Como había apreciado ROYO Y GOMEZ (1.922-1.926), el Terciario Continental en estas zonas de la Meseta Inferior se encuentra representado en sus pisos más modernos.

Estos materiales presentan hacia el E. (Cuenca de la Mancha) una base detrítica mientras que hacia el W., y debido a su carácter transgresivo, los depósitos de margas y calizas van rellenando las pequeñas cuencas, restos de un paleorrelieve pre-Mioceno.

Entre los depósitos miocenos y el paleozoico se encuentra una formación ferralítica la cual a su vez se apoya sobre una morfología ya existente desarrollada sobre este paleozoico. (Fig. 9).

Esta costra ferruginosa, que tiene todo el aspecto de una formación de tipo coraza parece que es posterior a las grandes deformaciones tectónicas alpinas de la región.

Hemos visto otras formaciones parecidas en otras regiones de España (Zamora, borde N. de los Montes de Toledo).

Si hacemos una correspondencia de materiales y por razones estratigráficas y paleontológicas (JIMENEZ FUENTES, 1.969), se podría pensar que las deformaciones tectónicas fundamentales de los Montes de Toledo y del Campo de Calatrava serían de una edad preluteeciense (Pirenaica). Sin embargo esto es muy problemático y no es tema de nuestro trabajo por lo que puede quedar como tema de investigación posterior.

¿De que edad es la superficie pre-Miocena y post-costra ferralítica?

Siguiendo a ROYO Y GOMEZ (1.926) y a SCHWYZNER (1.937), la edad de esta superficie podría comprender desde el Oligoceno Medio (Estampiense) al Mioceno Medio. (1).

Por supuesto, la superficie que pudo originarse en estas épocas ha quedado deformada por procesos tectónicos posteriores.

Ya dentro del Terciario superior, existen en nuestra zona, dos fases Tectónicas; una anterior al límite Turóliense-Rusciniense, la F_I (discordancia D_I) y otra posterior a dicho límite, la F_{II} .

- (1): La costra ferralítica constituye las bases de unos relieves que se modelaron probablemente en el Paleógeno sobre los materiales paleozoicos. Exceptuando algunos casos, esta morfología se mantiene, aunque retocada por supuesto. Creemos que muchos de los rasgos morfológicos fundamentales que actualmente presentan los materiales paleozoicos del Campo de Calatrava (y probablemente de otras regiones del W. de la Meseta) son de herencia Paleógena y que fueron originados bajo un clima tropical.

En nuestra región, cada una de las fases tectónicas terciarias, ha venido precedida por una serie de manifestaciones volcánicas, las fases V_I y V_{II} , las cuales han dejado como testigos de su actividad los diferentes materiales volcánicos interestratificados en las series terciarias.

En resumen, la evolución morfológica y tectónica del Campo de Calatrava durante las épocas terciarias es compleja; su inestabilidad ha sido manifiesta y, como veremos posteriormente, se ha continuado en épocas muy recientes.

YACIMIENTOS PALEONTOLOGICOS (Correlacion muy tentativa)	AREA DE POSLETE		SUBCUENCA DE CALATRAVA		SUBCUENCA DE CALATRAVA		SUBCUENCA DE CALATRAVA		LLANURA MANCHEGA	
	Procesos Morfológicos	Fases Tectónicas	Procesos Morfológicos	Fases Tectónicas	Procesos Morfológicos	Fases Tectónicas	Procesos Morfológicos	Fases Tectónicas	Procesos Morfológicos	Vulcanismo
COUPEY										VIII
ROCCANEYRA										VIII
ETOUAIRE'S										VIII
VILLARROYA										VIII
VIALETTE										VIII
LAYNA										VIII
PERPIGNAN										VIII
LAS HIGUERUELAS										VIII
ALCOY										VIII
VENTA DEL MORO										VIII

PLEISTOCENO (inferior)

PLIOCENO

MIOCENO

Fig. 2.

Fig. 2.

V 3^a. ENTIDAD MORFOLOGICA

(1^a Parte)

"L A R A Ñ A"1 - CONCEPTO DE LA RAÑA.

A principios del presente siglo, GOMEZ DE LLARENA, J. (1.916), describió con gran precisión las "Rañas" de las zonas occidentales de la Meseta Inferior y HERNANDEZ PACHECO, E. (1.912), advierte de una edad precuaternaria para estos materiales.

HERNANDEZ PACHECO, F. (1.932), atribuye una edad pliocena a la Raña y posteriormente (1.949), sitúa a esta formación en el Villafranquiense.

Merecen destacarse, en cuanto al estudio de estos materiales, los trabajos que tanto en España como en Portugal han venido desarrollándose por diferentes autores españoles y extranjeros.

En España los trabajos de GOMEZ DE LLANERA, J., ya citado, y los de HERNANDEZ PACHECO, E., (1.924, 1.932, a) b); 1.941, 1.949, 1.950, 1.952, 1.956 a), 1.957, 1.962, 1.965).

Entre los extranjeros que estudian las Rañas de nuestro país, merecen destacarse los trabajos de OEHME, R. (1.935, 1.942), los de MISTARDIS, G. (1.949 a) y b)), y los de MAESOONE, J. M. (1.961).

En Portugal los autores portugueses y algunos franceses (TRICART, 1.964) se han dedicado al estudio de estos materiales detríticos. Son de interés los trabajos de RIBEIRO: O. y FEIO, M. (1.950), los de FEIO, M. (1.946) y los de SOARES CARVALHO, G. (1.949); este último de gran interés para la datación de las formaciones de Raña. (1).

De la bibliografía consultada se deduce una edad Villafranquiense para la Raña, pero lo que no queda claro es lo que entiende cada uno de ellos como "La Raña", así como el sentido del término "Villafranquiense", en esos tiempos muy equívoco.

Debido a esta imprecisión, alguno de estos autores dan el nombre de Raña a depósitos que ellos mismos consideran de edades diferentes (p. ej.: HERNANDEZ PACHECO, F., 1.949). Por ello, nos vemos obligados a establecer una definición de lo que nosotros entendemos como tal.

Para nosotros:

(1°). La Raña es una formación geológica continental de carácter detrítico con una expresión morfológica y una edad

(1): Da una relación entre la Raña y los niveles de terrazas marinas de las costas portuguesas.

estratigráfica definida (1) y que fue el resultado de un cambio en la interacción de los dos sistemas físicos actuantes en un área determinada de la superficie terrestre.

Vamos a estudiar a continuación cada uno de los caracteres que nos sirven para definir lo que nosotros entendemos como Raña.

2 - CARACTER DETRITICO DE LA RAÑA

La Raña que se desarrolla en nuestra zona de estudio, se presenta formada por una serie de cantos y bloques de cuarzo y cuarcita con mayor o menor redondez, unidos por un material arcilloso-arenoso de tono rojo, que da al conjunto una fuerte consistencia.

Interesa destacar aquí que, al observar la Raña en un corte del terreno, se ve que:

(2°). La Raña (s.s.) se suele apoyar sobre una superficie más o menos ondulada que presenta una alteración química muy desarrollada y en general dicha alteración rebasa los 2 m. de profundidad.

Hemos visto la Raña desde el N. de España (León), hasta la provincia de Badajóz, y siempre aparece esta zona de alteración en cualquier tipo de material (en León sobre

(1): La confusión se establece cuando se considera únicamente el carácter detrítico, pues muchos de los glaciares del Cuaternario antiguo se desarrollan sobre litofacies semejantes a la Raña.

conglomerados miocenos, en Toledo sobre granito y pizarras, en Badajóz sobre pizarras y grauvackas, etc). Por lo tanto podemos decir que:

(3°). La alteración química pre-Raña se encuentra desarrollada en todo el borde occidental de la Meseta.

Además de esto, nunca hemos visto, entre la Raña s.s. y esta zona de alteración química, la existencia de encostramientos calizos ni tampoco dentro de la Raña hemos visto restos de posibles carbonataciones. Únicamente en la zona de separación entre ésta y los glaciares cuaternarios más antiguos, aparecen carbonatos.

En algunos lugares, estos carbonatos aparecen asociados a procesos de formación de suelos rojos (H. de los Montes de Toledo, p.ej.).

En nuestra área de estudio la Raña s.s. se encuentra localizada en dos zonas, como veremos enseguida. No se puede determinar la potencia de esta formación en cada una de ellas, pero un poco más hacia el W. fuera de los límites de nuestro trabajo y en las proximidades del pueblo de Luciana, se ve que la Raña se apoya sobre la superficie de alteración anteriormente citada y que su potencia puede sobrepasar los 3-4 m. Probablemente en nuestra región su potencia sea algo menor.

Recientemente, con objeto de comprobar algunos datos y de comparar la Raña en nuestra zona con las situadas hacia el W. en las provincias de Toledo, Cáceres y Badajóz, hemos realizado una serie de itinerarios por ambas vertientes de los Montes de Toledo y hemos comprobado que:

- a) Su desarrollo tanto en superficie como en potencia aumenta hacia el W.
- b) Siempre aparece encima de la zona de alteración anteriormente citada.

3 - MORFOLOGIA DE LA RAÑA.

Morfológicamente la Raña s.s. que hemos estudiado presenta una topografía plana e inclinada muy suavemente con una pendiente nunca superior al 1% (generalmente del 7-8 o/oo)

En sí misma, la Raña es una forma de acumulación de materiales; pero su superficie, que tiene carácter de relicto pues no es estable en las condiciones actuales, representa una superficie de equilibrio entre la erosión y la sedimentación de procesos morfogenéticos pasados.

(4°). La superficie morfológica de la Raña s.s., constituye un Glacis de Piedmont que fosiliza a otra superficie de condiciones genéticas diferentes.

Refiriéndonos exclusivamente a nuestra zona de estudio, la Raña suele dar una superficie morfológica que choca con los relieves paleozoicos.

Exceptuando las áreas de procedencia de los materiales de la Raña, antiguos paleocanales, esta formación no establece una continuidad morfológica con las laderas de las sierras. Si existe esa continuidad morfológica es debido a que posteriormente a la formación de la Raña se han originado Glacis de Versant que se apoyan tanto sobre ella como sobre las laderas de dichas sierras. Esto es claro p. ej.: al N. de Malagón.

Por este hecho y por razones de tipo sedimentológico que expondremos enseguida, pensamos que la Raña no es una formación de ladera, es decir, que en general sus materiales no proceden de las alturas bajo las que aparecen directamente en la transversal. Aunque la mayor parte de los materiales que constituyen la Raña en un determinado lugar tengan una procedencia muy variada, en las zonas próximas a los bordes de las sierras pueden haberse producido procesos de desplazamiento de éstos en sentido longitudinal, a lo largo del borde de la sierra; es decir, una vez que estos depósitos comenzaron a desplazarse pendiente abajo hacia la llanura, al llegar a ésta entraron a formar parte de la propia Raña. Este proceso determina una cierta continuidad

morfológica entre la ladera y la Raña propiamente dicha.

Sin embargo, en nuestra zona de estudio, es claro que la mayor parte de los materiales de la Raña no son procedentes de las laderas inmediatas, sino que han sufrido un transporte relativamente grande.

Además de esto, el haber encontrado dentro de esta formación estructuras de tipo de paleocanales con diferentes proporciones de arcillas, arenas y gravas, nos lleva a suponer que en nuestra zona:

(5°). La Raña no es una formación de ladera sino que es una formación de aluvionamiento.

La Raña suele quedar colgada debido a que los procesos morfológicos cuaternarios se han hundido en la superficie sobre la que esta se apoya. Sin embargo en nuestra área de trabajo y debido al carácter peculiar del río Guadiana, en algunas de sus zonas quedan restos de esta superficie pre-Raña, sobre la que dichos materiales se depositaron. Por esta razón la Raña se encuentra en gran parte respetada por la erosión.

En nuestro recorrido por los Montes de Toledo hemos podido observar que la superficie topográfica de esta formación se inclina lentamente hacia el W., hecho que ya destaca HERNANDEZ PACHECO, F. (1.949) y que creémos de gran

interés para consecuencias posteriores.

4 - COMPOSICION SEDIMENTOLOGICA DE LA RAÑA.

Como hemos dicho anteriormente, la Raña, en nuestra zona de estudio, se encuentra localizada en dos unidades morfológicas; una situada al N. entre Fuente del Fresno, Villarrubia de los Ojos y Malagón, y otra situada al S. en las inmediaciones de Corral de Calatrava.

Unidad N.

Al hacer una observación en el mapa geológico presentado, vemos que la Raña situada al S. de Fuente del Fresno se apoya sobre los materiales terciarios.

No hemos podido encontrar el contacto directo entre ambos materiales, pues los pozos que existen presentan el nivel de agua a 1 m. de la superficie (en el mejor de los casos). Hemos hecho un muestreo en lugares donde al menos existía un desnivel de 0,6-1 m.

Realizamos cinco análisis granulométricos, dos de los cuales pertenecen a muestras tomadas a 0,2 m. de la superficie, por lo que no las consideramos aunque sus resultados confirman los análisis, presentados.

Unidad S.-

Exceptuando algún pequeño recubrimiento de Raña que se encuentra aislada (NE. de Corral y N. de Pozuelos de Calatrava), la mayor parte de esta unidad se apoya sobre las estribaciones septentrionales de la Sierra de Navalonguilla y sobre depósitos terciarios que hay en el límite S. de nuestra zona de estudio.

En esta región no hemos encontrado tampoco un afloramiento claro de la superficie de alteración pre-Raña, pero un poco al W., fuera de los límites de nuestro trabajo (proximidades de Luciana), esta superficie aparece claramente debajo de dicha formación.

Aquí lo que si se aprecia es el contacto entre la costra ferralítica y la Raña, contacto que está, a veces, enmascarado por los propios materiales de la Raña, que incluye algunos fragmentos de dicha costra.

En esta unidad hemos hecho un muestreo más detallado que en la anterior, debido a sus desniveles y a los cortes que los arroyos y las cunetas de la carretera han dejado al descubierto.

Gracias a estos cortes se puede comprobar que la Raña presenta en superficie una zona de alteración que suele llegar a los 0,5 m. de profundidad. Dentro de esta zona

(horizonte) los cantos se presentan fracturados con claras huellas de gelifracción. Hacia la superficie, los fragmentos de estos cantos se presentan separados por la propia matriz arcilloso-arenosa de la Raña. Por el contrario, hacia la parte inferior de ese horizonte de alteración, es frecuente encontrar cantos fracturados, pero sus trozos permanecen unidos respetando la forma del canto del que se originaron. Por debajo de esos 0,5 m., los cantos ya suelen permanecer enteros.

En ésta unidad S. hemos tomado diez muestras, de las cuales hemos hecho un estudio granulométrico desde la fracción canto hasta la fracción limo exclusiva. Esta fracción ha sido estudiada en cinco de las muestras, para completar las curvas granulométricas.

En esta misma unidad S. de Raña, pero fuera de la zona de estudio, hemos hecho un muestreo de la propia Raña y de la zona de alteración con objeto de estudiar las arcillas. Los resultados de los análisis realizados se presentan en el capítulo dedicado al estudio de las superficies morfológicas que aparecen en nuestra zona.

Criterios de Clasificación:

Con objeto de seguir un criterio para el estudio de los materiales detríticos, tanto de la Raña como de las

terrazas cuaternarias y teniendo en cuenta las ideas expuestas por autores españoles y extranjeros (1), establecemos la siguiente clasificación:

- Cantos: Fragmentos de roca o mineral cuyo eje mayor es superior a 20 mm.
- Gravas: Fragmentos de roca o mineral cuyo eje mayor está comprendido entre 2 mm. y 20 mm.
- Arena: Fragmentos de roca o mineral cuyo eje mayor está comprendido entre 0,063 mm. y 2 mm.
- Limo: Fragmentos de roca o mineral cuyo eje mayor está comprendido entre 4 μ - 0,063 mm.
- Arcilla: Partículas cuyo tamaño mayor no sobrepasan las 4 μ .

Exceptuando la fracción "canto" por comodidad de trabajo, las restantes fracciones hasta la arcilla siguen una escala logarítmica, escala PHI (2).

A continuación vamos a estudiar cada una de las fracciones:

Fracción Canto:

Para el estudio de esta fracción en la RAña, hemos seguido los criterios expuestos por CAILLEUX, A. (1.956) y CAILLEUX, A. et TRICART, J. (1.963) en los escasos cortes que

(1): ASENSIO AMOR, I., CAILLEUX, A., DOEGLAS, D.J., KRUMBAIN, W.C., MINGARRO, F. PETTIJOHN, F.J., RIVIER, A. TRICART, J. etc.

(2): Esta escala aparece representada en los gráficos por la letra griega ϕ .

ésta presentaba.

Los índices de desgaste (redondez) aplanamiento y disimetría, han sido obtenidos de cantos de cuarcita cuyo - eje mayor (L) estaba comprendido entre los 40-60 mm.

% DE CANTOS DE LOS DIFERENTES TAMAÑOS

<u>R-1</u>		<u>R-2</u>	
20-40 mm 54,5%	20-40 mm 52,9%
40-60 mm 28,4%	40-60 mm 26,4%
60-80 mm 11,8%	60-80 mm 8,5%
80-120 mm 4,5%	80-120 mm 9,3%
120-140 mm 0,7%	120-140 mm 1,9%
		>140 mm 1,0%
<u>R-3:</u>		<u>R-4</u>	
20-40 mm 54,4%	20-40 mm 36,4%
40-60 mm 33,6%	40-60 mm 27,0%
60-80 mm 6,9%	60-80 mm 17,5%
80-120 mm 2,9%	80-120 mm 10,1%
120-140 mm 2,2%	120-140 mm 6,0%
		140-160 mm 2,1%
		>160 mm 0,9%

<u>R-6</u>		<u>R-7</u>	
20 - 40 mm.....	35,2%	20 - 40 mm.....	55,6%
40 - 60 mm.....	31,2%	40 - 60 mm.....	31,1%
60 - 80 mm.....	14,7%	60 - 80 mm.....	8,4%
80 -120 mm.....	14,7%	80 -120 mm.....	3,8%
120 -140 mm.....	2,9%	120 mm.....	1,1%
140 mm.....	0,3%		

<u>R-8</u>		<u>R-10</u>	
20 - 40 mm.....	29,5%	20 - 40 mm.....	55,6%
40 - 60 mm.....	30,4%	40 - 60 mm.....	26,1%
60 - 80 mm.....	18,0%	60 - 80 mm.....	9,9%
80 -120 mm.....	11,4%	80 -120 mm.....	6,8%
120 -140 mm.....	6,6%	120 mm.....	1,6%
140 -160 mm.....	2,8%		
160 mm.....	1,3%		

El centiló encontrado en la Raña "insitu" mide de eje mayor 227 mm. Suelos se pueden encontrar tamaños mayores.

La Raña presenta un espectro litológico de:

- 98 % Cantos de Cuarzita.
- 2 % Cantos de Cuarzo.

El número de los cuarzozos aumenta hacia fracciones inferiores. En las gravas es más abundante pero estas las hemos estudiado siguiendo otro criterio.

Muchos de los cantos que presenta la Raña son heredades de la costra ferralítica infrayacente que una vez arrancados han sido trabajados nuevamente.

	R-1	R-2	R-3	R-4	R-6	R-7	R-8	R-10
Md. A	1,94	1,79	1,78	1,91	1,77	1,98 ⁽¹⁾	1,72	1,71
Md. D	0,63	0,68	0,64	0,71	0,63	0,67	0,67	0,65
Md. R (x .1000)	116	137	134	172	130	100	133	140

Md. A = Valor medio del índice de aplanamiento.

Md. D = Valor medio del índice de disimetría.

Md. R = Valor medio del índice de desgaste o redondez multiplicado por 1.000.

Interpretación de Resultados:

De los datos obtenidos del estudio de los cantos, se deducen las siguientes consecuencias:

1°). En los histogramas de índice de desgaste o redondez de los cantos (40-60 mm.) (Fig. 11-12) se apre-

(1) : Este valor es debido a que en los cantos estudiados hemos encontrado uno cuyo índice de aplanamiento era de 8, sin considerar este canto dicho índice se reducía a 1,74.

cia que los índices más comunes están comprendidos entre los 75-150, siendo los más frecuentes los que sobrepasan el valor de 100.

2°). En dichos histogramas se suelen encontrar algunos valores aislados, en los índices mayores. Esto indica que los cantos de Raña han sufrido diferentes grados de desgaste.

Supongamos un volumen determinado de Raña en el que hacemos un muestreo de cantos exclusivamente de cuarcita cuyo eje mayor esté comprendido entre los 40 y los 60 mm. Si, una vez determinado el índice de redondez de dichos cantos, encontramos una discontinuidad en la curva de distribución de esos índices, esto podría explicarse por dos hipótesis:

- a) Que todos ellos procedieran de un mismo área madre y que, por tanto, todos ellos hubieran sufrido un proceso morfogenético equivalente. Entonces la existencia de las diferentes modas sería debida a que dicho área madre originaba varios tipos de cuarcitas con diferentes grados de resistencia al desgaste.
- b) Que cada moda correspondiese a distintos grupos o poblaciones de cantos teniendo cada una de ellas un ciclo morfogenético independiente (diferente recorrido, procedencia, etc,) y que nosotros al hacer un muestreo en un lugar arbitrario se nos hayan

puesto de manifiesto dichos grupos o poblaciones.

3°). Según ASENSIO AMOR, I. (1.966) y suponiendo que el comportamiento de las cuarcitas sea parecido al de los cuarzos (1), los valores de los índices 150-200 indica arrastre a lo largo de los valles. El valor 200-250, indica un arrastre fluvial de tipo torrencial.

Exceptuando la muestra R-1 y R-7, las demás tienen índices medios por encima de los 130. Están en -- presencia de materiales originados en las laderas de montañas y arrastrados a lo largo de los valles de los torrentes. En algunos casos, este arrastre ha sido, al menos relativamente, largo.

Los valores de índices de desgaste por debajo de los 100, implican procesos de tipo gelivación (TRICART 1.963) con algún proceso de transporte (cuando el índice es mayor de 50).

En cuanto al índice de aplanamiento, entre 1,70-1,98, hemos de tener cierto cuidado, pues en nuestro caso, al ser cuarcitas las rocas en las que se ha medido, el valor de este viene afectado por la estructura estradiforme de la roca.

En nuestra zona de estudio y como se dijo anteriorme

(1): En este caso se trata de ortocuarzitas de resistencia muy parecida al cuarzo.

mente, existen varios niveles cuarcíticos y en algunos de ellos aparecen las cuarcitas finamente estratificadas por lo que al fracturarse ya presentan una herencia morfológica.

Con las reservas oportunas, hemos aplicado el diagrama de TRICART. (CAILLEUX, A.-TRICART, J. 1.963)(Fig. 13). En él podemos ver que las muestras estudiadas por nosotros se proyectan en el comienzo de la zona de génesis fluvial y el final de la zona de génesis de tipo solifusión-periglacial.

Por los estudios de los cantos de la Raña se deduce que, en nuestra zona:

(6°). La fracción canto de la Raña (s.s.) presenta índices de desgaste que no corresponden a simples materiales de derrubios de ladera, sino que corresponden a materiales que una vez originados en las laderas de los valles de las sierras han sufrido un transporte que en algunos casos, y además frecuentes ha sido al menos relativamente largo.

Fracción Menor de 20 mm.:

En los estudios granulométricos hechos en estas fracciones hemos obtenido el correspondiente diagrama, Grava (G), arena (A) y limo + arcilla (F) (Fig. 14).

Del estudio de este diagrama se deduce:

a).El contenido en grava (G) de las muestras estudiadas nunca llega a un 75%; oscila desde un 14% hasta un 64%.

b).El contenido en limo + arcilla (F) nunca llega a un 50%.

Con objeto de conocer la relación limo/arcilla, hemos realizado siete análisis granulométricos por medio de la pipeta (MINGARRO, F., LOPEZ AZCONA, M.C. 1.972) y hemos obtenido los siguientes valores:

MUESTRA	R-2	R-3	R-9	R-10	R-11	R-12	R-13
Limo %	7,99	11,09	13,71	24,05	32,76	40,94	12,1
Arcilla %	5,21	4,31	4,69	7,65	8,34	3,46	5,0
Limo/arcilla.	1,5	2,5	2,9	3,1	3,9	11,05	2,1

Es importante destacar el hecho de que la Raña s.s. siempre presenta en los análisis realizados, un contenido en arcilla inferior al 10%.

Al observar las curvas acumulativas de las fracciones granulométricas de estas siete muestras (Fig. 15). se

ve que, sin considerar las correspondientes dispersiones aleatorias de sus bordes (1), algunas de ellas comienzan con un contenido en grava bastante acusado, manteniéndose luego casi horizontales. Esto nos habla de que nos encontramos en el extremo de una curva de distribución granulométrica cuya moda estaría en tamaños superiores.

Exceptuando la R-13 que tiene una curva acumulada más continua, las demás presentan una inflexión principal más o menos enmascarada que se destaca sobre todo en la R-3 y R-9. Dicha inflexión (ascendente de izquierda a derecha), coincide con un tamaño comprendido entre 1ϕ y 2ϕ , o sea: entre 0,5 y 0,25 mm. Esto puede ser debido a:

- a). A una selección de tamaños por alteración de los materiales de la roca madre.
- b). A una selección por transporte.

El diagrama de DOEGLAS, D.J. (1.968)(Fig.16), demuestra lo expuesto anteriormente. De su simple observación se deduce:

- 1). Todas las curvas son asimétricas (Q_1 , Q_2 y Q_3 asimétricamente colocados) dominando la fracción gruesa sobre la fina.

- 2). Las curvas están poco clasificadas pues las distancias entre los cuartiles y las medianas correspondientes

(1): Este error puede ser disminuido haciendo un análisis granulométrico de una gran cantidad de muestra.

son acusadas.

3). Existe una gran separación entre las muestras cuyo Q_2 cae por debajo del tamaño 0,3-0,4 mm. (tamaño de separación de las dos modas) y las que tienen su Q_2 por encima de este valor.

4). El diagrama de proyección de los índices Q_1 , Q_2 y Q_3 tiende a cerrarse hacia las fracciones finas y a abrirse hacia las gruesas.

Todos estos datos nos llevan a suponer que en nuestra zona de estudio:

(7°). La Raña es una mezcla de, al menos, dos grupos o poblaciones granulométricas.

La curva de distribución granulométrica de la Raña considerando todas las fracciones en función de su peso, tendería a ser del tipo que aparece en la figura (Fig. 17) (1)

Esta selección, que en un principio es por alteración (2), se destaca en unos materiales detríticos más que en otros.

Cuanto mayor evolución presente el sedimento, és-

(1): Para el estudio e interpretación de los depósitos detríticos que presentan una mezcla bimodal son interesantes los trabajos de DYER, K.R. (1.970). Según este autor, cuando en una grava arenosa, el contenido en fracción arena + finos es mayor de 25%, probablemente las gravas y los materiales finos se depositaron juntos.

(2): Probablemente sea debida a la existencia en el Paleozoico de cuarcitas y tramos de pizarras más o menos arenosas alternando con pizarras de grano fino.

te se encontrará mejor seleccionado.

Podemos decir teóricamente que:

(8°). A mayor evolución del sedimento, mayor separación de las dos modas.

5 - GENESIS DE LA RAÑA:

En nuestra zona de estudio, la Raña se originó, como lo demuestra su litología, a expensas de los materiales de las sierras paleozoicas (cuarcitas y pizarras fundamentalmente).

Si la selección que presenta la Raña es debida a la alteración, inflexiones de las curvas acumuladas tienen que aparecer en tamaños muy semejantes, suponiendo, claro está, que el Sistema Físico Exterior sea el mismo para toda la Raña.

Esto se ve claro en la Raña de la unidad S. de nuestra zona.

Si la selección sólo fuese por transporte, las inflexiones de las curvas acumuladas, en el caso de que las hubiera, no tienen por qué aparecer en el mismo tamaño, sino que estas aparecerían en tamaños diferentes, según el lugar en que se tomase la muestra.

En nuestro caso, como veremos después al estudiar los depósitos sobre los que se desarrollan los glaciares cuaternarios, existe una selección por alteración, tanto en la Raña como en otras formaciones detríticas más recientes. Esta selección por alteración está afectada por supuesto por fenómenos selectivos posteriores.

En las muestras de Raña de la Unidad N., estas inflexiones no se apreciaban tan claramente. Sin embargo, en la R-12, p.ej., se ve un ascenso acusado de las fracciones gruesas a las finas; veremos enseguida que las restantes inflexiones son probablemente debidas al transporte.

Estudiando la fracción limo de la Raña aplicando el criterio de las facies granulométricas de RIVIER, A. (1.95?), obtenemos las curvas presentadas en las Fig. 18 y Fig. 19.

En estos dos diagramas las abscisas corresponden al $\log. \frac{dx}{dm}$, en donde:

dx = diámetro de un tamaño cualquiera (dentro de la fracción limo)

dm = diámetro del tamaño menor (en nuestro caso 4μ)

En las ordenadas representamos los %.

Si la Raña fuese una sedimentación debida a los

sheet-flood, sus sedimentos finos (limos) deberían dar unas curvas que obedeciesen a funciones de tipo:

$$y = a.X + b$$

es decir, una función lineal, o sea a una ausencia de clasificación. (RIVIERE, A. o.c.).

Por el contrario, la Raña en su fracción fina da unas curvas que obedecen a funciones del tipo:

$$y = a.X^N + b \quad \text{Facies parabólica.}$$

$$(1 < N < \infty)$$

Estas son las más frecuentes.

Hay también facies granulométricas logarítmicas:

$$y = a.\log X + b$$

que en abscisas a la escala logarítmica correspondiente darían una recta. Esto sucede en algún tramo de la R-10 y R-9.

Pero además existen tramos de curvas de tipo hiperbólico según la función:

$$y = a.X^N + b \quad \text{Facies hiperbólica.}$$

$$(0 < N < -1)$$

Comparando las curvas de las fracciones finas de

las unidades de Raña N. y S. se ve que las de la unidad N. tienen a ser parabólicas; las de la unidad S. llegan a ser claramente hiperbólicas, lo que apoya nuestra idea de que la Raña de la unidad S. parece más evolucionada que la de la unidad N.

Esto nos lleva a la conclusión de que al menos en nuestra zona.

(9°). La fracción limo de la Raña presenta una clasificación que demuestra haber sido afectada por el transporte.

En conjunto podemos decir que:

(10°). La Raña s.s. se presenta en nuestra zona como una mezcla bimodal debido a que el proceso de clasificación por transporte no ha sido lo suficientemente intenso como para eliminar la clasificación granulométrica heredada por alteración.

De lo expuesto hasta aquí se deduce que, en nuestra área de trabajo, la Raña presenta unas características litológicas, estratigráficas y morfológicas que la definen bien y la separan de otras formaciones tanto anteriores como posteriores como veremos en próximos capítulos.

6 - CAUSAS QUE ORIGINARON LA FORMACION DE LA RAÑA:

Estas causas debieron ser de carácter general pa-

ra la Península Ibérica, pues formaciones idénticas a la definida aquí como "Raña s.s.", las hemos encontrado en el borde W. de la Meseta Septentrional. Por esta razón debemos suponer que la Raña se originó como consecuencia de una rotura en el equilibrio de los sistemas morfogénéticos (el Geológico y el Exterior) que existía en época pre-Raña, y por lo tanto tiene una connotación geocronológica.

Como hemos dicho anteriormente, por debajo de la Raña y sobre los materiales paleozoicos existe una zona de intensa alteración química la cual estudiaremos en apartados posteriores. El paso de esta alteración a la Raña implica un cambio acusado en las condiciones genéticas tanto del Sistema Físico Exterior como en el Geológico.

Atendiendo al Sistema Físico Geológico, FERNANDEZ PACHECO, F. (1.949) y MABESOONE, J.M. (1.961), asocian la formación de la Raña con el basculamiento de la Meseta hacia el W. y con fenómenos de levantamiento de los Montes de Toledo y de la Cordillera Ibérica dando el primero una edad post-Astiense (Plioceno Superior) a este levantamiento.

GEZE, B., en una serie de trabajos publicados entre los años 1.960-1.963 referentes a los movimientos tectónicos alpinos más recientes y para los Alpes Marítimos franceses, distingue tres fases tectónicas:

- 1). Oligoceno final-Mioceno Inferior.
- 2). Mioceno final-Plioceno Inferior.
- 3). Plioceno Superior y gran parte del Cuaternario.

GLANGEAUD, L. (1.967-.1968), da como fenómenos típicos de los procesos tectónicos postumos alpinos el levantamiento de bloques, los movimientos en la vertical.

Distingue dos fases:

- 1). De edad Mioceno-Plioceno.
- 2). De edad Villafranquiense.

Literalmente dice: "Estas dos fases son de erosión, de levantamiento continental y de deslizamientos epidérmicos" (1).

Teniendo en cuenta la secuencia de hechos que se acaban de exponer, tendríamos para la Meseta Meridional una superficie plana (2) con una intensa alteración química que sufre un desequilibrio morfológico en el Plioceno Medio.

En cuanto al Sistema Físico Exterior, pasamos de un clima húmedo que origina la alteración pre-Raña, a otro clima que cada vez se hace más estacional separándose en él de una manera acusada la estación húmeda de la seca.

(1): Sobre este punto se volverá a insistir al hablar del vulcanismo.

(2): Como veremos esta superficie debió de ser plana. RIBEIRO, O., y FEIO, M., (1.949), ya advierten que la superficie sobre la que se deposita la Raña debía de ser muy plana.

No creémos que este clima haya sido de tipo árido como el que se da ahora en el Sahara sino más bien de tipo estacional que se desplazaría de más húmedo a más árido a lo largo de toda la deposición de la Raña, o mejor, de más continuo en un principio a más estacional al final. (1).

Sobre los materiales de la Raña se desarrolla una superficie de Piedmont que se inclina suavemente hacia los centros de las cuencas fluviales actuales. Esto lo hemos visto tanto en el Tajo como en el Guadiana. ¿Es esto debido a que existe alguna relación entre el actual thalweg de las citadas cuencas y el antiguo thalweg asociado a la Raña?

En los tramos medios e inferiores de los actuales ríos es claro que no, pero en sus tramos altos la contestación a esta pregunta no es tan fácil. De todas formas es un punto a aclarar en posteriores estudios.

Como resumen de lo expuesto hasta aquí y como un esquema general de formación de la Raña, tendríamos los siguientes hechos:

Una vez que comienza el proceso de levantamiento de bloques se produce un desequilibrio morfológico el cual tiende a ir desapareciendo poco a poco. Los materiales

(1): Algunos autores como DRESCH, J. (o.c.) y MISTARDIS, L., (o.c.), estiman no una gran aridez, sino una alternancia acusada de estaciones.

detríticos que se originan en esta búsqueda de un nuevo -- equilibrio se encuentran con una superficie que no facilita su evacuación, pues su pendiente es muy escasa debido a que ella misma de por sí ya era una superficie de equilibrio (2).

Los arroyos que proceden de las sierras se desparrraman en diferentes brazos en esta superficie y depositan en un principio sus materiales al borde de las sierras. Se forman así conos de deyección y abanicos aluviales más o menos desarrollados.

En épocas de mayor avenida, dichos conos y abanicos formados en un principio son arrasados y todos los materiales, tanto los nuevos como los primitivos, se desparrraman formando un cono de deyección nuevo sobre el manto aluvial grande formado anteriormente. Este proceso se volvería a repetir.

En las épocas de avenida los arroyos procedentes de las zonas altas se dividirían nuevamente al llegar al llano lo que facilitaría más la homogeneización de la superficie de derrubios. Se originan así una serie de amplios canales anastomosados (braided channel) que podrían variar de estación a estación.

Esto mismo sucedería en otro valle próximo y en algún momento los dos mantos de derrubios, por divagación

(2): El estudio de las superficies morfológicas lo haremos en el capítulo siguiente.

lateral de las corrientes, se unirían originándose así una superficie de derrubios sobre la que correrían las aguas divagantes de las siguientes estaciones.

Estos derrubios presentarían:

- 1). Un cierto índice de desgaste en la fracción canto, diferentes en unos y otros pero siempre existente.
- 2). Una determinada selección de la fracción fina por lavado de ésta en los canales más estables.
- 3). Una superficie topográfica suavemente inclinada hacia un canal de desagüe principal.

Estamos en presencia de un proceso de aluvionamiento el cual desparrama los derrubios sobre una superficie (que se encuentra ya inclinada hacia el W.) debido a que en ella no existen cauces definidos que permitan la evacuación de éstos y si existían eran heredados de un ciclo morfológico pasado y el nuevo ciclo debía de crear nuevos cauces de acuerdo con las nuevas condiciones morfogenéticas. Pero este proceso de encajamiento presentaba ciertas dificultades debido a:

- 1). La superficie sobre la que se deposita la Raña se hunde hacia el W. lo que facilitaba un proceso de ramblamiento y no de encajamiento.

- 2). Durante mucho tiempo, dentro del Villafranquiense, el nivel de base de este nuevo ciclo morfológico, apenas sufre variaciones eustáticas. Estas variaciones son ostensibles ya en el Cuaternario.
- 3). El nivel de base de los arroyos, una vez terminado el proceso de levantamiento, es un nivel de base fijo (superficie pre-Raña) lo que facilita la acumulación continuada de materiales.

En resumen, podemos considerar a la Raña de nuestra zona de estudio, originada por:

(11°). Un sistema de canales anastomosados pertenecientes a un ciclo morfológico anterior al actual cuya superficie ha sido homogeneizada por su propio sistema de drenaje y que corresponde a un clima de tipo estacional y no árido.

7 - EDAD DE LA RAÑA

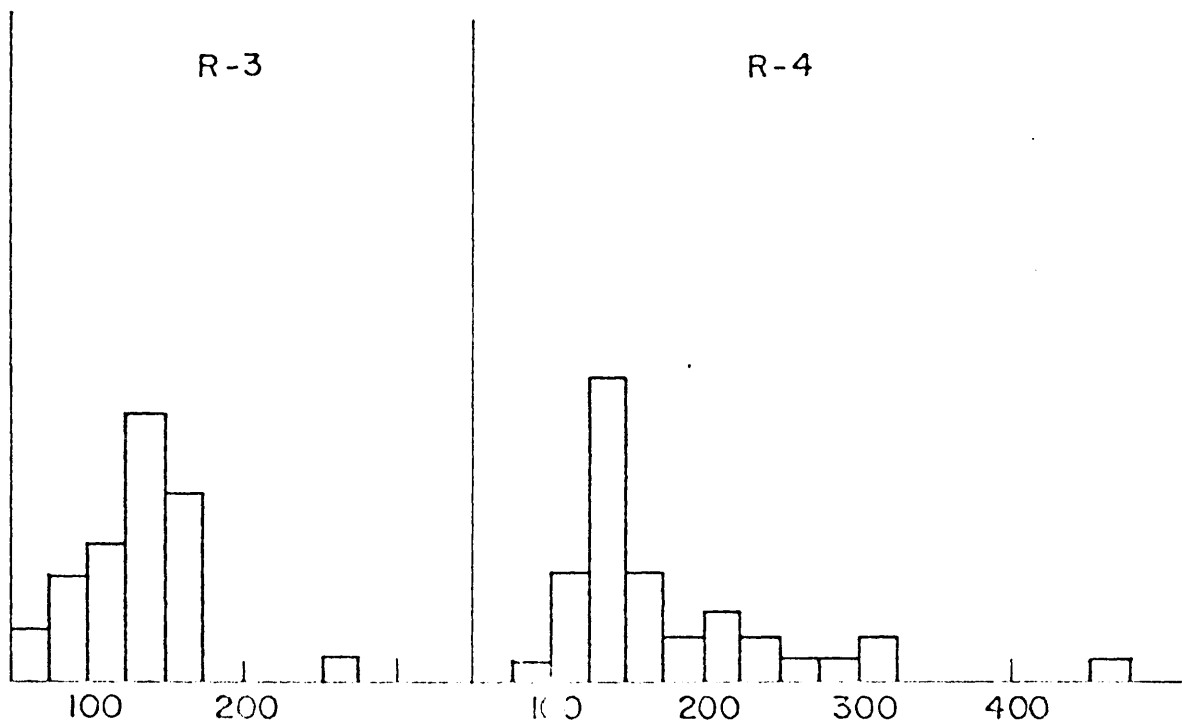
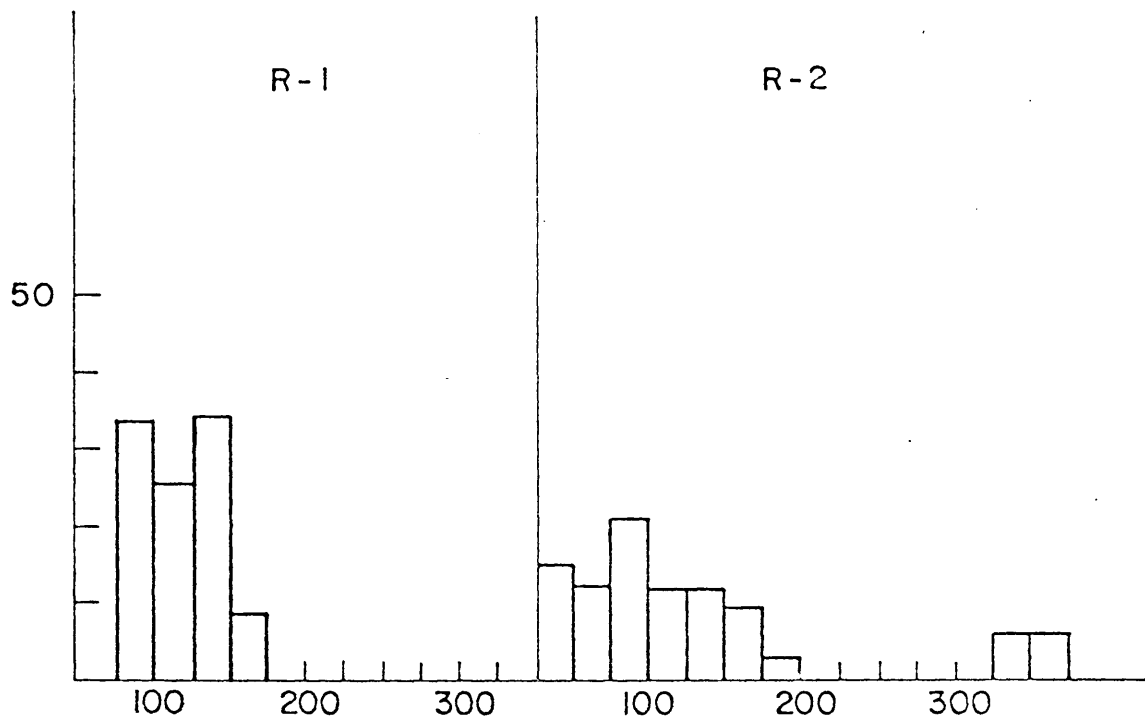
Como hemos dicho, la mayoría de los autores que han trabajado sobre el tema, dan una edad Villafranquiense a la Raña. Pero el Villafranquiense es un término equívoco: es el estadio representado por la fauna y la sección tipo de San Paolo en Villafranca (Italia) y que corresponde

a parte de la sucesión calibrada en las faunas de Perrier (Macizo Central) y por tanto a la parte superior del Plioceno, entre los 4 m.a. y los 1,8 m.a. (1).

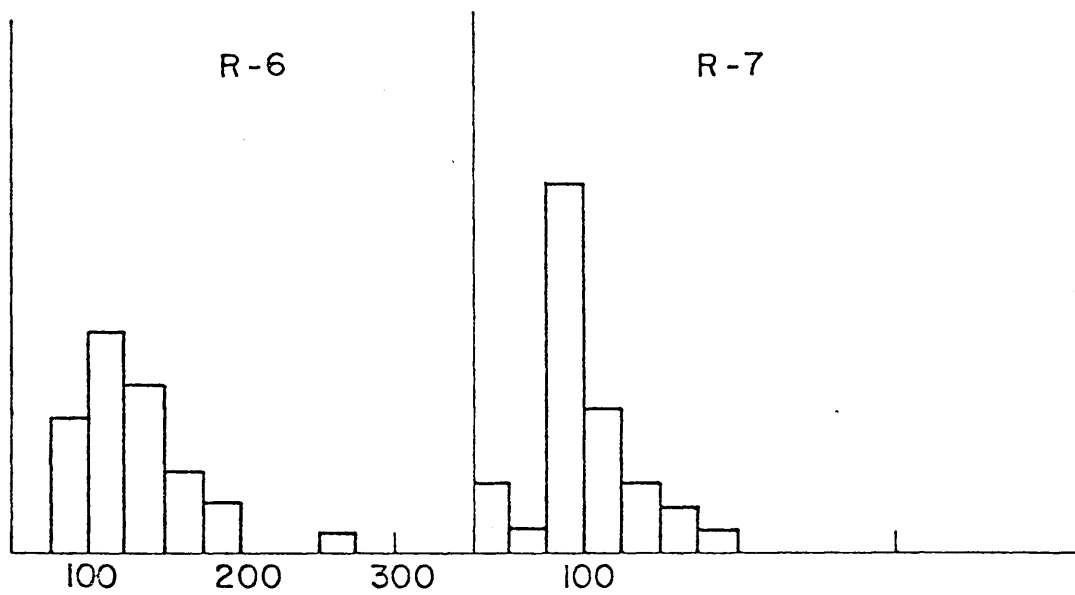
En los trabajos más recientes que sobre este tema se han publicado (AZZAROLI, A., 1.967, NIKIFOROVA, K.V., 1.967, TOBIEN, H., 1.970, BOUT, P., 1.970, CONGRESO DE LYON 1.971, VAN COUVERING, J., 1.972), aparece como base de este periodo los 3,5-4 m.a.

De todo esto se deduce que la duración de este periodo es de unos 2 a 2,5 m.a., espacio de tiempo suficientemente largo como para permitir el establecimiento y desarrollo de un ciclo morfológico completo el cual ha dejado como huellas de su actividad los actuales depósitos de las Rañas.

(1): En gran número de trabajos consultados se suele asociar el Villafranquiense (Superior) con la fauna de *M. meridionalis*, comprendiendo el Pleistoceno inferior. Esta idea creémos que es errónea.



INDICE DESGASTE O REDONDEZ RAÍ A (tamaños de cantos entre 40-60mm)



INDICE DESGASTE O REDONDEZ RAÑA (tamaños de cantos entre 40-60mm.)

Raña

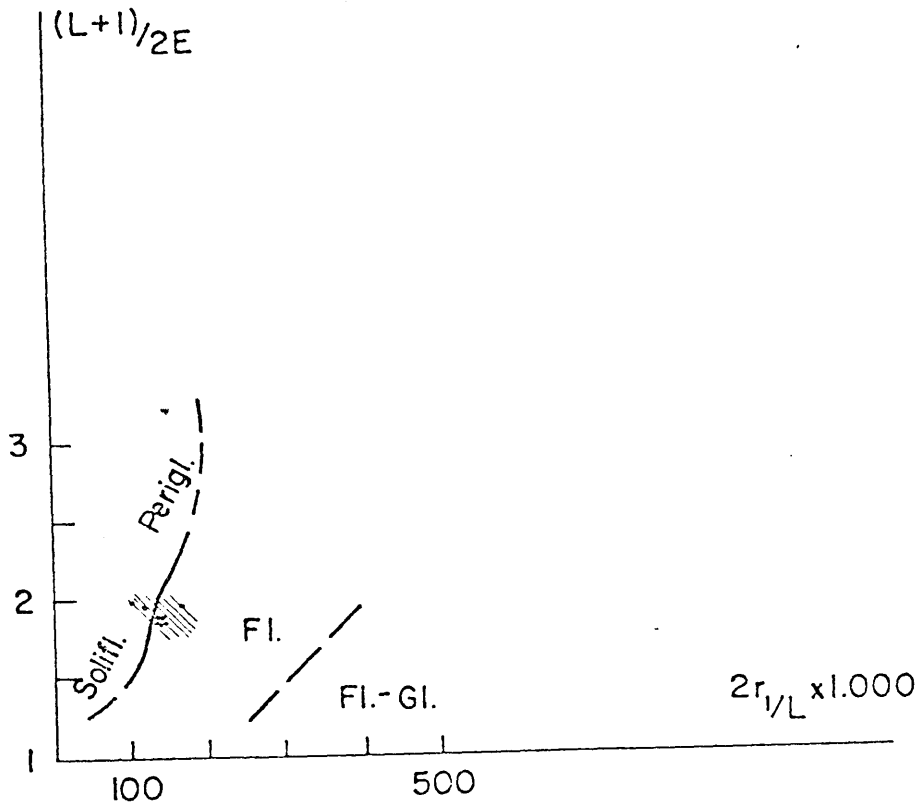


FIG 13

Raña

- G = Grava
- A = Arena
- F = Limo + arcilla
- = Unidad N.
- = Unidad S.

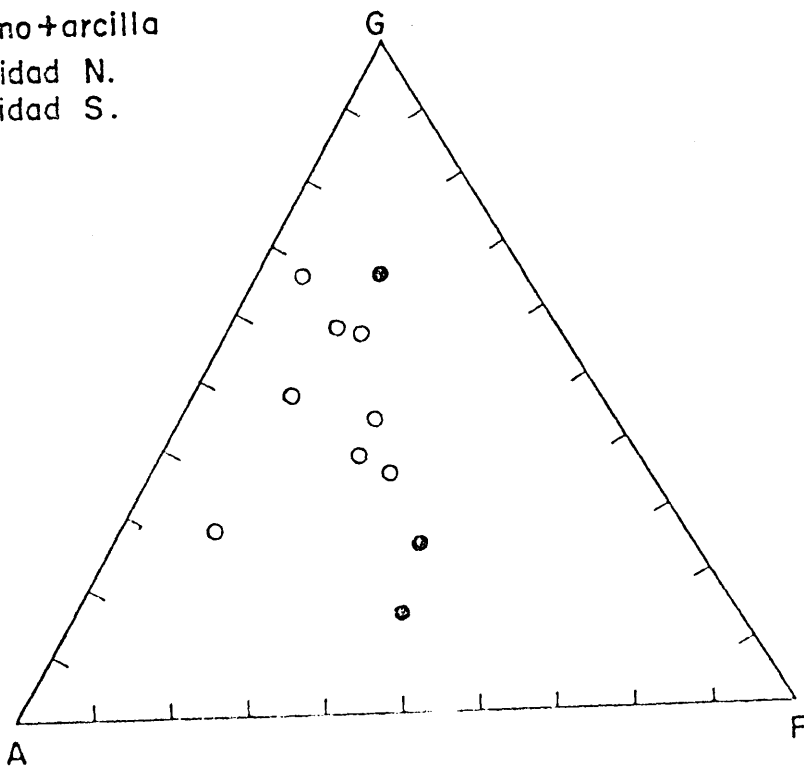


FIG 14

FIG 15

REPRESENTACIONES GRANULOMETRICAS

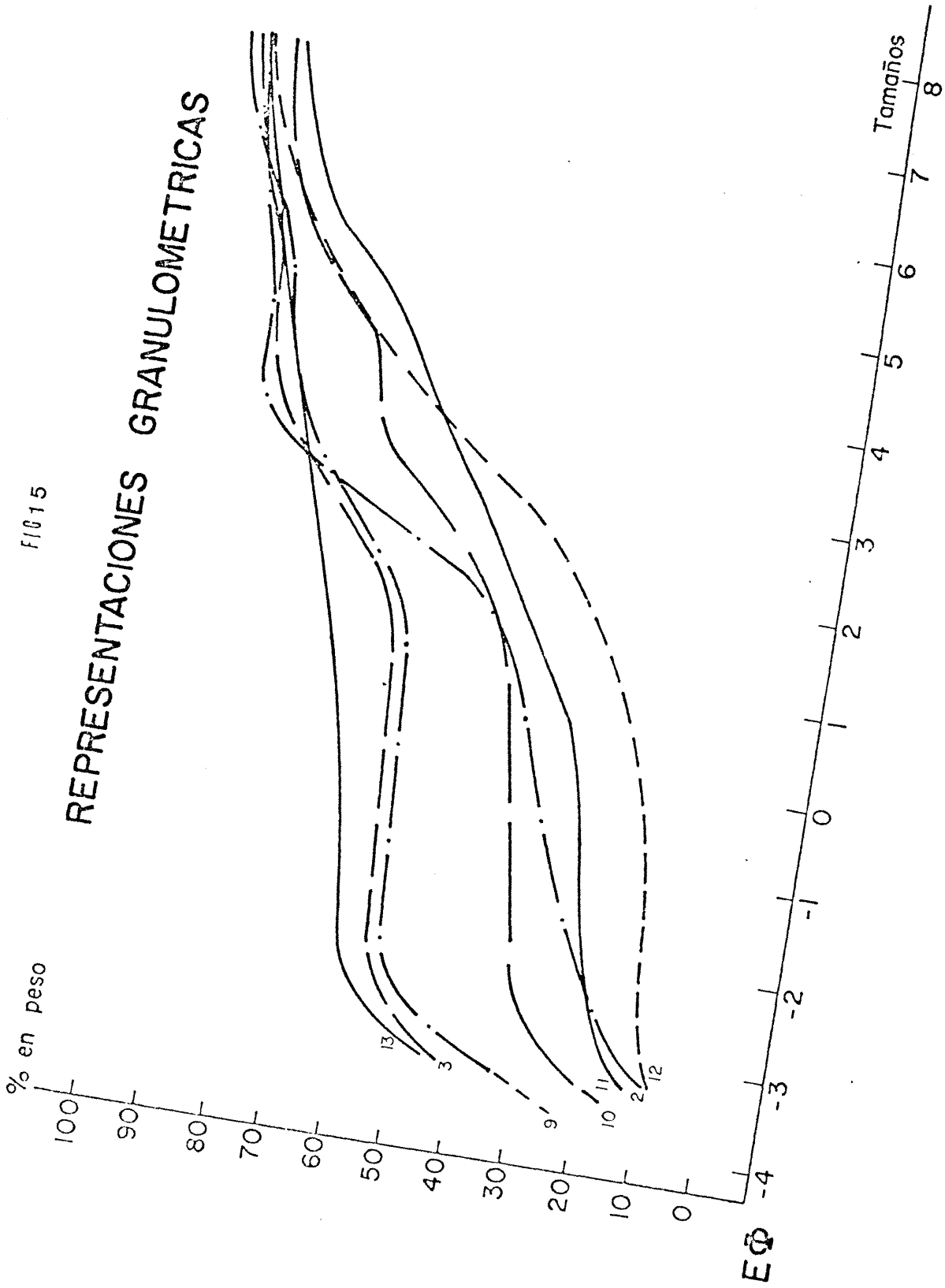


FIG 16

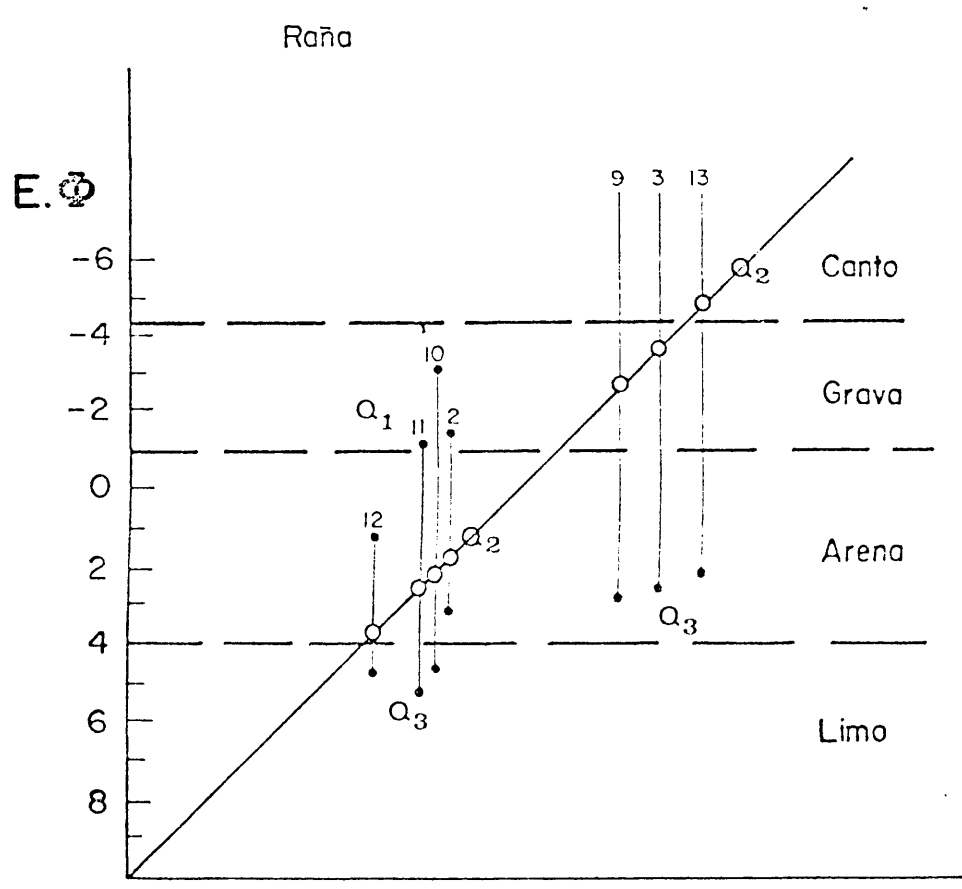
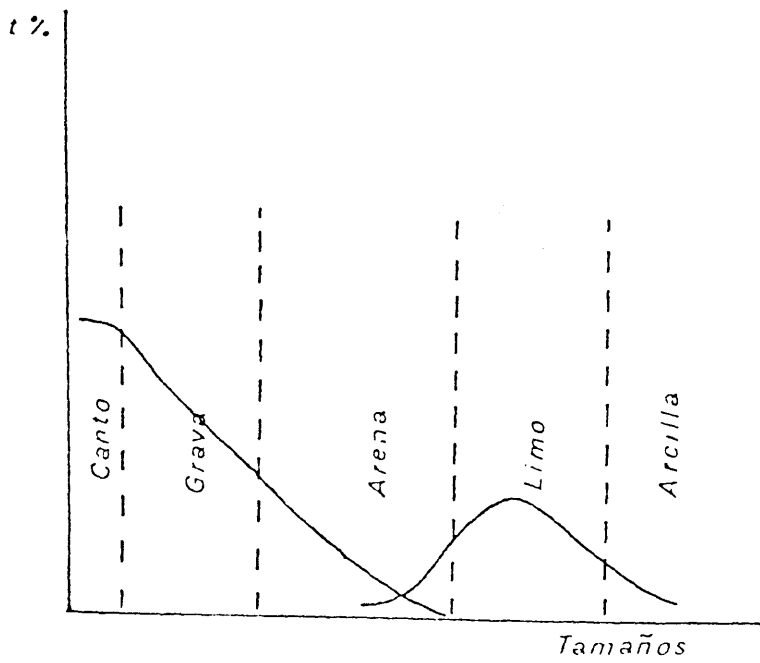


FIG 17



VI SUPERFICIES MORFOLOGICAS

FUNDAMENTALES

"SUPERFICIE INTRAPLIOCENA""S_I (nivel de 642 m)"1 - GENERALIDADES.-

Al hacer una cartografía detallada de las formaciones de Raña en nuestra zona, hemos observado que, topográficamente por encima de la base de la Raña, existen restos de una superficie cuyos puntos más elevados vienen a ser de unos 640-643 m.

Esta superficie, que definimos aquí como superficie S_I, es de edad anterior a la propia Raña ya que esta formación se apoya en otra morfología por debajo de ella (Fig. 20).

Cuando estudiábamos las series terciarias del Campo de Calatrava, habíamos dicho que posteriormente a la fase tectónica F_{II} existe un proceso de arrasamiento cuya edad inferior sería posterior al yacimiento paleontológico de --- "Las Higuieruelas", es decir que la edad de dicho arrasamiento podría ser Plioceno Inferior como muy antigua.

Al encontrar la superficie morfológica S_I pensa-

mos en un principio que podría ser ésta los restos del arrasamiento citado, pero gracias a un estudio más detallado del problema hemos podido comprobar hechos que niegan esta hipótesis.

En las proximidades del Km. 19 de la carretera de Daimiel-Malagón (coord. $38^{\circ} 8' 15''$ N., $0^{\circ} 6' 55''$ W.), en un corte que existe junto a dicha carretera, se puede ver que sobre las series neógenas se ha establecido el siguiente ciclo:

- 1). Alteración química intensa y profunda.
- 2). Proceso de formación de un suelo rojo.
- 3). Fosilización del suelo rojo por nuevos aportes.
- 4). Superficie S_I .

En otras zonas, ya señaladas en capítulos anteriores, se puede ver con claridad el proceso de arrasamiento -- post-Mioceno.

Asimismo, al hablar de la Raña habíamos dicho que era típico encontrar bajo dicha formación una zona de alteración química profunda.

Dicha alteración se establece sobre el Macizo Hespérico y únicamente la Raña y los materiales más resistentes (encstramientos calizos, p. ej.) permiten que se conserve.

Por observaciones hechas en otros lugares de la Meseta y aunque los datos que tenemos no son suficientes

hemos de considerar la posibilidad de que dicha alteración no sea monogenética, sino que sea debida a varios ciclos (1).

Esta alteración se desarrolló sobre una superficie de arrasamiento, es decir, sobre el arrasamiento post-Mioceno por lo que debió de ser una superficie de alteración plana ya que su base, la superficie de arrasamiento post-miocena, presentaba una morfología de desniveles mínimos (2).

Estudio de los Minerales de la arcilla:

Con objeto de establecer algunas comparaciones-- entre la Raña y la zona de alteración que aparece debajo-- de ésta, hemos realizado unos análisis por el método de--- los rayos X de dos muestras tomadas en la zona de altera-

- (1): En zonas del N.W. de la provincia de León en las riberas del Orbigo, esa alteración se desarrolla sobre unos conglomerados miocenos (Mem. hoja Geol. n° 19 del mapa Geol. Nac. a escala 1:200.000 1.970 I.G.M.E.)

En nuestra zona se encuentra sobre el paleozoico con una profundidad que hacia el W., puede pasar de los 3 a 4 m.

Sea monogenética o poligenética lo indudable es que en el Plioceno Inferior-Medio, hubo unas condiciones climáticas que alteraron los materiales de la superficie de arrasamiento postmiocena y si existían restos de alteraciones más antiguas, éstas pudieron ser respetadas en algunos puntos con retoques más o menos acusados.

- (2): A este respecto SCHEENZNER, J.E. (1.936), establece entre el final del Ponticense de la antigua clasificación estratigráfica del Neógeno y el comienzo del Cuaternario, dos superficies de erosión: la M_1 y la M_2 separadas por un desnivel de unos 40 m.

ción y otras dos tomadas en el interior de los depósitos de la Raña (3).

De las muestras tomadas en la zona de alteración (sobre los materiales paleozoicos) hemos obtenido los siguientes resultados:

<u>Muestra Sa-I</u>		<u>Muestra Sa-II</u>	
Cuarzo.....	20%	Cuarzo.....	20%
Feldespato...	Indicios	Feldespato.....	Indicios
Illita.....	55%	Illita.....	55%
Kaolinita....	25%	Kaolinita.....	25%

De las muestras de la Raña tomadas en los mismos lugares de las anteriores, a unos 0,6-0,7 m. por encima de la superficie de separación de ésta con la zona de alteración, hemos obtenido los siguientes datos:

<u>Muestra R-I</u>		<u>Muestra R-II</u>	
Cuarzo.....	35%	Cuarzo.....	35%
Montmorillonoides	3%	Montmorillonoides	3%
Illita.....	35%	Illita.....	40%
Kaolinita.....	30%	Kaolinita.....	25%

En estos análisis podemos observar los siguientes hechos:

(3): Véase el capítulo titulado "Materiales y Métodos".

- 1). La aparición de montmorillonoides en las muestras de Raña (R-I y R-II), así como la desaparición de los restos de feldespatos que aparecen en las muestras tomadas en la zona de alteración pre-Raña, - (S_a - I y S_a - II).
- 2). La relación illita/kaolinita es mayor en la zona de alteración que en la Raña; hay un empobrecimiento de illita en esta más que un enriquecimiento en kaolinita.
- 3). La cantidad de kaolinita con relación al total es prácticamente el mismo tanto en la Raña como en la zona de alteración (únicamente en R-I hay un ligero aumento de kaolinita).
- 4). Hay un sensible aumento relativo del cuarzo en la Raña.

La aparición de montmorillonoides en la Raña se podría explicar suponiendo su génesis como la degradación de la illita (1). En cuanto al contenido en kaolinita de --

(1): Aunque el PH de la Raña sea ácido (PH 5, comunicación personal de GUERRA, A. y MONTURIOL, F.), los montmorillonoides pueden generarse en ése ambiente. De hecho en algunos suelos ácidos (MILLOT, G. 1.964, p: 378) se pueden encontrar "como fase intermedia en la base de los perfiles".

Ver también a este respecto DUCHAUFOR (1.970) p:17.

la Raña y de la zona de alteración, que como hemos visto es prácticamente el mismo, puede explicarse o bien suponiendo que la mayor parte de la kaolinita sea heredada, o bien que sea de neoformación. (1).

Otro problema que se nos plantea es el empobrecimiento en illita de la Raña con respecto a la zona de alteración. Esto puede ser debido a un proceso de hidrólisis de la illita que llevaría consigo una liberación de iones (típicos al K^+) y una destrucción de estas arcillas dando comienzo a un ciclo evolutivo (MILLOT G., 1.964).

Como consecuencia de la destrucción de los diferentes grupos anteriormente expuesto la proporción de cuarzo aumentaría, de una manera relativa (2).

Como se ve por los análisis de arcillas realizados, el proceso geomorfológico que originó la Raña lleva

(1): Según CHAPUT, J.L. (1.971) el período Villafranquiense en la Península Ibérica se caracteriza por una abundancia de Kaolinita en las formaciones y suelos de dicho período.

Sin entrar en discusiones sobre el sentido cronoestratigráfico del Villafranquiense para los diferentes autores, no creémos que el criterio basado en el contenido de arcillas en las distintas formaciones sea decisivo. Como se ve, el contenido en kaolinita, p.ej. de la Raña y de la zona de alteración, es el mismo prácticamente. No obstante, hay que tener en cuenta que hemos hecho análisis únicamente en cuatro muestras, que son muy pocas, para establecer un criterio general y además que pertenecen a una zona muy concreta.

(2): La sílice en disolución que existe en el suelo puede agruparse formando una especie de polímeros "los cuales constituyen una parte de los geles denominados allophanes", (DUCHAUFOR, P. 1.970, p. 421.).

consigo procesos químicos y mineralógicos de cierta importancia, incluso de lavado y transporte de iones alcalinos hechos que choca con la hipótesis de una génesis de clima árido para la Raña.

De todas formas este es un hecho que dado las pocas muestras analizadas convendría estudiar más a fondo.

2 - Edad de la alteración Pre-Raña y de la Superficie S₁:

Si consideramos que una de las razones por las que se originó la Raña fue el desequilibrio morfológico que se estableció como consecuencia de una fase tectónica de edad pliocena (y pre-Villafranquiense), la edad de la alteración química sería al menos anterior a la causa que originó la deposición de la Raña; es decir, sería anterior a esa fase tectónica.

Hay que tener en cuenta además que esa alteración química es posterior a la fase de arrasamiento post-miocena y hemos dicho que este arrasamiento es de edad Pliocena Inferior-Medio, pues corta a los estratos plegados de edad-- Mioceno Superior-Plioceno Inferior.

Por esta razón la alteración de tener una edad inmediatamente posterior al arrasamiento post-Mioceno. O sea, que entre el Plioceno Inferior y el Plioceno medio se ha debido originar:

1º) Arrasamiento post-Mioceno.

2º) Alteración.

En las calizas miocenas, esta alteración se manifiesta por procesos de disoluciones y de karstificación. Así por ejemplo, al S. de Pozuelos se ve que la Raña no se apoya siempre sobre las calizas superiores, las calizas de "color hueso", sino que se pone en contacto con series más inferiores en zonas donde los depósitos terciarios están casi horizontales.

Lo mismo sucede en la zona S. de los montes de Toledo. Además aquí se ve que los procesos de karstificación se han continuado a lo largo de fases del Cuaternario, y se puede establecer la relación de estos procesos kársticos y las manifestaciones volcánicas más recientes.

En otras regiones de España (León p.ej.), hemos visto como esta alteración se desarrolla sobre cualquier otro tipo de materiales e inmediatamente encima aparece la Raña. En Layna (Soria) una alteración semejante afectó a los materiales que rellenaron gradualmente un karst activo con fauna mesopliocena.

Como hemos dicho anteriormente, al hablar del corte del Km. 19 de la carretera de Daimiel a Malagón, sobre esa alteración se desarrolla un suelo rojo (que es el suelo

rojo más antiguo que hemos encontrado) el cual es fosilizado por unos materiales que ofrecen un claro encostramiento calizo, cuya potencia real no podemos determinar, pues se encuentran erosionados en su parte más superior, pero al menos tienen 1,5 m. de potencia visible.

La superficie S_I se desarrolla posteriormente a la alteración y a estos nuevos materiales que cubren el suerojo, por lo que podemos decir que en nuestra zona:

(1°). El primer proceso de formación de suelos rojos no es Cuaternario sino, por lo menos Plioceno Medio (?).

Restos de la S_I aparecen al E. de Malagón (cotas de 641-642 m.) en donde se encuentra por encima de los depósitos de la Raña (1). Esto nos dice que:

(2°). Entre la Raña y la superficie morfológica S_I existe un proceso erosivo intermedio.

Este proceso erosivo nuevo fue predominantemente de erosión lateral más que de encajamiento vertical como -- lo demuestra el hecho de que la superficie morfológica que originó, y de la que hablaremos inmediatamente, se encuentra excavada únicamente unos 13 m. por debajo de los restos de la superficie S_I .

(1): Esto puede verse también en la carretera de Toledo a Ciudad Real, junto a los Kms. 160 y 161.

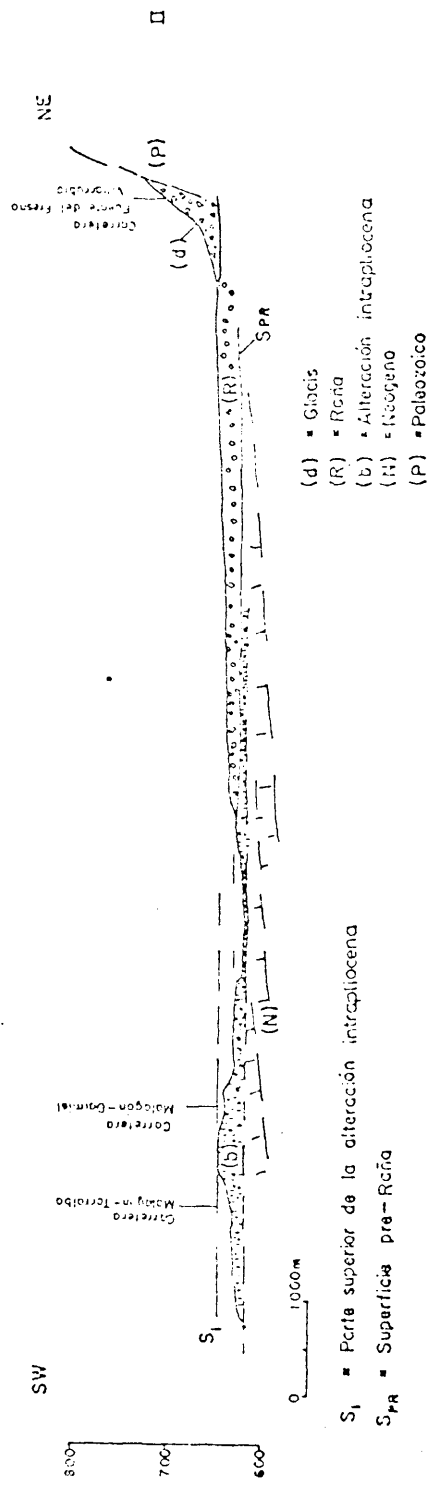


fig 20

"SUPERFICIE PLIO-PLEISTOCENA""S_{II} (nivel de 625-630 m.)"1 - GENERALIDADES.-'

Por debajo de los restos de la superficie morfológica S_I definida anteriormente, existe otra superficie -- mucho más generalizada. Esta es la que llamamos superficie fundamental o S_{II} la cual se extiende desde los bordes del Guadiana (al W. de Ciudad Real) hacia las llanuras de Daimiel.

Esta superficie morfológica S_{II} la hemos definido sobre unos encostramientos calizos los cuales a su vez, fosilizan a otra superficie que, en la zona que nos ocupa, no podemos asegurar que presente una expresión morfológica.

En nuestra zona de estudio no hemos podido establecer una relación directa entre la Raña y los encostramientos calizos sobre los que hemos definido la S_{II} pues, mientras que la Raña se encuentra desarrollada en los bordes de las cuencas terciarias, los encostramientos aparecen en el centro de estas.

tencia visible 6-7 m.

b). Arrasamiento.

c). Material detrítico calizo cementado por un encostramiento calizo. En la base de este nivel c), aparecen englobados materiales volcánicos de una colada próxima al lugar señalado.

Creémos por tanto, que esta colada es anterior al encostramiento. Todo este nivel detrítico presenta una potencia de 2-3 m.

Nunca hemos visto a los materiales de la Raña fosilizados por los encostramientos calizos de la superficie S_{II} , pero siempre hemos visto la base de la Raña asociada con la zona de alteración.

También sabemos que los encostramientos calizos de la S_{II} son posteriores a la Raña.

Por lo tanto, la base de la Raña no corresponde a la superficie S_{II} . Esto es, que la base de la Raña corresponde a una superficie situada entre S_I y la S_{II} .

Como resumen de lo que llevamos dicho hasta aquí, diremos:

(4°). La Raña se apoya sobre una superficie posterior a la S_I y anterior a la actual superficie generalizada S_{II} .

Nuestra zona de estudio quizás sea uno de los pocos sitios en donde esta evolución pueda verse, debido a que el Guadiana ha respetado en su proceso evolutivo gran parte de las superficies anteriores.

En resumen, tendríamos el esquema de la fig. 20.

Diferencias entre las superficies S_I y S_{II} .

Las superficies S_I y S_{II} se pueden diferenciar en el campo, aparte de sus diferentes alturas, por el aspecto de los materiales sobre los que se encuentran establecidas.

La S_I , además de presentarse menos generalizada, está constituida por unos materiales que, en superficie, ofrecen una mayor alteración. Esta formada por una serie de cantos de cuarcitas y trozos de calizas y costras unidos entre sí por un material de tono rojo o marrón que dan al conjunto un tono pardo. Los fragmentos de calizas, costras y cuarcitas en general no son superiores a los 10 cm. Los cantos de cuarcita pueden ser rodados o angulosos.

La S_{II} , también desarrollada sobre materiales carbonatados, presenta fragmentos de costras mucho mayores que en el caso anterior y en general, la superficie es mucho menos arcillosa y más pobre en cantos de cuarcitas. Aquí son frecuentes grandes trozos de costra caliza de tipo zonal.

En conjunto esta S_{II} presenta en superficie un tono mucho más claro que el de la S_I .

Problema sin aclarar:

No podemos establecer, de momento, una relación clara entre la superficie sobre la que se apoya la Raña y la superficie fosilizada por el encostramiento calizo post-Raña y Pre- S_{II} .

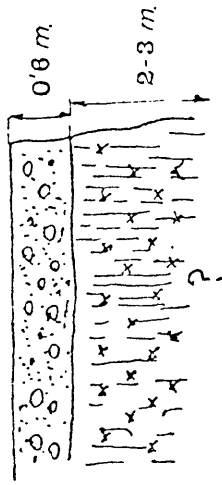
Podría tratarse de la misma superficie, pero en el caso de que fuesen de diferente edad, la superficie fosilizada por el encostramiento pre- S_{II} debe de ser de edad posterior a la Raña y anterior a la S_{II} . Asimismo, esto implicaría ciclos morfológicos pre- S_{II} y post-Raña.

El problema queda planteado de la manera que se ve en la Fig. 22.

El esquema de dicha figura, merece tenerse en cuenta en futuras investigaciones.

FIG 21

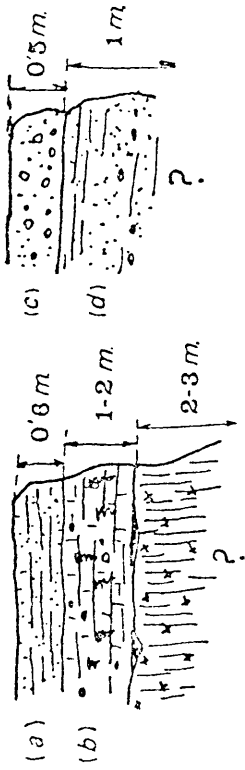
NAVAHERMOSA (hoja 684)
 lat. 39°39'35"N, long. 0°43'10"W.



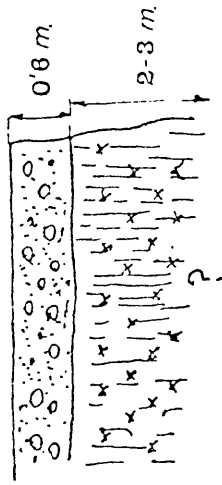
raña
 zona de
 alteracion
 en granito

ORGAZ (hoja 685)

lat. 39°39'35"N lat. 39°37'40"N.
 long. 0°14'10"W long. 0°10'50"W.

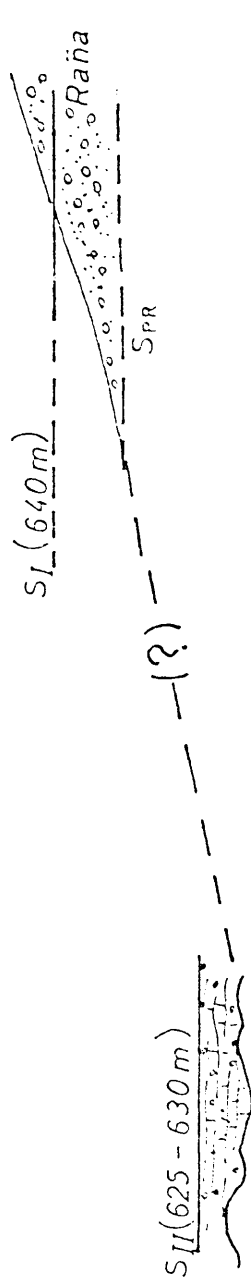


NAVAHERMOSA (hoja 684)
 lat. 39°39'35"N, long. 0°43'10"W.



raña
 zona de
 alteracion
 en granito

FIG 22



Mancha
 Montes de Toledo

"NIVEL ACTUAL FLUVIAL"

Topográficamente, por debajo de la S_{II} se encuentra otro nivel morfológico directamente relacionado con el actual sistema Guadiana-Gigüela, en el que es muy frecuente el fenómeno de encostramiento. En él suelen aparecer zonas de acumulación de material fino, rico en CO₃⁼, que al secarse presenta un aspecto pulverulento y gran riqueza de materia orgánica. Son también frecuentes las zonas de acumulación de sales (halogenuros y sulfatos) y sobre este nivel se van a depositar los Glacis de Versant más recientes y la mayor parte de los edificios volcánicos cuaternarios, lo que nos dice que estas manifestaciones volcánicas, aún habiendo comenzado en épocas anteriores al encajamiento fluvial, han sido en su gran parte posteriores a dicho encajamiento.

Datos Estratigráficos:

Como habíamos dicho anteriormente al hablar de la superficie morfológica pre-Raña, junto al Km. 189 de la carretera de Ciudad Real a Puertollano, bajo los materiales calizos (e incluidos en ellos), sobre los que se establece la S_{II}, aparecen unos depósitos volcánicos.

tes del Campo de Calatrava, fase volcánica V_{III}, comenza-
ron en épocas anteriores al encostramiento calizo sobre el
que se desarrolla la S_I, es decir, son anteriores a la
S_{II}.

"RESUMEN DE LAS SUPERFICIES MORFOLOGICAS"

"FUNDAMENTALES"

Como resumen de lo expuesto en este apartado, y que ha sido deducido a partir del estudio de las superficies morfológicas que aparecen en nuestra región, podemos establecer: (Fig. 23).

(6°). Anterior a la deposición de la Raña y posterior a la S_I se establece una superficie (la S_{pr}) que constituye la base morfológica de dicha formación.

(7°). Una vez establecido el encostramiento post-Raña, nos encontramos desarrollada la superficie S_{II}.

(8°). La edad del desarrollo de la superficie S_{II} es posiblemente el límite Plioceno-Pleistoceno y de momento no sabemos a que lado del límite nos encontramos.

(9°). El proceso de encajamiento de la actual red fluvial comienza una vez establecida la superficie S_{II}.

(10°). El comienzo de la fase volcánica reciente, VIII,
es sincrónico o ligeramente anterior al encostramiento pre-
S_I-; pero su máximo desarrollo tiene lugar una vez comenza-
do el ciclo de erosión fluvial actual.

PLEISTOCENO

LIOCENO

INFERIOR SUPERIOR INFERIOR

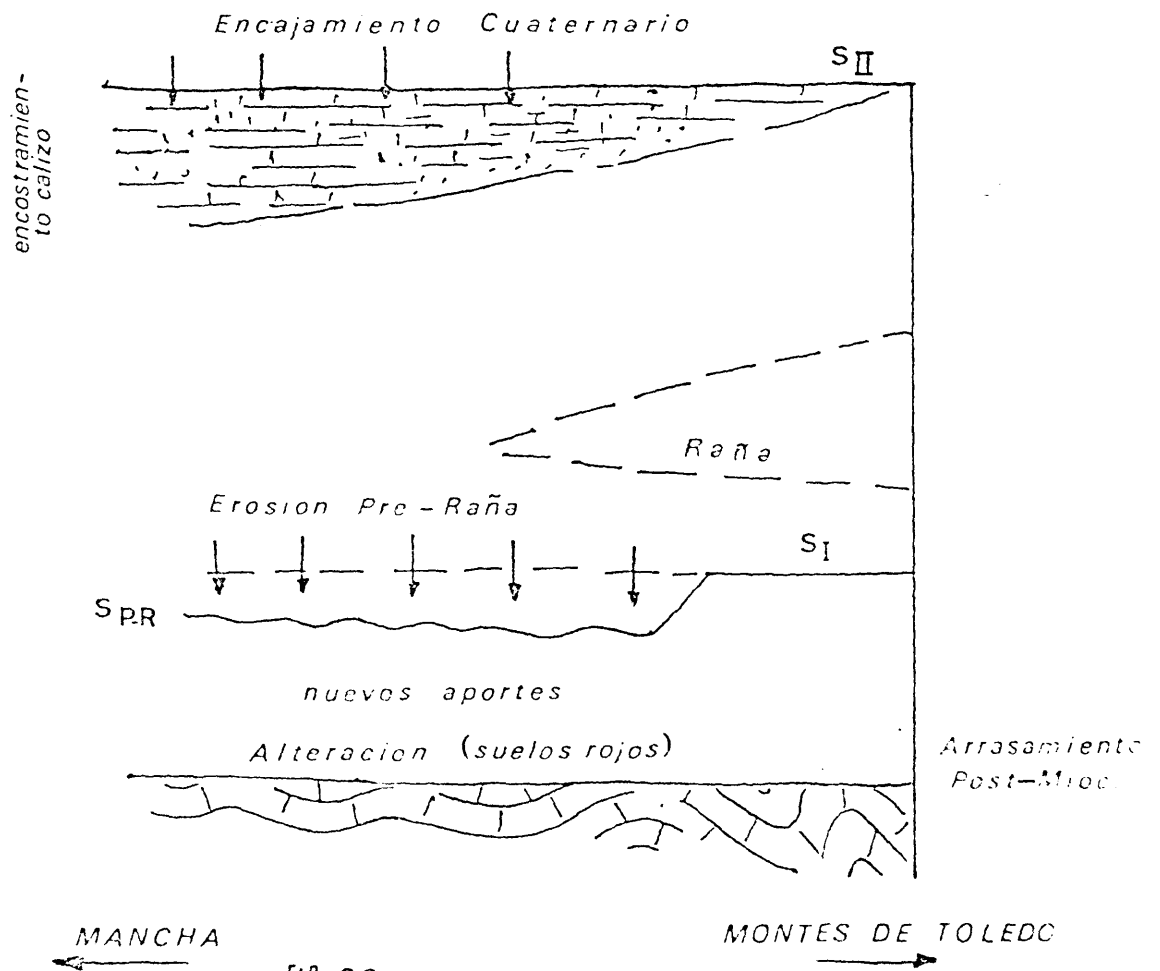


FIG 23

VII 3^a ENTIDAD MORFOLOGICA

(2^a Parte)

"DEPOSITOS DE LADERA"

En nuestra zona de estudio nos encontramos con un conjunto de materiales detríticos que, procedentes de las sierras, van a caer sobre las entidades morfológicas ya estudiadas (Terciario, Raña, Paleozoico) o sobre los depósitos aluviales y volcánicos más recientes.

Para su estudio establecemos los siguientes puntos:

Morfología.

Génesis.

E d a d.

1 - MORFOLOGIA.-

Morfológicamente originan una superficie de Glacis de Versant del tipo de acumulación (LOPEZ, F. 1.973) con pendientes muy variables pero siempre del orden de los

tantos por ciento (1).

Destacamos aquí la variabilidad de las pendientes que dichas superficies presentan, pues mientras que en unos lugares (S. de los Montes de Toledo, p.ej.) las pendientes de los glaciares son del 5%, en otros sobrepasan el 10% (alrededores de Picón y de Piedrabuena, p.ej.). Esta variabilidad es debida a su génesis y a su edad como veremos posteriormente.

Dentro de este estilo de Glaciares de Versant podemos distinguir, en nuestra zona, dos tipos:

- a) Los que dan una superficie de glaciar plana o muy ligeramente cóncava.
- b) Los que dan una superficie de glaciar claramente cóncava.

Los más comunes son los del tipo b) pero los mejor desarrollados y los más amplios son los del tipo a). (Fig. 24).

Los glaciares del tipo a) presentan un choque brusco (knick) con la sierra, en los del tipo b), este choque no es perceptible.

Es frecuente en nuestra zona que los glaciares de éste último tipo se encuentren agrupados y esto hace que,

(1): Recuérdese que la Raña presentaba pendientes morfológicas de los tantos por mil.

en algunos lugares, como por ejemplo sucede al N. de Alcolea, las superficies glaciales al llegar a la llanura, cierran pequeñas hondonadas y originan zonas de encharcamiento.

Esta clasificación de los glaciales que aparecen en nuestra zona de estudio la hemos establecido teniendo en cuenta nuestras propias observaciones y los estudios más recientes que sobre este tema se han realizado en nuestra Península (LOPEZ, F., o.c., DUMAS B., 1.966, a), b), 1.967, 1.969).

Aunque dichos estudios han sido realizados en las zonas del Levante español, creémos que son de gran interés y de aplicación directa para el estudio de las formas de glaciales que aparecen en estas zonas interiores de la Meseta.

2 - GENESIS (1).-

En esta entidad morfológica la fracción canto no merece la pena de un análisis prolijo. En una simple observación de campo se ve que esta fracción presenta una gran heterometría de tamaños, todos ellos con desgaste nulo o muy escaso y el estudio de sus índices no tenía sentido en cuanto a la génesis de estos materiales.

No obstante, y con objeto de comprobar nuestras hipótesis hemos hecho un pequeño muestreo en un glacis que

(1): Las muestras de Raña han sido numeradas con algoritmos arábigos.

Las muestras de los materiales de ladera han sido numerados con números romanos.

al S. de nuestra zona de estudio se apoya sobre la Raña. En realidad es un glacis desarrollado sobre los materiales de un cono de deyección cortado actualmente por su propio torrente que funciona hoy día.

Los datos obtenidos han sido:

	GLACIS		RAÑA	
		MINIMA MEDIA	MEDIA	MAXIMA MEDIA
I. Desgaste	85	100	132	172
I. Aplanamiento	1,62	1,71	1,82	1,98
I. Disimetría	0,72	0,63	0,66	0,71

Fracción menor de 20 mm.:

Para el estudio de esta fracción hemos seguido los mismos criterios que los utilizados en la Raña, con objeto de poder comparar los resultados.

En el diagrama triangular G.A.P. (Fig. 25), se puede ver que:

- a). El contenido en grava (G) de las muestras analizadas es siempre inferior al 50%. Recuérdese

que en la Raña este valor podía ser superior.

- b). El contenido en fracción fina (F), limo + arcilla, es superior al de la Raña.

Todas las muestras se proyectan a la derecha del diagrama mientras que en la Raña las muestras se proyectaban en la izquierda.

En general se puede deducir que:

(1°). El contenido en fracción limo y arcilla de los depósitos de ladera es superior al contenido en estas fracciones de la Raña.

En los análisis por medio de la pipeta de decantación, hemos obtenido los siguientes valores:

Muestra	G - II	G-VIII	G - IX	G - XI
Limo %	13,04	22,54	18,38	20,94
Arcilla %	29,35	35,43	25,46	17,66
Limo/Arcilla	0,44	0,63	0,72	1,18

Muestra	G -XII	G - XV	G -XVI	G -XVII
Limo %	24,96	21,56	34,36	23,91
Arcilla %	38,48	11,97	13,46	38,19
Limo/Arcilla	0,64	1,80	2,55	2,67

Como se ve, en general el índice $\frac{\text{limo}}{\text{arcilla}}$ es mayor en la Raña que en estos depósitos de ladera. Además, exceptuando la muestra G-XVII, el contenido en arcilla es siempre mayor de un 10 %. Recordemos que en la Raña esto nunca sucedía.

Si suponemos que tanto la Raña como estos depósitos tienen un mismo tipo de roca madre (el paleozoico de las sierras del Campo de Calatrava y Montes de Toledo), estas diferencias son debidas a un proceso de lavado diferente. A mayor evolución, mayor lavado y por tanto menor contenido en fracción finita.

En las curvas acumuladas que se presentan (Fig.26), se aprecia que, aparte de una serie de inflexiones más o menos acusadas, que cada una de estas curvas presenta, todas ellas sufren una inflexión, mayor o menor, justamente en un tamaño comprendido entre 1ϕ y 2ϕ como sucedía en el caso de la Raña.

Como estos materiales han sufrido una evolución menor que la Raña, esto confirma la idea de que esa inflexión es debida a una selección por alteración y no por transporte.

Igual que sucedió en la Raña podemos decir que en nuestra zona de estudio:

(2º). Los materiales detríticos que constituyen los depósitos de ladera son una mezcla de al menos dos grupos granulométricos.

Utilizando de nuevo el concepto de facies granulométrica de Rivier para la fracción limo (Fig. 27), vemos que en las curvas que se han obtenido para estos glaciares aparecen una serie de diferencias entre ellos, y con la Rafia, que merecen destacarse:

- 1). Existe una gran variación en la selección del material fino, pues mientras las muestras G-XV, G-XVI, y G-XVII presentan una tendencia a la parábola en sus tamaños medios, las G-II, XII y VIII, tienden a ser funciones logarítmicas. Esto significa que, o bien las áreas madres de las primeras eran más pobres en arcillas y limo fino, o bien, que es lo más probable, las primeras han sufrido una mayor evolución y un mejor lavado.
- 2). Existe una cierta similitud entre las curvas de las R-II, 12 y 13 y las G-XV, XVI y XVII del glaciar de Villarrubia, aunque las de la Rafia presentan mayor lavado de fracción fina.

Esto último probablemente sea debido a una génesis parecida. Estos materiales de ladera fueron deposita-

dos por arroyos cuyo nivel de base era bastante fijo (precisamente la superficie morfológica S_{II}).

Una vez conseguido el equilibrio morfológico, y por nuevas épocas de arroyada, los diferentes cauces que pudieran establecerse tenderían a homogeneizar la superficie sobre la que corrían, pues todos ellos tenían tres puntos en común:

- 1) Un mismo área fuente (zonas altas de la misma sierra).
- 2) Un mismo nivel de base (la superficie S_{II}).
- 3) Un mismo ciclo morfogenético.

Se podrían producir fenómenos de unión y separación de canales (canales anastomosados o "braided channel").

Además hay que añadir a esto los procesos de "sheet flood" los cuales se han podido producir a lo largo de la deposición de la Raña y durante el Cuaternario e incluso actualmente se producen en zonas mediterráneas.

No obstante creémos que la morfología de los glaciares, sobre todo los del tipo a) que son los mejor desarrollados y los más antiguos en nuestra zona, es debida fundamentalmente a procesos de aluvionamiento que, buscando su equilibrio morfológico con las condiciones del Sistema Físico Exterior y teniendo un determinado nivel de base, pu-

dieron desarrollar una superficie de equilibrio.

En apoyo de esta hipótesis está el hecho de que las muestra de estos glacis del tipo a) presentan un contenido menor en su fracción, fina, intermedio entre la Raña y los glacis del tipo b).

De lo expuesto hasta aquí y siempre referidos a nuestra zona de estudio, podemos decir que:

(3°). La superficie "glacis" expresa un equilibrio morfológico entre unas determinadas condiciones del Sistema-Físico Exterior y un determinado nivel de base local constituido por la superficie sobre la que el glacis se apoya.

Aplicando el diagrama de DOEGLAS (o.c.) a estos materiales (Fig. 28), como hicimos con los de la Raña, se deducen las siguientes consecuencias:

- a). Las curvas acumuladas son asimétricas, pero aquí domina la fracción fina sobre la gruesa en términos generales.
- b). Las curvas presentan poca clasificación.
- c). También existe una gran separación entre las muestras cuyo Q_2 aparece por debajo del tamaño 0,3 - 0,4 mm. y aquellas cuyo Q_2 está por encima de dicho tamaño.

Teniendo en cuenta todos los datos obtenidos hasta aquí respecto a los materiales detríticos que constituyen los que nosotros hemos llamado depósitos de ladera, podemos afirmar que en nuestra zona:

(4°). Estos materiales presentan una distribución bimodal debida fundamentalmente a la alteración y una evolución menor que los de la Raña.

3 - E D A D:

Si establecemos una relación entre los cambios climáticos sucedidos en nuestra región durante el Cuaternario y los encontrados en Marruecos por los autores franceses (1), debemos establecer entonces la correspondencia Pluvial-Formación de Glacis (RAYNAL, R. 1.956); a cada pluvial corresponde un determinado grupo de Glacis con su correspondiente nivel de base local.

Admitiendo esta correspondencia para el área que nos ocupa, el esquema genético sería el siguiente:

Durante los pluviales, los materiales detríticos de la sierras eran transportados hacia el valle

(1): Aunque algunos autores establecen esta correspondencia (VAUDOUR, J. 1.969, MONTURIOL, F. GALLARDO J, y ALEIXANDRE, T. 1970), no es tan sencilla como puede parecer en un principio, pues depende de caracteres locales (BEAUDET, G., MAURER, G., RUELAN, A. 1.967).

fluvial principal, es decir, hacia el thalweg del sistema de drenaje de la zona.

Cuando en un determinado momento se establecía el equilibrio morfológico entre erosión-acumulación, se originaba una superficie de equilibrio tanto en la llanura de inundación como en los bordes de dichas sierras. Entonces, se producían desplazamientos horizontales en las corrientes que aflúan al valle principal y se homogeneizaban las superficies morfológicas, es decir, se formaban a la vez superficies de terrazas y glacis.

Según esta teoría, los Glacis más antiguos se relacionarían con las terrazas más altas, pero esta relación no la hemos podido establecer en nuestra zona debido a las características peculiares del sistema de terrazas del Guadiana, como después veremos.

Creémos que merece especial interés el glacis que sobre material detrítico se desarrolla al S. de los Montes de Toledo entre Fuente del Fresno y Villarrubia de los Ojos, en el límite N. de nuestra zona de estudio. Es un típico Glacis de Versant definido aquí como de tipo a), y que presenta la peculiaridad de que, además de estar bastante bien conservado, se apoya sobre la Raña y sobre los restos de la superficie S_{II}.

Dicho glacis es posterior a la Raña, y su conservación es debida a la peculiar evolución del sistema Guadiana-Ciguela, que apenas se ha encajado y ha respetado en gran parte las formas más antiguas.

Este sistema de glacis es quizás el más antiguo de la región y se encuentra localmente cortado por procesos morfológicos posteriores.

Estos glacis del tipo a) se conservan únicamente en zonas locales de gran parte de los Montes de Toledo y en algunas del Campo de Calatrava y aparecen siempre asociados a los restos de la superficie morfológica S_{II} la cual se encuentra cortada por el primer encajamiento de la red fluvial. Por esta razón son siempre de edad anterior a la terraza fluvial más alta pero posteriores a la Raña.

Podemos decir que:

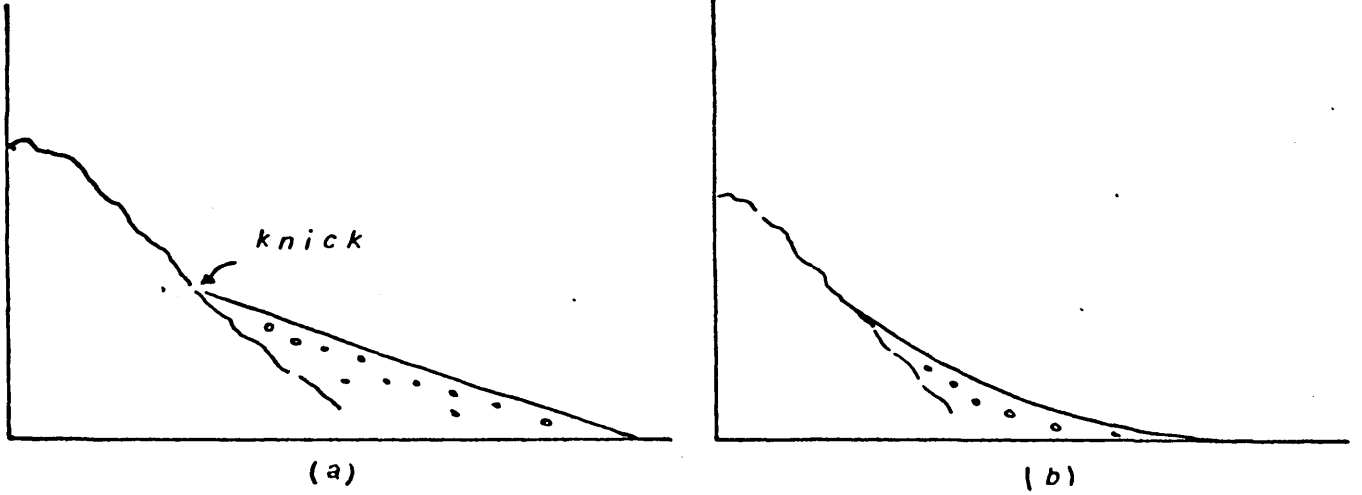
(5°). El primer proceso de formación de glacis en nuestra zona es posterior a la Raña y anterior al encajamiento fluvial, o sincrónico con su comienzo.

Los glacis del tipo b), por el contrario aparecen asociados con el sistema fluvial actual y sus bases están por debajo de los restos de la superficie S_{II} . Esto se puede apreciar en las proximidades de Picón en donde parece existir una continuidad morfológica entre los restos de

terrazas y los giacis.

En otros lugares (p.ej. a unos 3 Kms. al S.SE. del citado pueblo, junto al rio Guadiana en su margen derecha), estas superficies aparecen colgadas por el encajamiento más reciente del rio.

FIG 24



(a)

(b)

Materiales de ladera

- G — Grava
- A — Arena
- F — Limo+arcilla

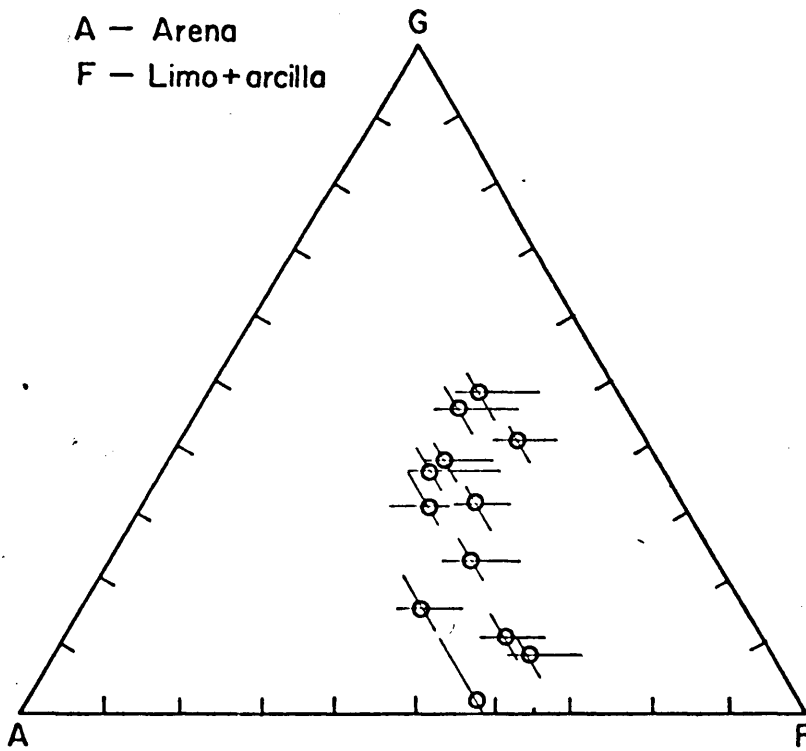


FIG 25

REPRESENTACIONES GRANULOMETRICAS

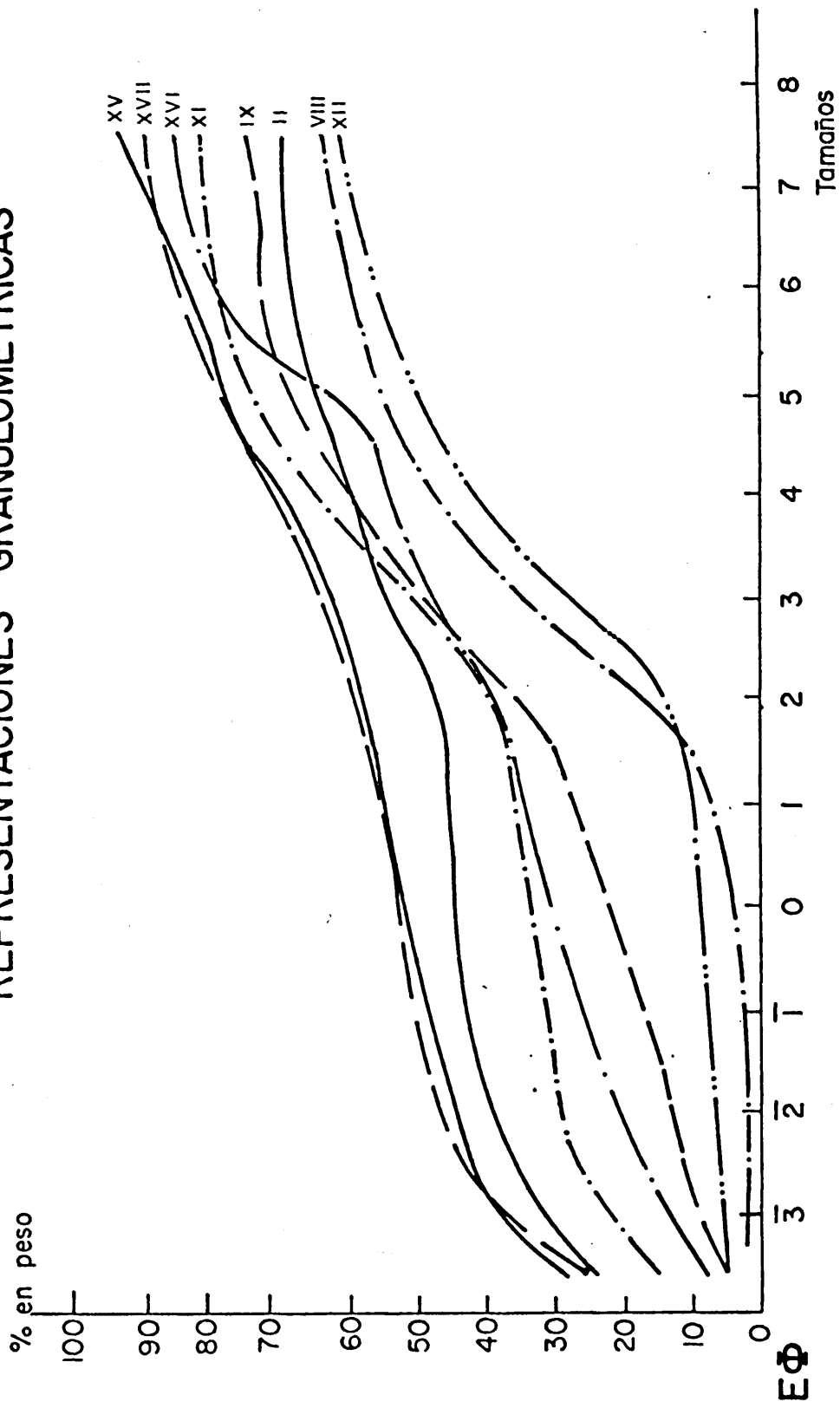


FIG 26

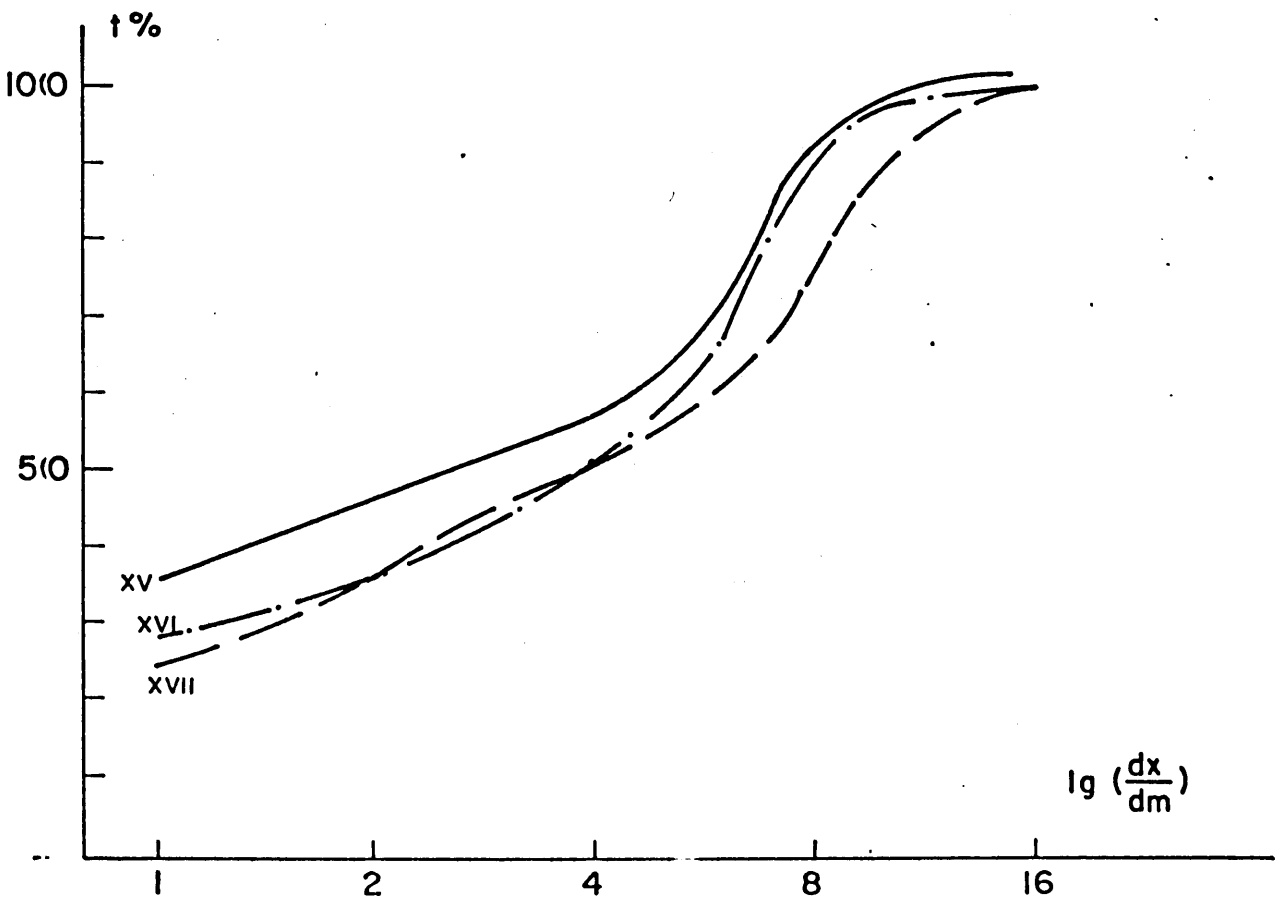
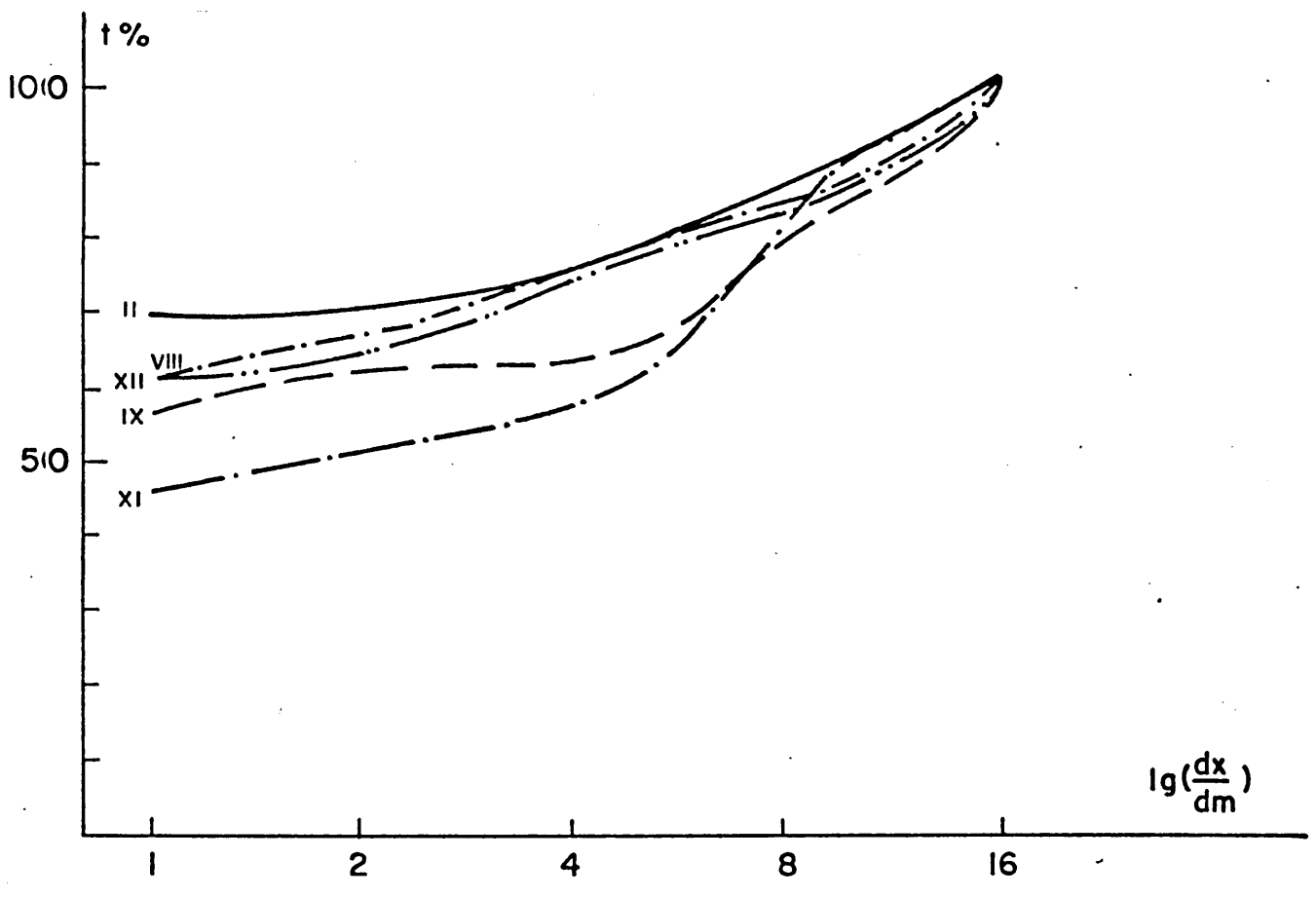


FIG 27

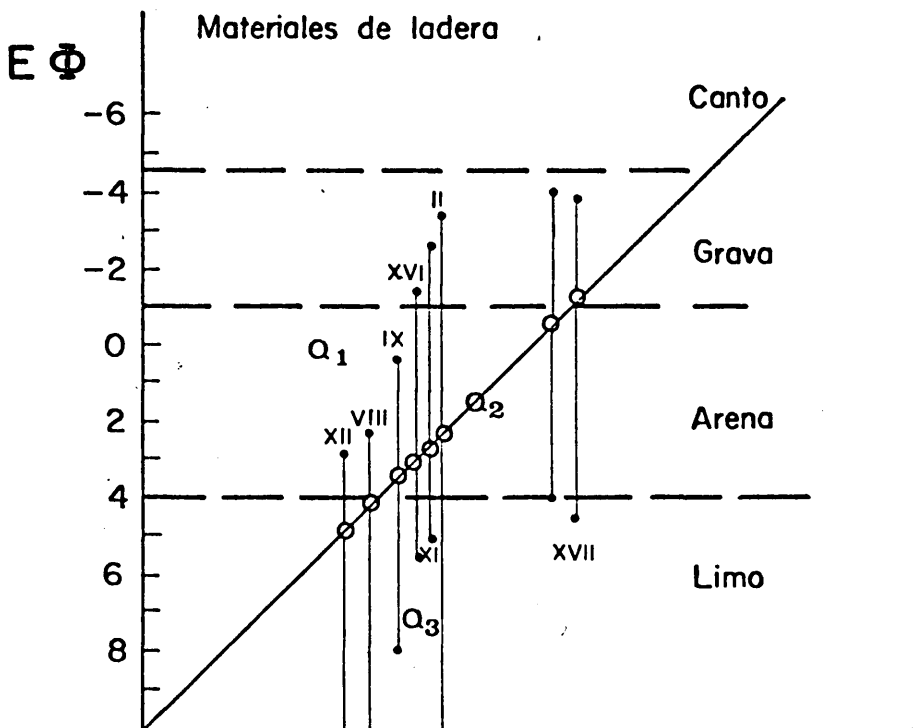


FIG 28

"SISTEMA FLUVIAL CUATERNARIO"

La morfología fluvial cuaternaria se ha desarrollado sobre los materiales y las formas anteriores.

En la mayor parte de las zonas de la Meseta española los procesos morfológicos pleistocenos han eliminado prácticamente las superficies morfológicas anteriores al encajamiento fluvial cuaternario. Sin embargo, y como hemos dicho anteriormente, en nuestra zona de estudio la superficie pre-encajamiento fluvial o superficie S_{II} permanece bien conservada.

Este hecho tiene una gran importancia desde el punto de vista morfológico y edáfico pues, aunque con dificultades, nos permite estudiar la sucesión de éstos fenómenos.

Por esta razón, este capítulo lo vamos a dividir en dos apartados:

El primero dedicado al estudio de los depósitos fluviales (terrazas).

El segundo, dedicado al estudio de los suelos rojos que aparecen en nuestra zona.

"1 - DEPOSITOS FLUVIALES"(TERRAZAS)

HERNANDEZ PACHECO, E. (1.928) en su gran síntesis sobre el estudio de los cinco rios principales de la Península, al hablar del Guadiana expresa una ausencia de terrazas en su tramo medio y superior, achacando a ésto, al particular origen de este rio.

En los trabajos que posteriormente fueron publicados, ya citados en apartados anteriores, fue mantenida esta idea hasta que MINGARRO, F. (1.958) encuentra en el tramo inmediatamente aguas abajo de la zona de nuestro estudio, cuatro niveles de terrazas colocadas a +4/9 m, +18/23 m, + 30/40 m. y + 60/65 m. por encima del actual cauce del rio. (1).

Por nuestra parte hemos realizado un estudio detallado de este rio desde cerca de su nacimiento en los Ojos al SE. de Villarrubia, hasta su salida de la hoja 784 (Ciudad Real) del mapa topográfico nacional 1 : 50.000 al N. de Pozuelos de Calatrava.

Por las características que presenta la cuenca de este rio en el área estudiada y con objeto de establecer un

(1): HERNANDEZ PACHECO, F. y CABAÑAS, F. (1.952) dan para el Guadiana junto a Puebla de Don Rodrigo, los siguientes niveles: +8/12 m, + 18/22m. +30/39m' y +62/64 m.

orden en la exposición de este capítulo, distinguimos dos tramos que se diferencian entre sí por su morfología, por el régimen de las aguas y, como consecuencia, por el ciclo erosión-sedimentación que el río ha originado en su evolución a lo largo del Cuaternario. Estos tramos los vamos a denominar:

1). Tramo de la Mancha.

2). Tramo del Campo de Calatrava.

La separación entre ambos tramos está establecida por lo que hemos dado en llamar Zona de Transición.

1º. Tramo de La Mancha.

El Guadiana, en su nacimiento de los Ojos al NE. de Daimiel, junto a la carretera de Manzanares a Villarrubia de los Ojos, se presenta bruscamente bajo una hondonada de paredes calizas relativamente abruptas. Es un auténtico nacimiento en "Fondo de Saco". El acuífero constituido fundamentalmente por las series de calizas arenosas que existen de bajo del caparazón de calizas más superiores, al ser cortado por la topografía origina el nacimiento del Guadiana en esta zona. Ese punto del nacimiento se encuentra aproximadamente a una altitud de unos 619 m. junto al Km. 21 de la carretera de Manzanares a Villarrubia de los Ojos.

El cauce que el Guadiana presenta a lo largo de todo este tramo, no es un cauce de erosión normal, sino que es debido a erosión kárstica por disolución de las calizas más superiores, las cuales al desaparecer han dejado el acuífero al descubierto.

Estas aguas se desplazan hacia el W. debido simplemente al hecho geológico de que las series terciarias en esta región están basculadas hacia este lado. Por esta sencilla razón la superficie topográfica de las calizas descende hacia el W. al mismo tiempo que el río, haciendo con esto que la relación entre las alturas de las calizas y las del nivel de las aguas se mantenga más o menos fija. No obstante esto no siempre se cumple debido a que, como dijimos anteriormente, las calizas además de estar basculadas se encuentran movidas por fenómenos tectónicos postmiocenos.

Como ejemplo claro del proceso kárstico que ha sufrido esta región, tenemos la serie de Dolinas y Poljes que se encuentran desarrollados al N. y W. de Daimiel.

Por las razones expuestas en apartados anteriores, creémos que este proceso de karstificación comenzó en el Pliocceno Medio a Superior continuando durante el Cuaternario.

Se dan los siguientes hechos:

a). Muchos de los Poljes, aunque no todos, tienen una

dirección W., lo que demuestra un desplazamiento de las aguas hacia este lado.

- b). Los depósitos aluviales del río Azuer, afluente del Guadiana por su margen izquierda, se encuentran embutidos dentro de un valle de tipo kárstico. Actualmente sus aguas corren sobre estos depósitos aluviales.

En un mapa inédito de isopiezas cedido por la Comisaría de Aguas del Guadiana en Ciudad Real, se puede apreciar:

- c). El gradiente de desnivel de las isopiezas decrece de E. a W.
- d). En la mayor parte de su tramo hasta su unión con el Ciguela, el Guadiana presenta un nivel de aguas algo más alto; es decir, en realidad no es el Ciguela el afluente del Guadiana, sino al contrario.

Estos hechos, unidos a la existencia de un umbral paleozoico al W. ("zona de transición") y a efectos tectónicos, como ya dijimos determinan el encharcamiento de las Tablas de Daimiel.

Otro hecho geológico de gran importancia es que, como el nivel de base del proceso erosivo cuaternario de la

región es ese umbral paleozoico que el río no ha podido apenas erosionar, la superficie de erosión plio-pleistocena permanece bien conservada; por lo que ni la Raña aparece colgada, ni los glaciares aparecen encajados, y tampoco existen fenómenos de aterrazamiento apreciables. Además, el proceso de karstificación continúa, pues el río, lo único que puede hacer es disolver calizas: no encajarse, pero sí ampliar su cauce lateralmente.

Como muestra de esto último, podemos observar la cantidad de tobas calizas y limos que actualmente origina el río y que en época de estiaje deja al descubierto.

Por esta razón, en el tramo Manchego el río Guadiana no presenta terrazas.

Es de destacar el hecho de que, en el recorrido que el río hace a lo largo de más de 33 Km. en la llanura Manchega, el desnivel que presenta no llega a los 19 m. Su pendiente es de un 6/10.000.

Hemos hecho un estudio de los minerales pesados de la fracción comprendida entre 0,075-0,175 mm. de los depósitos que actualmente deja el Gigüela en las proximidades de las Tablas de Daimiel, para comparar su asociación mineralógica con la que encontramos en las terrazas del Guadiana y del Jabalón con objeto de establecer relaciones de procedencia.

2º Tramo del Campo de Calatrava.

Una vez que el Guadiana, saliendo de la llanura Manchega, penetra en el macizo paleozoico del Campo de Calatrava, su comportamiento es diferente al que tenía en el tramo anterior.

Lo primero que se observa es que el río presenta un cauce fijo y no difuso, aunque en algunos lugares pueden existir zonas pantanosas por la retención de las aguas. Además en un recorrido de más de 44 Kms. a lo largo de dicho macizo paleozoico, el río presenta una pendiente que en conjunto es algo superior al 1:1000, como se ve, mucho más acusada que en el tramo anterior. Esta pendiente no es constante sino que varía de unos lugares a otros dentro de este tramo, (Fig. 29).

Un hecho que se da en todo este tramo del Campo de Calatrava es que el valle del río Guadiana está regulado totalmente por la tectónica. El río busca las zonas de mínima resistencia erosiva para encontrar su salida hacia el W.

Por esta razón son muy frecuentes los cambios bruscos de dirección y zonas de remansos de aguas.

Los primeros son debidos a que el río se encaja en las zonas de fractura del basamento que, como sabemos, presen

tan dos grupos de direcciones cruzadas.

Las zonas de encharcamientos y remansos de agua se deben asimismo a la tectónica pues las aguas al intentar salvar algunas fracturas perpendiculares a la dirección de la corriente quedan retenidas originando remansos y zonas pantanosas. Una vez salvada esta dificultad, al otro lado de la fractura, el agua se derrama con una mayor velocidad debido a un aumento brusco de la pendiente. Esto es típico en todo el tramo del Campo de Calatrava en donde la superficie de las aguas no da un perfil continuo sino un gran número de saltos y escalonamientos.

Esto se aprecia claramente en las inmediaciones del Puente de Alarcos y en las proximidades del puente de la carretera de Toledo a Ciudad Real entre otros lugares.

Aunque regulado por la tectónica como hemos dicho, el valle fluvial de este tramo del Guadiana es de erosión normal, es decir ha habido un encajamiento del río a lo largo del Cuaternario como lo demuestra la existencia de depósitos aluviales típicos a diferentes niveles y a lo largo de su cauce. Recordemos que en el tramo manchego el río no presentaba terrazas por las razones expuestas y sin embargo al final del tramo del Campo de Calatrava al N. de Pozuelos estas terrazas están suficientemente desarrolladas.

Los depósitos de estas terrazas (gravas, cantos, arenas, etc), no pueden proceder del tramo manchego pues como sabemos los materiales que este tramo origina son de tipo químico; por lo tanto estos depósitos procederán de relieves paleozoicos.

¿Qual o cuales han sido los rios o arroyos que han podido dar al Guadiana este material para originar sus terrazas?.

Para resolver esta cuestión hemos hecho un estudio de las terrazas de los dos rios más importantes que dentro de este tramo van a parar al rio Guadiana. El primero es el Bañuelos, que procedente de los Montes de Toledo, llega al Guadiana junto al puente de la carretera de Toledo a Ciudad Real.

El otro es el Jabalón que se une al Guadiana justo al N. de Corral de Calatrava a unos 3,5 Km. del pueblo.

Antes de su unión con el Bañuelos el Guadiana no presenta terrazas, las cuales ya aparecen a partie de esta unión.

El Jabalón corre por un valle escalonado mejor o peor conservado, es decir, establece sus propios niveles de terrazas, y aporta al Guadiana una gran cantidad de material detrítico.

En resumen podemos decir:

(1°). Las terrazas que el Guadiana presenta en su tramo del Campo de Calatrava están constituidas por materiales detríticos heredados de sus afluentes.

A continuación vamos a estudiar cada uno de los sistemas de terrazas de los afluentes citados y los del propio Guadiana estableciendo las correspondientes relaciones.

Las alturas que se citan de las terrazas corresponden a la superficie superior de las mismas: su base es en la mayoría de los casos inobservable.

2° -a) Rio Bañuelos:

Este afluente del Guadiana por su margen derecha procede de los Montes de Toledo. Siendo su cabecera bastante desarrollada de tipo detrítico, en la zona por nosotros estudiada presenta un cauce que se encuentra de 1,30-1,50 m. por debajo de la llanura de inundación la cual es muy amplia en todo su recorrido hasta llegar a las proximidades del Guadiana en donde el río se encaja en los materiales paleozoicos gracias a una serie de fracturas.

Antes de llegar a esta zona de encajamiento, el Bañuelos ha dejado una serie de terrazas mejor o peor conservadas entre los pueblos de Malagón y Fernancaballero. Hemos estudiado las terrazas que se encuentran bien desarrolladas

al W. de este último pueblo en la margen derecha de este río en las proximidades del pantano de Gasset. En esta zona encontramos de más reciente a más antiguo. (Fig. 31).

a). Llanura de inundación 1,5 m. sobre el cauce actual de las aguas, formada por materiales heterométricos bien rodados mezclados con arenas y limos con gran abundancia de materia orgánica.

b). Terraza de +6m. compuesta de varios tramos visibles que de techo a muro constan:

b-1). Gravas y cantos de cuarcitas bien redondeados unidos por matriz arcilloso-arenosa muy rubefactada. Potencia aproximada de 1 m. pero que en otros lugares llega a 2 m. (T-14) (1).

b-2). Nivel de carbonato de tipo pulverulento que en su parte superior pasa a ser de tipo laminar. Suponemos que procede de la descarbonatación del horizonte rojo superior. Potencia aproximada 0,5 m.

b-3). Formación arenoso limosa de grano muy fino y rica en carbonato (T-16).

c). Restos de la terraza de +8m. que se encuentra muy erosionada. Consta de un nivel de gravas y cantos

(1): Con esta simbología expresamos la muestra que corresponde a un lugar concreto en el mapa de localización de muestras. (Fig. 30).

con una matriz arcilloso-arenosa muy rubefactada (T-18). Debajo se encuentran los materiales terciarios.

Además de los correspondientes análisis granulométricos hemos realizado el estudio de los cantos y de los minerales pesados de la fracción arena fina.

Fracción Canto:

Hemos seguido el mismo criterio que el utilizado en la Raña para el estudio de esta fracción.

<u>Terraza de + 6m.(T-14).</u>	<u>Terraza de + 8m.(T-18)</u>
20-40 mm. 56%	20-40 mm. 61,5%
40-60 mm. 33,5%	40-60 mm. 27,5%
60-80 mm. 4,5%	60-80 mm. 3,8%
80-100mm. 1,4%	80-100mm. 3,2%
100-120mm. 3,6%	100-120mm. 2,0%
120-140mm. 1,0%	120-140mm. 1,2%
Centilo 130mm.	140-160mm. 0,8%
	Centilo160mm.

El espectro litológico es, como sucedía en la Raña, un 2% de cantos de cuarzo y el resto de cuarcita. Estos cantos de cuarzo se encuentran en los tamaños más finos de

esta fracción.

Los valores promedio de los índices de redondez, aplanamiento y disimetría son:

	Terraza + 6m.	Terraza + 8m. (1)
Aplanamiento	1,91	1,63
Disimetría	0,72	0,69
Redondez	117	100

Fracción menor de 20 mm.

Como conocemos el tipo de transporte de este material que es fluvial por ser de terraza y exceptuando algunas muestras, como en este caso, el contenido en fracción limo es pequeño, el estudio de esta fracción tiene relativa importancia. Por ello hemos preferido hacer un estudio más detallado de la fracción arena y grava.

Además, como veremos al estudiar otras muestras, gran parte del peso de la fracción menor de 0,064 mm. es de

- (1): Los valores de la T-18 son más pequeños que los de la T-14 debido probablemente a que algunos de los cantos medidos han sido afectados por fenómenos de gelifracción recientes, pues la terraza está siendo actualmente desmantelada por la erosión.

origen químico y su génesis es posterior a la sedimentación (encostramientos calizos, procesos de rubefacción, etc.).

Por estas razones las curvas acumulativas están hechas sin considerar los CO_3^- , sino únicamente las fracciones detríticas, lo que nos puede ayudar a dar una interpretación de la energía del medio de transporte.

Las curvas obtenidas en estos análisis aparecen en la figura 32.

2°-b) Río Jabalón:

Antes de su unión con el Guadiana, el Jabalón presenta un sistema de terrazas muy bien representadas en las proximidades del puente de la carretera Ciudad Real-Puerto llano junto al Km. 186 (Fig. 33).

De más reciente a más antiguo se encuentran los siguientes niveles de terrazas:

- a). Llanura de inundación a 1/1,20 m. sobre el nivel de aguas medias del río. Compuesto fundamentalmente de material fino muy rico en materia orgánica.

Morfológicamente sobre este nivel se aprecian unas pequeñas elevaciones pero que presentan una corti-

nuidad topográfica con él, es decir, no hay resalte claro de terraza. Estas elevaciones están a unos 2/2,5 m. sobre el nivel de las aguas medias.

- b). Terraza de + 7/7,5 m. Bien representada junto al Km. 186 de dicha carretera en la margen derecha del río.

Consta de los siguientes niveles de techo a muro (Fig. 34):

- b-1). Horizonte B_t de un suelo rojo desarrollado sobre material detrítico de terraza. Potencia aproximada 0,4 m. En su parte más inferior ha sido encontrada industria lítica. Dicho suelo rojo aparece directamente en su superficie aunque en algunos lugares en su parte más alta (10-15 cm.) se encuentra empobrecido en arcilla y toma color pardo presentando una estructura más arenosa.
- b-2). Costra laminar de CO_3 de unos 10-15 cm. Las láminas de carbonato presentan un grosor de 1 cm. Este horizonte B_{ca} engloba cantos de diferentes litologías y tamaños.
- b-3). Conglomerado heterométrico y poligénico ce-

mentado por $\text{CO}_3^{=}$ que al golpear con el martillo se deshace en un polvo blanco. Contiene un 40,30% de $\text{CO}_3^{=}$.

Es este conglomerado los cantos son en general de tamaño mayor que en los horizontes anteriores.

La potencia visible es de 1/1,20 m.

e). Terraza de + 10/12 m. No muy bien representada pues únicamente aparece en la margen izquierda del río y parece estar bastante erosionada. No hemos podido determinar su secuencia pues no aparecen cortes en los que se pueda hacer su estudio.

d). Terraza de + 19/21 m. Bien representada tanto en la margen izquierda como en la derecha.

Sobre ella aparece desarrollado un suelo rojo peor o mejor conservado. No hemos podido determinar tampoco su secuencia estratigráfica ni edáfica.

e). Terraza de + 25/28 m. De este nivel de terraza aparecen algunos replanos aislados formando pequeñas dovelas adosadas a relieves más altos. Una de estas dovelas ha sido cortada por una cantera que actualmente se encuentra en explotación y se ve la siguiente secuencia de techo a muro:

- e-1). Nivel de gravas y cantos unidos por matriz arcilloso-arenosa rojo intenso. Potencia aproximada 0,7-1 m.
- e-2). Nivel arenoso de grano grueso con matriz también roja. Este nivel parece presentar una cierta inclinación hacia el.W. Potencia aproximada, 0,5 m.
- e-3). Nuevo nivel de gravas y cantos con la matriz roja. Este nivel es parecido al e-1). Su potencia es de 1-1,2 m.

En la base aparecen unas pizarras paleozoicas.

Es importante destacar aquí que todos los materiales de esta terraza presentan un intenso color rojo y los cantos suelen presentar un típico "klay-skeen".

- f). Terraza de + 31/33 m. Esta terraza aparece únicamente representada en la margen derecha del Jabalón. No hemos podido establecer su secuencia estratigráfica. Únicamente podemos decir que se apoya sobre las calizas terciarias, pues éstas aparecen en sus bordes. En ella se encuentra gran cantidad de industria lítica.

g). Terraza de + 40/43 m. Únicamente representada en la margen izquierda del Jabalón. Aunque no aparecen buenos cortes, por las observaciones de campo, sospechamos que toda ella está compuesta fundamentalmente de material detrítico grueso. Parece presentar los mayores tamaños de cantos. Es probable asimismo, que sus materiales estén bien rubefactados pues al arrancar los cantos estos presentan también huellas de "kaly-skeen". En esta terraza hay que destacar los siguientes hechos:

g-1). Esta terraza no da una superficie topográfica plana sino que ésta se levanta hacia el S. Al observar en foto aérea dicha terraza parece haber sido afectada por un juego de fallas que se han movido en una edad posterior a su deposición. Una de estas fallas se relaciona con el volcán de Cabeza Parda.

Sin embargo, a pesar de su proximidad, no se puede establecer una relación directa entre los depósitos volcánicos de Cabeza Parda y los depósitos de terraza.

Aunque no hemos encontrado ninguna relación clara entre coladas-terrazas sin embargo hay hechos que merecen destacarse como por ejemplo el que sucede en esta zona en la margen derecha del Jabalón; los materiales volcánicos de la colada del Cabezo Segura aparecen inclinados hacia el río y además a nivel algo más bajo que la terraza de + 31 m.

Es frecuente observar hechos parecidos en otras regiones de la cuenca del Guadiana. Estos hechos nos hacen suponer que las erupciones volcánicas más recientes del Campo de Calatrava son sincrónicas con las terrazas más altas del Jabalón, terrazas, de + 42 m. y de + 31 m.

Nosotros hemos encontrado industria lítica en la terraza de + 31 m., lo que quiere decir que el hombre conoció estas erupciones.

g-2). Observando el corte geológico de la figura

3 3 , vemos que parece haber una continuidad morfológica de la base sobre la que se apoya la terraza de + 40/42 m. y la de la terraza de + 31/33 m. a uno y otro lado del río. El mismo tipo de relación se puede establecer entre las terrazas de + 25/28 m. que aparecen al S. del puente, con las de 19/22 m. que apa

recer siempre al N. ¿Es esto debido a un proceso de basculamiento hacia el N. posterior a la formación de estas terrazas?. Por los datos que tenemos, no podemos, de momento contestar a esta pregunta. El establecer una correspondencia simplemente morfológica es de masiado arriesgado en una zona en donde las terrazas no presentan un gran desarrollo superficial.

Vamos ahora a estudiar cada una de las terrazas:

Fracción Canto:

<u>T- + 7 m. (T-55)</u>	<u>Q (1)</u>
20 - 40 mm. 23,5%	1,4%
40 - 60 mm. 54,4%	2,8%
60 - 80 mm. 10,3%	
80 - 100 mm. 8,8%	
100 - 120 mm. 3,0%	
Centilobos..... 117 mm.	

(1): Q = Cuarzo. El resto son cuarcitas.

<u>T- + 27 m (T-40)</u>	<u>Q</u>
20 - 40 mm. 35,0%	2,5%
40 - 60 mm. 32,5%	2,5%
60 - 80 mm. 15,2%	
80 - 100 mm. 8,1%	
100 - 120 mm. 3,0%	
120 - 140 mm. 2,1%	
140 - 160 mm. 1,1%	
160 - 180 mm. 1,0%	
180 - 200 mm. 1,0%	
200 - 220 mm. 0%	
220 - 240 mm. 0%	
240 - 260 mm. 1,0%	
Centilo 250 mm.	

<u>T- + 40-42 m (T-41)</u>	<u>Q</u>
20 - 40 mm. 36,4%	2,4%
40 - 60 mm. 31,7%	1,2%
60 - 80 mm. 9,4%	
80 - 100 mm. 5,8%	
100 - 120 mm. 4,7%	
120 - 140 mm. 3,6%	
140 - 160 mm. 3,2%	
160 - 180 mm. 3,2%	
180 - 200 mm. 1,0%	
200 - 220 mm. 0%	
220 - 240 mm. 1,0%	
Centilo 230 mm.	

Los valores promedio de los índices de aplanamiento, disimetría y redondez son los siguientes: (1)

	Terraza + 7 m	Terraza + 27 m.	Terraza +40-42 m.
Aplanamiento	1,92	1,76	1,95
Disimetría	0,72	0,70	0,69
Redondez	129	177	151

Comparando los datos obtenidos en los valores promedio de los índices de aplanamiento de disimetría y de redondez de las terrazas del Bañuelos y Jabalón, se aprecia un claro aumento en este último como era de esperar por el diferente desarrollo de estos dos ríos.

En los histogramas de los índices de redondez los cantos medidos (Fig. 35), tienden a dar una pequeña moda al final debido probablemente a que esta fracción está compuesta de dos grupos de cantos con diferente redondez que se debe a una diferente evolución como se ve en los histogramas.

Fracción menor de 20 mm.:

Hemos seguido el mismo criterio que en el caso an

(1): Todos estos valores siempre se han medido en cantos de cuarcitas cuyo eje mayor está comprendido entre 40-60 mm.

terior obteniendo las correspondientes curvas acumuladas de las fracciones detríticas, sin considerar los $\text{CO}_3^{=}$.

Al estudiar conjuntamente las muestras de las terrazas del río Bañuelos (T-14, T-16 y T-18) y las del Jabalón (T-40, T-41 y T-55) (Fig. 32), vemos que se repite el hecho de la existencia de dos máximos o modas en la distribución de tamaños; uno de ellos está en la fracción mayor de 20 mm. y el otro en una fracción de transición arena fina limo. Por esta razón a los tamaños intermedios (gravas y arenas) corresponden tramos que tienden a ser horizontales en las curvas acumulativas.

Asímismo, existen dos grupos de curvas acumuladas en nuestra zona:

- a). Las que comienzan muy altas, es decir, bien lavadas de materiales finos que son por supuesto muy frecuentes en las terrazas.
- b) Las que comienzan muy abajo y ascienden rápidamente, típicas de zonas de aguas tranquilas, frecuentes en nuestra región.

Por el contrario, son escasas las curvas de valores medios porque en nuestra zona no es abundante ya que la selección por alteración impone este carácter a los sedimentos.

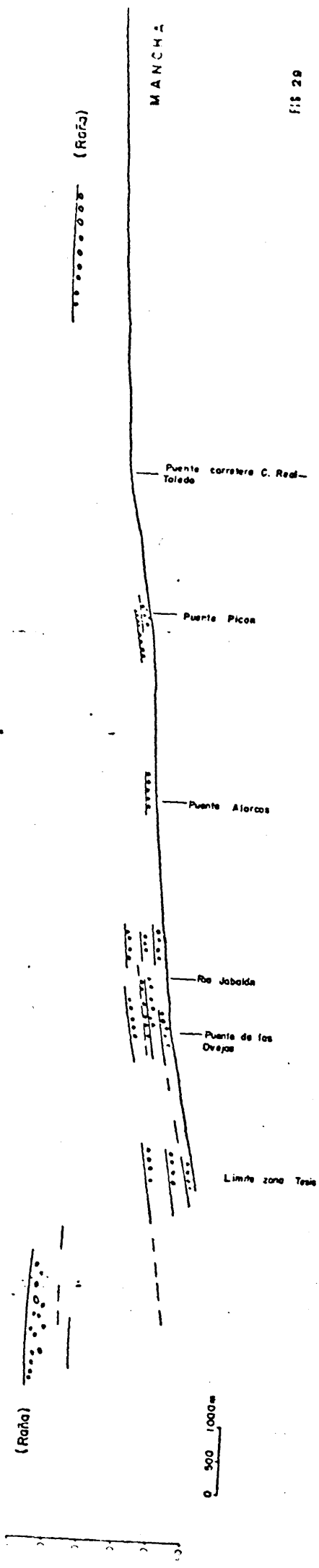


Fig 29

Perfil longitudinal del Guadiana

ANUELOS
R12
R11
R13
XV
XVI
XVII
GIGUELA

Malagon
14
110
118

Deimiel

GUADIANA

Carrion
CIUDAD REAL
Miguellurra

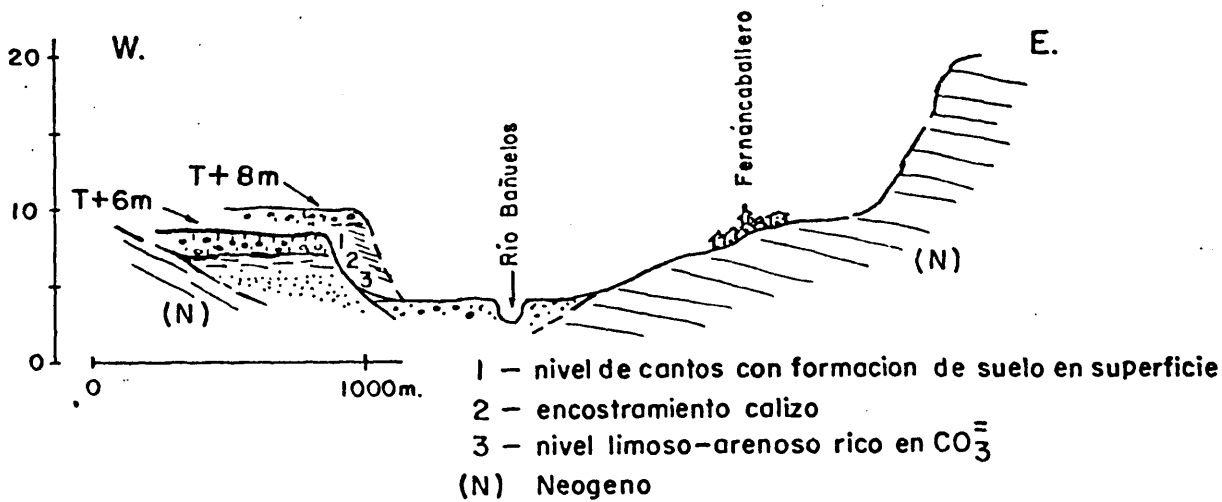
Picon
Piedrabuena
II
IX
XI
XIII
T
T
T
T
25,26,27
21
22
30,31
32,33
34,35
36,37
VIII

Poblere
JABALON
T
T
42
39,40
41
R4
R10
R7
R3
R9
R5
R2
R1
R6

Bolajos
Almagro

ESCALA 1:200.000

FIG 30



RIO BAÑUELOS

FIG 31

Terrazas
 Bañuelos (—)
 Jabalón (—)

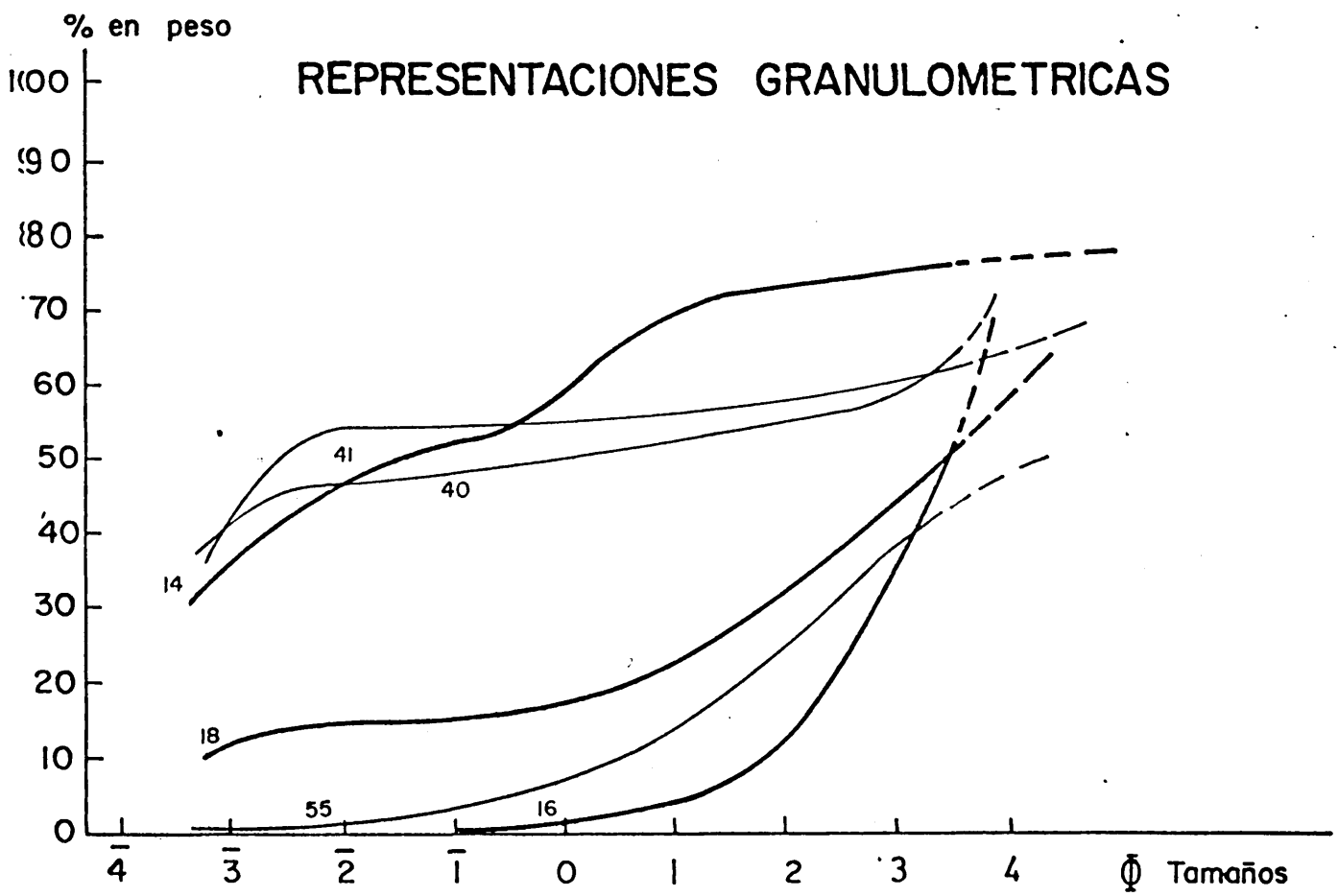
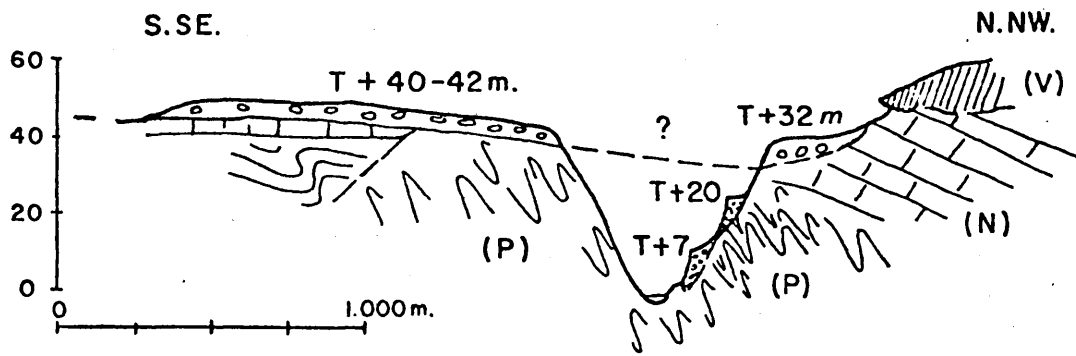


FIG 32

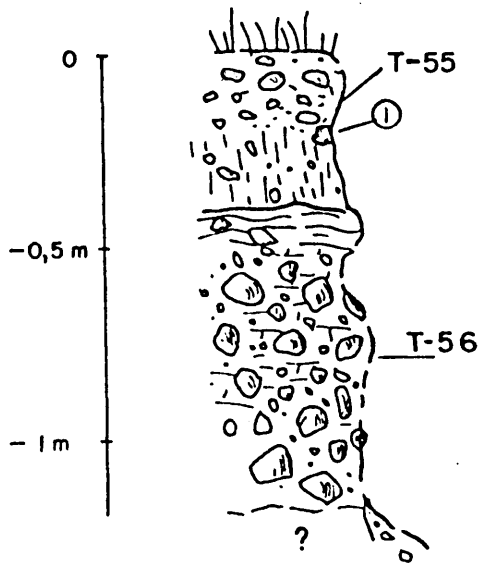


(V) = Colada volcánica.
 T = Terraza.
 (N) = Neogeno.
 (P) = Paleozoico.

Rio Jabalón

FIG 33

FIG 34

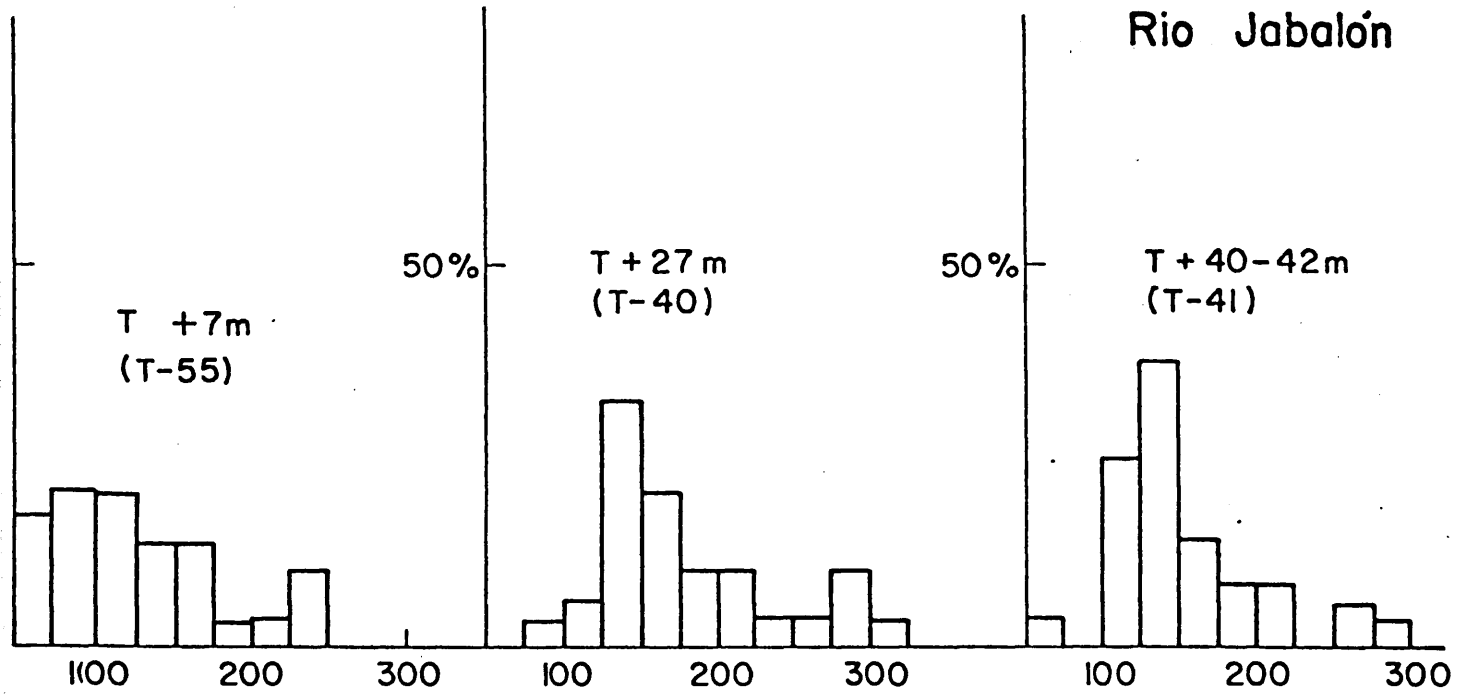


JABALON Terraza +7 m.

① industria

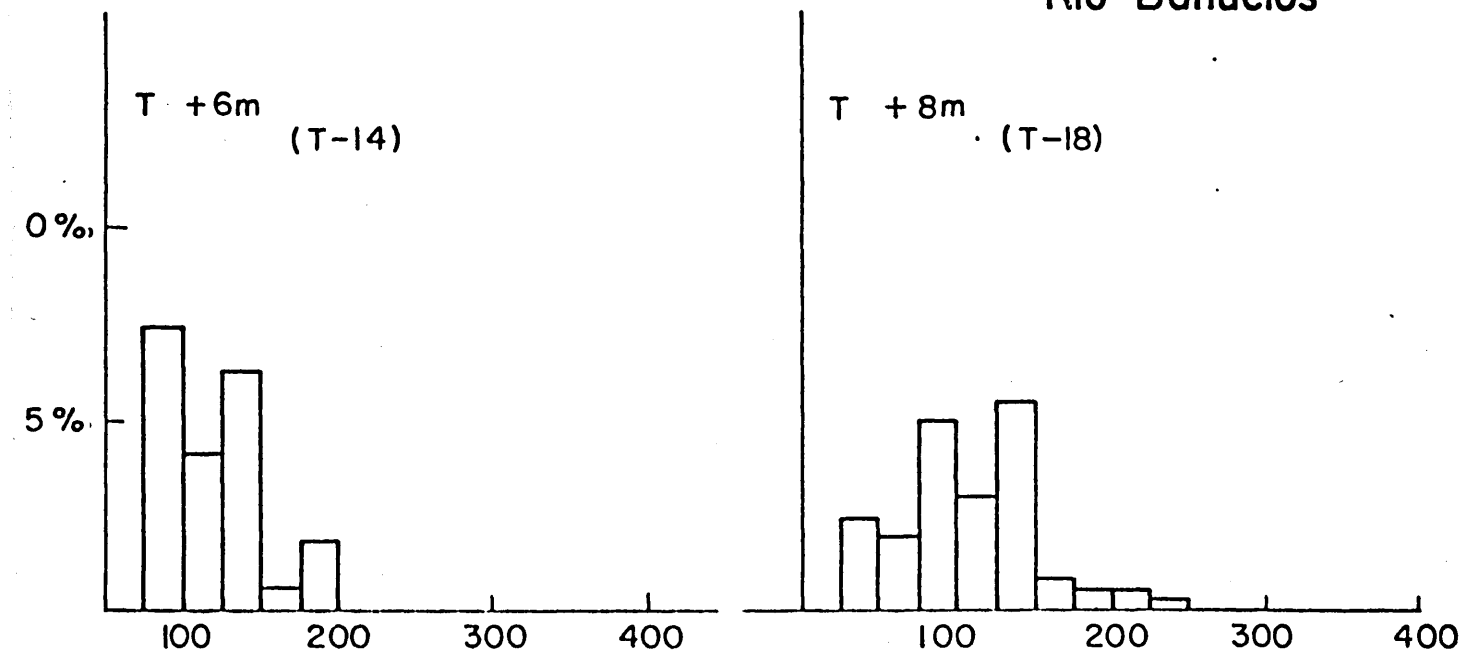
Indice redondez cantos
de eje mayor 40-60 mm.

Rio Jabalón



Indice redondez cantos
de eje mayor 40-60 mm.

Rio Bañuelos



2° - c) Río Guadiana:

Este río, desde su unión con el Bañuelos presenta un cauce fijo, aunque en él son frecuentes las zonas de encharcamiento estacional.

Este cauce presenta en sus bordes una serie de terrazas que aunque no tienen una gran continuidad se encuentran a retazos en ambas márgenes del río.

A medida que nos desplazamos hacia el W. estas terrazas aparecen más continuas y mejor desarrolladas.

El primer grupo de terrazas desarrolladas sobre este tramo del Guadiana lo encontramos al N. de las Casas en la margen derecha del río (1), en su primer cambio brusco de dirección.

En este lugar se encuentra desarrollado un glacis sobre unos materiales detríticos, en general bien rodados procedentes de un arroyo que existe al SE. del vértice geodésico de Malinfernillo (828 m.)

Adosado a este glacis aparece una terraza cuya parte superior se encuentra a unos +7 m. sobre el nivel de las aguas.

Por el estudio de esta zona en foto aérea se deduce que la terraza es de edad posterior a la del glacis pues

(1): Antes de llegar a este punto el río en su margen izquierda presenta restos de una posible terraza pero no se encuentra bien desarrollada.

aquella se apoya sobre éste.

En el campo se confunden los materiales de la terraza con los que aparecen bajo la superficie glacis pues presentan caracteres litológicos y evolutivos muy semejantes.

1ª Estación de Estudio.

Junto al puente de Picón, en la carretera de Ciudad Real a Porzuna, encontramos un sistema de terrazas de gran interés; es la zona que hemos dado en llamar Sistema de Terrazas del Puente de Picón. Distinguiremos dos sistemas. Uno al N. del puente y otro al S. del mismo.

a). Sistema N:

Margen Izquierda: 200 m. aguas arriba del puente existe un corte de una terraza de + 7/8 m., muy interesante y representado en la figura 36.

Descrito de techo a muro es como sigue:

- a-1). Material detrítico de cantos de cuarcitas y cuarzos (escasos) unidos por matriz arcilloso-arenosa de color rojo. Potencia 0,2-0,4 m. (T-29).
- a-2). Horizonte argílico B_t suelo rojo con estructura que tiende a ser prismática. Potencia

cia 0,3-0,4 m. (T-28).

- a-3). Horizonte B_{ca} de aspecto grumoso o pulverulento. Ha dado un 50,5% en $CO_3^{=}$ (T-27).
- a-4). Nivel arenoso-limoso fuertemente carbonatado (46,4% de $CO_3^{=}$). Presenta una potencia muy variable pues en algunos lugares desaparece pero puede llegar a los 2 m.
Entre este nivel y el a-3) existe un proceso de kárstificación generalizado pues afecta incluso a las calizas miocenas cuando falta este a-4) (T-26).
- a-5). Este nivel es la base de esta terraza de +8m. en esta zona, constituido por un conglomerado de cuarcitas predominantes con algunos cantos de pizarras (2%). En él se encuentran dos tipos de morfología de cantos: Unos redondeados que son todos de cuarcitas y otros angulosos en los que predominan los tamaños mayores y es en donde se concentran las pocas pizarras que hay. El centilo medido es de -170 mm.
Todos estos materiales se encuentran unidos por un cemento calizo con un 57,86% en $CO_3^{=}$ (T-25). La base está a unos +4m. por enci-

ma del nivel medio de las aguas.

a-6). Calizas terciarias.

De aquí se deduce un hecho muy importante y es que:

(2^o). Hay un proceso de karstificación posterior a la terraza de + 8m. sobre el Guadiana.

En la margen derecha, un poco aguas arriba de la zona estudiada, existe esta misma secuencia pero peor conservada.

b). Sistema S.:

Margen Izquierda: A 1,5 Km. al S. del citado puente, en la denominada "Dehesa de Sedano", encontramos la siguiente secuencia bajo un nivel de +2,5/3 m. (Fig. 37).

De techo a muro aparecen los siguientes niveles:

b-1). Conglomerado de cantos de cuarcita angulosos y rolados (estos dominantes) unidos por matriz arenoso-arcillosa de color pardo. El contenido en CO_3 es de un 41,0%.

Potencia de este nivel 1,5 m. aproximadamente.

b-2). Restos de un suelo rojo fosil (enterrado por

los materiales de encima). Su potencia es de 0,15 m. (1) aproximadamente.

b-3). Gravas y arenas gruesas con cemento calizo. Potencia 0,3 m. aproximadamente.

b-4). Nivel limoso-arenoso cementado por $\text{CO}_3^=$. El contenido en $\text{CO}_3^=$ es de un 40,68%. Este nivel presenta una potencia visible aproximada de 0,7-1 m.

Merece destacarse aquí, como sucede en otros lugares de la cuenca del Guadiana, que sus aguas suelen cubrir a materiales de terrazas antiguas.

Topográficamente por encima de este nivel de terraza de + 3m. existe otro nivel de + 8/9 m. cuyos restos, que están prácticamente desmantelados, se apoyan sobre las calizas y margas terciarias. (Fig. 37).

Aunque quedan pocos restos de este nivel sus materiales presentan un intenso color rojo en superficie.

Creemos que este nivel es el que se corresponde con el estudiado anteriormente al N. del puente de Picón.

Margen Derecha: Al S. del citado puente se une al Guadiana el arroyo que procedente del NW. pasa por el pueblo de Picón. En las riberas de éste

(1): Este nivel de suelo rojo fosilizado es muy común en toda la ribera del Guadiana.

y junto al Guadiana aparecen los restos de una terraza de + 5/6 al lado de la carretera que llega al citado pueblo. En los lugares en donde esta terraza aparece más completa presenta en su parte más alta restos de un suelo rojo que las labores agrícolas van levantando. Por falta de buenos cortes no se puede estudiar la secuencia evolutiva de dicho nivel.

En las terrazas del Sistema N. de esta ecuación del puente de Picón, hemos hecho una serie de análisis granulométricos cuyas curvas aparecen en la figura 38.

Las típicamente fluviales (T-25 y T-26) presentan una gran selección. Por el contrario la del suelo rojo T-28 y la de los materiales que aparecen encima, T-29, en la terraza de + 8m. presentan un gran contenido en arcilla. El paralelismo entre las dos es debido o bien al proceso de formación del suelo rojo que enriqueció el horizonte B_t de arcilla, o bien a que una vez formado este suelo, las condiciones actuales han eliminado las arcillas de las partes más superiores.

En esta zona de estudio el enriquecimiento en arena es un síntoma típicamente fluvial. No obstante, a veces las arenas son heredadas de niveles terciarios, pues de

vez encuando aparecen estos niveles intercalados bajo las calizas superiores.

En las terrazas que aparecen al S. de este puente en ambas márgenes hemos hecho un estudio de la fracción can to obteniendo los siguientes resultados:

<u>Terraza + 3m.</u>	<u>Q</u>	<u>C (1)</u>
20 - 40 mm. ... 34,0%	7,0%	3,0%
40 - 60 mm. ... 23,8%	4,8%	-
60 - 80 mm. ... 17,0%	-	-
80 - 100 mm. ... 13,6%	-	-
100 - 120 mm. ... 4,5%	-	-
120 - 140 mm. ... 3,7%	-	-
140 - 160 mm. ... 3,4%	-	-
Centilo.....	160 mm.	

<u>Terraza + 6m.</u>	<u>Q</u>	<u>C</u>	<u>P</u>
20 - 40 mm. ... 35,5%	2,0%	2,5%	1,3%
40 - 60 mm. ... 28,8%	1,3%	2,0%	2,5%
60 - 80 mm. ... 16,1%	2,0%	1,0%	1,0%
80 - 100 mm. ... 8,0%	-	-	1,0%
100 - 120 mm. ... 3,3%	-	-	1,0%
120 - 140 mm. ... 3,0%	-	-	-
140 - 160 mm. 2,7%	-	-	-
160 - 180 mm. ... 1,6%	-	-	-
180 - 200 mm. ... 1,0%	-	-	-
Centilo.....	200 mm.		

(1): Q=Cuarzo, C=Caliza, P=Pizarra. Todas las medidas han sido has sobre cuarcitas.

Los valores promedios de los índices de aplanamiento, disimetría y redondez son:

	Terraza + 3m.	Terraza + 6m.
Aplanamiento	1,98	2,02
Disimetría	0,71	0,70
Redondez	101	120

Del estudio de la fracción canto de esta primera estación que hemos denominado del puente de Picón se deducen las siguientes consecuencias:

- a). En el espectro litológico aparecen por primera vez, además de cuarzos y cuarcitas, calizas y pizarras que nunca habíamos citado en los casos anteriores.

Las calizas proceden de los materiales terciarios como es de suponer. La presencia de pizarras, y además su abundancia en tamaños relativamente grandes, implican que al menos esta zona ha tenido un aporte de materiales de Cadera; es decir que no todos los materiales de las terrazas fueron transportados por el río sino que muchos de ellos pro-

ceden de las laderas circundantes.

En apoyo de esta hipótesis está el hecho de que los histogramas de redondez de los cantos de las terrazas de + 3 y + 6m. (Fig. 39) presentan dos modas, una entre 75 y 100 que implica fracturación (probablemente por gelifracción) y un pequeño transporte, y otro máximo entre 125 y 150 que son heredados de los afluentes de cabecera (Bañuelos, etc.), y originados en el proceso morfológico normal del río.

- b). Los índices de aplanamiento son mayores que los obtenidos para el Bañuelos y el Jabalón e incluso sobrepasan el valor de 2. Este dato, con las reservas oportunas tratándose de cuarcitas, apoya esta hipótesis de aporte lateral.
- c). Los valores medios del índice de disimetría se corresponden con los hallados en las terrazas del Bañuelos y Jabalón.

En resumen podemos decir que en esta primera estación del puente de Picón:

(3^o). Los materiales que constituyen las terrazas de + 6 m. están constituidos por mezcla de materiales fluviales y de ladera.

Continuando el recorrido del río Guadiana y pasado un pequeño encajamiento del río en los materiales paleozoicos, llegamos a una amplia llanura en donde se vuelven a producir fenómenos de encharcamiento, presentando dicho río el carácter típicamente palustre citado ya en el tramo manchego.

Esto es debido a un hecho geológico de gran importancia: la existencia de una serie de fallas que se unen en esta zona en donde las que presentan dirección E-W. son muy destacadas (ver el esquema del basamento, Fig. 6). Es muy característica en este área la gran acumulación de manifestaciones volcánicas (Cabezo de Galiana, Cabezo del Hierro, etc.). El río ha podido salir de esta región gracias a una fractura de dirección N-S. (Puente de Alarcos), no sin antes salvar un pequeño umbral, como sucedía en el caso de las Tablas de Daimiel.

En realidad no es una sola fractura la que determina este comportamiento del río sino un conjunto de ellas que han afectado al basamento y cuyo juego ha determinado el levantamiento de algún bloque aguas abajo, esto es, hacia el S. Como veremos enseguida este juego de fallas ha existido hasta épocas muy recientes.

Esta zona es la que denominamos Estación del Puente de Alarcos.

Estación Puente de Alarcos:

Aunque un poco más arriba al E. del Cabezo Galiana existen restos de terrazas a ambos márgenes del Guadiana, hemos hecho un estudio de éstas en una zona en donde existen unas graveras y que han permitido un estudio detallado de estos materiales.

Además de esta facilidad para el estudio, se da la circunstancia de que se encuentran a muy pocos metros de donde HERNANDEZ PACHECO, E. (1.921 b), cita el hallazgo en un pozo, de una fauna típicamente pleistocena inferior.

Gracias a la existencia de tres pozos casi alineados perpendicularmente a la dirección del río, hemos podido establecer la secuencia estratigráfica fundamental de esta estación, y relacionar los datos obtenidos con los que aparecen en los trabajos de HERNANDEZ PACHECO, E.

Nosotros hemos encontrado la siguiente secuencia, (Fig. 40).

Pozo I del esquema; situado a 1 Km. aproximadamente del río Guadiana. La boca del pozo se encuentra a una altura de unos 8 m. por encima del nivel actual de las aguas.

Este es muy probablemente el pozo en donde fueron

encontrados los fósiles estudiados por HERNANDEZ PACHECO, E.

La estratigrafía encontrada, de techo a muro es:

- a). Cineritas algo alteradas en superficie de tonos marrones. Hacia abajo presentan fuerte compacidad. Potencia aproximada de 2-2,5 m.
- b). Nivel de tobas y calizas que al salir a la superficie presentan aspecto laminar unas y grumoso otras. Los grumos suelen tener procesos de recristalización de $\text{CO}_3^{=}$. Potencia visible unos 2 m.

No hemos podido determinar su base pues el agua al oscilar anualmente deja cubierta la parte inferior de un moho o verdín típico.

Según HERNANDEZ PACHECO, E., los restos fósiles por él estudiados se encontraban en unos aluviones del río a unos 6 m. de profundidad.

En figura 40 nuestro nivel (2) representa el nivel de aluviones en donde apareció la fauna. Este nivel ha sido supuesto de acuerdo con la bibliografía, pero nosotros no lo hemos podido localizar debido a que el nivel de las aguas del pozo se encontraba a algo menos de 6 m. de profundidad.

Pozo II: Situado unos 400 m. de distancia del an-

terior, en dirección al río. Su superficie se encuentra unos 2 - 2,5 m. más baja que la del anterior pozo.

La estratigrafía que presenta es la siguiente de techo a muro:

- a). Conglomerado de cantos rodados y no rodados unidos por una costra caliza que da fuerte consistencia. Al golpear con el martillo la costra, ésta se deshace en polvo blanco. Potencia aproximada 1 m.
- b). Nivel de cenizas como en el caso anterior. Son las mismas que en el caso del pozo I pues se pueden seguir en superficie hasta las proximidades de éste pozo II.

Estas presentan una lateración más acusada en todo el conjunto con tonos amarillentos. Potencia aproximada 2,5 - 3 m.

Por debajo de los 4 - 5m. existe un recubrimiento superficial de las paredes del pozo de moho y musgo que impide su observación directa.

Pozo III: A unos 200 m., o quizás menos, del pozo II.

La superficie de este pozo está nivelada con la del pozo II y por lo tanto se encuentra unos 2 m. por debajo del

pozo I. En realidad no es más que una pequeña hendidura en el terreno de unos 2,5 - 3 m. de profundidad no con objeto de hacer un pozo de agua, sino de catar un posible arenero. Se encuentra a unos 200 m. del río Guadiana y la secuencia stratigráfica es la típica de una terraza. De techo a muro:

- a). Limos y arena fina muy calcárea o caliza limo-arenosa con huellas de disolución. Este mismo nivel hacia abajo parece perder el $\text{CO}_3^{=}$ y hacerse más detrítico. Potencia aproximada 1,5 - 2 m.
- b). Nivel de arena fina con intercalación de niveles de cantos y gravas típicos fluviales. Potencia visible 1 m. Constituye el suelo de esta zanja.

La superficie en donde aparecen los pozos II y III, es una superficie de terraza situada a + 6 m. sobre el río Guadiana que como estamos viendo es un nivel de terraza muy generalizado.

siguiendo esta superficie hacia el río, llegamos al resalte de terraza en donde encontramos los siguientes niveles de techo a muro:

- a). Caliza limoso-arenosa de tonos claros. Presenta fuerte compacidad. No hemos encontrado microfau-
na en ella aunque se han hecho estudios al respecto. Potencia variable pero puede llegar a 1 m.

(T-37), ($\text{CO}_3^{=}$ = 70,4%).

- b). Nivel de gravas y cantos de cuarcita y cuarzo cementado con $\text{CO}_3^{=}$ (15,5%) dando una muy fuerte consistencia. Pueden encontrarse en él cantos de pizarras y de material volcánico. Potencia aproximada 1,10-1,20 m. (T-36).

Entre los niveles a) y b) existe una superficie con huellas de procesos kársticos de relativa importancia.

- c). Nivel arenoso de tamaño medio a grueso (grava arenosa) con cemento calizo. Presenta estratificación cruzada típica. Potencia 0,3 m.
- d). Nivel arenoso de grano fino de tono amarillo-rosado cementado con $\text{CO}_3^{=}$. Potencia 0,15-0,20 m.
- e). Nivel de gravas y cantos muy cementados con $\text{CO}_3^{=}$. Son frecuentes en este nivel los cantos de material volcánico que se presentan redondeados. El tamaño dominante de los cantos es de 20-40 mm. Potencia aproximada 0,3 m.
- f). Nivel arenoso de grano medio a grueso muy cementado por $\text{CO}_3^{=}$ (31,8%). Frecuentes niveles de gravas y cantos intercalados. En su parte más superior

presenta estratificación entrecruzada. Potencia aproximada de 0,6-0,7 m. (T-35).

- g). Nivel de arena fina que en su parte más superior suele presentar tonos blancos de carbonatos (3 ó 2 %). Es de aspecto muy parecido al nivel d). Su potencia no se ha determinado, pues sólo son visibles apenas 0,2 m. (T-34).

En este mismo nivel de terraza pero un poco más alejados del río, a unos 100 m., se encuentran unas antiguas canteras para la extracción de arena y grava. En este lugar aparece desarrollado un suelo rojo sobre esta terraza que en muchos lugares se encuentra ya erosionado.

Es de interés destacar aquí el hecho de que, como sucedía en la estación de Puente de Picón, las aguas del Guadiana están por encima de la base de la terraza de + 6 m.

Al estudiar las distintas fracciones de esta terraza hemos encontrado los siguientes resultados:

La fracción canto nos da:

	<u>Q</u>	<u>C</u>	<u>S(1)</u>
20 - 40 mm..... 37,5%	1,5%	1,5%	-
40 - 60 mm..... 29,5%	0,75%	1,5%	-
60 - 80 mm..... 13,0%	1,5%	2 %	-
80 - 100 mm..... 11,3%	-	-	3%
100 - 120 mm..... 7,7%	-	3%	-
120 - 140 mm..... 1,0%	-	-	-
Centilo	137 mm.		

En esta terraza de + 6 m. sobre el Guadiana se obtienen los siguientes valores promedio de los índices de aplanamiento, disimetría y redondez:

	<u>T + 6 m.</u>
Aplanamiento	1,80
Disimetría	0,73
Redondez	98

Estos valores son algo inferiores (aplanamiento y redondez) a los obtenidos en la estación del Puente de Picón. El índice de redondez es tan pequeño por la abundancia de cantos con índices inferiores a 100, debido probablemente a procesos de gelifracción. Como se ve en el histograma (Fig. 41), hay una moda no muy acusada entre 125-150 que son los valores típicos fluviales en esta zona del Campo de Cala

(1): S = Silex, pedernal.

trava.

En el estudio de las curvas de fracción menor de 20 mm. (T-34, 35, 36 y 37) (Fig. 38), vemos:

- 1^o. El contenido en fracción limo es menor del 20%.
- 2^o. Una separación entre la T-34, T-37 y las T-35, T-36; es decir, una oscilación de energía del medio de transporte. Esto nos hace pensar que la T-34 podría ser el techo de un aterrazamiento antiguo y que posteriormente una nueva oscilación de energía del medio originó un nuevo ciclo de sedimentación.

Sea esta T-34 el techo de una terraza anterior o no, lo cierto es que, por los datos bibliográficos y por los estudios de campo tanto aquí como en otros lugares, se puede afirmar que:

(4^o), En el río Guadiana existen procesos de fosilización de terrazas antiguas por otras más recientes.

Es decir que, en nuestra zona, existen procesos de superposición de terrazas.

Una vez pasado el umbral del Puente de Alarcos, el río vuelve a adquirir un aumento de gradiente en su energía y vuelve a presentar un cauce más normal. A unos 3,5 Km. al

S. de dicho puente, encontramos una zona de meandros con sus correspondientes depósitos de terraza.

SANTONJA, M., y REDONDE, E. (1.973), afirman que en estas terrazas ha sido encontrada industria lítica recientemente.

Pasada esta zona, el río, que presentaba una dirección N-S., cambia a E-W. debido a que se encaja por una fractura del basamento que lleva esa dirección. Estamos al S. de la Sierra de Medias Lunas, o sea, al N. de Corral de Calatrava.

Siguiendo hacia el W. unos 6 Km. y pasado el Cerro de las Cabezas, de pronto el río cambia de dirección al SE. debido a la presencia de una nueva fractura que sólo aparece en la margen izquierda del río pues hacia el N. dicha fractura queda fosilizada por los materiales terciarios.

A 1,2 Km. al N. de ésta inflexión del Guadiana y sobre la costra ferralítica que se apoya en las estribaciones meridionales de la citada Sierra de Medias Lunas, existen restos de una terraza que se encuentra a una altura de + 22 m. sobre el río (1).

Existe asimismo, un nivel más inferior (+ 15/18 m) que aparece al otro lado de la carretera de Corral a Alcolea de Calatrava.

(1): Un poco más baja y a unos 200 m. al E. de esta terraza, existen restos de otra pero no son cartografiables por su escaso desarrollo.

Entre el río y estos nuevos niveles existen restos de una terraza de + 5/6 m. (muy bien señalada en la zona de inflexión del río) y de + 3m., pero este último nivel está mal conservado.

Siguiendo el río y al hacer éste una gran curva de SE. a EW., el Guadiana recibe al Jabalón por su margen izquierda. Es en esta zona en donde las terrazas del Guadiana tienen mayor desarrollo en superficie.

Por encontrarse en las proximidades del Puente de las Ovejas (1), damos este nombre a dicha estación.

Estación del Puente de las Ovejas (o Valbuena):

En esta estación se encuentran representados prácticamente todos los niveles de terrazas del Guadiana. Por ser la zona de unión del Jabalón y del Guadiana las terrazas se encuentran condicionadas por este hecho. Como veremos al final, el Guadiana se encarga, aguas abajo de esta estación de regular sus propios depósitos.

Lo primero que se aprecia aquí es que el número de terrazas es superior al encontrado hasta ahora. Existen los siguientes niveles: (Fig. 42).

(1): También llamado Puente de Valbuena.

- Terraza de + 22/24 m.
- Terraza de + 16/18 m.
- Terraza de + 10/12 m.
- Terraza de + 5/6 m.
- Terraza de + 2,5/3 m. (?)

Terraza de +22/24 m:

Representada, por una serie de superficies planas al E. y W. de la carretera de Corral a Alcolea de Calatrava. Además la misma carretera corre sobre un resto de dicha terraza.

Constituída por material detrítico de cantos de cuarcitas bien rodados en general unidos por una matriz arcilloso-arenosa de color rojo. En la carretera citada se puede ver que existen restos de un suelo rojo desarrollado sobre esta terraza.

No hemos encontrado ningún corte que nos permita hacer un muestreo para el estudio de esta terraza. Únicamente podemos decir que, a simple vista, hay una abundancia mayor de cantos gruesos que en las terrazas más inferiores.

No obstante en los restos de este nivel que hay al W. de la carretera se puede ver, bajo los niveles de cantos de cuarcita, unas costras calizas muy bien desarrolladas y compactas que las labores agrícolas sacan a la superficie.

Esto no sucede en las terrazas más inferiores en donde el encostramiento calizo es de otro aspecto.

Terraza de + 16/18 m.:

Este nivel de terraza está bien representado en la margen derecha del río frente a la desembocadura del Jabalón. Presenta las mismas características litológicas que la terraza de + 22/24 m. Entre ambas terrazas hay una rampa de descenso que no presenta ningún perfil estratigráfico. Restos de este nivel de terraza existen en la margen izquierda del Guadiana una vez pasada la confluencia del Jabalón.

Al W. de la carretera no se encuentra este nivel de + 16/18 m.

Terraza de + 10/12 m.:

Es el nivel mayor representado en esta zona.

Se encuentra tanto en la margen izquierda (poco conservado) como en la margen derecha en donde recorre todo el borde del río.

En esta margen derecha, esta terraza se presenta apoyada sobre material paleozoico el cual queda al descubierto por encajamiento del Guadiana. Gracias a este encajamiento hemos podido hacer un estudio de esta terraza en profundid

dad.

Se aprecia que toda ella está constituida por un conglomerado de cuarcitas cementado con CO_3^- . En su parte más superior presenta una rubefacción, con un suelo rojo bien lavado y desarrollado.

El encostramiento calizo que aparece bajo este suelo es de tipo grumoso-pulverulento no presentando gran compacidad; es decir, es diferente a las baldosas de costras calizas que encontrábamos en las partes más bajas de la terraza de + 22/24 m.

En las proximidades de Casa de Herrera al E. del Puente de las Ovejas hemos podido hacer un estudio de la fracción canto de este nivel. Hemos obtenido el siguiente espectro litológico:

<u>Terraza + 12 m.</u>	<u>Q</u>	<u>C</u>	<u>P</u>
20 - 40 mm. ... 24,6%	3,5%	-	-
40 - 60 mm. ... 27,7%	-	2,0%	-
60 - 80 mm. ... 26,0%	-	-	2,0%
80 - 100 mm. ... 9,2%	-	-	-
100 - 120 mm. ... 6,1%	-	-	-
120 - 140 mm. ... 3,0%	-	-	-
140 - 160 mm. ... 0,0%	-	-	-
160 - 180 mm. ... 2,2%	-	-	-
180 - 200 mm. ... 1,2%	-	-	-
Centilo	190 mm.		

En superficie esta terraza se presenta rubefactada como se ha señalado. Origina un replano morfológico que se mantiene constante a una altura de unos + 12 m. No obstante en las proximidades del puente citado el borde de dicho replano puede llegar a + 10 m. respecto al río pero esto es debido a un claro proceso erosivo que ha eliminado en parte el suelo rojo de encima y en donde aparece en superficie la costra de debajo de dicho suelo.

De estas observaciones se deduce que existe un solapamiento de la terraza de + 16/18 m. y de la de + 12 m. que se efectúa en las proximidades de Casa de Herrera.

Terraza de + 5/6 m.:

Este nivel de terraza se encuentra junto al puente pero está muy mal conservado, pues ha sido explotado como gravera. Actualmente sólo se conservan sus tramos más altos en sitios muy concretos. En uno de ellos hemos podido establecer la siguiente secuencia estratigráfica, descrita de techo a muro (Fig. 43).

- a). Conglomerado de cantos de cuarcita con matriz arcilloso-arenosa de color pardo (T-54). Esta matriz es rica en fracción arena. Potencia aproximada 1,2 m.

b). Restos de un suelo rojo desarrollado en material arenoso de grano medio a grueso rico en fracción grava. En su parte inferior el material detrítico se encuentra unido por el $\text{CO}_3^=$ de decalcificación correspondiente. El nivel rubefactado presenta una potencia de unos 0,25-0,30 m. El nivel correspondiente al horizonte B_{ca} tiene una potencia media de 0,15 m. (T-53):

La separación entre este nivel b) y el anterior es muy destacado, por el cambio de coloración.

c). Nivel de arena fina que da tono rosado al conjunto (T-52).

Presenta una potencia de unos 0,10-0,20 m.

La separación entre este nivel y el anterior b) es claramente erosivo. Representan probablemente la separación de dos ciclos sedimentarios diferentes.

d). Conglomerado de cuarcitas con matriz arenosa rica en $\text{CO}_3^=$. Estos carbonatos se hacen más abundantes hacia arriba (T-51).

Potencia media 0,5-0,6 m.

e). Conglomerado parecido al nivel anterior pero con matriz arenosa de tamaño de grano grueso. Es pobre en material de grano fino siendo muy frecuente

la fracción grava. Presenta en algunos lugares un fuerte encostramiento de $\text{CO}_3^=$. Potencia media 0,5-0,6 m. (T-50).

f). Nivel arenoso de grano medio muy suelto y de gran selección de tamaño. De vez en cuando presenta endurecimiento local en $\text{CO}_3^=$. Potencia media 0,3 m. (T-49).

g). Nivel de arena fina de tono rosado bien compactado por carbonato. Tiene el mismo aspecto del nivel c) citado anteriormente pero con mucho mayor desarrollo, pues sobrepasa los 0,8 m. de potencia aunque no aflora su base. (T-48).

Lo mismo que sucedía con el nivel c), sobre el nivel g) se desarrolla una superficie de separación brusca que le separa del f) inmediatamente encima. Suponemos que g) es el final de un proceso sedimentario. Esto quiere decir que aquí en este corte tendríamos completo un ciclo de sedimentación, entre los niveles f) al c) ambos inclusive.

Un hecho que merece destacarse aquí es que el suelo rojo aparece fosilizado por unos depósitos posteriores. Creémos que es un suelo autóctono, es decir, los materiales rubefactados no han sido transportados pues se establece una relación entre el nivel rubefactado y el de carbonatos deba-

jo de él; no hay una separación brusca por erosión.

Esto quiere decir, que después de su formación hay un proceso de sedimentación que lo cubrió.

Hemos hecho un estudio detallado de las diferentes fracciones granulométricas que aparecen en este corte, uno de los más completos que se encuentran en esta región de estudio y hemos obtenido los resultados siguientes:

Para la fracción canto el muestreo se ha realizado en los niveles d) y e) en donde estos eran más abundantes.

<u>Terraza + 6 m.</u>	<u>Q</u>	<u>C</u>	<u>P</u>
20 - 40 mm. ... 40,5%	3,5%	-	3,0%
40 - 60 mm. ... 29,0%	2,5%	2,5%	1,0%
60 - 80 mm. ... 15,5%	1,5%	-	1,5%
80 - 100 mm. ... 6,2%	-	-	-
100 - 120 mm. ... 3,3%	-	-	-
120 - 140 mm. ... 2,0%	-	-	-
140 - 160 mm. ... 1,2%	-	-	-
160 - 180 mm. ... 1,0%	-	-	-
180 - 200 mm. ... 1,0%	-	-	-
200 - 220 mm. ... 0,0%	-	-	-
220 - 240 mm. ... 0,8%	-	-	-
Centilo..... 230 mm.			

En esta estación del Puente de las Ovejas, para las terrazas estudiadas, Terraza de + 12 m. y Terraza de + 6 m., los índices de aplanamiento, redondez (Fig. 44) y disimetría, son:

	Terraza + 6m.	Terraza + 12m.
Aplanamiento	2,06	2,03
Disimetría	0,76	0,76
Redondez	123	145

Del estudio de la fracción menor de 20 mm. parece confirmarse la suposición de que los niveles c,d,e y f, constituyen un pequeño ciclo sedimentario con una mayor energía del medio en el nivel "d" (Fig. 45), originándose durante todo el ciclo el depósito de estos niveles a medida que el medio de transporte perdía energía.

Una vez depositados se origina, en superficie, el suelo rojo del nivel "b" (T-53). Este suelo rojo es posteriormente fosilizado por nuevos aportes, pero el agente productor de esa nueva deposición ya no es típicamente fluvial por la curva granulométrica que presenta (T-54) (aunque los materiales si pueden ser fluviales heredados), o bien si es-

te agente era fluvial, no tuvo un régimen tan constante como en los casos anteriores.

Continuando el recorrido del Guadiana y una vez que dejamos el Puente de las Ovejas, este se encaja en los materiales paleozoicos debido a una serie de fallas de dirección fundamental NW-SE.

Deja algunos retazos de terrazas a ambos lados, pero es al final de nuestra zona de estudio en donde estas terrazas están bien representadas. Estamos en las proximidades del puente de la carretera de Pozuelos a Alcolea de Calatrava (Fig. 46).

Aquí sólo hemos hecho una interpretación morfológica de las terrazas por lo que no consideramos a esta zona como estación de estudio. Encontramos los siguientes niveles de terrazas:

Terraza de +27/28 m.:

Muy bien desarrollada al N.W. de Pozuelos próxima al pueblo.

En la margen derecha también existen algunos restos de esta terraza sobre el paleozoico y la costra ferralítica.

Terraza de + 13/14 m.:

Muy bien desarrollada en toda esta zona, sobre to-

do en la margen izquierda.

Terraza de + 6 m.:

Aparece encajada dentro de la terraza anterior.

Está relación de altura de las terrazas debe de tenerse en cuenta para conclusiones posteriores.

2º d).- Datos comparativos:

Comparando los distintos índices obtenidos en el estudio de la fracción canto de cada una de las terrazas de las diferentes estaciones que hemos establecido, se deducen los siguientes hechos:

- 1). El valor del índice de aplanamiento de las terrazas del río Guadiana oscila entre 1,80 (terrazza de + 6 m. en el Puente de Alarcos) y el valor de 2,06 (terrazza de + 6 m. del Puente de las Ovejas).
- 2). El valor del índice de disimetría oscila entre 0,70 (terrazza de + 6 m. en el Puente de Picón) y 0,76 (en las terrazas últimamente estudiadas).
- 3). El índice de redondez (desgate) varía entre 98 (terrazza de + 6 m. Puente de Alarcos) y 145 (terrazza + 12 m. en el Puente de las Ovejas).

Sistema Norte. Margen Izq.

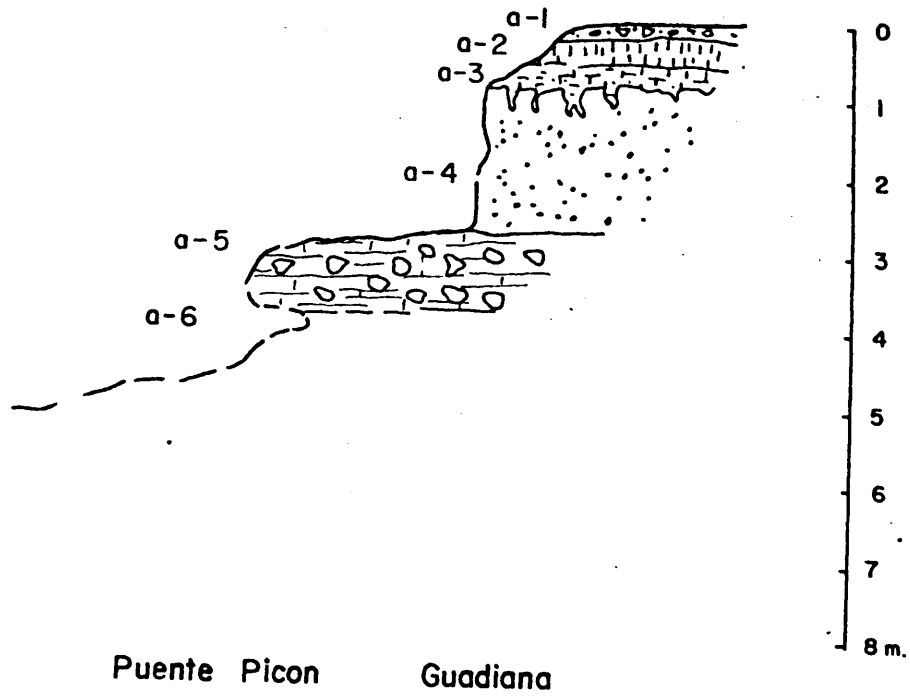


FIG 36

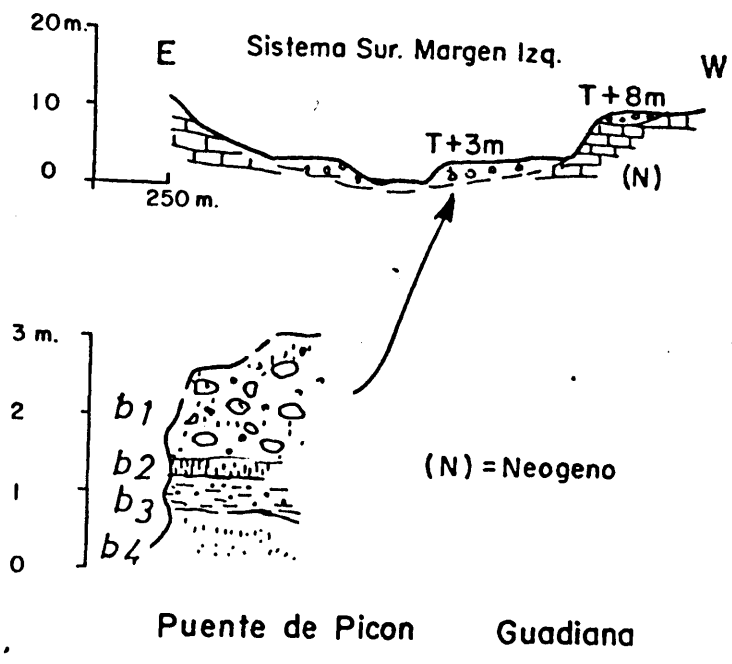


FIG 37

Puente Picón ---
 " Alarcos —

REPRESENTACIONES GRANULOMETRICAS

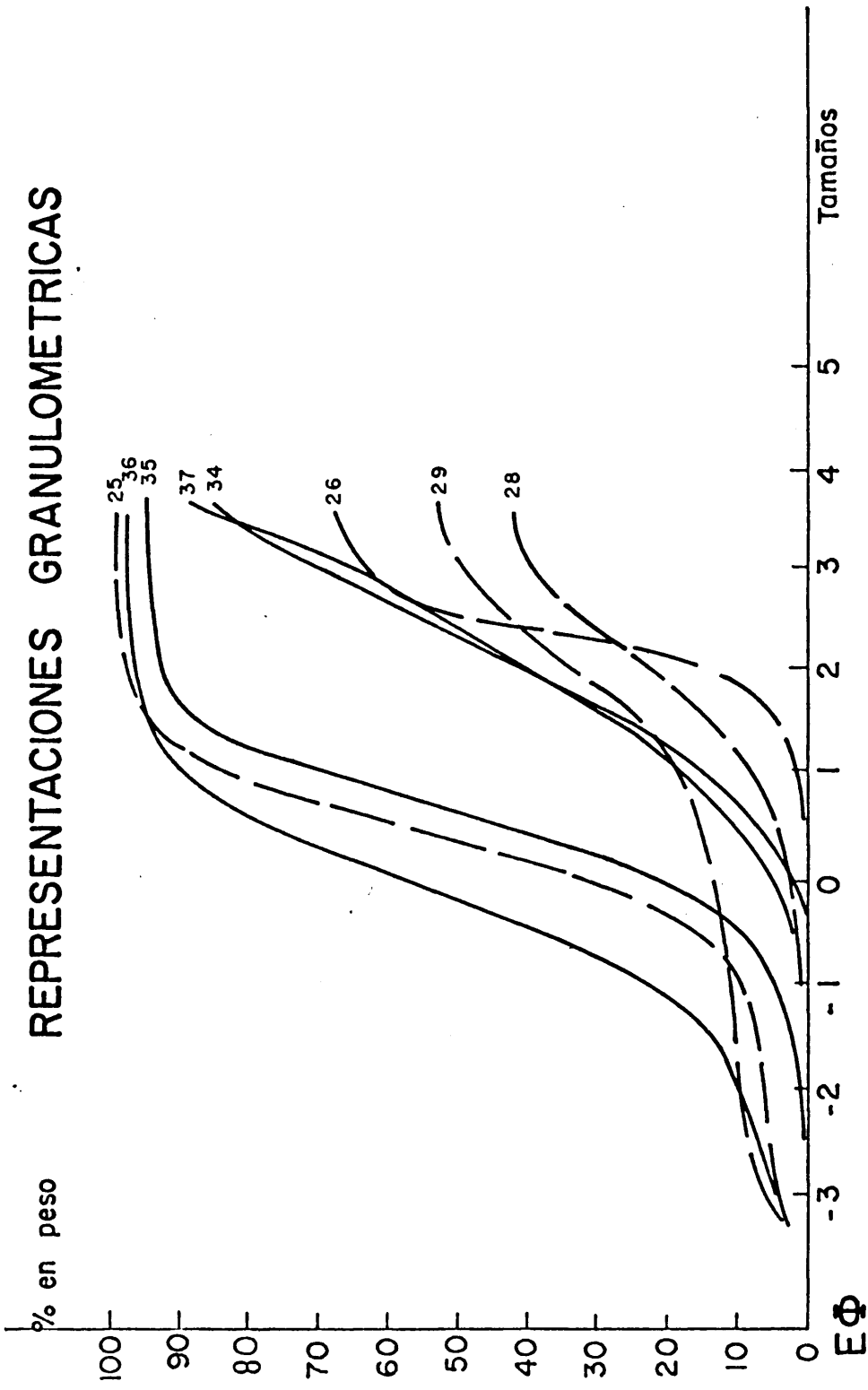


FIG 38

Indice redondez cantos de eje mayor entre 40-60mm.

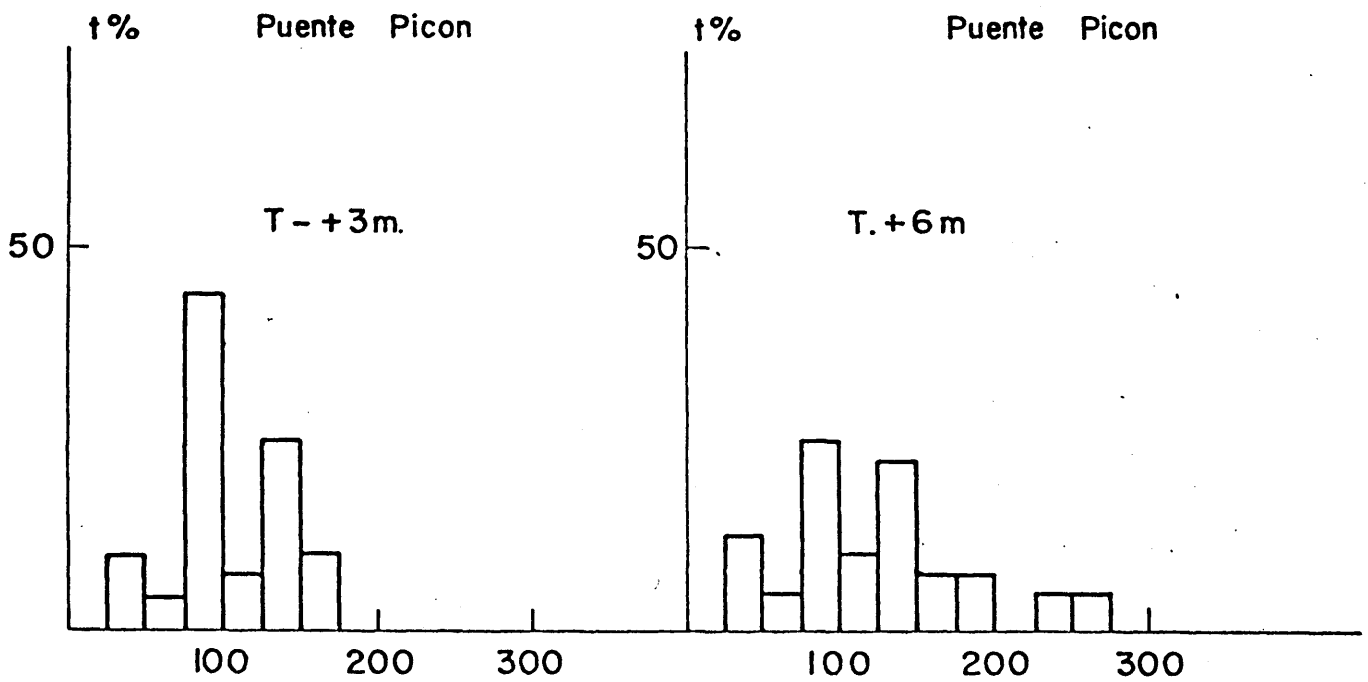


FIG 39

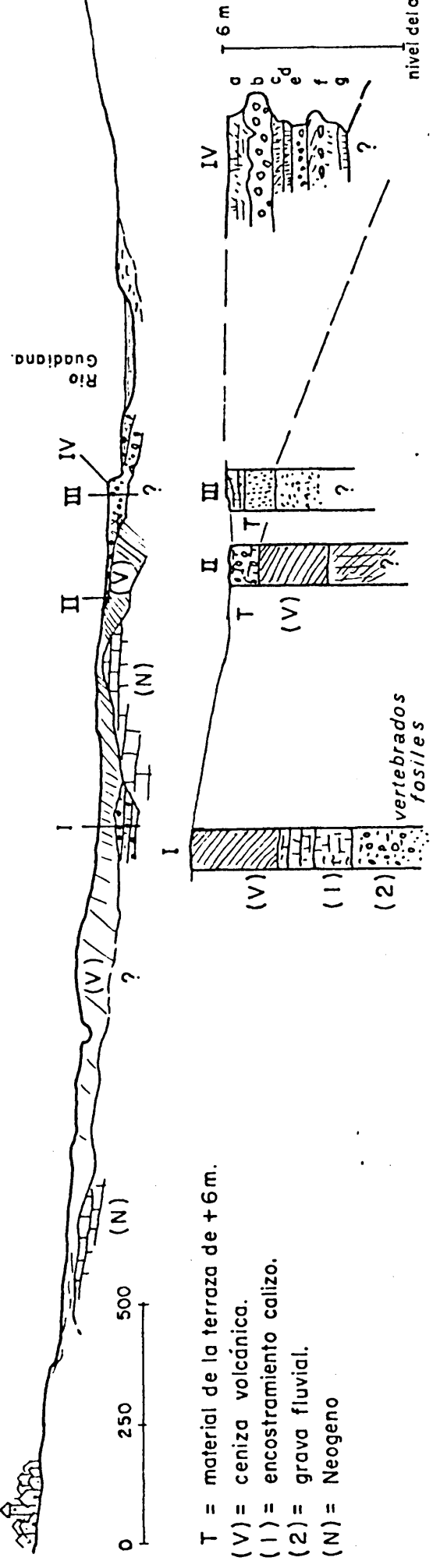
W.S.W.

640
620
600
580

VALVERDE
DE
CALATRAVA

E.NE.

FIG 40



- T = material de la terraza de +6m.
- (V) = ceniza volcánica.
- (1) = encostramiento calizo.
- (2) = grava fluvial.
- (N) = Neogeno

dice redondez cantos de eje mayor entre 40-60 mm.

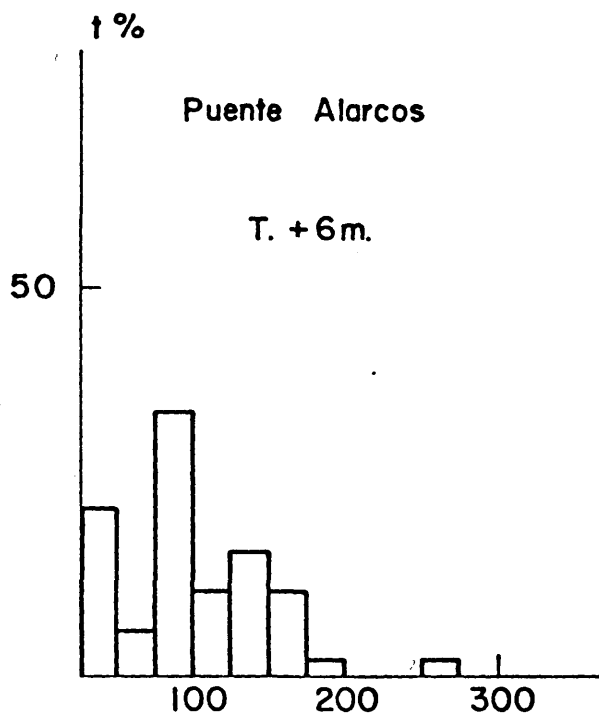
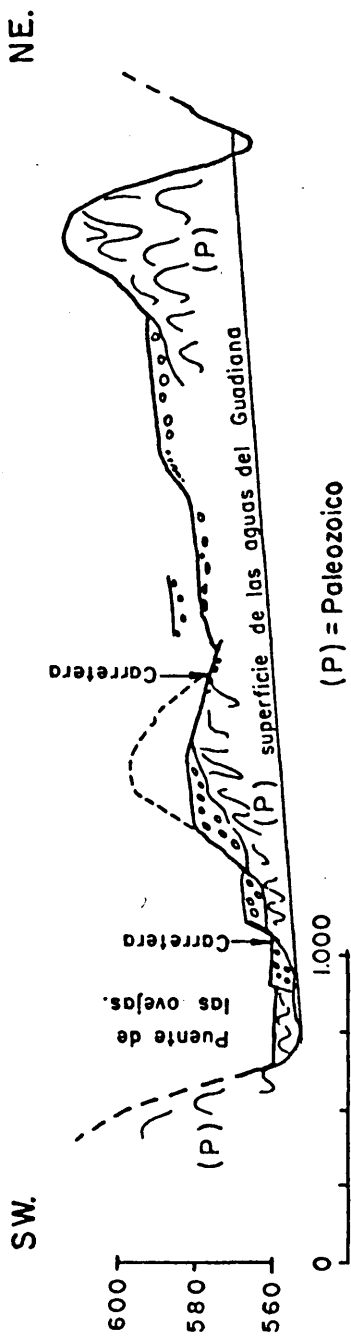
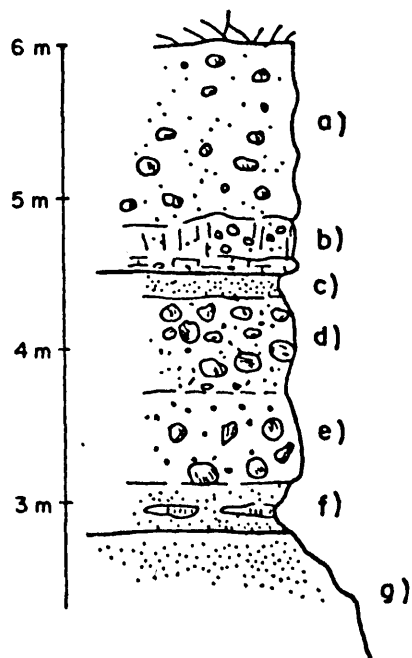


FIG 41



Sistema de Terrazas del Guadiana en el Puente de las Ovejas.

FIG 42



PUENTE DE LAS OVEJAS Terraza + 6 m.

FIG 43

Indice redondez cantos de eje mayor entre 40-60 mm.

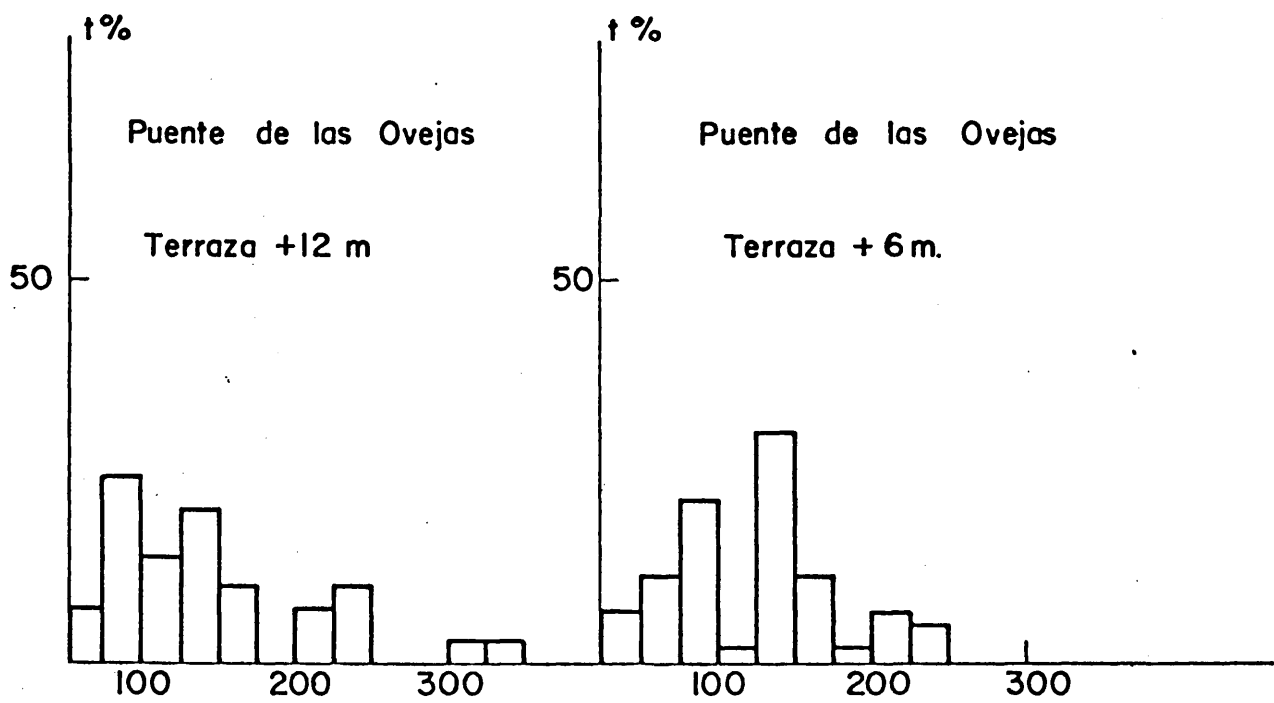


FIG 44

GUADIANA
Puente de las ovejas
REPRESENTACIONES GRANULOMETRICAS

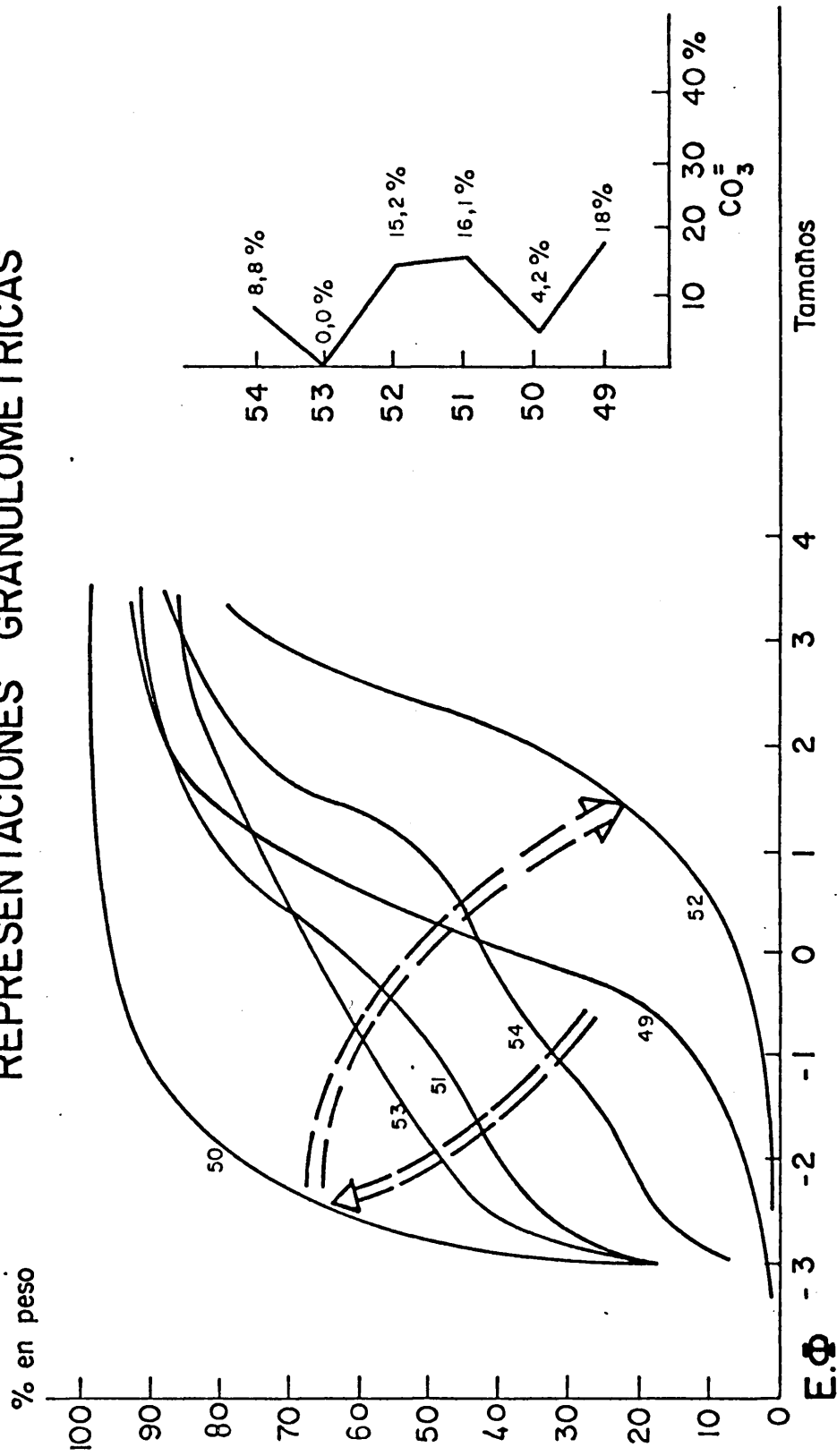


FIG 45

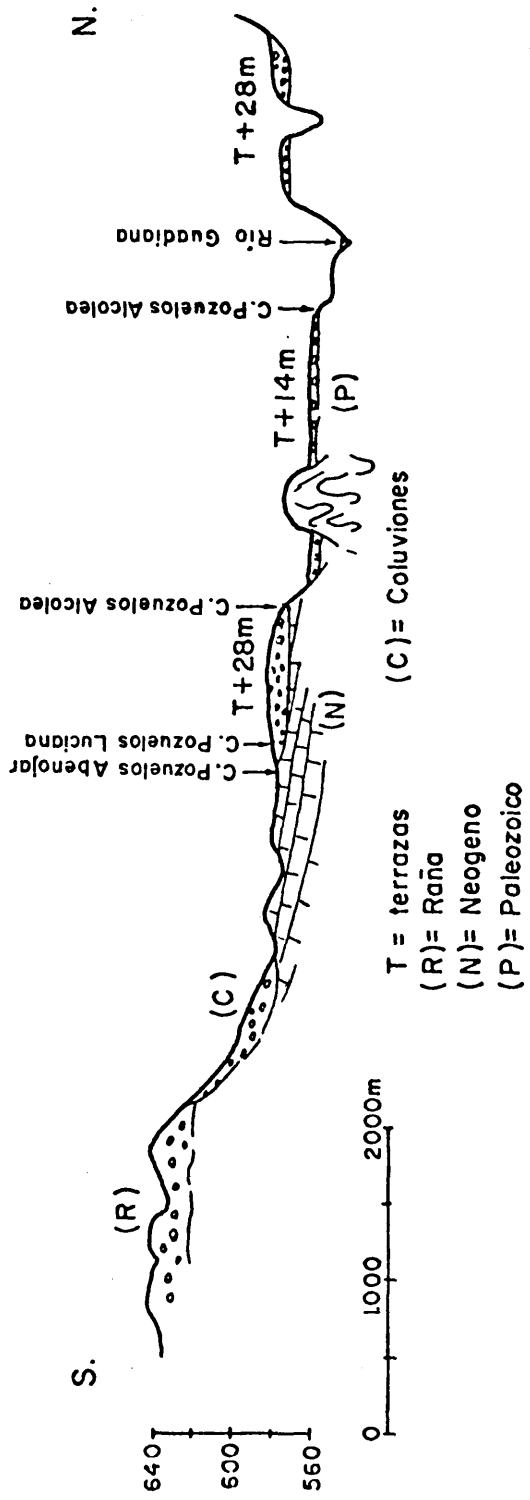


FIG 46

Comparando estos datos con los obtenidos en las terrazas del Bañuelos y del Jabalón vemos que:

- 1). Los valores de los índices de aplanamiento son algo mayores en las terrazas del Guadiana que en las de sus afluentes.
- 2). Los valores de los índices de disimetría oscilan en intervalos estrechos para las terrazas de los tres ríos.
- 3). Los índices de redondez de las terrazas del Guadiana son intermedios entre los índices de las terrazas del Bañuelos y los de las terrazas del Jabalón.
- 4). El valor del índice de redondez de las terrazas del Guadiana aumenta una vez que el Jabalón se une a dicho río.

Esto apoya la idea, expuesta al principio de este capítulo, de que los materiales del río Guadiana son en su gran mayoría heredados de sus afluentes.

- 5). Mientras que en las terrazas del Jabalón existe una sólo moda destacada del índice de redondez, entre 125 y 150, las terrazas del Bañuelos y del Guadiana presentan dos modas, una entre 75 y 100 (torrentes y arroyos de las sierras) y otra entre

125 y 150 (retoques de erosión fluvial).

En el Jabalón la primera moda ha desaparecido pues este río, al llegar a la zona ya ha hecho un gran recorrido.

ZONA DE TRANSICION

Entre las carreteras de Daimiel a Fernancaballero y la de Toledo a Ciudad Real, el río Guadiana atraviesa, como hemos dicho, una zona en donde comienzan a aparecer afloramientos paleozoicos, que el río tiene que ir salvando para proseguir su recorrido.

Aquí el Guadiana presenta también un amplio valle en donde no hemos encontrado terrazas. Únicamente las calizas terciarias aparecen en sus bordes dando en algunos lugares resaltes bruscos de los límites del valle fluvial. Así sucede por ejemplo a unos 2 Km. al E. del puente del ferrocarril en la margen derecha del río en donde las calizas originan un desnivel de 12-14 m. sobre el río. En esta zona - hemos encontrado un afloramiento volcánico no señalado en trabajos anteriores. En toda esta zona el río conserva su carácter palustre. Sin embargo, ya próximo a su unión con el Bañuelos y una vez pasado el molino del Emperador, el río comienza a acelerar sus aguas.

En esta zona existen restos de terrazas en la margen izquierda. Estos restos que aparecen a una altura de 2 m. sobre las aguas se presentan rubefactados y su base está actualmente bajo el nivel de las aguas. Asimismo, frente a este lugar en la margen derecha en el borde del nuevo puente de la carretera a Toledo, hay restos de una posible terraza rubefactada que da un replano a unos + 7 m, sobre el río. Pero lo más importante es que:

(5^o). En la unión del Bañuelos-Guadiana este último aún considerándose el principal, está más alto que el Bañuelos.

Es decir, que el Guadiana vierte sus aguas a la unión con el Bañuelos. Por esto es típico en esta unión que el valle de éste, en su desembocadura, se encuentre inundado de agua.

En fotografía aérea esto se destaca muy bien.

Hemos hecho una serie de medidas al respecto con un nivel de burbuja por lo tanto, con alguna imprecisión, y hemos deducido un desnivel de unos 2/2,5 m.

Por esta razón el río Guadiana presenta una aceleración brusca de sus aguas en la proximidad de esta zona, pero su poder erosivo es pequeño debido al régimen palustre anterior y además las rocas que afloran en el cauce del río son cuarcitas fundamentalmente, muy difíciles de erosionar.

Este desnivel es muy posiblemente de origen tectónico pues en la zona existe un conjunto de fracturas de dirección NNE-SSW. que determinan una serie de despegues del basamento. Estos despegues, en superficie se expresan con desplazamientos en la horizontal de los bloques paleozoicos.

Por una de estas fracturas ha salido el volcán del Cerro de la Cabeza que atraviesa la carretera citada.

Toda este área que hemos dado en llamar Zona de Transición constituye un umbral paleozoico que separa el tramo manchego del Guadiana y el tramo del Campo de Calatrava, ambos estudiados anteriormente. Este umbral se encuentra fracturado y asociado con manifestaciones volcánicas cuaternarias (vulcanismo III). Por razones que expondremos enseguida suponemos que en él se han producido levantamientos de bloques durante épocas muy recientes es decir, cuaternarias, los cuales afectaron a la cuenca hidrográfica ya establecida en aquellas épocas.

"SUELOS ROJOS DEL CAMPO DE CALATRAVA"

Como hemos establecido al principio de este trabajo, consideramos al "suelo" como el resultado de la interacción de los dos sistemas físicos actuantes sobre la superficie terrestre en donde los procesos fundamentales han sido de tipo químico y biológico.

Como se sabe, es un hecho muy característico de las regiones mediterráneas la existencia de un tipo de suelos con caracteres texturales y estructurales concretos y con una coloración en uno de sus horizontes que llama la atención y que ha servido para dar nombre a este tipo de suelos: son los llamados Suelos Rojos (1).

Como todo suelo, estos "suelos rojos" son el resultado de una serie de factores que han intervenido en su formación. Estos factores formadores son: roca madre, tiempo, topografía, clima y los seres vivos (ALBAREDA, J.M^a., HOYOS, A., 1.961, GUERRA, A., 1.972).

Vamos a estudiar cada uno de estos factores independientemente, ateniéndonos a nuestra zona de estudio.

(1): Utilizamos la terminología española empleada en el Instituto de Edafología y Biología Vegetal del C.S.I.C. Como se sabe, la terminología de los diferentes tipos de suelos depende del sistema de clasificación utilizado.

a). Roca Madre:

Los suelos rojos que se encuentran en el Campo de Calatrava se desarrollan tanto sobre rocas calizas o ricas en $\text{CO}_3^{=}$ como sobre rocas con pobreza en este grupo aniónico (pizarras, brechas y materiales de ladera, etc.).

b). Tiempo:

Es un factor de gran importancia en nuestro caso.

Aunque no todos los suelos rojos que hemos encontrado se han podido relacionar con los niveles de terrazas del río Guadiana o de sus afluentes, podemos decir que los niveles de terrazas (o al menos de aterrazamiento) más recientes no se encuentran afectados por la formación de estos suelos.

De más moderno a más antiguo podemos decir que en el río Guadiana:

(6^o). El primer nivel de terraza que presenta un suelo rojo desarrollado es la terraza de + 6 m.

En algunos lugares este suelo rojo se presenta relativamente bien conservado (frente a Valverde de Calatrava, p.ej.). En otros lugares, por el contrario se encuentran restos de él o bien este aparece enterrado por depósitos más recientes como p.ej. junto al Puente de las Ovejas. En es-

te lugar se ve (veanse los análisis de esta terraza) que este suelo rojo se ha desarrollado después de un ciclo sedimentario y posteriormente ha sido enterrado por un depósito que probablemente no es de génesis fluvial.

Estos datos nos llevan a suponer que:

(7^o). El suelo rojo más reciente de nuestra zona de estudio, el de la terraza de + 6 m., es posterior a la formación de dicha terraza.

La formación de un suelo rojo en nuestra zona donde la cantidad de $\text{CO}_3^{=}$ en toda la región es abundante y sobre todo en terrazas donde el aporte de este grupo aniónico ha sido importante, implica un periodo de tiempo relativamente largo para poderse generar pues, aún suponiendo que las condiciones climáticas hayan sido favorables, el proceso de descarbonatación ha sido dificultado por la abundancia de aportes calizos.

Aunque no tenemos suficientes datos, suponemos que este proceso duró bastante tiempo, incluso en pleno período de encajamiento del río en dicha terraza, pues en algunos lugares hemos visto que posibles restos de este suelo rojo están algo más bajos que el nivel de + 6 m.

La terraza de + 27 m. del Jabalón se encuentra constituida por un depósito detrítico arcilloso de tono rojo

intenso que constituye todo el material de la terraza. Esto se puede interpretar de dos formas:

- 1). O bien, cuando se produjo la terraza las condiciones eran de rubefacción.
- 2). O, anteriormente a la formación de la terraza, los materiales que van a constituir la estaban ya rubefactados (BEADET, C., MARER, G. et RUELL, A. 1967).

Sea cualquiera de estas dos hipótesis la acertada, lo cierto es que:

(8^o). En nuestra zona existe un periodo de rubefacción sincrónico o anterior a la terraza de + 27 m. del Jabalón.

c). Topografía:

Siguiendo a GUERRA, A. (o.c.), los suelos rojos españoles se dan en toda clase de topografía desde los bordes del mar hasta los 1.500 m. de altitud.

Nosotros los hemos encontrado tanto en la llanura como sobre las laderas de las sierras paleozoicas así como en las cuencas fluviales.

Sin embargo, los que presentan un desarrollo más completo y los mejor conservados se encuentran en las zonas llanas. Además, como en nuestra zona de estudio la llanura

está dominada por materiales calizos y el proceso de decalcificación, que es indispensable para la formación de estos suelos, es lento en general, su existencia implica un proceso morfológico lento. Es decir, que en general los suelos rojos están asociados a superficies morfológicas bastante estables.

Si han existido varias edades de formación de estos suelos, sus restos han debido quedar en lugares llanos por el escaso proceso erosivo cuaternario; es decir, que si no han sido eliminados por la erosión, y siempre que la evolución morfológica lo permita, existirá un "solapamiento" de procesos edáficos consecutivos. Este es un hecho real que se puede verificar en algunos lugares.

d). Clima:

De acuerdo con su génesis, el clima que da origen a estos suelos debe ser de tipo estacional con una estación seca de unos dos meses, como mínimo.

- 1). Debe existir una humedad suficiente como para permitir procesos de movilización de arcillas y lavado de $\text{CO}_3^{=}$, en el caso de que la roca madre los tenga.
- 2). Asimismo, debe existir un periodo de estiaje o sequía suficiente como para permitir el proce-

so de argilización o acumulación de arcillas. Según GUERRA, A., (o.c.), en España la formación del horizonte argílico B_t es en parte por iluviación, pero fundamentalmente de "formación y acumulación de arcilla dentro del mismo horizonte".

El periodo árido debe permitir el fenómeno de la rubefacción o enrojecimiento del horizonte B_t .

Aunque actualmente estos suelos no se forman en nuestra zona, el clima de hoy permite su conservación, pues si se ha desplazado en el sentido de la aridez, ésta tiende a ser más bien conservadores de estos suelos.

e). Seres Vivos:

En algunas partes de nuestra zona de estudio aparecen suelos rojos asociados con una vegetación natural de encinas y jaras en áreas en donde el hombre no ha realizado labores agrícolas.

Estas zonas se localizan en las sierras paleozoicas donde la potencia de los suelos es, en general escasa.

En los valles y en general en las llanuras calizas, los restos de suelos rojos que aparecen se encuentran rotura

dos y no podemos hablar de una vegetación natural autóctona.

A continuación vamos a describir algunos casos típicos de nuestra zona de estudio.

PERFIL DE LA AZUCARERA DE CIUDAD REAL.-

Debido a unas obras que se llevaron a cabo en el invierno 1.972-73 al N. de Ciudad Real, a unos 4 Km. de ésta ciudad, junto a la carretera de Toledo (coord. $39^{\circ} 1' 45''$ N., $0^{\circ} 14' 20''$ W.), hemos podido establecer una serie de procesos edáficos que creémos de gran importancia.

En compañía de M.C. CID, en la primavera de 1.973, hicimos una descripción y muestreo de los horizontes que aparecen en este corte y que descritos de muro a techo (Fig. 47). son los siguientes:

- a). Caliza arenosa o arena calcárea cuya potencia no es posible determinar. Visibles unos 0,5 m. En su parte más superior este nivel se encuentra desagregado dando origen a una arena de color pardo.
- b). Horizonte argílico muy irregular de color rojo intenso, estructura prismática; estos prismas presentan paredes lisas. En su parte más superior abundante $\text{CO}_3^{=}$ procedente del horizonte de encima. La separación entre a) y b) es muy irregular. Fo-

tencia muy variable pues a veces este horizonte argílico puede desaparecer. En conjunto los horizontes a) + b) dan una potencia total de 1,2-1,5 m. visibles.

- c). Horizonte de CO_3^- de 1-2,5 m. con frecuentes cantos de cuarcitas angulosos y, más escasos, de caliza. Suele presentar procesos de recristalización, grumos calizos y procesos de disolución y enriquecimientos locales en arcillas rojas y grises con manchas de Fe. y Mn.
- d). Horizonte argílico moteado ocre y gris con abundantes manchas de Fe. y Mn. Frecuentes tonos rojos que hacia arriba se convierten en grises. Asimismo es frecuente el bandeado de color rojo. Potencia irregular desde los 0,8 m. hasta desaparecer.
- e). Nuevo encostramiento rico en CO_3^- de 1 m. de potencia, bastante regular. Más pulverulento y pobre en grumos que el c). En sus partes altas este horizonte presenta aspecto laminar. Los materiales detríticos que contiene son de tamaños más finos que los del horizonte c).

El paso del d) al e) es brusco y lineal.

- f). Nuevo horizonte argílico rojo intenso; estructura

prismática. Potencia aproximada 0,6 m. pero es variable.

- g). Material detrítico con cantos de cuarcita de todos los tamaños, con matriz arenoso-arcillosa parda. Potencia visible variable según los lugares, entre 0,2 y 0,6 m.

Hemos hecho un estudio de los minerales pesados que aparecían en las muestras tomadas en los horizontes a), b), c), d), e) y f) en la fracción comprendida entre 2 ϕ y 3 ϕ y hemos obtenido el cuadro que presentamos en la página siguiente.

Al observar el citado cuadro se aprecia una cierta diferencia en el contenido en minerales pesados de los horizontes c) y d) que se debe a una discontinuidad sedimentaria por procesos erosivos intermedios.

Asímismo, entre los horizontes e) y f), existe una diferencia muy acusada en el contenido en minerales pesados ¿Es esto debido a una independencia en la génesis del entramamiento y del suelo rojo superior?.

Hay que tener en cuenta que la muestra analizada fue tomada a 1 m. por debajo de la base del argílico f) y entre estos puntos se encuentra desarrollada la costra de tipo laminar, justo por debajo de la base del horizonte argílico.

Además, observando en detalle la estructura del argílico f), se puede apreciar una división dentro de él de dos estructuras diferentes: la superior (de unos 33 cm. de potencia) prismática gruesa y la inferior (de unos 31 cm. de potencia) de tipo prismático pero subangulosa y menos desarrollada.

ENCOSTRAMIENTOS CALIZOS.

En el trabajo de MONTURIOL, F., GALLARDO, J. y ALEXANDRE, T. (1.970) sobre los suelos rojos del Campo de Calatrava, distinguen dos tipos de encostramientos calizos: uno zonal y otro de tipo palustre.

El primero de estos encostramientos los hemos encontrado bajo un suelo rojo que, en el perfil de la Azucarera de Ciudad real, corresponde al suelo rojo más reciente. Este mismo tipo de encostramiento aparece bajo el suelo rojo que se ha desarrollado sobre la terraza de + 7 m. del Jabalón, que es la última rubefacción para este río.

Además existe un hecho, muy generalizado en la zona, y es que, siempre que haya un relieve paleozoico próximo, este suelo se encuentra cubierto por un material detrítico que, en conjunto, presenta un tono pardo como se puede ver en el perfil citado anteriormente (Fig. 47) y en las proximidades del Guadiana, en los lugares donde aparece la terraza de

+ 6 m. estemismo hecho ha sido señalado en el trabajo anteriormente citado.

Podemos establecer una correspondencia (1) entre el suelo rojo de la terraza de + 6 m. del Guadiana (+ 7 m. en el Jabalón), el último suelo rojo de la Azucarera de Ciudad Real y el encontrado por dichos autores junto al Km. 26 de la carretera de Almagro a Valdepeñas. Podemos decir entonces que:

(9^o). El último proceso de rubefacción del Campo de Calatrava ha sido general para toda la zona y es posterior a la terraza de + 6 m. sobre el Guadiana.

Volviendo al perfil de la Azucarera vemos que, bajo este encostramiento zonal, más reciente, existe al menos un encostramiento calizo anterior separado del primero por un suelo que actualmente presenta huellas de haber sufrido un proceso de hidromorfismo. En este último aparecen de vez en cuando tonalidades rojas que contrastan el moteado pardo y gris del conjunto. ¿Pudo ser este un suelo rojo que localmente sufrió fenómenos de encharcamiento? No podemos responder de momento a esta pregunta.

El segundo encostramiento de la Azucarera presenta fenómenos de recristalización y de disolución muy desarrollados y su límite inferior es muy irregular, mientras que el

(1): Esta correspondencia, que creémos muy probable, la hemos establecido basándonos únicamente en las observaciones estructurales de los horizontes B_t y B_{Ca}. y además por el hecho de ser el último suelo rojo que se encuentra en la zona.

límite inferior del encostramiento más reciente es neto.

El segundo encostramiento se desarrolla sobre los restos de un suelo rojo muy típico, que a su vez se formó sobre materiales distintos a las costras anteriores.

Esta sucesión de procesos edáficos se encuentra enclavada topográficamente en el borde de la gran llanura que se extiende desde Ciudad Real hacia el E. y SW. junto a un relieve paleozoico, y al S. del volcán del Cabezo de la Plata (HERNANDEZ PACHECO, F., o.c.).

De aquí podemos deducir que:

(10^o). En la llanura terciaria del Campo de Calatrava existen al menos tres procesos edáficos sucesivos, son anteriores al actual, y al menos dos de ellos dieron suelos rojos.

Por el lugar en que está situado el perfil de la Azucarera, podría suceder que el suelo rojo más antiguo que aparece en dicho perfil perteneciese a la superficie fosilizada por los encostramientos calizos sobre los que se desarrolló la S_{II}.

En tal caso, la génesis de ese primer suelo rojo no tiene nada que ver con los procesos edáficos típicamente cuaternarios.

No obstante, por la existencia de una rubefacción en la terraza de + 27 m. del Jabalón podemos decir que:

(11^o). Una vez que comienza el encajamiento de la red fluvial actual existen en nuestra zona al menos dos procesos de rubefacción.

De acuerdo con la escuela francesa, la acumulación de CO_3 se produce en épocas de Biostasia (BOUINE, J., 1961), originándose horizontes calizos de tipo pulverulento o nodular.

Los procesos de endurecimiento, costras zonales, baldosas, etc., originan en periodos de Rhexistasia (DURAND, J.H., 1.963, DUCHAUFOR, PH., o.c.).

EDAD DE LOS SUELOS ROJOS.-

Los autores del citado trabajo dan para el último suelo rojo encontrado por ellos en el Km. 26 de la carretera de Almagro a Valdepeñas, una edad pre-Soltaniense con dudas (1). De ser así, la terraza de + 6 m. del Guadiana sería de una edad anterior, o sea Wurm I, Riss o Mindel.

Según CRUSAFONT, M. (1.961), el Elephas meridionalis de Valverde de Calatrava pertenece probablemente al interglaciar Gunz-Mindel (Cromer), o sea al interpluvial Saletien-

(1): Según K.W. BUTZER (comunicación verbal), en Europa Meridional no se conocen suelos rojos posteriores al interglaciar Riss-Wurm o Eemiense.

se-Amiriense (BEADET, G., MAURER, G., RUELLAN, A. 1.967), y esta terraza de + 6 m., en este lugar de Valverde se encuentra por encima de las cenizas volcánicas que cubren los depósitos en los que se encontró esa fauna. (1).

Dicha terraza de + 6 m. tampoco puede ser Mindel para nosotros, pues la hemos relacionado con la última formación de suelos rojos y sabemos que por lo menos hay otra más antigua que MONTURIOL, et al. (o.c.) consideran como de edad Mindel, y esta terraza es con toda seguridad posterior a esta rubefacción antigua.

Por lo tanto nos queda la posibilidad de que corresponda o bien al Riss o bien al Wurm I como muy reciente.

Sucede que en el Tensiftiense (Riss), así como en sus interpluviales correspondientes, el proceso de encostramientos calizos es muy desarrollado (BIBERSON, P. 1.971, CHOURBERT, G., 1.965). ¿Podría ser esta terraza de + 6 m. de esta edad?. De hecho, esta es la terraza mejor desarrollada y más encostrada de todas las registradas en el Guadiana y recuérdese que, a veces, sus restos se encuentran fosilizados por depósitos más recientes.

(1): La edad de este yacimiento puede precisarse algo más pues en los últimos trabajos publicados al respecto (MOLINA, E., PEREZ GONZALEZ, A. Aguirre, E., o.c.; AGUIRRE, E., 1.972) se atribuye a la fauna de Valverde de Calatrava una antigüedad ligeramente superior, correlacionándola con las de Olivola (Valdarno Superior II.b) y Senéze, por la presencia de Hippopotamus amphibius mayor que no se conoce anteriormente a este nivel y Mammuthus meridionalis típico que en el Cromer es sustituido por faunas netamente progresivas.

A falta de datos más precisos, estimamos que la terraza de + 6 m. del Guadiana (+ 7 m. en el Jabalón) sería, con más probabilidad, de edad risziense.

En cuanto al suelo rojo más antiguo que hemos encontrado, tampoco podemos atribuirle una edad segura.

Como resumen de este apartado de suelos hacemos el siguiente esquema, muy hipotético y en el que cabe una revisión de las atribuciones estratigráficas que establecemos.

	Sistema Fluvial	Azucarera	Carretera Alamo-Valdepeñas.
<u>Wurm II</u>	Material que fosiliza al suelo rojo	Material de trítico	Material detrítico
<u>Wurm I</u>	Suelo rojo	Suelo rojo	Suelo rojo
Interglaciario	Encajamiento.	Costra	Costra
Riss	Terraza (+6m. Guadiana) (+7m. Jabalón).		
Interglaciario		Arrasamiento	Arrasamiento
Mindel	Terraza +27 m. Jabalón?	Argílico moteado.	Suelo rojo
Interglaciario			
	Fauna de Valverde	Costra? Suelo rojo inferior?	Costra?

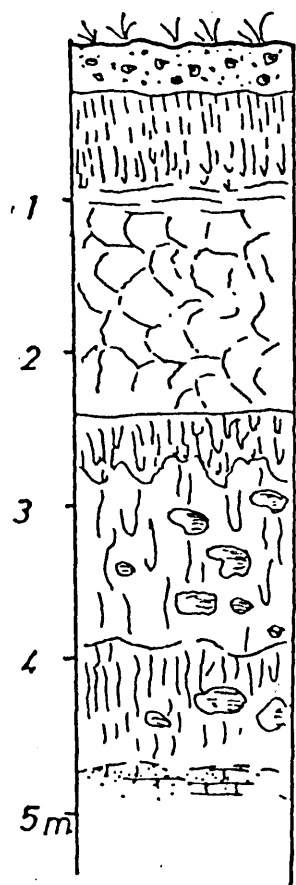


FIG 47

HORIZONTES	OPACOS	GRANATES	PIROXENOS	OLIVINOS	TURMALINAS	ZIRCONES	ESTAURILITAS	BIOTIAS	RUTILOS	ANFIBOLES
f	+++	+	++		++	•	•	•	•	
e	+	+	+++	•						•
d	++		+++	+		•			•	
c	++	•	+++	•						
b	+++		++	•						•
a	++		++	+						•

++ = MUY ABUNDANTES ---> 50 %
 +++ = ABUNDANTES ---> 25 %
 + = ESCASOS ---> 10 %
 • = MUY ESCASOS ---< 10 %

RESUMEN GENERAL DEL SISTEMA FLUVIAL CUATERNARIO DEL
CAMPO DE CALATRAVA.

Al hacer una observación del perfil longitudinal del Guadiana (Fig. 29), vemos que existen dos tramos diferentes a uno y otro lado de lo que hemos dado en llamar "zona de transición". El comportamiento del río en estos dos tramos es completamente diferente.

A partir de esa zona de transición el río Guadiana comienza a presentar terrazas las cuales van quedando, en general, más altas con respecto al actual cauce a medida que nos vamos desplazando hacia el W.; es decir, que hay un proceso de divergencia o separación entre las terrazas más antiguas y el cauce que actualmente presenta el río.

Esto parece que no sucede con la terraza de + 6 m. de éste río pues se suele presentar a una altura más constante en toda la zona.

Teniendo en cuenta la ideas de TREVISAN, L. (1949) según el cual (y suponiendo que estas terrazas son de origen climático) en los tramos altos de un río las terrazas tien-

den a ir descendiendo hacia el cauce o bien a ser paralelas a éste (en su tramo medio), aquí sucede lo contrario, es decir, las terrazas se separan del cauce fluvial. (1).

Por otra parte DUMAS, M.B. (1.966, b., p.43), expone una idea que hay que tener en cuenta en este caso. Según dicho autor, en estas zonas en donde se desarrollan los glaciais, "la evolución de las depresiones no se hace a partir de las partes bajas (l'aval) en función de un nivel de base relativo. Aquí todo comienza a partir de las zonas altas (l'amont)".

Esto es, que el proceso morfogenético puede comenzar sin necesidad de que la erosión remontante haya alcanzado al nivel de base local de una determinada zona.

Existe en Geomorfología un concepto que hay que tener en cuenta para el estudio de esta zona de transición y en general para todo el tramo del Guadiana estudiado por nosotros. Este es:

"Cuanto más rápidamente disminuye el tamaño de los materiales del lecho de una corriente hacia su desembor-

(1): Según TREVISAN, L., el origen de las que él denomina "terrazas eustáticas" está asociado con la variación del nivel de base marino.

Según SOLE SABARIS, L. (o.c.), la erosión remontante del río Guadiana no ha afectado a estas zonas de la Meseta por lo que las terrazas que aparecen en nuestra zona de estudio serían, para L.TREVISAN, "terrazas climáticas".

cadura, mayor es la concavidad de su perfil longitudinal" (LUNA, L.B., WOLMAN, M.G., MILLER, J.P. 1.964, p. 254).

Si a un río principal con poco contenido en materiales llega un afluente con gran contenido en materiales detríticos (caso de Guadiana Bañuelos) resulta que la unión de este afluente obliga a que el cauce contíguo a dicha unión aumente su pendiente e incluso puede ocurrir que el mismo afluente esté por debajo del cauce que se considera principal (DERRUAU, M. 1.967, p.78-79).

El que exista la convexidad del cauce en esa zona de transición y de acuerdo con lo expuesto hasta aquí puede explicarse por la existencia de esas terrazas cuyos materiales proceden de los afluentes del Guadiana.

Además de esto, hay que tener muy presente la inestabilidad de esta región y la presencia de fracturas que han jugado en épocas cuaternarias.

Nos queda otro problema por aclarar; nos referimos a la divergencia que existe entre el actual cauce y los niveles de terrazas más antiguas.

Para intentar explicar este hecho y suponiendo que estas terrazas son de origen climático, tenemos dos puntos de partida:

- a). Admitir una estabilidad del macizo paleozoico del Campo de Calatrava.
- b). Admitir un movimiento ascendente de todo el conjunto de dicho macizo.

En el caso a) esta divergencia de terrazas se explica por un aumento progresivo a lo largo del Cuaternario del gradiente del perfil longitudinal del río. Las superficies anteriores al proceso de encajamiento fluvial no deben presentar ninguna deformación tectónica posterior.

La hipótesis b) por el contrario, hace suponer una inestabilidad en la zona durante el periodo de encajamiento fluvial.

Dicha inestabilidad, a nivel local, ha sido ampliamente demostrada a lo largo de este estudio; pero además hay que tener en cuenta los siguientes hechos:

- 1). En las proximidades del pueblo de Daimiel, junto al extremo E. de nuestra zona de trabajo, el río Azuer corre sobre sus propios depósitos los cuales se encuentran sobre un valle kárstico excavado en las series terciarias. A partir de una determinada época, una vez establecido el río Azuer sobre dicho valle, ha existido un proceso de ramblamiento y no de encajamiento.

- 2). Esto nos lleva a pensar que el nivel de base próximo al lugar citado y que es el Guadiana, ha sufrido un proceso de levantamiento el cual es debido a que el umbral paleozoico que separa los dos tramos de dicho río, es decir la zona de transición, ha sufrido un levantamiento en época cuaternaria lo que está de acuerdo a su vez con el hecho de que el Guadiana está por encima del Bañuelos. Asimismo, esto explica la facilidad de encharcamiento de la zona de las Tablas de Daimiel.
- 3). En las proximidades de Valverde de Calatrava, la terraza de + 6 m. se apoya sobre las cenizas volcánicas que a su vez cubren restos de otra posible terraza con la fauna estudiada por HERNANDEZ PACHECO, E. (o.c.); es decir, que una fauna más antigua se encuentra más baja que una terraza más reciente (Fig. 40).
- 4). Al hacer una observación morfológica de la posición que ocupa la terraza más alta (1) segura del río Jabalón, se observa que en algunos puntos esta terraza aparece por encima de la superficie pre-encajamiento fluvial o superficie S_{II}. Esto puede ser debido a un fenómeno local, por tectónica reciente que ha hecho bascular la topografía de la margen iz

(1): Posiblemente existan restos de otra terraza más antigua pero por el momento no podemos afirmar su presencia.

quiera del Jabalón hacia el N. (Fig. 33).

5). Es un hecho general en la zona que la terraza de + 6 m. del Guadiana tenga su base por debajo del nivel actual de las aguas. Además, el último suelo rojo, posterior a dicha terraza suele estar cubierto por materiales más recientes los cuales se pueden encontrar a menor altura del nivel actual del río. Esto nos hace suponer que, o bien a partir de la época en que se encajó el río en la terraza de + 6 m. han existido fenómenos de hundimientos locales, o bien que, en general, el Guadiana presenta un fenómeno de ramblamiento (= relleno) generalizado (1).

6). El río Guadiana se caracteriza porque su cauce, una vez entrado en el macizo paleozoico del Campo de Calatrava, presenta una serie de desniveles que se manifiestan en una sucesión de zonas de encharcamientos y zonas de aceleración de corrientes.

Esta serie de hechos se encuentran asociados con los fenómenos volcánicos más recientes (V_{III}) los cuales son consecuencia de un fenómeno mucho más amplio y a nivel continental: La Neotectónica del Mediterráneo Occidental.

No sabemos si estos procesos tectónicos que han afectado al basamento continúan actualmente en esta zona, pero parece

(1): A este respecto es interesante lo que expone DERRUAU, M. (o.c.), p.79.

que al menos sus mayores efectos se dejaron sentir en épocas anteriores a la formación de la terraza de + 6 m. del Guadiana.

Estos fenómenos están de acuerdo con una inestabilidad de los bloques que constituyen el basamento del Campo de Calatrava, pero de momento esto no nos autoriza para asegurar que toda esta zona haya sufrido un proceso de levantamiento general durante el Cuaternario antiguo. Probablemente haya existido este levantamiento pero no tenemos base suficiente para confirmarlo. Lo que sí que podemos confirmar es que ha habido procesos de levantamiento y hundimiento de bloques diferentes que constituyen el conjunto.

Minerales pesados:

Hemos hecho un estudio en lámina delgada de los minerales pesados que aparecen en las terrazas del Guadiana y de sus afluentes Jabalón y Bañuelos, así como de los que presentan los depósitos del Ciguela en las proximidades de las Tablas de Daimiel.

Con objeto de establecer comparaciones, hemos estudiado dos preparaciones de muestras de Raña, una de la unidad N. y otra de la unidad S.

Los resultados obtenidos aparecen en el cuadro ad-

junto. De este estudio se deducen las siguientes conclusiones:

1^a). Sólo hemos encontrado granates en el cauce Ciguëla-Guadiana y no aparecen ni en las terrazas de los afluentes (Jabalón y Bañuelos) ni en las muestras de Raña.

Es típico que se presenten bastante desgastados y sólo aparecen en la fracción fina (tamaños menores a $\frac{3}{4}$).

2^a). La relativa abundancia de piroxenos en las muestras de Raña confirma procesos volcánicos anteriores a su génesis.

3^a). La presencia de anfíboles en las terrazas más altas del Jabalón podría explicarse por fenómenos volcánicos asociados a ellas o de edades muy próximas a su deposición pues la estabilidad de estos es menor que la de otros minerales pesados que aparecen en nuestra zona (granate, turmalina, zircón, etc.).

4^a). Los granates, turmalinas y zircones, presentan una acusada redondez debido, o bien a un transporte largo o bien que hayan sufrido varios ciclos sedimentarios. (1).

(1): Recuérdese que al hablar del basamento afirmábamos la existencia de una asociación de minerales pesados del tipo: zircón, turmalina, rutilo, monacita.

	RAMOS	MAAÑAS	TARDES	NOCHES	EROLON	ESTALAO 145	BOMBAS	PULGOS	ANEBLOS	INTERO 125	2010 MS
RAÑA											
R-6 ^(a)	+++		+	++	+	+				.	
R-12 ^(a)	+++		++	+	+			.			.
CIGÜELA											
LANURA MUNDADA	++	+	+	++	+	+	.	+		.	.
JABALON											
T-55 ^(a) + 7 m	+++		++	+	+			.			
T-39 ^(a) + 20 m	+++		++				+				
T-40 + 27 m	++		+	+	+		++		.		
T-42 + 32 m	++		++	+	+		+		+		
T-41 + 42 m	++		++		.	+	+	.	+		
BAÑUELOS											
T-14 + 16 m	++		+	+	++	+	+	.			
T-18 + 8 m	++		+	+	++			+			
GUADIANA (a & b)											
T-34 + 6 m	+	+	+	++	+	+	.	+	.	.	
T-36 ^(a) + 6 m	+		++	+	+	+	.	+		.	
T-37 + 6 m	+	+	+	+	+	++		+		.	
T-52 + 6 m	++	+	++	+	+	+	.	.	.		
T-53 + 6 m	++	+	+	++	.	.	+	+	.	.	
T-54 + 6 m	++	+	++		+	+	.	+			
T-45 ^(a) + 12 m	+		++	+	.	+		+		.	
T-10 ^(a) + 16 m	+++	+	+	+	+	.		.		.	+
T-12 ^(a) + 22 m	+++		+	+	+		.				

+++ = MUY ABUNDANTES --- > 50 %
 ++ = ABUNDANTES --- > 25 %

+ = ESCASAS --- > 10 %
 . = MUY ESCASAS < 10 %

MINERALES PESADOS.

- (*) El gran contenido en opacos es debido a que muchos de ellos son consecuencia de procesos de alteración postsedimentarios. Estas alteraciones descomponen a los minerales ferro-magnesianos y originan aureolas de tonos pardos oscuros que hacen que al microscopio este mineral alterado se comporte como opaco.
- (**) Debido a la escasa representación de arena fina ($\phi < 0,170$ mm.) hemos hecho el estudio de los minerales pesados en la fracción cuyo tamaño de grano está comprendido entre $0,25 < \phi < 0,50$ mm.
- (***) Hemos estudiado los minerales pesados de las terrazas de las dos últimas estaciones del Guadiana debido a que su secuencia es más completa.

PUENTE DE ALARCOS

T - 34 Terraza + 6 m. nivel inferior
 T - 36 Terraza + 6 m. nivel medio
 T - 37 Terraza + 6 m. nivel superior

PUENTE DE LAS OVEJAS

T - 52 Terraza + 6 m. Nivel bajo el suelo rojo (nivel C)
 T - 53 Terraza + 6 m. Nivel del suelo rojo (nivel B)
 T - 54 Terraza + 6 m. Nivel por encima del suelo rojo (nivel A)
 T - 45 Terraza + 12 m.
 T - 10 Terraza + 16 + 18 m.
 T - 12 Terraza + 22 + 24 m.

		BUÑUELOS	GUADIANA	JABALON
		PLIOCENO	SUPERIOR	Rubefacción
M E D I O	Terraza + 6 m.			Terraza + 7 m. Encostramiento
M E D I O	Encajamiento Terraza + 8 m.			Encajamiento Terraza + 10/12 m.
I N F E R I O R	0.6 m.a.		Vulcanismo (?)	Terraza + 19/21 m.
		Encostramiento (?)	Terraza + 25/28 m. (Rubefacción)	
		(?) ↑ Founa de Valverde		
			Terraza + 31/33 m.	
			Terraza + 40/43 m.	
			Encajamiento	
	1.3 m.a.	Superficie S _{II}	Superficie S _{II}	

VIII 4^a ENTIDAD MORFOLOGICA.

VULCANISMO DEL CAMPO DE CALATRAVA.VULCANISMO Y NEOTECTÓNICA DEL CAMPO DE CALATRAVA.-

El Campo de Calatrava constituye una zona cuya inestabilidad tectónica se ha mantenido hasta épocas muy recientes. Dicha inestabilidad se ha manifestado por una serie de desniveles de las unidades que constituyen el basamento y una sucesión de fases volcánicas que, al menos desde el Mioceno, han ido sucediéndose hasta muy entrado el Cuaternario.

Esta evolución que aparece en nuestra zona de estudio no es un caso aislado, sino que constituye la consecuencia de un fenómeno mucho más general y que se presenta bien desarrollado en todo el área mediterránea.

Este conjunto de fenómenos que a partir del Mioceno superior se prolongan hasta nuestros días, son debidos a la Neotectónica. Dichos fenómenos se manifiestan de cuatro formas diferentes:

- a). Ondulaciones de estratos y abombamientos más o menos generales.

- b). Activación de antiguas fallas del basamento.
- c). Manifestaciones volcánicas.
- d). Como consecuencia, sucesión de ciclos sedimentarios y discordancias correspondientes.

Ya ROYO Y GOMEZ, J. (o.c.), advierte la existencia en la Meseta de fenómenos tectónicos que afectaron a los depósitos neógenos, y posteriormente HERNANDEZ PACHECO, E. (o.c.) atribuye una edad pliocena a procesos de hundimientos tectónicos en el borde oriental de la Meseta, y como consecuencia, el basculamiento de éste al W.

Anteriormente, DANTIN CERECEDA, J. (1.921), relaciona la inclinación de la Meseta hacia el Atlántico con las asociaciones vegetales que sobre ella aparecen.

Pero merece especial atención el trabajo de ALIA, M. (1.960) en donde advierte dos discordancias en los materiales terciarios de la fosa del Tajo.

Debido a la semejanza que parece existir entre la evolución geológica de nuestra zona y del Macizo Central francés, y aunque este tema no es de nuestra especialidad, hemos hecho un pequeño estudio bibliográfico de los trabajos que los investigadores franceses han realizado sobre dicho macizo y en general sobre la Neotectónica del Mediterráneo occi-

dental.

GLANGEAUD, L. (1.969), distingue, para el Macizo Central, la siguiente evolución.

- 1). Comienzo de manifestaciones volcánicas hace 16 m.a. aproximadamente.
- 2). Procesos de Geondación entre los 16 y 7 m.a.
- 3). Máxima actividad volcánica en el paso Plioceno-Villafranquiense.
- 4). Interrupción de actividad volcánica en época post-Villafranquiense.
- 5). Nuevo proceso de actividad volcánica hasta hace unos siete mil años.

No obstante, otros autores (BROUSSE, R., MICHAELY, B. RUDELL, A., 1.969), dan una edad de unos tres mil quinientos años para las erupciones más recientes.

Todos estos hechos tectónicos y volcánicos han ocasionado una serie de levantamientos y hundimientos de bloques (BOUT, P. 1.963) originándose cuencas más o menos conectadas entre sí, en donde aparecen faunas de diferentes épocas (BOUT, P, 1.970) cuya edad absoluta ha sido posible determinar por la relación que guardan con los materiales volcánicos.

En un trabajo resumen de la Neotectónica del Mediterráneo Occidental, GLANGEAUD, L. (1.968) da una sucesión de fenómenos volcánicos que podrían corresponder a los encontrados por nosotros en el Campo de Calatrava.

Toda esta sucesión de fenómenos tectónicos, volcánicos y morfológicos son consecuencia, para dicho autor, (GLANGEAUD, L. 1.967), del desplazamiento de una onda de deformación de fondo. (1).

Remitiéndonos a nuestra zona de estudio, vemos que cada fase tectónica, F_I y F_{II} , va asociada con fenómenos volcánicos cuyos materiales, cuando aparecen estratificados, son concordantes con las capas infrayacentes. Es decir que:

(1^o). El vulcanismo terciario aparece inmediatamente antes que las deformaciones tectónicas correspondientes.

Otro hecho importante es que, aún suponiendo que existan manifestaciones volcánicas en la época de deposición de la Raña, parece que la última fase volcánica, V_{III} presenta un máximo desarrollo en pleno Cuaternario antiguo.

Lo único que podemos afirmar es que, en nuestra zona de estudio:

(2^o). Las últimas erupciones volcánicas son anteriores a la terraza de + 6 m. del Guadiana y posteriores a la fauna de

(1): ALIA, M. (1.972), advierte que las deformaciones neotectónicas presentan, en la Península, una polaridad E-W.

Valverde.

El último movimiento tectónico importante y que afecta a bloques ya movidos en épocas anteriores, es de edad Villafranquiense (AUBOUIN, J. 1.961, GLANGEAUD, L. o.c.) y precisamente en el Macizo Central francés las manifestaciones volcánicas más importantes son de esa época.

Según este razonamiento parece que aquí en el Campo de Calatrava la fase V_{III} ha sido algo posterior.

Actualmente todas estas manifestaciones volcánicas del Campo de Calatrava están siendo estudiadas en el Departamento de Petrología y Geoquímica del Instituto Lucas Mallada del C.S.I.C. desde diferentes puntos de vista (geoquímico, paleomagnetismo, etc.). En 1.972 se tomaron muestras con el Dr. J. VAN COUVERING (de Boulder, USA) para dotaciones radiométricas que se espera sean hechas en Berkeley (California) el próximo verano. Estas dotaciones podrán precisar, en el aspecto cronológico, los cuadros de secuencias presentados en este trabajo.

MORFOLOGIA VOLCANICA ACTUAL DE CAMPO DE CALATRAVA.-

El campo de Calatrava constituye una región de la Península en donde la morfología volcánica está ampliamente desarrollada debido a las siguientes causas:

- a). Las últimas manifestaciones volcánicas han sido relativamente recientes.
- b). Los procesos erosivos cuaternarios no han originado fenómenos de encajamiento acusados, pues el nivel de base local (río Guadiana) presenta una serie de características evolutivas que dificultan su hundimiento en la llanura de la Meseta.

Esto hace que los edificios volcánicos recientes se conserven en gran parte y aparezca una morfología que se superpone claramente a las formas anteriores.

Así sucede que sobre la superficie S_{II} , definida en capítulos anteriores, es frecuente encontrar una morfología típicamente volcánica, como se puede ver al SE. de Ciudad Real, en donde los aparatos volcánicos han originado relieves que sobresalen unos 60 m. por encima de dicha superficie - (Cabezo del Rey, Cerro de la Zurriaga, etc.)

En otros lugares (laguna de Fuentillejo, p. ej.), las erupciones volcánicas han originado depresiones y cráteres de explosión que constituyen zonas de endorreísmo local.

IX CONCLUSIONES.

CONCLUSIONES.

Por lo que ha sido expuesto en el presente trabajo de tesis Doctoral y como resumen del mismo, podemos presentar aquí una secuencia de fenómenos que han sucedido en el Campo de Calatrava a lo largo del Terciario y Cuaternario.

Esta sucesión de hechos geológicos, de muy diversa naturaleza (tectónica, morfológicos, etc.), han dado como resultado el actual contexto geomorfológico de esta comarca de la Meseta Meridional.

En el desarrollo de este trabajo hemos visto que todavía quedan algunos puntos por aclarar y creémos que son de gran importancia no sólo para esta región sino en general, para toda la Península Ibérica (caso de las costras ferralíticas, relaciones entre la Raña, s.s. y las actuales cuencas fluviales, etc.). Estos son puntos que, debido a la limitación de nuestro trabajo merecen ser estudiados aparte y a una escala nacional.

Hemos encontrado una secuencia de hechos tectónicos y morfológicos, los cuales pensamos que son una consecuencia de un diastrofismo más amplio de la corteza, que tiene un de

sarrollo a escala continental en toda el área mediterránea; nos referimos a la Neotectónica o tectónica post-miocena que aquí ha tenido una relativa importancia.

Por otro lado, el estudio del yacimiento paleontológico de "Las Higuieruelas" nos ha servido para determinar algunos datos biostratigráficos, atendiendo sobre todo a las calizas de "facies Páramo" del Mioceno terminal cuya edad ha quedado establecida en unos límites más precisos que los que hasta ahora se le podían atribuir aunque, a la espera de las dataciones radiométricas y paleomagnéticas en curso.

Atendiendo al límite Plio-Pleistoceno, hemos tratado de precisar algunas secuencias de hechos nuevos que creémos de importancia para el estudio de este límite. Además, una serie de fenómenos tectónicos en el Cuaternario antiguo nos ha demostrado la inestabilidad de esta región de la Mesa Inferior.

Como conclusiones finales del presente trabajo y de acuerdo con la sucesión estratigráfica y morfológica encontrada en el Campo de Calatrava establecemos los siguientes hechos:

1^o). El basamento del Campo de Calatrava, que forma parte del llamado Macizo Hespérico y que constituye una unidad morfológica de IV orden (como quedó definido en capítulos anteriores), se encuentra intensamente fracturado por un conjun

to de fallas que le han dividido en una serie de bloques, los cuales constituyen a su vez unidades morfológicas de orden menor.

El juego de estos bloques y fallas en tiempos pre-Miocenos y post-hercínicos han determinado las características morfológicas fundamentales del basamento de esta región.

En épocas post-miocenas dichos bloques han sufrido movimientos neotectónicos que se manifiestan en los depósitos neógenos y por caracteres morfológicos recientes.

2^o). Existe una costra ferralítica que fosiliza un paleorelieve modelado sobre los materiales paleozoicos del Macizo Hespérico en la región estudiada.

La edad de esta costra es un tanto problemática. Sin embargo creémos, por razones morfológicas, que su edad es posterior a la fase (o fases) tectónica alpina fundamental que afectó al basamento de esta región y desde luego anterior a la época Miocena.

3^o). Las series neógenas rellenan cuencas que constituyen las partes más bajas de un paleorreliève anterior. Existe una gran cuenca principal (Cuenca Manchega) al E. y una serie de pequeñas subcuencas adosadas a ella: cuencas de Alcolea y de Corral de Calatrava.

Estas series neógenas las hemos dividido en dos unidades estratigráficas separadas por una discordancia.

Citando de muro a techo, la primera unidad estratigráfica (la más antigua), está constituida por:

Arcillas, arenas y margas, en sus tramos visibles más bajos.

Calizas en sus tramos más altos.

Vulcanorruditas (vulcanismo V_I) sobre las calizas.

La segunda unidad estratigráfica y de muro a techo está formada por:

Tramo de margas y calizas de aspecto pulverulento.

Tramo de calizas en bancos cuya potencia es variable, según los lugares. Son las llamadas calizas de "color hueso".

Tramo de tobas volcánicas y bombas (vulcanismo V_{II}) con fósiles de vertebrados de posible edad Plioceno Inferior.

Un hecho general es que las series neógenas de la unidad estratigráfica superior presentan un claro carácter transgresivo.

4.º) Hemos establecido las fases de plegamiento F_I y F_{II} .

La fase de plegamiento F_I afecta a la primera unidad estratigráfica y la separa de la segunda unidad por medio de la discordancia D_I . Dicha discordancia se establece por encima del nivel de vulcanorruditas que son los primeros depósitos de materiales volcánicos que hemos encontrado en la zona de estudio.

La fase de plegamiento F_{II} afecta a las dos unidades estratigráficas establecidas anteriormente y, por lo dicho en el apartado anterior, sería de edad Plioceno Inferior, como más antigua.

5.º). Las manifestaciones tectónicas intramiocenas y, en general, intraneógenas han afectado de diferente forma a depósitos que, aún teniendo una misma localización en el tiempo tienen diferente distribución en el espacio. Esto es claro en las subcuencas de Alcolea y de Corral de Calatrava.

6.º). Posteriormente a la fase F_{II} y probablemente durante el Plioceno medio a superior se verifica.

1.º). Un proceso de arrasamiento.

2.º). Una alteración química.

La alteración química se pone de manifiesto tanto sobre los materiales paleozoicos como sobre las calizas neó-

genas; se originan suelos de varios tipos, pero creémos que, al menos hay un primer proceso de formación de suelos rojos. Sobre este arrasamiento y sobre los materiales alterados se establece la superficie S_I .

Desde el punto de vista climático esa alteración implica un clima húmedo y probablemente cálido. La presencia de un suelo rojo nos hace suponer un proceso de estacionalidad climática al final de este periodo de alteración.

7^o). Nueva deformación tectónica de carácter continental que, en la Meseta se manifiesta por un desequilibrio morfológico. Este desequilibrio, acompañado de un cambio progresivo hacia un clima estacional cada vez más acusado determinó:

- 1^o. La rotura de la superficie S_I y formación de una nueva superficie por debajo de ésta.
- 2^o La deposición de la Raña como consecuencia de un proceso de aluvionamiento. Estos materiales se fueron acumulando durante un largo periodo de tiempo por medio de un régimen de canales anastomosados. Dichos materiales no podían ser evacuados por la falta de una red de drenaje establecida debido a que se depositaban en una superficie horizontal y de escasos desnive-

les, muy ligeramenre inclinada hacia el W.

8^o). Al final de la formación de la Raña el fenómeno de estacionalidad climática se hace más acusado y puede haber periodos de aridez. Se originan una serie de costras calizas. Estas costras que recubren prácticamente los restos de una superficie anterior dan una expresión morfológica que constituye en nuestra zona de estudio lo que nosotros hemos denominado superficie S_{II}; es decir, que la expresión morfológica de esta primera gran costra es la superficie que denominamos S_{II}.

9^o). Una vez originada la S_{II}, se depositan sobre ella materiales detríticos procedentes de las sierras paleozoicas sobre los que se desarrollan unas superficies de glacia de cierta importancia. Este glacis (Glacis de Versant) es, para nosotros, el primer glacis cuaternario; se presenta bien desarrollado en ambas vertientes de los Montes de Toledo y a veces se le ha confundido con la propia Raña.

Puede que la formación de este glacis coincida con el comienzo del encajamiento fluvial actual.

10^o). Iniciación de la fase volcánica V_{III}. Los comienzos de esta nueva fase volcánica son sincrónicos, probablemente, con el final de la Raña y el comienzo de la formación de la costra caliza anteriormente citada. Pero el

máximo desarrollo de la fase V_{III} parece haber sido durante los comienzos del encajamiento de la red fluvial actual y sus últimas manifestaciones han afectado a los materiales fluviales con restos de Mammuthus meridionalis típico del Pleistoceno inferior, posiblemente correlacionable con SE-NEZE (Francia) u OLIVOLA (Italia) por el resto de la fauna y en todo caso, anterior al Cromer.

Las erupciones más recientes de la zona estudiada del Campo de Calatrava son anteriores a la terraza de + 6 m. sobre el río Guadiana.

11^o). Los últimos movimientos tectónicos seguros del Campo de Calatrava son anteriores a la terraza de + 6 m. sobre el Guadiana.

No obstante, parece que los procesos tectónicos han continuado de modo que los bloques del basamento han jugado independientemente unos de otros en épocas recientes lo que explica que haya terrazas cuyas bases se encuentran hundidas bajo el actual nivel de las aguas del Guadiana.

12^o). Hemos encontrado los siguientes niveles de terrazas para los ríos Bañuelos, Jabalón y Guadiana.

<u>BAÑUELOS</u>	<u>JABALON (1)</u>	<u>GUADIANA</u>
Nivel de + 2m. (?)	Nivel de + 2/3m.(?)	Nivel de + 2/3m.
Nivel de + 6m.	Nivel de + 7 m.	Nivel de + 5/6m.
Nivel de + 8m.	Nivel de + 10/12m.	Nivel de + 8m.(2).
	Nivel de + 19/21m.	Nivel de + 11/13m.
	Nivel de + 25/27m.	Nivel de + 16/18m.
	Nivel de + 31/33m.	Nivel de + 22/28m.
	Nivel de + 40/43m.	
	Nivel de + 45/50m.(?).	

Se da el hecho (como sucede en el Guadiana al S. del puente de Picón, p.ej.), de que la superficie de la terraza de + 2/3 m. está desarrollada sobre materiales fluviales, pero cuyo estudio analítico nos muestra una deposición probablemente no fluvial (no hay una auténtica selección). Además, estos materiales suelen fosilizar restos de suelos rojos anteriores.

13^o). En nuestra zona existen por lo menos dos procesos de formación de suelos rojos de edad posterior a la Raña:

a). Un primer proceso cuya edad es o anterior, o sincrónica con la terraza de + 25/28 m. del Jabalón.

b). El más reciente que hemos encontrado, poste-

(1): Aquí se exponen los niveles que se han podido distinguir sin establecer una correspondencia hipotética entre ellos.

(2): Este nivel sólo lo hemos encontrado en zonas muy locales.

rio a la terraza de + 6 m. del Guadiana y de + 7 m. del Jabalón.

En el estudio del perfil que existía junto a la Azucarera de Ciudad Real (hoy destruido), hemos encontrado dos suelos rojos como dato seguro. De estos, el más reciente corresponde, para nosotros, al de la terraza de + 6m. del Guadiana. No tenemos suficientes datos para correlacionar el más antiguo con alguna de las terrazas del actual sistema fluvial.

Otro dato que podemos aportar es que, en nuestra zona, el último proceso de rubefacción es anterior a la terraza de + 2/3 m. del río Guadiana.

14^o). Como consecuencia de los fenómenos tectónicos que afectaron a la zona en épocas recientes, y que han producido levantamientos y hundimientos de los diferentes bloques paleozoicos, se han originado, en el valle del Guadiana:

- a). Zonas de encharcamientos, más o menos locales y zonas de aceleración de aguas.
- b). Desniveles, solapamientos y fosilización de unas terrazas más antiguas por otras más recientes.
- c). Un umbral o zona de transición que separa dos

tramos de diferente comportamiento del río Guadiana. En la zona estudiada, la presencia de terrazas está condicionada por la existencia de este umbral.

- d). El hecho curioso de que haya afluentes del Guadiana (que se considera como thalweg) que están por debajo de él, lo que hace que sea dicho río el que vierta sus aguas a los afluentes (caso de las Tablas de Daimiel) y de la unión Guadiana Bañuelos).

15^o). Se da el hecho de que las terrazas más antiguas del Guadiana (terrazas de +11/13 m. y de +22/28 m.) se elevan con respecto al actual nivel de las aguas hacia el W.

Por el contrario, la terraza de + 6 m. permanece, más o menos constante entre los + 5 m. y los + 6 m. de altura.

Este hecho podría explicarse suponiendo un levantamiento general del Macizo del Campo de Calatrava a lo largo del Cuaternario antiguo, hasta la deposición de la terraza de + 6 m. Este periodo parece coincidir con el desarrollo de las últimas erupciones volcánicas.

Posteriormente, parece haber existido un proceso de hundimiento de algunos bloques lo cual ha facilitado aún

más el fenómeno de encharcamiento local de la zona.

16^o). Al intentar establecer una correlación entre las terrazas de los tres ríos estudiados, Bañuelos, Jabalón y Guadiana, establecemos las siguientes correspondencias:

<u>BAÑUELOS</u>	<u>JABALON</u>	<u>GUADIANA</u>
Nivel de + 2m. (?)	Nivel de + 2/3m. (?)	Nivel de + 2/3m.
Nivel de + 6m.	Nivel de + 7 m.	Nivel de + 6 m.
Nivel de + 8m.	Nivel de + 10/12m.	Nivel de + 8 m.

La correlación de niveles de terrazas más superiores es, por el momento, difícil e hipotético, por lo que hemos preferido dejarlo como un plan de trabajo para futuras investigaciones, cuando se conozca mejor el valle del Guadiana aguas abajo de nuestra zona de estudio.

17^o). El campo de Calatrava es una zona de intensa actividad tectónica hasta épocas muy recientes. La continuación del estudio que hemos desarrollado hasta aquí creémos que daría resultados de gran interés desde el punto de vista morfológico, edáfico, paleontológico y tectónico.

Por nuestra parte, esperamos que este trabajo haya contribuido a aclarar algunos puntos sobre la historia geológica de la Meseta Castellana, que aquí se vislumbra más compleja de lo que se suponía.

X BIBLIOGRAFIA

BIBLIOGRAFIA.

- AGUIRRE, E.
1.963 a). Hippopotamus crusafonti n. sp. del Plioceno Inferior de Arenas del Rey (Granada).
Not. y Com. Inst. Geol. y Minero de España.
n° 69, p. 215-230.
- b). Situación de las capas de Hipparion de Granada en la serie neógena mediterránea.
Not. y Com. Inst. Geol. y Minero de España.
n° 69, p. 239-246.
- 1.971. Datos para la historia terciaria y cuaternaria del Campo de Calatrava.
Cuadernos de Estudios Manchegos II ep. n° 2,
p. 159-171 (Ciudad Real).
- AGUIRRE, E. ALBERDI, M.T. y PEREZ GONZALEZ, A.
1.971 Type Mammal Stages: Vallesian, Turolian, Pliocene.
V Congr. Intern. Com. Neog. Medit. (en prensa)
(Lyon).
- AGUIRRE, E., MOLINA, E., PEREZ GONZALEZ, A. y ZAZO, C.
1.972 The Pliocene-Pleistocene boundary in Spain
The bound. betw. Neogene and Quaternary
Coll. of papers I. p. 1-14 (Moscow).
- ALBAREDA, J.M., PEREZ MATEOS, J. y ALEIXANDRE, T.
1.960 Estudio mineralógico de las fracciones gruesas de los suelos de origen volcánico.
An. de Edaf. y Agrobiol., t. XIX, p. 699-746

- ALEIXANDRE, T.
1.967 Estudio de un suelo rojo mediterráneo en Almagro (Ciudad Real).
An. de Edaf y Agrobiol. t. XXVII, p. 1.200-1.209.
- ALEIXANDRE, T., EENAYAS, J. y GUERRA, A.
1.971 Procesos de movilización del hierro en algunos suelos de la región central española.
An. de Edaf. y Agrobiol. t. XXX n° 11-12
- ALEIXANDRE, T., GALLARDO, J., ALDONZA, A., PEREZ GONZALES, A. PINILLA, A.
1.973 Excursión "A": Valle del alto Jarama.
I Reunión Nacional del G.T. del Cuaternario. 11 p. (Madrid)
- ALIA, M.
1.960 Sobre la tectónica profunda de la fosa del Tajo.
Not. y Com. Inst. Geol. y Minero de España. n° 58, p. 125-162.
- 1.972 Evolution post-hercynienne dans les regions centrales de la Meseta espagnole
XXIV Intern. Geol. Congr. ser. 3 (tectonics) p. 265-272 (Montreal. 1.972)
- ALIA, M., CAPOTE, R. y HERNANDEZ ENRILE, J.L.
1.971 Rastos geológicos y tectónicos de la Sierra Morena y sus estribaciones meridionales en la transversal MORal de Caltrava (Ciudad Real) - Villanueva del Arzobispo (Jaen).
I Congr. Hisp-Luso-Amer. de Geol. Econ. t. I, p. 3-18. (Madrid-Lisboa)
- ALIA, M. PORTERO J.M. y MARTIN ESCORZA, C.
1.973 Evolución geotectónica de la región de Ocaña (Toledo) durante el Neógeno y el Cuaternario.
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Ser. Geol.) t. LXXI, p. 9-20.
- ALLEN, J.R.L.
1.965 Areview of the origin and characteristics of recent alluvial sediments.
Sedimentology. vol. 5, n° 2, p. 91-191
- ALVARADO, A.
1.932 Sondeos de la V región. Datos referentes a la provincia de Ciudad Real.
Bol. de Sondeos del Inst. Gol. y Minero de España. t. III, n° 1, p. 201.

- ALVARADO, A., y HERNANDEZ PACHECO, F.
 1.932 Memoria explicativa de la hoja geológica nº 759
 (Piedrabuena).
Inst. Geol. y Minero de España.
- 1.934 Memoria explicativa de la hoja geológica nº 760
 (Daimiel)
Inst. Geol. y Minero de España.
- APARICIO, A.
 1.971 Estudio Geológico del Macizo cristalino de Toledo.
Estudios Geológicos vol. XXVII, p. 369-414.
- ARAMBOUG, C.
 1.949 Les gisements de vertébrés villafranchiens de l'Afrique du Nord.
Bull. Soc. Geol. de Fr. t. V, nº 19, p. 195-203
- 1.962 Les faunes mammalogiques du Pleistocene circummediterranéen.
Quaternaria. 6, p. 97-190.
- 1.969 Les correlations paleontologiques et chronologiques entre le Pliocene inferieur de l'Europe et celui de l'Afrique.
Bull. Soc. Geol. de fr. t. XI, nº 1, p.106-115
- ARCHAMBAULT, M.
 1.966 Essai sur la genese des glacis d'erosion dans le Sud-Est de la France
Mem. et Docum. C.N.R.S. n.ser., 8, p. 101-143
- ASENSIO, I.
 1.963 Consideraciones sobre arrastres sólidos fluviales.
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Ser. Geol.)
 t. LXI, p. 287-292.
- 1.966 Rasgos fisiográficos sedimentológicos del macizo granítico del N. de Lugo.
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Ser. Geol.)
 t. LXIV, p. 5-36.

- AUBOUIN, J.
1.961 Propos. sur les geosynclinaux.
Bull. Soc. Geol. de Fr. t.III, n° 7, p. 629-702
- AZZAROLI, A.
1.967 Villafranchian correlations based on large mammals.
Giornale di Geol. (Comm. Medit. Neog. Str.) 7,
t. XXXV, 21 p. (Bologna).
- AZZAROLI, A., and AMBROSETTI
1.970 Late Villafranchian and early mid-pleistocene faunas in Italy.
Palaeogeogr. Palaeocl. Palaeo ecol. 8, p. 107-111 (Amsterdam).
- BAUDRY, D. et CAMUS, G.
1.970 Les "maars" de la chaine des Puys (formations volcaniques du Massif Central francais)
Bull. Soc. Geol. de Fr. t. XII, n° 12, p. 185-189.
- BAULING, H.
1.939 Sur les "gradins de piemont"
Journal of Geomorph. p. 281-304
- 1.948 Problemes des terrasses; éclaieissements et répliques.
Union Geogr. Intern. VI Rapp. Comm. Etudes de Terrasses (Paris).
- 1.950 Glacis alluviaux, glacis rocheux et piemont subalpin.
Exxais de Geomorph. Publ. Fac. Lett. Univ. Strasbourg n° 114, p. 78-86.
- 1.952 Surfaces d'aplanissement
Ann. de Geogr. p. 161-183
- 1.966 Vocabulaire franco-anglo-allemand de Geomorphologie.
Publ. Fac. Lett. Univ. Strasbourg; Fund. Bouling.

BENTOR, T.

- 1.954 La chaîne des Puys (Massif Central français).
Recherches géologiques et pétrographiques.
Bull. Serv. Cart. Geol. de Fr. t. 52, n° 242
p. 373-806.

BERGOUNIOUX, F.M. et CROUZEL, F.

- 1.957 Revision de quelques espèces de Mastodontes
du Miocene.
Extrait Bull. Soc. Geol. de Fr. t. VII, p. 45-59
- 1.958 Les mastodontes d'Espagne
Estudios Geológicos. Vol. XIV, n° 40, p. 224-343

BIBERSON, P.

- 1.961 Le cadre paléogéographique de la préhistoire du
Maroc atlantique.
Publ. Serv. Antiq. Maroc. 16, p. 235.
- 1.971 a) Index-cards of the marine and continental cycles
of the marocan Quaternary.
Quaternaria. t. XIII (tirage apart). p. 79 (Roma).
- 1.971 b) Essai de redefinition des cycles climatiques du
Quaternaire continental de Maroc.
Bull. de l'As Fr. pour l'Etude du Quat. 1, p.13.

BIROT, P.

- 1.950 Sur le problème de l'origine des pédiments.
C.R. Congr. Intern. Geogr. t. II, sec. II,
p. 9-18. (Lisboa, 1.949).
- 1.964 La Méditerranée et le Moyen Orient. Tome I.
Generalités. Peninsule Iberique. Italie.
Coll: ORBIS; 2^a ed:
- 1.965 Critères de déformations tectoniques quaternai-
res (spécialement dans le monde méditerranéen)
Rev. de Geogr. Phys. et Geol. Dyn. vol. VII.
- 1.969 La géomorphologie quaternaire dans les régions
méditerranéennes (principalement d'après les
publications françaises).
Etudes franc. sur le Quaternaire. VIII Congr.
Intern. de INQUA, 1. 173-192 (Paris).

- BEIRONT, P. et DRESCH, J.
1.966 Pediment et glaciers dans l'ouest des Etats-Unis
Ann. de Geogr. n° 411, p. 513-552.
- BEIROT, P., LHENAFF, R. et MONTEUX, P.
1.958 Recherches sur la limite septentrional des glaciers d'érosion en roches tendres.
Mem. et Doc. C.N.R.S. t. VI, p. 37-57.
- BEIROT, P. et SOLE SABARIS, L.
1.959 Recherches sur la morphologie du Sud-Est de l'Espagne.
Rev. de Geogr. Pyr. et S.O. t. XXX, p. 219-284 (Toulouse).
- BLACKWELDER, E.
1.928 Mudflow as a geologic agent in semiarid mountains.
Geol. Soc. Am. Bull. vol. 39, p. 465-480
- BONIFAY, E.
1.964 Pliocène et Pleistocène méditerranéen; vue d'ensemble et essai de corrélation avec la chronologie glaciaire.
Ann. de Paleont. (vert.) t. L, fasc. 2, p. 197-226.
- 1.973 Stratigraphie et Paléoclimatologie du Pléistocène moyen (Mindel et Mindel-Riss).
Comm. Nat. Fr. de l'INQUA (C.N.R.S.) IX Congr. Intern. de l'INQUA p. 38-41 (Christchurch, New Zealand)
- BOTELLA
1.873 Sobre la orografía del Mediodía de la Península Ibérica.
Ann. Soc. Esp. Hist. Nat. t. II, p. 27.
- BOUNDET, C. MAURER, G. et RUELLAN, A.
1.967 Le Quaternaire marocain. Observations et hypothèses nouvelles.
Rev. Geogr. Phy. et Geol. Dyn. vol. IX, 4. p. 269-309.

- BOUCART, J.
1.947 Considerations theoriques sur l'origin des terrasses fluviatiles.
Bull. Soc. Geol. de Fr. t. XVII, 5, p. 395-402
- 1.962 La Mediterranée et la revolution du Pliocène
Soc. Geol. de Fr. Livre á la mem. du Prof. P. Fallot. t. 1, p. 103-117.
- BOULAINÉ, J.
1.961 Sur le role de la vegetation dans le formation de caparaces calcaires mediterraneennes.
C. R. Acad. Sc. 253, 22, p. 2.568-2.570
- 1.966 Sur les facteurs climatiques de la genese des sols rouges
Soc. Esp. de Cien. del Suelo. Com. de la Confer. de Suelos Mediterr. p. 281-284. (Madrid).
- 1.967 Problemes posés par les sols rouges mediterraneens. Discusion.
Bull. de l'As. Geol. Fr. n° 354, p. 2-16
- BOULHET, P. et GERBIER, N.
1.968 L'evapotranspiration. Aspect. agrometeorologique. Evaluation pratique de l'evapotranspiration potenciale.
Monogr. de Met. Nat. Min. Transp. Direc. de Met. Nac. m n°65, p. 67. (Paris).
- BOUT, P.
1.960 Le Villafranchien du Velay et du bassin hydrographique moyen et Superieur de l'Aller.
Imp. Janne d'Arc. p. 344 (Le Puy en Velay).
- 1.963 Le Quaternaire du bassin superier de la Loire, des bassins moyen et superieur de l'Aller
Bull. Soc. Geol. de Fr. t. 5, p. 472-482.
- 1.964 Etude stratigraphique et paleontologique du gisement de mammiferes fosiles du Pleistocene Moyen de Solilhac prés de Puy-en-Velay (Haute-Loire. France).
Geol. en Mijnbow 43, Jaargang. p. 83-93

- BOUÏ, P.
 1.967 Observations sur le Villafranchien d'Auvergne et du Velay (C.R. de l'excursion de l'As. Fr. pour l'Et. du Quat.).
Bull. Asoc. Fr. pour l'Etude du Quat. n° 10.
- 1.968 La limite Pliocène-Pléistocène en Europe Occidentale.
Bull. Asoc. Fr. pour l'Etude du Quat. n° 1.
- 1.969 Datations obsolues de quelques formations volcanique d'Auvergne et du Velay et chronologie --- du Quaternaire européen.
Rev. d'Auvergne. Coll. de Geomorph. volc. t. 83, n° 4, p. 267.
- 1.970 Problemes du Vulcanisme.
Extrait de la Rev. d'Auvergne. t. 84, n° 1, p. 29-73.
- BOUYX, E.
 1.965 Les conglomérats interstratifiés dans la serie ante-ordovicienne de la province de Ciudad Real.
C. R. Acad. Sc. t. 260, p. 6.148-6.150.
- 1.969 les formations ante-ordoviciennes de la province de Ciudad Real (Espagne meridional)
 Thèse Fas. Sc. p. 410 (Paris).
- 1.970 Contribution á l'etude des formations ante-ordoviciennes de la Meseta Meriodional (Ciudad Real et Badajoz).
Mem. Inst. Geol. y Minero de España. t 73, p.261.
- BROUSSE, R., DELIBRIAS, G., LABEIRIE, J. et RUDEL, A.
 1.969 Elements de chronologie des eruptions de la chaine des Puys.
Bull. Soc. Geol. de Fr. t. XI, n° 6 p. 770-793.
- BRUN, A.
 1.973 Recherches sur le Quaternaire ancien dans le Massif Central. Application de la Géodynamique au Plio-Pleistocene du Massif Central.
Com. Nat. Fr. de l'INQUA (C.N.R.S.) IX Congr. Intern. de l'INQUA, p. 31-37 (Christchurch, New-Zeland).

- BURRI, C. y PARGA, I.
 1.933 Zur Petrographie der basischen eruptivgesteine der Campos de Calatrava (Prov. de Ciudad Real. Spanien).
Sonderdruck aus Schweiz. Min. Petr. Mitt. band XIII. p. 40-73.
- 1.935 Beitrage zur Kenntniss einiger Jungvolcanischer Gesteine Spaniens.
Schweiz. Min. Petr. Mitt. band XV. p. 277-279.
- BUTZER, K.
 1.961 Palaeoclimatic implications of Pleistocene Stratigraphy in the mediterranean area.
Ann. of. N.Y. Acad. of Sc. vol. 95, p. 449-456.
- 1.963 Changes of climate during the late geological records. The last pluvial phase of the eurafrican subtropics.
Change of climate. Arid Zone Research. vol. 20 UNESCO (Paris).
- CAILLEUX, A.
 1.950 Ecoulements liquides en nappes et aplatissements
Rev. de Geogr. Dyn. 1, p. 243-270 (Strasbourg).
- 1.956 La Era Cuaternaria. Problemas y método de estudio.
Mem. y Com. del Inst. Geol. (C.S.I.C.) Dip. Prov. de Barcelona, p. 130.
- 1.963 Datation absolue des principales industries préhistoriques.
Bull. Soc. Geol. de Fr. t. V, p. 409-413.
- CAILLEUX, A. et. TRICART, J.
 1.963 Introduction a l'étude des sables et des galets. C.D.U. (3 tomos) (Paris).
- CALDERON, S.
 1.883 Catálogo razonado de las rocas eruptivas de la provincia de Ciudad Real.
Bol. Inst. Geol. y Minero de España. t.X p. 165-175.

- CALDERON, S.
1.884 a) Sobre el origen y desaparición de los lagos terciarios de España.
Bol. Inst. Libre de Enseñ. t. VIII.
- 1.884 b) Contestación a la nota del Sr. Botella sobre la alimentación y desaparición de las grandes lagunas peninsulares.
An. de la R. Soc. Esp. Hist. Nat. t. XIII
p. 98-109.
- 1.885 Ensayo orogénico de la Meseta central de España.
An. de la R. Soc. Esp. Hist. Nat. t. XIV
p. 131-172.
- CAMINERO, G.
1.874 Estudios geológicos de la parte meridional de la provincia de Ciudad Real.
Bol. Com. Mapa Geol. de España. t. I, p. 197-208
- CAPOTE, R. y CARRO, S.
1.968 Existencia de una red fluvial intramiocena en la depresión del Tajo.
Estudios Geológicos. vol. XXIV, nº12, P. 91-95.
- CASTANY, G. et OTTMANN, F.
1.957 Le Quaternaire de la Méditerranée Occidentale
Rev. de Geogr. Phy. et Geol. Dyn. vol. I.
p. 46-55.
- CHALINE, J.
1.972 Le Quaternaire, L'histoire humaine dans son environnement.
DOIN Ed. p. 338.
- CHAPUT, J.L.
1.968 Les inselbergs granitiques de la Meseta Iberique meridional.
Bull. Asoc. Geogr. Fr. nº359, p. 47-55
- 1.971 Aspects morphologiques du Sud-Est. de la Sierra Morena (Espagne)
Rev. de Geogr. Phys. et Geol. Dyn. vol. XIII,
1, p. 55-66.

CHARLESWORTH, J.K.

1.966

The Quaternary Era
Edward Arnold (Publishers) Ltd. 2^a ed. (2 to-
mos) 1.700 p. (London).

CHAVAN, A.

1.950

Tableau de correlations des formations pliocenes et quaternaires ouest-mediterraneennes, europeenes atlantiques et nordiques.
Bull. Soc. Geol. de Fr. t. L, p. 421-431.

CHOUBERT, G.

1.946

Sur l'influence des pluviaux sur le creusement et le comblement fluviatile pendant le Quaternaire.

C.R. Acad. Sc. t. 223, p. 810-812.

1.950

La limite du Pliocene et Quaternaire au Maroc
Report of the XVIII Intern. Geol. Congr.
part IX, sec. II, p. 11-18 (London 1.948).

1.955 a)

Considerations sur la limite du Pliocene et du Quaternaire d'apres les exemples marocains (Discussion a la suite de la Com. de M. Daloni).
Actes du IV Congr. de l'INQUA. p. 26-28 (Rome-Pise, 1.953).

1.955 b)

Essai de correlations des formations marines et continentales quaternaires.
Actes du IV Congr. de l'INQUA. p. 576-590 (Rome-Piese, 1.953).

1.961

Quaternaire du Maroc.
Biuletyn Peryglacjalny. n° 10, p. 9-29 (Aodź)

1.965

Essai de correlation des formations continentales et marines du Pliocene de Maroc.
Not. Serv. Geol. Nac. 25, p. 9-28.

CHOUBERT, G. et FAURE-MURET, A.

1.957

Manifestations tectoniques au cours du Quaternaire dans le sillon preafricain (Maroc).
Comm. del V Congr. del INQUA. t. I, p. 429-437 (Madrid-Barcelona, 1.957).

- COELLO, C.
1.902 Sondeo de Valverde (Ciudad Real)
Bol. Com. Mapa Geol. de España. t. XXVI, p. 253
- COQUE, R.
1.963 Les glaciés de piémont.
La Tunisie Presah. p. 247-309 (París).
- CORTAZAR, D.
1.880 Reseña física y geológica de la provincia de
Ciudad Real.
Bol. Com. Mapa Geol. de España. t. VII, p.289-329
- CRUSAFONT, M.
1.960 El límite superior del villafranchiense.
Estrac. de Not. y Com. del Inst. Geol. y Minero
de España. n° 59, p. 12
- 1.961 El Cuaternario español y su fauna de mamíferos.
Speleon. t. XII, n° 3-4, p. 1-21 (Oviedo).
- 1.965 Propos de la limite superieur du Villafranchien
en Espagne.
Ber. Geol. Gesell. in Deutsch. Dem. Rep.
band 10, p. 20-48.
- 1.966 Caracterización del Pontiense en el afloramiento
terciario de Campisábalos (Guadalajara).
Not. y Com. Inst. Geol. y Minero de España.
n° 85, p. 61-70.
- CRUSAFONT, M. y TRUYOLS, J.
1.960 Posibles rasgos endémicos de la fauna post-vi-
llafranchiense española y sus consecuencias
Estudios Geológicos. vol. XVI, p. 99-101.
- CRUSAFONT, M. Y VILLALTA, F.J.
1.957 Excursión n° 3: Paleontologie du gisement de
Villarroya.
V. Congr. Intern. de l'INQUA. 11 p. (Madrid-
Barcelona 1.957.)
- DANTIN CERECEDA, J.
1.912 Resumen fisiográfico de la Península Ibérica
Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat. n° 4, 264 p.

- DANTIN CERECEDA, J.
 1.913 Nota preliminar sobre las relaciones de la red hidrográfica y del relieve de la Meseta de la Península Ibérica.
Bol. R. Soc. Españ. Hist. Nat. t. XII, p. 524-540
- 1.921 Levantamiento reciente de la Meseta Central de la Península Ibérica.
Mem. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (tomo cincuentenario). p. 173-177.
- 1.934 Síntesis fisiográfica y geológica de España.
Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat. n° 38, 584. p.
- 1.940 La aridez y el endorreísmo en España. El endorreísmo bético.
Estudios Geográficos. n° 1., p. 75-118.
- DAVIS, W. H.
 1.938 Sheet-floods and stream floods.
Bull. Geol. Soc. Amer. vol. 49, p. 1.337-1.416.
- DEPERET, CH.
 1.908 Sur les bassins tertiaires de la Meseta espagnole.
Bull. Inst. Geol. de Fr. 45^e. t. 13, p. 18-19
- DERRUAU, M.
 1.967 Precis de Geomorphologie
 Masson et Cie. Ed. 415. p. (París).
- DOEGLAS, D.J.
 1.968 Grain-size indices. Classification and environments.
Sedimentology. 10, p. 83-100.
- DRESCH, J.
 1.938 Les surfaces de piémont dans le Djebilet et le Massif central du Grand Atlas.
C.R. Congr. Intern. Geogr. t. II. sec. II.
 p. 133-140. (Amsterdam)
- 1.950 Sur le piémonts en Afrique méditerranéenne et tropicale.
C.R. Congr. Intern. Geogr. t. II, sec. II
 p. 19-28 (Lisboa, 1.949).

- DRESCH, J.
1.957 Pediments et glacis d'érosion, pediplains et inselbergs.
Infor. Geogr. n° 5, p. 183-196.
- DUCHAUFOR, P.H.
1.970 Precis de Pedologie
Masson et Cie. Ed. (3e. ed.).p. 481 (Paris).
- DUMAS, B.
1.966 a) Les mecanismes d'elaboration des glacis d'après l'exemple du centre du Levante espagnol.
C.R. Acad. Soc. Ser. D. t. 262, p. 20-23
- 1.966 b) Les glacis, formes de convergence
Bull. Asoc. Geogr. Fr. n° 344-345, p. 34-47
- 1.967 Place et signification des glacis dans le Quaternaire.
Bull. Asoc. Fr. pour l'Etude du Quat. n° 3 p. 223-244.
- 1.969 Glacis et croutes calcaires dans le Levante espagnol.
Bull. Asoc. Geogr. Fr. n° 375-376, p. 553-561.
- DURAND, H.J.
1.953 a) Les diferentes types de croutes, leur caracteres principaux, leur significations climatiques.
Actes du IIe. Congr. Panafricain. p. 277-278.
- b) Etude geologique, hidrogeologique et pedologique des croutes en Algerie (Thèse).
Publ. Gouv. Gén. Algerie (Dir. Serv. Colon. et Hidraul.) 209 p.
- 1.958 Du nouveau au sujet de la formation de croutes calcires s.l.
Bull. Soc. Hist. Nat. Africa du Nord. vol 49. 4, p. 196-203.
- 1.959 Les sols rouges et les croutes en Algerie
Direc. Hidraul. et Equip. rural (serv. Etudes Sc.), 2. vol. p. 188.

- DUPAND H. J.
1.963 Les croûtes calcaires et gypseuses en Algérie: formation et âge.
Bull. Soc. Geol. de Fr. t. V, p. 959-968.
- DYER, K. R.
1.970 Grain size parameters for sandy-gravels.
Journal of Sedim. Petrol. vol. 40, n° 2, p. 616-620
Journal of
- EMILIANI, C.
1.955 Pleistocene temperatures
Journal of Geology. n° 63, p. 138-178
- EZQUERRA DE BAYO, J.
1.839 Détails géologiques sur Almaden
Bull. Soc. Geol. de Fr. vol. X, p. 107.
- 1.845 Des formations tertiaires du centre de l'Espagne.
An. Min. Esp. t. III, p. 300-316.
- FAIRBRIDGE, R. W.
1.968 The Encyclopedia of Geomorphology
Reinhold Book Corp. (New York, Amsterdam, London)
- 1.970 World palaeoclimatology of the Quaternary
Rev. de Geogr. Ph. et Geol. Dyn. vol. XII, 2, p. 97-104.
- FEIO, M.
1.946 a) Noticia acerca de Cuaternario no valle do Guadiana.
Pub. da Soc. Geol. de Port. p. 46 (Oporto)
- 1.946 b) Os terracos do Guadiana a jusante do Arçila
Com. Serv. Geol. Port. 27, p. 145-197.
- FERNANDEZ, A., ALVARADO, A., MESEGUER, J.
1.931 Memoria explicativa de la hoja geológica n° 784 (Ciudad Real).
Inst. Geol. y Minero de España.

- FERNANDEZ NAVARRO, L. y GOMEZ DE LLARENAS J.
 1.916 Datos topológicos del Cuaternario de Castilla
 la Nueva.
Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat. (sev. Geol.)
 nº 18, p. 26
- FLINT, R.F.
 1.965 The Pliocene-Pleistocene boundary (Intern.
 studies on Quat.).
Geol. Soc. Am. paper 84, p. 497-533.
- FRIE, J. C. and WILLMAN, H.B.
 1.962 Morphostratigraphie units in pleistocene stra-
 tigraphy.
Bull. Amer. Ass. Petr. Geol. (Str. Comm.) no. 27,
 vol. 46, p. 112-113 (Tulsa)
- GARCIA PALACIOS, M.C.
 1.970 Estudio sedimentológico de la región próxima
a Villarrubia de los Ojos (Ciudad Real).
 Trabajo Monográfico de Licenciatura (inédito).
 Facultad de Ciencias de Madrid.
- GASQUE, F. e INGUNZA, R.
 1.874 Rocas de la provincia de Ciudad Real remiti-
 das por D. J. Caminero.
Bol. Com. Mapa Geol. de España. t. I, p. 145-160
- GAUCHER, G.
 1.943 Sur certains caractères des croutes calcaires
 en rapport avec leur origine.
C.R. Acad. Sc. t. 227, p. 154-156.
- GEZE, B.
 1.963 Caracteres structuraux de l'arc de Nice.
Mem. de la Soc. Geol. de Fr. (Livre à la mem.
du prof. P. Fallot). p. 289-300.
- GIGOUT, M.
 1.960 a) Nouvelles recherches sur le Quaternaire maro-
 cain et comparaison avec l'Europe.
Trav. du Lab. Geol. Fac. Sc. nov. ser. 6.
 p. 158 (Lyon).

- GIGOUT, M.
1.960 b) Sur la gènes des croûtes calcaires pleistocenes en Afrique du Nord.
C.R. somm. des seances de la Soc. Geol. de Fr. n° 1, p. 8-10.
- GIL CID, M.D.
1.973 Revisión de los trilobites del Cambrico y del Ordovícico de Montes de Toledo y Sierra Morena. (Tesis Doctoral).
Dep. de Paleontología. Fac. de Cienc. Univ. Complutense. Madrid.
- GLANGEAUD, L.
1.955 Les deformations plio-quaternaires de l'Afrique du Nord.
Geol. Rdsch. Bd. 43, p. 181-196.
- 1.967 Epirogenésés pouto-plio-quaternaires de la marge continental franco-italienne du Rhône á Gènes.
Bull. Soc. Geol. de Fr. T. IX p. 426-449.
- 1.968 Les méthodes de la Geodynamique et leur applications aux structures de la Mediterranée occidentales.
Rev. de Geogr. Ph. et Geol. Dyn. vol X. 2, p.135.
- 1.969 (Coordinateur).
Bosquejo central et bordure mediterrannée
Livre-guide de lexc. A-9 VIII Congr. de l'INQUA. Un. Int. pour l'etude du Quat. p. 76 (Paris).
- GOMEZ DE LLARENA, J.
1.916 Bosquejo geográfico-geológico de los Montes de Toledo.
Trab. Mus. Nac. Cien. Nat. (Sec. Geol.) n° 15, p.74.
- GONZALEZ REGUERAL, J.R.
1.220 Estudio microscópico de algunas rocas basálticas de Ciudad Real.
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. t. XX, p. 184-187.
- GRANGEON, P.
1.962 Note preliminaire á l'étude geologique du volcan et du gisement fossilifère de Senéze.
C.R. du seances de la Soc. Geol. de Fr. fas. 5, p. 149-150.

- GRICHUK, V.P., HEY, R.W. and VENZO, S.
 1.965 Report of the subcommission on the Plio-Pleistocene boundary
Rep. of the VI Intern. Congr. on the Quaternary.
 p. 311-319. (Warsaw 1.961.)
- GUERRA, A. (y colaboradores).
 1.968 Mapa de suelos de España (escala 1:1000.000)
Inst. Nacional de Edaf. y Agrob. "José M^a Albareda" C.S.I.C. (una memoria y un mapa).
- GUERRA, A. (y colaboradores).
 1.972 Los suelos rojos de España.
Dep. de Suelos del Inst. de Edaf. y Biol. Vegetal C.S.I.C. p. 253.
- HERNANDEZ PACHECO, E.
 1.912 Elementos geográficos-geológicos de la Península Ibérica.
Asoc. Esp. Progr. de las Cienc. Congr. de Granada. t. V, p. 225-231.
- 1.914 Mioceno superior de la Puebla de Almoradier (Toledo).
 Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. t. XIV, p.274-284.
- 1.915 Geología y Paleontología del Mioceno de Palencia.
Com. Inv. Pal. y Prehist. mem. 5 p. 295.
- 1.921 a) La llanura machega y sus mamíferos fósiles (yacimiento de la Puebla de Almoradier).
Com. Inv. Pal. y Prehist. mem. 28, p. 1-43.
- b) El Yacimiento de mamíferos de Valverde de Calatrava y edad de los volcanes de la provincia de Ciudad Real.
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. t. cincuentenario. p. 98-114.
- 1.923 Edad y origen de la Cordillera Central de la Península Ibérica.
Soc. Esp. Prog. de las Cienc. Congr. de Salamanca. t.2, p. 130.

HERNANDEZ PACHECO, E.

- 1.928 b) Los cinco rios principales de España y sus terrazas.
Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat. (Ser. Geol.) nº 36
p. 149,
- c) Fisiografía del Guadiana.
Rev. Centro de Est. Extrem. p. 1-13 (Badajoz)
- 1.929 Datos geológicos de la meseta toledano-cacereña y la fosa del Tajo.
Mem. R. Soc. Esp. Hist. Nat. t. XV, p. 183-202.
- 1.931 El problema de las terrazas pliocenas y pleistocenas en 1.931.
Bol. Soc. Geogr. Nac. t. LXXI, p. 289-338.
- 1.932 Síntesis fisiográfica y geológica de España.
Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat. (Ser. Geol.) nº 38
p. 584.
- Le Miocene de facies continental de la Meseta espagnole (manuscrito).
Mus. Nac. Cienc. Nat. (nº referencia. 27.064)
p. 32. (inédito).

HERNANDEZ PACHECO, F.

- 1.928 Les volcans de la región centrale de l'Espagne.
Bol. Vol. Sec. de Vulc. de l'Unión Geod. et Geoph. Intern. vol. XIII-XIV. (Napoli, Italia).
- 1.932 a) Estudio de la región volcánica central de España.
Acad. de Cienc. Exac. Fis. y Nat. p. 235.
- b) La región volcánica de Ciudad Real.
Publ. Soc. Geogr. Nac. ser. B., nº 3, p. 213.
- 1.939 El segmento medio de las sierras centrales de Extremadura.
Las Ciencias. año IV, nº 2, p. 37.
- 1.944 El alto Guadiana y la zona oriental de la alti-planicie del Campo de Montiel.
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. t. XLII, p. 593-612.
- 1.950 Las rañas de las sierras centrales de Extremadura
C.R. Congr. Intern. Geogr. t. II, sec. II,
p. 87-100 (Lisboa, 1.949.).

HERNANDEZ PACHECO, F.

1.956 a) Significado y génesis fisiográfica del Porti-
llo de Cijara en el Guadiana.
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. t. LIV, p. 5-35.

b) Rasgos y peculiaridades fisiográficas de los
ríos Guadalquivir y Guadiana.
Discurso leído en la R. Acd. de Cienc. Letr.
y Art. de Córdoba.

1.957 Las formaciones de la Raña en la Península
Hispanica.
Res. des Comm. du 3me. Congr. Intern. de
L'INQUA p.78. (Madrid-Barcelona 1.957).

1.958 Anormalidad del Guadiana.
Las Ciencias. año XXIII, nº 1, p. 51-72.

1.962 Las formaciones o depósitos de grandes bloques
de edad Pliocena. Su relación con la raña:
Estudios Geológicos. vol. XXVIII, p. 75-88.

1.965 La formación de la raña al S. de la Somosierra
central.
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Ser. Geol.).

HERNANDEZ PACHECO, F., ALBERDI, M.T. y AGUIRRE, E.

1.969 Proceso formativo y época de la Sierra de Gua-
darrama.
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (ser. Geol.)
t. LXVII, p. 225-237.

HERNANDEZ PACHECO, F. y CABAÑAS, F.

1.952 Las características fisiográficas y geológicas
del Guadiana entre Luciana y Puebla de D. Ro-
drigo.
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. t. L, p. 263-279.

HERNANDEZ SAMPELAYO, P.

1.928 Sobre la tectónica de España.
Not. y Com. Inst. Geol. y Minero de España.
nº 1. p. 31-34.

- HOPKINS, D. M.
1.972 Global History of cold climates during the cenozoic Era. (abstract.).
XXIV Intern. Geol. Congr., sec. 12 Quaternary Geol., p. 3. (Montreal, Canada, 1.972).
- I. G. M. E.
1.970 Memoria de la hoja geológica a escala 1:200.000 n° 18 (Ponferrada)
1.971 Memoria de la hoja geológica a escala 1:200.000 n° 19 (León).
1.971 Memoria de la hoja geológica a escala 1:200.000 n° 61 (Ciudad Real).
- I.N.T.E.C.S.A.
1.970 Estudio preliminar de las reservas hidrológicas totales de la zona de "La Mancha".
Serv. Geol. de Obras Públicas (M.O.P.) 4 tomos.
- JESSEN, O.
1.930 La Mancha. Ein Beitrag zur landeskunde Neucastiliens.
Koln Sonderdruck aus den Mitt. der Geogr. Gesell. Hamb. band XLI, s. 132-227 (Hambur).
- JIMENEZ DE LA CUERDA, J.M.
1.973 Principios de climatología.
VII Curso de Hidrogeol. "Noel Llopis" Fasc. I.
- JIMENEZ FUENTES, E.
1.972 a) El Paleógeno del borde S.W. de la cuenca del Duero. I: Los escarpes del Toermes.
Studia Geológica III, p. 67-110 (Salamanca).
- JOHNSON, D. W.
1.932 Rock-fans of arid regions.
Amer. Journal of Sc. vol. XXIII, p. 389-416.
1.933 Plains of lateral corrosion
Science (new series). vol LXXIII, n° 1.885 p. 174-177.

- JOLY, F.
 1.950 Pediments et glacis d'erosion dans le Sud-Est. de Maroc.
C.R. Congr. Intern. GEogr. t.II, sec. II,
p. 101-125. (Lisboa 1.949).
- 1.957 Remarques sur l'emboitement des formes quaternaires continentales dans le Sud-Est. marocain.
Actas del V Congr. Intern. del INQUA. t. I,
p. 293-301. (Madrid-Barcelona 1.957).
- KRUMBEIN, W.C. y SLOSS, L.L.
 1.969 Estratigrafia y Sedimentación.
 U.T.E.A. Ed. (Trad. R. García) p. 778 (México).
- KUBIENA, W.L.
 1.954 Sobre el método de la Paleoedafología.
An. de Edaf. y Fisiol. Vegetal. t. XIII,
nº 7-8, p. 524-543.
- KURTEN, B.
 1.960 Chronology and faunal evolution of the earlier european glaciation.
Soc. Sc. Fenn. (Com. Biol.) Com. 21 December,
60 p. (HELSINGFOR).
- LAMB, H.H. et WOODROFFE, A.
 1.970 Sur la circulation atmosferique pendant le derniere periode glaciaire (sect. V.).
Rev. de Geogr. Phy. et Geol. Dyn. vol. XII, 2,
p. 104-108.
- LAUTENSACH, H.
 1.967 Geografía de España y Portugal.
 Vicens Vives Ed. (Trad. M. Solé), p. 814 (Barcelona).
- LAUTENSACH, H. and MAYER, E.
 1.961 Iberische Meseta und Iberische Masse.
Zeitschrift. Für Geomorph. p. 161-180 (Trad.
Port Bol. Centr. Est. Geogr.). nº 19, p. 31-40
 (1.962)

- LOPEZ, F.
1.973 La vega alta del Segura. (Clima, Hidrología, Geomorfología).
Dep. de Geogr. Universidad de Murcia. p. 248.
- LOTZE, F.
1.960 El Precámbrico de España.
Not. y Com. Inst. Geol. y Minero de España.
n° 60, p. 227-239.
- 1.961 Sobre la estratigrafía del cámbrico en España.
Not. y Com. Inst. Geol. y Minero de España.
n° 61, p. 131-164.
- 1.970 El Cámbrico de España.
Mem. Inst. Geol. y Minero de España. t. 75.
p. 256.
- LUJAN, F.
1.850 Estudios y observaciones geológicas relativas a los terrenos que corresponden parte de la provincia de Badajóz y las de Sevilla, Toledo y Ciudad Real.
Mem. Acad. Cienc. Exact. Fis. y Nat. t. I,
p. 1-34.
- LUNA, L.B., WOLMAN, M.G., MILLER, J.P.
1.964 Fluvial Processes in Geomorphology.
WH Freeman and Company. p. 522 (S. Francisco).
- LLOPIS, N. et SANCHEZ DE LA TORRE, L.
1.962 Sur l'existence d'une tectonique archéene du centre de l'Espagne.
C. R. Somm. Soc. Geol. de Fr. fas. 8. p. 242-246.
- 1.963 a) Sur la stratigraphie du precambrien au S.W. du Peunte del Arzobispo (Cáceres, Espagne).
C.R. Somm. Soc. Geol. de Fr. fas. 5, p. 152-153.
- b) Sur la presence d'une discondance precambrienne au S. de Toledo (Espagne).
C.R. Somm. Soc. de Fr. fas. 7, p.250-251.
- LLOPIS, N.
1.970 Fundamentos de hidrogeología carstica (Introducción a la Geoespeleología).
Blume Ed. p. 269.

- LLOPIS, N. et SANCHEZ DE LA TORRE, L.
 1.965 Sur les caracteres morphotectoniques de la discordance precambrienne au S. de Toledo (Espagne).
C.R. Somm. Soc. Geol. de Fr. fas. 7 p. 220-221.
- MABESOONE, J.M.
 1.961 La sedimentación terciaria y cuaternaria de una parte de la cuenca del Duero (Provincia de Palencia).
Estudios Geológicos. vol XVII, p. 101-130.
- MACPHERSON, J.
 1.879 Breve noticia acerca de la especial estructura de la Península Ibérica.
An. R. Soc. Esp. Hist. Nat. t. 8, p. 229-264.
- 1.883 Sucesión estratigráfica de los terrenos ordovícicos de España.
An. R. Soc. Esp. Hist. Nat. t. 12, p. 3-40.
- 1.901 Ensayo de la historia evolutiva de la Península Ibérica.
An. R. Soc. Esp. Hist. Nat. t. XXX, p. 123-165.
- MACGEE, W.M.
 1.897 Sheet flood erosion.
Bull. Geol. Soc. Amer. vol. VIII, p. 67-112.
- MAESTRE, A.
 1.844 Observaciones acerca de los terrenos volcánicos de la península.
Bol. Of. de Minas. n° 103, p. 117-119.
- MARTIN ESCORZA, C. y ENRILE, J.L.
 1.972 Contribución al conocimiento de la geología del Terciario occidental de la Fosa del Tajo.
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (ser. Geol.)
 t. 70, p. 171-190.
- MASSEPORT, J.
 1.964 Considerations sur les glacis d'erosion nor mediterranéens.
Rev. de Geogr. Alpine. t. III, p. 125-152.

- MATSCHINSKI, M.
1.960 La "lenteur" des phénomènes glaciaires.
C. R. Somm. Soc. Geol. de Fr. fas. 2, p. 30-31
- MENSCHING, H.
1.958 Glacis-Fussgläche-Pediment
Ann. Geomorph. N.F. 2, p. 165-186.
- MILLOT, G.
1.964 Geologie des argiles.
Masson et Cie. Ed. p. 497. (París).
- MINGARRO, F.
1.958 Estudio fisiográfico y geomorfológico del valle del Guadiana entre Luciana y Puebla de D. Rodrigo.
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. t. 56, p. 170-176.
- 1.959 Significado genético del Guadiana entre Cijara y Alarcos.
Estudios Geológicos. (vol. Homenaje al Dr. S. Miguel) p. 183-291.
- MINGARRO, F. y LOPEZ AZCONA, M.C.
1.972 Granulometrías: métodos y estudio comparativo
Estudios Geológicos, vol XXVIII, p. 277-286.
- MISTARDIS, G.
1.950 a) Essai d'une classification des vestiges de surfaces pedimentaires et de leur couvertures de dépôts grossiers conservés dans les pays méditerranéens.
C. R. Congr. Intern. Geogr. t. II, sec. II p. 126-131. (Lisboa, 1.949).
- b) Some remarks on pediment surfaces and detrital deposits in southwestern Iberia and Southern Egeid (Aegeis).
C. R. Congr. Intern. Geogr. t. II, sec. II p. 132-136. (Lisboa, 1.949).
- MOLINA, E., PEREZ GONZALEZ, A. y AGUIRRE, E.
1.972 Observaciones geológicas del Campo de Calatrava
Estudios Geológicos. vol. XXVIII, p. 3-11

- MONTURIOL, F. GALLARDO, J. y ALEIXANDRE, T.
 1.970 Los paleosuelos rojos de las formaciones cuaternarias del Campo de Calatrava (Ciudad Real).
An. de Edaf. y Agrobiol. t. XXIX, n° 78.
 p. 549-572.
- MORNER, N.A.
 1.970 World climate during the last 130.000 years.
XXIV Int. Geol. Congr. sec. 12, p. 72-79.
- MOVIUS, H.L.J.
 1.949 Villafranchian stratigraphy in Southern and Southwestern Europe.
Journal of Geology. vol. 57, n°4, p. 380-412.
- 1.958 Munsell soil color charts.
 Munsell color Comp. Inc. (Baltimore, USA).
- NARANJO y GARZA, F.
 1.850 Reconocimiento geológico de la cuenca del Guadiana.
Rev. Minera. t. I, p. 65-82.
- NIKIFOROVA, K.V.
 1.970 The volume and subdivision of Pliocene
Giornale di Geol. (Comm. Medit. Neog. Str.)
 2, t. XXXV. p. 171-180 (Bologna).
- NOVO P. DE, ROSO DE LUNA, I, GARRIDO, J., BASELGA, A., y MELENDEZ, B.
 1.957 Diccionario de Geología y ciencias afines.
 Labor, S.A. Ed. (2 tomos) p. 1.685. (Barcelona).
- OAKLEY, K.
 1.968 Cronología del Hombre fósil
 Labor, S.A. Ed. (Trad. J. Elias), p. 317. (Barcelona).
- OEHEME, R.
 1.935 Die Rañas. Eine Spanische Schuttlandschaft.
Zeits. für Geomorph. band IX, Heft. I,
 p. 25-42. (Berlin).

- OROMBELLI, G.
 1.971 Concetti stratigrafici utilizzabili nello studio
 dei depositi continentali quaternari.
Inst. di Geol. e Paleont. Univ. Milano.
 pub. n° 87. p. 265-291.
- PARGA, I.
 1.935 Quimismo de las manifestaciones magmáticas
 cenozoicas de la Península Ibérica.
Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat. (ser. Geol.). n°40
 p. 174.
- PARGA, J.R.
 1.969 Sistema de fracturas tardihercínicas del Maci-
 zo Hespérico.
Trab. del Lab. de Geol. de Lage. n° 37, p. 3-15
 Lage (La Coruña).
- PAUL, E.D.
 1.971 The relationship between late cenozoic volca-
 nism and tectonism and orogenic-epirogenic
 periodicity.
Late Cenozoic Glacial Ages. Turekian K.K. Ed.
 p. 15-35. New Haven-London-Yale Univ. Press.
- PAZ GRAELLS, M.
 1.897 Fauna mastodológica Ibérica.
Mem. R. Acad. Cienc. t. XVII, p. 806.
- PEREZ GONZALEZ, A.
 1.971 Tertiary and Quaternary of the plateau of New
Cawtille.
 Guidebook. 10 th. Intern. Field Inst. Spain.
 Amer. Geol. Inst. p. 224-241.
- PEREZ GONZALEZ, A.M. ALEIXANDRE, T. GALLARDO, J. PINILLA, A.
 y MEDINA, A.
 1.973 Excursión "B": Valle del Henares - Jarama.
I Reunión Nacional del G.T. del Cuaternario
 p. 13. (Madrid).

- RAMIREZ, E.
1.957 Características hidrogeológicas de la zona S.W. de Manzanares en la Mancha (Ciudad Real). Not. y Com. Inst. Geol. y Minero de España. n° 47, p. 129-146.
- RAYNAL, R. et NONN, H.
1.968 Glacis étages et formations Quaternaires de Galice Oriental et de León: Quelques observations et données nouvelles. Rev. de Geomorph. Dyn. 18, p. 98-117.
- RAYNAL, R. et TRICART, J.
1.963 Comparaison des grandes étapes morphologiques du Quaternaire dans le Midi méditerranéen français et au Maroc. Bull. Soc. Geol. de Fr. t. VII, n° 5. p. 587-596.
- RIBEIRO, O. et FEIO, M.
1.950 Les depots de tupe "raña" au Portugal. C. R. Congr. Inter. Geogr. t. II, sec. II. p. 152-159 (Lisboa, 1.949).
- RICHMOND, G. M.
1.959 Application of stratigraphic classification and nomenclature of the Quaternary Bull. Amer. Ass. Petr. Geol. vol. 43, p. 663-675 (Tulsa).
1.962 Morphostratigraphic units in Pleistocene Stratigraphy. Bull. Amer. Ass. Petr. Geol. (Stratigraphy Comm. Discussion of note 27). vol 46, p. 1.520-1.521.
1.967 The Plio-Pleistocene boundary Science. Vol. 150, p. 410.
- RIOS, J. M.
1.969 Indice sistemático de las formaciones geológicas y de las fases de plegamiento. Alhambra, S.A. Ed. (3^a ed.), p. 79.

RIVIERE, A.

- 1.952 a) Sur la representation graphique de la granulometrie des sediments meubles.
Bull. Soc. Geol. de Fr. t. II, n° 1-3
p. 145-154.
- b) Expresión analitique general de la granulometrie des sediments meubles.
Bull. Soc. Geol. de Fr. t. II, n° 1-3, p. 155-167

ROSO DE LUNA, I.

- 1.943 Nota informativa de los sondeos realizados en el término de Argamasilla de Calatrava.
Not. y Com. Inst. Geol. y Minero de España.
n° 11, p. 125-132.

ROYO Y GOMEZ, J.

- 1.916 Datos para la geología de la submeseta del Tajo.
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. t. XVII, p. 519-527.
- 1.918 Nuevos datos para la geología de la submeseta del Tajo.
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. t. XVIII,
p. 255-258.
- 1.920 La sierra de Altamira y sus relaciones con la submeseta del Tajo.
Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat. (ser. Geol.) n° 27
p. 40.
- 1.922 El Mioceno continental ibérico y su fauna malacológica.
Com. Invest. Paleont. y Prehist. mem. n° 30,
p. 230.
- 1.926 Tectónica del Terciario continental Ibérico.
Bol. Com. Mapa Geol. de España. t. XLVII.
p. 131-168.
- 1.928 El Terciario continental de la cuenca del Tajo.
Mem. Inst. Geol. y Minero de España. (Datos para el estudio geológico de la provincia de Madrid). p. 16-74.

- SAN MIGUEL, M.
1.948 Los volcanes y la erosión de edad post-pirenaica en España.
Estudios Geológicos. n° 8, p. 173-186.
- SANCHEZ, P. y PIGNATELLI, R.
1.967 Notas geológicas de la Sierra de Altamira (Cuenca-Guadalajara).
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (ser. Geol.) n° 65 p. 231-240.
- SANTONJA, M. y REDONDO, E.
1.973 Avance al estudio del Paleolítico del Campo de Calatrava.
Cuadernos de Estudios Manchegos. n° 4, II ep., p. 123-137 (Ciudad Real).
- SANZ, T.
1.946 Investigaciones de la cuenca hidrográfica de La Mancha.
Not. y Com. Inst. Geol. y Minero de España. n° 15 p. 235-250.
- SAVAGE, E.D. and CURTIS, G. H.
1.967 The villafranchian age and its radiometric dating (abstract).
Bull. Amer. Ass. Petr. Geol. vol. 51, p. 479-480.
- SCHWENZNER, J.
1.936 Zur morphologie des zentralspanischen Hochlandes
Geogr. Abhandl. 3 ser. t. X, p. 128 (Stuhgart).
- STICKEL, R.
1.930 Die Geographische Grundzuge Nordwestspaniens einschl. von Altkaslilien.
Ver. U. Wiss. Abhandl. des 23 Duch Geogr. zu Magdeburg. p. 147-154 (Breslau, 1.929).
- STRAHLER, A.N.
1.965 Introdution to Phisical Geography.
John Wiley and Sons Inc. (New York).

- SOLE SABARIS, L.
1.958 Observaciones sobre la edad de Penillanura fundamental de la Meseta española en el sector de Zamora.
Breviada Geol. Asturica, año II, nº 1-2.
p. 3-8 (Oviedo).
- 1.964 Las rampas o glaciares de erosión en la Península Ibérica.
Aport. Esp. al XX Congr. Geogr. Intern. Inst. "Elcano" Estudios Pirenaicos p. 13-18 (Madrid-Zaragoza-Barcelona).
- 1.966 Sobre el concepto de Meseta española y su descubrimiento.
Vol. Hom. al Exmo. Sr. D. A. Melon. p. 15-45 (Zaragoza).
- TAYLLEFER, F.
1.953 Terrasses fluviales et Glacis d'érosion
Inf. Geogr. nº 2 p. 21-41.
- THALER, L, GRUSANFONT, M y ADROVER, R.
1.965 Les premiers micromammifères du Pliocène d'Espagne; précisions chronologiques et biogéographiques sur la faune d'Alcoy.
C.R. Acad. Sc. t. 260, p. 4.024-4.027.
- TERAN, M.
Geografía de España y Portugal.
1.952 Tomo I. Geografía Física por Sole Sabaris, L.
1.954 Tomo II. España. Geografía Física por Sole Sabaris, L. (colav. P. Front, N. Llopis y V. Masach).
Montaner y Simón, S.A. Ed. (Barcelona).
- TREVISAN, L.
1.950 Genèse des terrasses fluviales en relations avec les cycles climatiques.
C.R. Congr. Int. de Geogr. t. II, sec. II.
p. 512-528. (Lisboa, 1.949).

- TRICART, J.
 1.947 Métode d'etude des terrasses.
Bull. Soc. Geol. de fr. t. 17 p. 559-575.
- 1.964 Observations sur les "ranhas" de las vallée
 du Tage au Portugal.
C.R. des seances de la Soc. Geol. de FR.
fas. 8., p. 302, 303.
- 1.965 Principes et Méthodes de la Geomorphologie
Massou et Ce. Ed. p. 496.
- 1.966 Paléoclimats et terrasses quaternaires.
C.R. Somm. Soc. Geol. de Fr. fasc. 5, p. 202.
- TRICART, J. et. CAILLEUX, A.
 1.965 Traité de Geomorphologie. Tome I: Introduction
a la Geomorphologie climatique.
S.E.D.E.S. Ed. p. 306. (Paris).
- 1.969 Traite de Geomorphologie. Tome IV: Le modelé
des regions sèches.
S.E.D.E.S. Ed. p. 472 (Paris).
- TRICART, J. RAYNAL, R. et BESANCON, J.
 1.972 Cones rocheux, pédiments, glacis.
Ann. de Geogr. n°43, p. 1-24.
- TOBIEN, H.
 1.970 Biostratigraphy of the mammalian faunas of
 the Pliocene-Pleistocene boundary in middle
 and western Europe.
Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol., 8,
p. 77-93 (Ansterdam).
- VAN COUVERING, J.
 1.972 Radiometria calibration of the European Neo-
 gene.
 Publ. for the wenner Gren Found. (N.Y.) by
Scot. Acad. Press. p. 247-271. Ed. by W.W.
Bishop and J.A. Miller.

- VAUDOUR, J.
1.969 Données nouvelles et hypothèses sur le Quaternaire de la région de Madrid.
Mediterranée. Rev. Geogr. des Pays Med.
n° 8, p. 79-92.
- VAUFREY, R.
1.952 Le Villafranchien
L'Anthropologie. t. LVI, p. 551-554.
- VENZO, S.
1.965 The Plio-Pleistocene boundary in Italy.
Rep. of the VI Intern. Congr. on the Quaternary. p. 367-392. (Warsaw, 1.961).
- VERNEUIL, E. et BARRANDE, J.
1.855 Description des fossiles trouvés dans les terrains siluriens et devoniens d'Almaden d'une partie de la Sierra Morena et des Montagnes de Toledo.
Bull. Soc. Geol. de Fr. t. XII, p. 964-1.025.
- VIDAL BOX, C.
1.944 La edad de la superficie de erosión de Toledo y el problema de sus montes islas.
Las Ciencias. año IX, p. 82-111.
- VILLALTA, J.F.
1.952 Contribución al conocimiento de la fauna de mamíferos fósiles del Plioceno de Villarroya (Logroño).
Bol. Inst. Geol. y Minero de España. t. LXIV.
p. 204.
- WILSON, L.
1.969 Les relations entre les processus géomorphologiques et le climat moderne comme méthode de Paléoclimatologie.
Rev. de Geogr. Ph. et Geol. Dyn. vol. XI, 31.
p. 303 - 314.

ZEUNER, F.E.

1.950 The lower boundary of the Pleistocene
Report. of the XVIII Intern. Geol. Congr.
part. IX, sec. II, p. 126-130 (London, 1.948).

1.952 Mediterranean and tropical pluvials.
Pr. of the 1st. Pan Afr. Congr. on Prehist.
p. 66-69. (Nairobi, 1.947).

1.959 El período Pleistoceno. Su clima, cronología
y sucesiones de fauna.
C.S.I.C. p. 399. Madrid.

ZIMMERMANN, E.

1.943 Quartärtektonik und ihre Phasen
Zeits. de Deutsch. Geol. Gesell. XCV. p. 217-
222. (Berlín).

XI APENDICE

LAMINA I

Foto 1- Restos de la costra ferralítica a unos 2 Km. al S. del Puente de Alarcos, junto a la margen derecha río Guadiana.

Foto 2- Serie estratigráfica inferior. Parte superior del nivel de vulcanorruditas junto al arroyo de Benavente, al E. de Alcolea de Calatrava.



LAMINA II

Foto 1- Caliza y margas de la serie estratigráfica superior, entre el Guadiana y el volcán de Cabezo de Palo al W. de Ciudad Real.

Foto 2- Detalle de los niveles de calizas de la serie estratigráfica superior, en el mismo lugar citado anteriormente.



LAMINA III

Foto 1- Calizas de la serie estratigráfica superior presentando un intenso proceso de karstificación, junto al Km. 228 de la carretera de Ciudad Real a Badajoz al N. de Valverde de Calatrava.

Foto 2- Detalle de dicho proceso de karstificación.

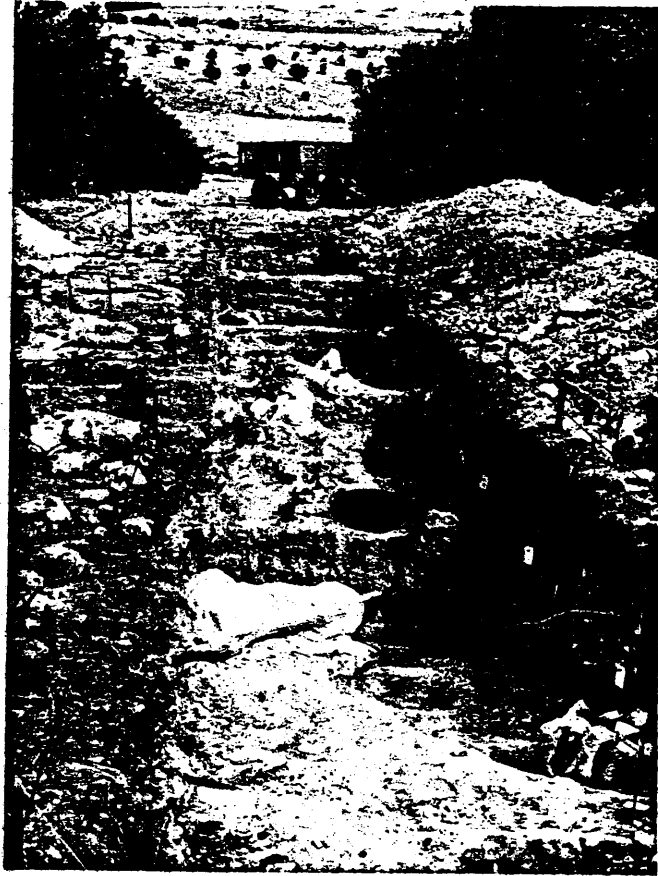
Foto 3- Algunos de los restos fósiles que se habían encontrado en las proximidades del yacimiento paleontológico de Las Higuera¹as anteriormente a 1971.

LAMINA IV

Foto 1- Yacimiento paleontológico de Las Higuieruelas.

Vista de la zanja de dirección E.-W. abierta en Septiembre de 1971.

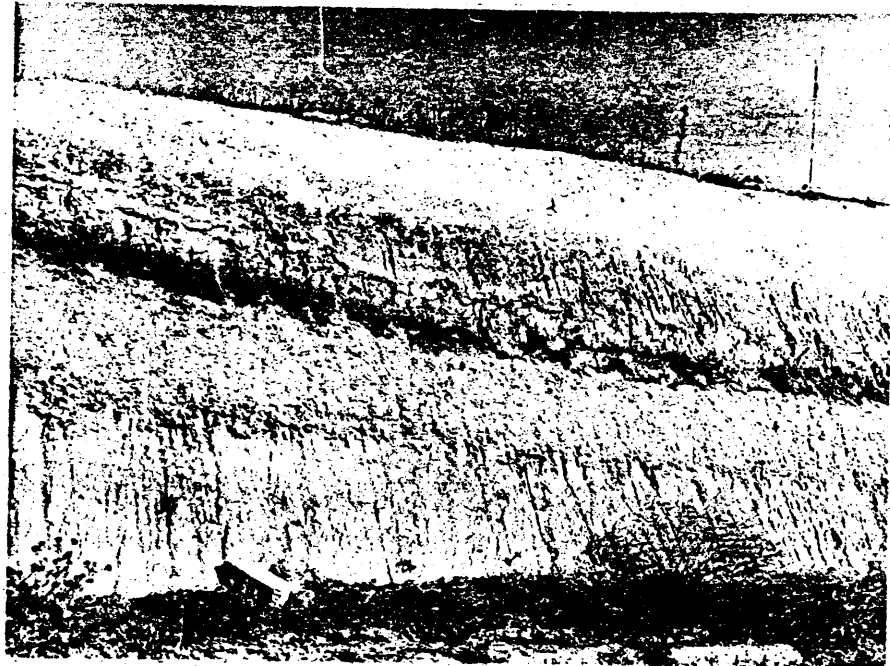
Foto 2- Detalle de la localización y relación entre los res
tos fósiles y los materiales en que aparecen englobad
os.



LAMINA V.

Foto 1- Corte localizado en las proximidades del km. 19 de la carretera de Daimiel a Malagón. La parte superior corresponde a los restos de la superficie S_1 .

Foto 2- Detalle del mismo corte. Se puede apreciar la presencia de un suelo fosilizado por aportes posteriores.

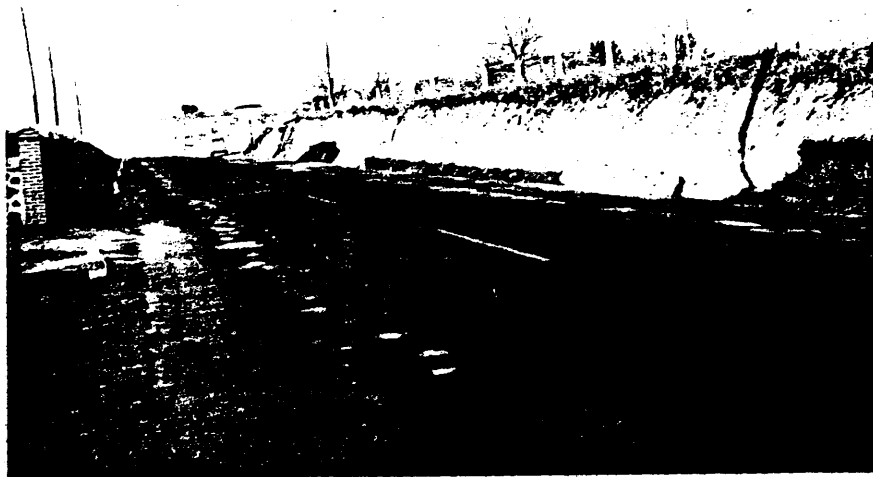


LAMINA VI.

Foto 1- Encostramiento calizo de la superficie morfológica generalizada S_{II} junto al km. 239 de la carretera de Ciudad Real a Badajoz.

Foto 2- Detalle de dicho encostramiento. En el se aprecian dos estructuras diferentes.

Foto 3- Restos de la terraza de + 7/8 m. en la margen izquierda del Guadiana a unos 200 m. aguas arriba del Puente Picón.



LAMINA VII

Foto 1- Perfil que existía junto a la azucarera de Ciudad Real en las proximidades del km. 182 de la carretera de Ciudad Real a Toledo.

Foto 2- Detalle del citado perfil. En él se pueden apreciar varios procesos edáficos sucesivos.

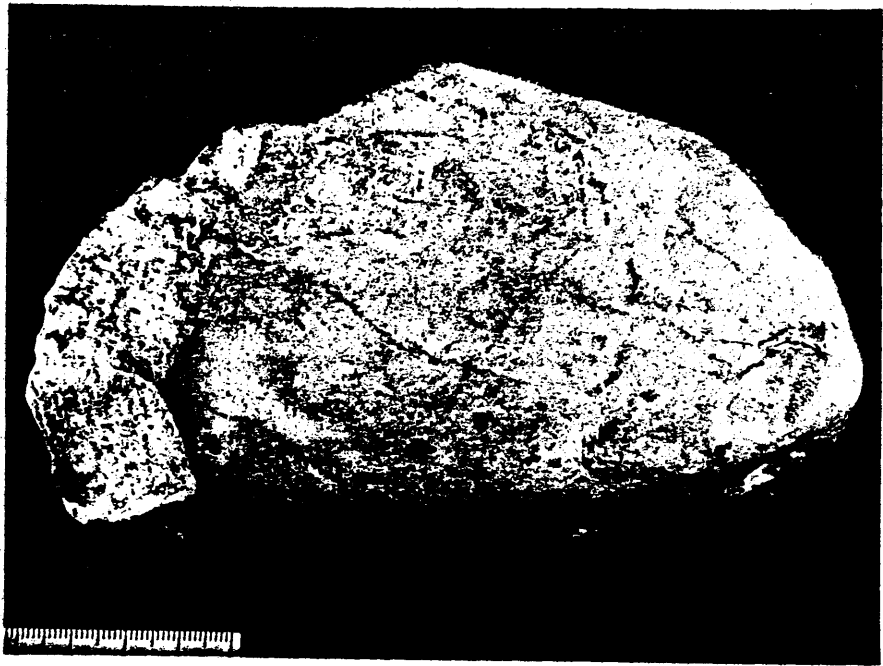


LAMINA VIII

Foto 1- Canto de cuarcita trabajado encontrado en la terraza de 31/33 m. del Jabalón, junto al puente de la carretera de Ciudad Real a Puertollano.

Foto 2- Canto de cuarcita trabajado encontrado en la terraza de 20/22 m. del Jabalón en las proximidades del puente citado.

Foto 3- Canto de cuarcita trabajado encontrado en el suelo rojo desarrollado sobre la terraza de 7 m. del Jabalón junto al citado puente.



INDICES DE APLANAMIENTO, DISIMETRIA Y REDONDEZ (DESGASTE) DE
CANTOS COMPRENDIDOS ENTRE 40 mm. y 60 mm. DE EJEY MAYOR (A.T
CAILLEUX et J. TRICART (1.963).

a.- RAÑA:

<u>R-1</u>	<u>Aplanamiento</u>	<u>Disimetria</u>	<u>Redondez</u> (.1000)
	1,41	0,57	82
	1,45	0,55	124
	1,87	0,65	127
	2,27	0,57	96
	2,20	0,90	153
	1,53	0,69	83
	1,50	0,67	96
	1,39	0,51	87
	1,52	0,54	160
	1,39	0,54	110
	1,38	0,60	135
	1,55	0,54	130
	2,23	0,63	131
	1,91	0,58	137
	1,98	0,73	107
	2,00	0,52	149
	2,00	0,82	137
	1,36	0,61	96
	1,17	0,67	131
	2,78	0,52	117
	1,69	0,70	87
	1,77	0,68	100
	1,50	0,60	125
	1,62	0,70	105
	2,00	0,59	98
	1,82	0,63	120
	1,35	0,80	100

R-2

AplanamientoDisimetríaRedondez

(.1000)

2,9	0,66	71
1,5	0,61	125
1,4	0,65	135
1,5	0,59	84
2,7	0,67	108
1,6	0,81	333
1,3	0,67	100
1,4	0,63	116
1,7	0,57	102
1,6	0,63	93
1,9	0,80	206
1,5	1,00	206
1,5	0,55	80
1,8	0,57	370
1,5	0,56	346
2,9	0,72	357
2,8	0,73	50
2,6	0,62	150
2,1	0,69	50
2,0	0,76	69
1,5	0,56	44
1,3	0,88	82
2,0	0,82	81
1,0	0,70	91
1,6	0,56	139
1,7	0,81	152
1,7	0,60	177
1,4	0,74	90
1,6	0,65	130
1,7	0,72	151
1,8	0,61	

R-3

AplanamientoDisimetriaRedondez

(.1000)

1,94	0,73	82
1,50	0,51	134
1,36	0,52	174
1,20	0,64	89
1,74	0,75	110
2,15	0,57	109
1,89	0,70	70
1,50	0,54	116
1,54	0,79	170
1,43	0,73	168
2,58	0,80	72
1,54	0,50	140
1,79	0,69	163
2,44	0,53	133
1,41	0,58	82
2,30	0,52	134
1,78	0,78	160
2,49	0,57	118
1,99	0,64	150
2,12	0,77	170
1,24	0,62	169
1,72	0,55	148
1,82	0,78	139
1,38	0,52	98
1,82	0,59	272
1,31	0,60	126
1,82	0,66	122
1,85	0,72	126
1,83	0,60	142
1,82	0,65	150
2,00	9,58	112
1,60	0,70	93

R-4

AplanamientoDisimetriaRedondez
(.1000)

1,5		
1,5	0,80	236
1,6	0,73	105
1,3	0,62	283
1,3	0,55	307
1,7	0,57	274
2,0	0,69	156
1,8	0,72	235
1,7	0,82	210
2,3	0,72	126
1,9	0,77	126
1,4	0,66	146
1,4	0,62	135
1,7	0,57	175
1,7	0,57	461
1,6	0,67	140
1,5	0,66	319
1,6	0,69	164
4,7	0,98	130
2,1	0,65	133
2,5	0,73	161
1,5	0,74	101
1,2	0,78	127
2,5	0,73	101
1,9	0,78	155
2,2	0,72	136
1,8	0,56	205
1,5	0,80	116
2,1	0,91	135;
1,8	0,57	98
1,6	0,66	147
2,3	0,80	132
2,1	0,70	136
2,8	0,86	157
1,6	0,68	176
2,3	0,77	177
2,4	0,88	100
2,0	0,78	146

R-6

Aplanamiento

Disimetria

Redondez

(.1000)

1,91	0,70	142
1,41	0,83	121
1,84	0,64	132
1,49	0,66	168
1,42	0,74	141;
1,70	0,52	162
1,60	0,70	167
2,52	0,57	184
1,52	0,50	137
1,54	0,62	269
1,65	0,75	123
1,15	0,65	114
1.49	0,86	100
1.39	0,63	106
1.82	0,73	108
2,06	0,55	137
2,56	0,53	80
1,98	0,50	177
1,43	0,57	100
1,49	0,58	83
1,66	0,68	142
1,45	0,63	78
2,33	0,56	124
1,53	0,68	76
2,80	0,50	97

R-7

AplanamientoDisimetriaRedondez

(.1000)

2,09	0,65	75
1,66	0,57	80
2,30	0,59	80
2,35	0,53	76
1,42	0,52	36
1,34	0,64	48
2,07	0,80	100
1,51	0,76	100
1,60	0,63	136
1,47	0,56	99
1,73	0,69	87
2,10	0,52	75
1,91	0,71	66
1,69	0,63	41
2,09	0,70	80
1,54	0,83	121
1,62	0,62	82
2,18	0,78	86
1,65	0,81	100
1,75	0,77	93
2,71	0,52	88
1,57	0,67	132
1,60	0,88	95
1,56	0,68	132
1,60	0,73	154
8,00	0,76	88
1,44	0,63	117
1,91	0,71	181
1,65	0,80	92
1,48	0,65	120
2,00	0,67	150

R-8

AplanamientoDisimetriaRedondez

(.1000)

1,21	0,60	180
1,72	0,76	142
1,34	0,69	125
1,72	0,67	172
1,41	0,53	118
1,31	0,54	165
1,47	0,95	86
1,95	0,60	188
2,44	0,51	205
1,93	0,71	138
1,43	0,66	192
1,53	0,55	126
2,38	0,53	110
2,53	0,53	168
1,32	0,87	125
1,84	0,59	117
1,65	0,62	172
1,33	0,60	122
1,69	0,68	100
1,30	0,68	112
2,90	0,52	70
1,53	0,62	85
1,48	0,68	172
1,32	0,62	180
1,91	0,86	125
2,28	0,60	120
2,26	0,60	140
2,00	0,65	93
1,40	0,78	125
1,75	0,62	127

R-10

Aplanamiento

Disimetria

Redondez

(.1000)

1,45	0,93	130
1,48	0,67	136
1,31	0,67	106
1,45	0,57	135
1,77	0,62	135
1,46	0,53	116
1,77	0,52	94
1,55	0,53	115
2,02	0,64	118
1,21	0,72	185
1,59	0,52	320
1,39	0,71	95
1,92	0,58	232
1,37	0,83	105
1,46	0,53	141
1,94	0,74	139
1,63	0,56	127
2,30	0,62	111
2,39	0,57	166
2,19	0,60	79
1,79	0,68	205
1,65	0,78	97
1,28	0,53	146
1,76	0,74	120
2,50	0,81	122
2,00	0,75	170

b.- MATERIALES DE LADERA:

<u>Aplanamiento</u>	<u>Disimetría</u>	<u>Redondez.</u> (.1000)
2,0	0,62	124
1,3	0,62	45
2,1	0,60	108
1,7	0,65	91
1,4	0,64	91
1,8	0,60	65
1,4	0,90	68
1,5	0,93	75
1,4	0,64	79
1,8	0,65	36
1,7	0,68	300
1,5	0,62	66
2,0	0,65	50
1,4	0,56	125
2,0	0,92	43
1,4	0,68	142
1,5	0,76	40
1,6	0,85	100
2,0	0,75	96
1,6	0,85	84
1,3	0,76	30
1,8	0,81	50
2,1	0,68	50
1,3	0,69	36
2,6	0,93	207
2,1	0,76	32
1,2	0,51	75
1,4	0,66	46
1,3	0,75	90
1,5	0,89	48
2,1	0,90	149

c.- RIO GUADIANA:

Estación. Puente Picón

Terraza +3m.	<u>Aplanamiento</u>	<u>Disimetría</u>	<u>Redondez</u> (.1000)
	1,71	0,56	80
	1,98	0,52	92
	3,67	1,00	148
	1,74	0,68	70
	1,65	0,66	87
	2,12	0,66	42
	1,83	0,71	36
	1,42	0,88	127
	2,61	0,83	93
	1,75	0,65	115
	2,00	0,63	87
	2,19	0,73	81
	1,35	0,75	100
	2,00	0,70	90
	1,38	0,73	150
	1,92	0,72	90
	1,86	0,73	133
	1,34	0,73	88
	2,58	0,62	139
	1,94	0,81	103
	2,32	0,86	89
	2,59	0,63	173
	2,63	1,00	127
	2,58	0,56	37
	2,09	0,68	166
	1,75	0,72	80
	1,40	0,64	133
	2,18	0,75	99
	2,43	0,60	99
	1,79	0,82	70
	1,38	0,75	83
	1,71	0,78	130
	2,40	0,78	170
	1,97	1,00	48
	2,07	0,66	88
	1,74	0,56	125
	1,36	0,64	133
	2,12	0,59	140
	1,96	0,57	72
	1,98	0,71	75
	1,88	0,76	80

Material detrítico que cubre el suelo rojo.

Terraza +6 m. T-19	<u>Aplanamiento</u>	<u>Disimetria</u>	<u>Redondez</u> (.1000)
	2,91	0,59	127
	2,56	0,77	75
	1,71	0,80	106
	2,59	0,92	116
	1,81	0,79	238
	2,08	0,60	226
	1,87	0,68	195
	1,51	0,61	100
	1,69	0,62	75
	1,35	0,61	125
	2,00	0,62	166
	1,54	0,60	145
	2,00	0,71	133
	2,50	0,62	133
	1,83	0,58	92
	1,25	0,72	109
	1,23	0,73	83
	1,81	0,60	80
	1,82	1,00	38
	2,15	0,80	181
	1,54	0,63	99
	2,27	1,00	149
	2,18	1,00	88
	1,67	0,93	133
	1,66	0,77	272
	2,06	0,60	83
	1,43	0,62	250
	2,60	0,52	70
	1,72	0,57	35
	1,75	0,56	156
	1,55	0,83	83
	1,67	1,00	130
	2,90	0,55	33
	2,46	0,56	70
	2,08	0,72	42
	1,92	0,73	177
	2,70	0,73	35
	2,29	0,67	100
	2,19	0,71	153
	2,58	0,77	120
	3,78	0,55	80

Estación. Puente Alarcos.

Terraza +6 m.

T-32	<u>Aplanamiento</u>	<u>Disimetría</u>	<u>Redondez</u> (.1000)
	2,21	0,68	117
	3,34	1,00	81
	2,28	0,56	97
	2,40	0,60	40
	2,08	0,64	80
	1,68	0,54	40
	1,47	1,00	38
	1,80	0,90	96
	1,33	0,63	260
	1,88	0,60	44
	2,00	0,65	105
	1,50	0,58	75
	2,46	0,67	50
	1,97	0,84	133
	1,70	1,00	100
	1,97	1,00	95
	2,29	0,73	86
	1,25	0,65	186
	1,80	0,69	109
	1,47	0,63	130
	1,70	0,71	88
	1,93	0,68	156
	2,02	0,71	70
	1,57	0,75	150
	1,67	0,56	150
	1,58	0,68	80
	1,89	0,71	75
	1,46	0,83	93
	1,74	0,79	137
	1,27	0,61	127
	2,38	1,00	148
	2,10	0,60	35
	1,11	0,85	48
	1,78	1,00	35
	1,69	0,73	35
	1,73	0,74	156
	1,18	0,68	146
	1,26	0,57	85
	1,61	0,61	81

Estación. Puente de las Ovejas.

Terraza +6 m.

T-50,51

Aplanamiento

Disimetría

Redondez

(.1000)

1,24	0,76	190
2,19	0,65	130
1,11	0,75	166
1,50	0,54	70
1,73	0,54	70
1,93	0,70	160
3,94	1,00	136
1,23	0,54	142
1,80	0,68	133
1,94	1,00	43
3,36	1,00	230
1,67	0,63	163
1,32	0,76	120
2,57	0,53	71
1,50	1,00	83
1,38	0,63	200
2,47	0,78	62
1,93	0,59	85
1,60	0,64	78
2,06	0,68	62
1,58	0,68	181
2,21	0,88	139
2,11	0,65	146
1,44	0,72	80
1,57	0,77	81
2,76	0,74	109
2,16	0,94	35
1,50	1,00	93
1,37	1,00	88
1,94	0,87	205
1,88	0,84	177
1,97	0,70	136
1,33	0,55	200
3,95	1,00	125
1,68	0,53	81
1,77	0,66	148
3,45	1,00	227
2,15	0,65	137
1,55	0,62	137
4,81	1,00	133
2,68	0,85	83
2,38	1,00	71

Terraza +12 m.

T-45

Aplanamiento

Disimetría

Redondez

(.1000)

1,18	0,54	129
2,10	0,66	129
1,31	0,69	153
1,55	0,68	235
2,15	0,65	130
1,60	0,90	150
2,00	1,00	139
2,60	0,75	115
2,10	1,00	133
2,28	1,00	240
2,92	1,00	78
1,61	0,69	76
1,67	0,71	347
2,81	1,00	96
1,60	0,67	145
1,95	0,67	150
2,60	0,75	122
3,65	1,00	64
1,89	0,77	113
1,53	0,72	90
1,55	0,69	214
1,96	0,63	230
1,55	0,63	76
1,94	0,70	193
1,97	0,81	315
2,35	0,64	102
3,06	1,00	74
2,23	0,64	95
1,35	0,70	90

d.-- RIO BAÑUELOS:

Terraza +6 m

T-14	<u>Aplanamiento</u>	<u>Disimetría</u>	<u>Redondez</u> (.1000)
	2,07	0,85	82
	1,71	0,95	133
	1,50	0,69	82
	1,99	0,53	123
	2,99	0,74	111
	2,07	0,65	87
	1,68	0,60	73
	1,22	0,59	125
	2,57	0,84	138
	1,46	0,69	81
	1,57	0,59	190
	1,90	0,66	100
	1,65	0,69	136
	3,38	0,69	120
	2,26	0,80	88
	1,44	0,80	88
	2,65	0,92	75
	1,70	0,72	88
	2,21	0,81	103
	1,38	0,71	133
	1,70	0,81	185
	1,89	0,89	148
	1,69	0,70	133
	1,59	0,78	142
	1,88	0,65	85
	1,32	0,66	146
	1,72	0,53	163
	1,81	0,62	120
	2,79	0,88	93
	1,85	0,75	135
	1,50	0,82	180
	2,05	0,70	92
	2,75	0,65	149
	1,90	0,69	102
	2,00	0,80	85

Terraza + 8 m.

T-18

Aplanamiento

Disimetria

Redondez

(.1000)

1,59	0,61	66
1,59	0,57	74
1,48	0,90	117
1,37	0,81	74
1,16	0,66	133
1,24	0,57	100
1,82	0,65	136
1,42	0,59	78
1,91	0,60	78
1,77	0,79	99
1,94	0,78	45
1,37	0,67	232
1,67	0,68	160
1,18	0,61	139
1,50	0,55	133
2,19	0,58	83
1,69	0,64	120
1,96	0,54	35
1,37	0,54	95
1,90	0,76	42
2,26	0,89	125
1,44	0,90	93
2,75	0,92	74
1,42	0,65	130
1,88	0,74	40
1,58	0,78	109
1,83	0,70	85
1,35	0,55	133
1,56	0,80	88
1,60	0,69	142
1,52	0,67	180
1,92	0,61	81
1,41	0,82	117
1,43	0,82	128
1,68	0,65	130
1,35	0,80	89
1,19	0,59	130
1,79	0,75	45
2,00	0,85	105
1,42	0,60	200

e.- RIO JABALON:

Terraza + 7 m.

T-55	<u>Aplanamiento</u>	<u>Disimetria</u>	<u>Redondez</u> (.1000)
	1,36	0,66	240
	1,29	0,54	153
	1,53	0,57	70
	1,64	0,78	120
	1,75	0,88	88
	1,30	0,65	174
	1,66	0,60	71
	3,00	1,00	73
	2,70	0,64	88
	1,58	0,64	133
	1,44	0,76	235
	3,15	1,00	88
	2,10	0,85	145
	1,18	0,94	80
	2,33	0,67	115
	2,04	0,66	150
	1,43	0,56	80
	1,74	0,68	120
	2,17	0,57	150
	1,43	0,67	130
	2,02	0,72	120
	2,37	0,72	160
	1,81	1,00	70
	1,76	0,59	74
	2,29	1,00	181
	1,54	0,52	222
	1,77	0,62	95
	2,22	0,70	120
	1,45	0,53	226
	2,75	1,00	120

Terraza + 27 m

T-40

Aplanamiento

Disimetría

Redondez

(.1000)

2,18	0,81	90
2,50	0,73	133
2,31	0,67	139
1,52	0,76	278
1,48	0,83	142
2,16	1,00	300
1,66	0,76	186
2,11	0,56	166
2,19	0,91	133
1,92	0,74	296
1,70	0,73	146
2,02	0,52	150
1,37	0,95	130
1,67	0,64	180
1,42	0,65	240
1,52	0,92	143
1,44	0,72	186
1,75	0,63	210
1,24	0,61	210
1,30	0,61	150
2,35	0,71	113
1,15	0,54	166
2,00	0,54	135
1,82	0,56	210
1,34	0,62	285
1,17	0,80	170
1,51	0,67	260
2,12	0,76	173
1,42	0,60	125
2,56	0,61	120
1,86	0,81	133

Terraza + 40 - 42 m.

T-41	<u>Aplanamiento</u>	<u>Disimetría</u>	<u>Redondez</u> (.1000)
	1,37	0,71	177
	1,28	0,70	250
	2,20	0,75	107
	1,53	0,66	285
	1,48	0,64	148
	1,80	0,54	117
	1,62	0,70	128
	3,00	0,76	128
	1,70	0,77	128
	2,00	0,51	140
	1,75	0,65	137
	2,88	0,75	100
	1,60	0,84	136
	1,62	0,60	200
	1,64	0,60	163
	1,65	0,63	140
	1,51	0,70	157
	1,76	0,60	157
	3,25	1,00	120
	3,17	1,00	147
	1,76	0,56	72
	1,80	0,71	123
	1,94	0,52	136
	1,51	0,56	157
	1,25	0,69	260
	1,66	0,68	180
	2,04	0,69	145
	1,51	0,66	203
	2,20	0,54	109
	1,80	1,00	157
	2,25	1,00	214
	1,71	0,51	140
	3,30	0,87	125
	2,92	1,00	100
	2,42	1,00	123
	2,50	0,80	135
	2,32	0,69	190
	1,49	0,60	103