



IGME

275

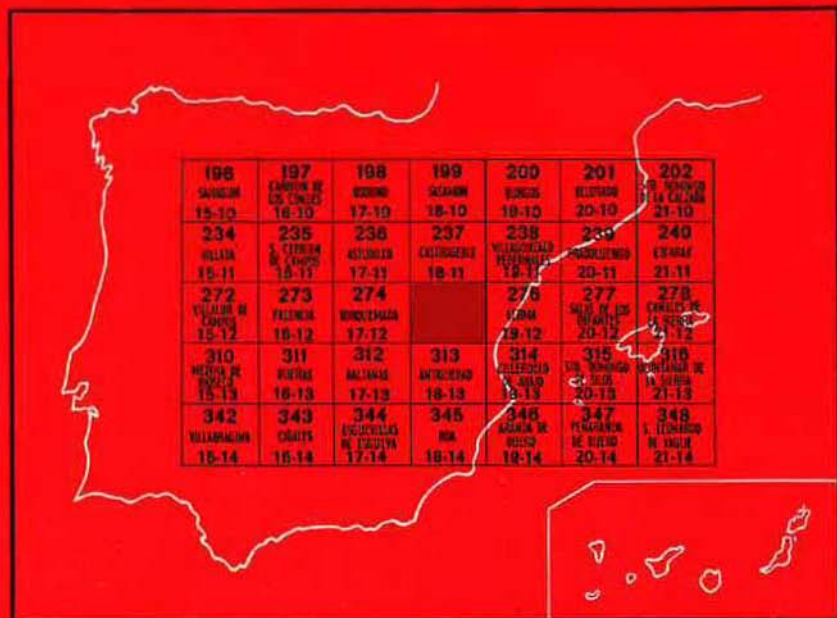
18-12

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

S^{ta} M^a DEL CAMPO

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

S^{ta} M^a DEL CAMPO

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por FINA-IBERICA, S. A., bajo normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido en las mismas los siguientes técnicos superiores:

Geología de campo: Alfonso Núñez e Ignacio Colodrón.

Geología del Cuaternario: Caridad Zazo y José Luis Goy.

Petrografía y Micropaleontología: Isabel Cabañas y María Angeles Uralde.

Con la colaboración del Profesor L. GRAMBAST en la determinación de Charáceas; María Isabel Hernando en el estudio de minerales pesados, y Manuel Hoyos en la Sedimentología.

INFORMACION COMPLEMENTARIA

Se pone en conocimiento del lector que en el Instituto Geológico y Minero de España existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria, constituida fundamentalmente por:

- muestras y sus correspondientes preparaciones,
- Informes petrográficos, paleontológicos, etc., de dichas muestras,
- columnas estratigráficas de detalle con estudios sedimentológicos,
- fichas bibliográficas, fotografías y demás información varia.

Servicio de Publicaciones - Claudio Coello, 44 - Madrid-1

Depósito Legal: M - 16.196 - 1975

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Teléf. 259 57 55 - Madrid-16

1 INTRODUCCION

La región estudiada pertenece a las provincias de Palencia y Burgos, quedando enmarcada en el ámbito geológico de la cuenca del Duero, al parecer rellena exclusivamente de sedimentos neógenos.

Atendiendo al carácter de sus depósitos es posible reconocer, dentro de nuestra Hoja, subáreas deposicionales de esta inmensa cuenca continental:

- Zona occidental o de centro de cubeta.
- La parte oriental, donde los caracteres de facies de borde empiezan a ser visibles.

Las características propias de esta sedimentación continental, en un área por demás atectónica, son de todos conocidas: convergencia de facies, ausencia de microfauna representativa, estando la única posibilidad cronoestratigráfica reducida a los escasos y dispersos yacimientos de vertebrados. De éstos, especial atención merece el Cristo del Otero (E. HERNANDEZ-PACHECO, 1915).

La cartografía geológica realizada es puramente litológica, ya que la distribución de delgados paquetes calcáreos dentro de las fácilmente erosionables margas y arcillas ocasiona una morfología que nos permite seguir niveles de mínimo espesor a lo largo de la cuenca. Esta expresividad geomorfológica permite a la vez una posible correlación lateral dentro de los 120 m. de serie únicamente aflorante.

Especial atención merece en esta zona el estudio del Cuaternario. Los depósitos de esta época, representados extensamente por las terrazas de los ríos Arlanza y Pisuegra, justifican su importancia, tanto por sus dominios como por la cantidad de niveles que es posible separar y la calidad de sus afloramientos. Su estudio es parte fundamental de esta Hoja.

Los estudios que hasta el presente se han realizado en la zona son bastante escasos. Cabe destacar como pioneros los efectuados por E. HERNANDEZ-PACHECO (1915), que ya definió algunos de los términos que hoy se utilizan. Como aportes a la paleontología de la zona, merecen atención los estudios de J. ROYO GOMEZ (1922) y CRUSAFONT y VILLALTA (1954). Igualmente es necesario tener en cuenta los estudios que, sobre la Hoja de Santa María del Campo, realizó M. SAN MIGUEL DE LA CAMARA (1954). Por la serie de datos que aporta en su aspecto sedimentológico es preciso señalar como importantes los estudios de MABESOONE, J. (1959).

Son especialmente interesantes los sondeos petrolíferos efectuados en la cuenca: río Franco-1, Don Juan-1, Iglesia-1, Villameriel-1 y Alcozar-1, que testimonian el conocimiento de los depósitos cretácicos que sirven de substrato a la cuenca neógena.

Aprovechamos estas líneas para agradecer la ayuda prestada por LUIS SANCHEZ DE LA TORRE y E. AGUIRRE, cuyas comunicaciones verbales han sido útiles en la elaboración de estos estudios.

2. ESTRATIGRAFIA

Los sedimentos que afloran en la zona se depositaron a partir del Mioceno Inferior. Su edad es, por tanto, relativamente moderna. El ambiente de deposición en que se realizaron aquéllos fue continental. Como ya sabemos, las condiciones de conservación de los fósiles, así como el porcentaje de los mismos, es bastante inferior en las condiciones continentales que en las marinas. Añadamos a todo esto que la estratigrafía del Neógeno continental está sufriendo una profunda revisión, tanto en lo que se refiere a la ubicación de especies en el tiempo y espacio como a la adopción de nuevos estratotipos o sus correlaciones con las facies marinas.

Hasta la actualidad, la datación más fiel se hace por vertebrados o por datación absoluta. Esta última presenta serias dificultades aún, por lo que no se hace recomendable, al menos para los terrenos terciarios.

No es necesario explicar que se dan con bastante escasez los restos de animales superiores, sobre todo cuando están fácilmente expuestos a agentes destructivos (meteorización, arrastre prolongado, etc.). Por esto no es nada extraño que no podamos contribuir con el hallazgo de faunas o yacimientos nuevos. Según hemos explicado anteriormente, nos apoyaremos en los datos ya existentes, datos de yacimientos ubicados dentro de la Cuenca Terciaria del Duero. Un panorama regional sobre hallazgos realizados en la zona lo

encontramos en la publicación de F. M. BERGOUNIOUX y F. CROUZEL («Les mastodontes d'Espagne», 1958). Este estudio es el que hemos tomado como base, junto con comunicaciones privadas de E. AGUIRRE.

La correlación con los yacimientos tomados en cuenta no queda asegurada en la Hoja y muy especialmente en la parte occidental, pues a pesar de la horizontalidad y continuidad lateral de los niveles, una débil migración en el tiempo es realmente posible. Tal hecho impide asegurar que las litofacies en que han sido halladas las faunas de vertebrados mantengan una isocronía a lo largo de la cuenca. Esta se caracteriza por una distribución horizontal y vertical de litofacies en extremo variable. La cartografía presentada tiende tan sólo a reflejar del modo más simple posible esta característica. Los niveles calcáreos usados como límite cartográfico entre tramos blandos más desarrollados (margas-yesos-calizas-arcillas) equivalen más a un criterio geomorfológico que estratigráfico, pues es imposible una identificación perfecta. En una palabra, representa siempre el primer nivel que da relieve, que indudablemente no es siempre el mismo.

2.1 MIOCENO

Los materiales más antiguos que afloran en la zona pertenecen al Mioceno Medio. La sedimentación a partir de entonces ha sido exclusivamente continental, no existiendo ningún episodio que indique comunicación de la cuenca con el mar.

Las correlaciones llevadas a cabo a través de la zona estudiada han sido posibles gracias a la existencia de un «marker» de ámbito regional, aunque su valor no es definitivo, dadas las posibilidades ya comentadas. En la parte oriental existe una convergencia de facies entre dicho nivel y el resto de los materiales, por lo que la correlación es más dudosa.

2.1.1 Vindoboniense Inferior ($T_{C_{11}}^{Bb}$ - $T_{m_{11}}^{Bb}$ - $T_{a_{11}}^{Bb}$)

La potencia de este tramo no ha podido evaluarse, ya que no se ve su contacto inferior. Los afloramientos inferiores están situados a unos 40 m. por debajo del contacto superior. No podemos dar ninguna cifra como orden de magnitud.

Está constituido por un conjunto de margas blancas ($T_{m_{11}}^{Bb}$) a grises, con yesos en algunas zonas, frecuentemente maclados en punta de flecha. Igualmente es normal la intercalación de niveles calizos que aumentan de espesor hasta llegar a dominar el conjunto en las proximidades de Escuderos, formando un todo calcáreo. Estos niveles dan un resalte morfológico que se continúa perfectamente. En la parte E. adquiere un carácter detrítico, pudiendo entonces confundirse con niveles superiores ($T_{a_{11}}^{Bb}$).

Las calizas de este tramo (T_{c11}^{bb}) se presentan porosas y grumelares, a veces con Gasterópodos de agua dulce, otras con oogonios de Charáceas y Ostrácodos. El estudio sedimentológico de las mismas las define como micritas y discricritas.

La datación, como ya hemos mencionado, está basada en estudios anteriores, cuyo resumen fue dado por F. M. BERGOUNIOUX y F. CROUZEL («Les mastodontes d'Espagne», 1958, p. 247), que a su vez se hace eco de las determinaciones de CRUSAFONT y VILLALTA, 1954, p. 227, y E. HERNANDEZ-PACHECO (1915).

2.1.2 «Tierra de Campos» s.l. (T_{c11}^{bb})

Su espesor es variable; no obstante, se puede evaluar su potencia media en unos 20 m. Hacia el S. disminuye considerablemente, aunque no llega a perderse. Su color se difumina en esta zona y pasa de rojo amarillento a rosado. En la parte oriental llega a ser rojo ladrillo, confundándose con los niveles colindantes.

Su carácter es totalmente detrítico, formando su litología arcillas, arenas y limos casi exclusivamente. Las arenas suelen ser de finas a medias y muy raramente se presentan gravas. Aquéllas se encuentran en lentejones de pequeña potencia y muy mezcladas con limos o en zonas de mayor espesor con estratificación entrecruzada, son bastante limpias y a veces van acompañadas de gravas en la parte inferior, mientras que en la superior quedan sobrepasadas por delgados lechos arcillosos. Hacia arriba se suele repetir el proceso. No es extraño en estos casos observar una estratificación oblicua.

Este nivel, en la parte central y occidental de la Hoja, se destaca perfectamente de los niveles adyacentes; el color rojo de sus materiales contrasta extraordinariamente con el tono blanquecino de las formaciones carbonatadas. Estas características lo sitúan en lugar privilegiado a la hora de establecer correlaciones. A estas circunstancias se une la suerte de que es precisamente en la parte superior de este nivel donde se encuentra ubicado el yacimiento del Cristo del Otero (Palencia), que ha sido exhaustivamente estudiado.

Este nivel ha sido tratado extensamente en la bibliografía, quedando perfectamente caracterizado en los estudios realizados a partir de E. HERNANDEZ-PACHECO (1915), que lo definió como formación Tierra de Campos, que tiene su equivalente en las facies de Carrión de los Condes, aunque con algunas restricciones. El horizonte estudiado por nosotros no se ajusta exatamente a las características que definieron la formación Tierra de Campos, sobre todo en la parte E. de la Hoja, donde un cambio de facies importante tiene lugar en la cuenca. Utilizaremos, sin embargo, la nomenclatura Tierra de Campos «sensu lato», ya que fue este nombre con el que primero

quedó definido, evitando así complicaciones por abundancia de términos.

Al llegar a la zona de Escuderos, Cobos de Cerrato y Torrepadre, pierde bastante de su carácter arenoso limpio y se hace más arcilloso-limoso. Se observan también niveles de conglomerados esporádicos, aumenta la proporción de elementos gruesos y se hace su distribución más caótica. Adquiere en esta zona un tinte rosado que pasa en la mitad oriental de la Hoja a color rojo ladrillo, formando la facies Tordomar que describiremos más adelante.

La datación de este nivel es la del Cristo del Otero. En este yacimiento, cuya fauna ha sido revisada por CRUSAFONT y VILLALTA (1954), se da la siguiente asociación:

Trochictis toxodon, LARTET; *Prolagus oenningensis*, MEYER; *Dicerorhinus sansaniensis*, LARTET; *Dicerorhinus hispanicus*, DANTIN; *Dicerorhinus simorrensis*, LARTET; *Dicerorhinus aff. simorrensis*, LARTET; *Dicerorhinus* sp.; *Anchiterium aurelianense*, CUVIER; *Listriodon splendens major*, ROMAN; *Dorcatherium crassum*, LARTET; *Dorcatherium aff. crassum*, LARTET; *Paleoplatyceros hispanicus*, HERNANDEZ-PACHECO; *Paleoplatyceros palentinus*, HERNANDEZ-PACHECO; *Dinotherium levius*, JOURDAN; *Trilophodon angustidens*, CUVIER; *Trilophodon angustidens major*, B. C., y *Tetralophodon longirostris*, KALP.

Su edad, así como la de otros yacimientos estudiados que se sitúan en el mismo nivel, es Vindoboniense Medio.

La ubicación exacta del yacimiento en el corte litoestratigráfico de la colina del Cristo del Otero ha sido confundida en las citas bibliográficas posteriores a la publicación de E. HERNANDEZ-PACHECO (1915). En efecto, el yacimiento se encuentra en un paleocanal situado en la parte superior de la formación Tierra de Campos tras un nivel calcáreo que rápidamente, en dirección E., pierde expresividad y ya no aflora. Esta circunstancia imposibilita ciertamente asegurar que la formación Tierra de Campos, en gran parte bajo el yacimiento de vertebrados, sea exclusivamente Vindoboniense Medio. Admitiendo que en Cristo del Otero el nivel calcáreo (50 cm.), sobre el que se encuentra el yacimiento, corresponda al límite entre el Vindoboniense Inferior y Medio, la heterocronía característica observada en la Hoja y ya comentada, junto con la desaparición lateral de dicho nivel, impide extrapolar a la cuenca el valor del Cristo del Otero.

Idénticos argumentos pueden alegarse para todas las demás dataciones que hemos introducido en nuestra leyenda, pues si en nuestro entorno de 5 km. del yacimiento no estamos seguros, cómo vamos a estarlo con extrapolaciones de decenas de kilómetros.

Esta cronología no se encuentra actualmente en uso dentro de las divisiones para pisos del Neógeno que han sido adoptadas por el I.G.M.E., por lo que lo incluiremos en el Vindoboniense Inferior.

2.1.3 Vindoboniense Superior

Superponiéndose al nivel denominado Tierra de Campos s.l., se encuentra una serie blanca a gris, margosa, con interbancos calizos que dan resaltes geomorfológicos bastante claros que pueden seguirse a través de toda la parte occidental de la Hoja. Hacia el S. estos interbancos calcáreos van adquiriendo mayor importancia hasta que constituyen casi por completo la totalidad de los depósitos de esta edad (facies Cobos de Cerrato).

2.1.3.1 *Facies carbonatada superior* ($Tm_{c11}^{Bc}-Tc_{c11}^{Bc}$)

Dentro de esta facies se han distinguido en cartografía los siguientes tramos:

- Horizonte calcáreo-margoso (Tc_{c11}^{Bc}). Su potencia oscila normalmente entre 50 cm. y 3 m. Las calizas margosas presentan un aspecto vacuolar, oqueroso, grumelar, con restos de moluscos de concha muy fina, junto con Ostrácodos y Charáceas. Se observan también conductos muy finos rellenos de materia orgánica (raíces de herbáceas?). Este nivel puede faltar algunas veces, en cuyo caso el contacto se hace a través de las margas superiores.
- Conjunto de margas blancas a grises (Tm_{c11}^{Bc}), cuya potencia es de 15 a 40 m. Generalmente muy carbonatadas, con algunos bancos calizos margosos en su interior, con Ostrácodos y Charáceas. Muchas veces, sobre todo en la parte más occidental, presentan yesos cristalizados en maclas de punta de flecha. Los yesos aparecen siempre irregularmente y no forman nunca una secuencia clara.
- Nivel calizo que da un nuevo resalte (Tc_{c11}^{Bc}). Al igual que el citado anteriormente, está constituido por una serie de calizas margosas, vacuolares, porosas, de aspecto grumeloso, con conchas de Gasterópodos y conductos capilares rellenos de materia orgánica (raíces de herbáceas?). Este nivel se pierde algunas veces. Su potencia oscila de 0,50 a 4 m.
- Tramo margoso blanco a gris (Tm_{c11}^{Bc}). El espesor está alrededor de los 20 m. Sus características son similares a las descritas anteriormente. La única diferencia apreciable es la mayor abundancia de yesos, que suelen presentarse en maclas de punta de flecha y formas de «rosa del desierto». Normalmente no suelen existir depósitos de yesos masivos, aunque a veces la proporción que hay del mismo es bastante elevada. Tampoco se presentan en forma de estratos, sino embutidos dentro de la masa carbonatada. Estos hechos parecen indi-

car un carácter diagenético. Incluidos en este tramo se encuentran unos pequeños niveles de caliza margosa que a veces se dan con relativa abundancia.

Hay una similitud total entre los tramos, por lo que hay que hacer constar que su interés es principalmente geomorfológico y acaso litológico en función de la mayor o menor abundancia de yesos.

2.1.3.2 *Facies Cobos de Cerrato* (Tc_{c11}^{Bc})

Hacia el Sur, la facies carbonatada superior va cambiando progresivamente su litología. En los territorios de Peral de Arlanza, Escuderos, Cobos de Cerrato y Torrepadre llega a ser casi totalmente caliza, llegando a confundirse en un tramo espeso de calizas con algunos débiles interbancos de margas o arcillas. Su potencia puede alcanzar unos 70 m. No existen restos de yesos. La caliza se presenta de pasta fina, oquerosa, de color blanquecino, con Ostrácodos y Charáceas (dismicritas, micritas y raras biomicritas). No es raro encontrar, sobre todo más hacia el E., inclusiones de elementos detríticos de color rosado.

2.1.3.3 *Facies Tordomar* (Ta_{c11}^{Bc})

A partir de la línea Santa María del Campo-Escuderos-Torrepadre, las facies carbonatadas superiores se van cargando de arcillas y arenas que le van confiriendo tonalidades rosas, cuando dominan claramente los carbonatos, o rojas al hacerse más detríticas. Poco a poco se van haciendo, hacia el E., casi totalmente detríticas.

Su color es rojo ladrillo. La litología lleva como constituyentes principales arcillas, limos y arenas, que en distintas proporciones forman la mayoría de los sedimentos. Se las puede encontrar indistintamente cementadas o no; cuando lo están, el cemento es calcáreo. Más raramente se observan conglomerados y gravas embutidas dentro de una matriz arcillo-limosa.

Esta facies que aquí reportamos al Vindoboniense Superior no se da únicamente en él. Se ha podido observar que sus caracteres se dan igualmente en los estratos colindantes. Existe, por tanto, una convergencia de facies a lo largo del Mioceno Medio y Superior.

Las arenas que se incluyen en estas facies nunca se presentan tan limpias como las que incluían las facies Tierra de Campos, su disposición es más caótica y los lentejones incluyen gravas a distintas alturas que se anastomosan y dividen sin orden aparente. Las dimensiones de los lentejones no superan nunca los 2 m.

Intercalados entre los materiales detríticos se encuentran bancos calcáreo-margosos que son la continuidad de los que existen en las facies carbo-

natadas superiores o que limitan a las facies Tierra de Campos. Su espesor no supera generalmente 1,50 m. Su continuidad, sin embargo, es grande, y por esto presenta un gran interés a la hora de establecer correlaciones.

La caliza de estos niveles presenta los mismos caracteres que las descritas hasta ahora, por lo que no nos repetiremos en su descripción.

La facies «Tordomar», como podemos observar, reviste los caracteres de facies marginales, nada extraño si nos percatamos de la proximidad de los relieves mesozoicos.

La datación que, como hemos indicado, se ha hecho en función de la continuidad de los niveles calizos, corresponde a todo el Vindoboniense. En la cartografía, sin embargo, se han respetado los colores de las facies Tierra de Campos para mayor claridad de la estratigrafía.

.2.1.4 **Pontiense s.l.** (T_{c12}^{Bc} - T_{c12}^{Bc})

Superponiéndose a las series anteriormente descritas se encuentra un conjunto de materiales cuya litología es bien distinta; sin embargo, la transición entre ambas no se hace de forma repentina.

Cartográficamente se han distinguido dos tramos:

- Tramo de transición al Páramo (T_{c11}^{Bc}). Es un conjunto de calizas, a veces margosas e intercalaciones de margas. Las primeras normalmente son muy porosas, vacuolares, a veces con una textura granular. Suelen contener bastantes Gasterópodos, así como Ostrácodos y Charáceas (oogonios) y eventualmente se presentan recristalizadas. Los bancos son de unos 30 cm. de potencia y a veces pueden estar formados por calizas en plaquetas. Este tramo va tomando paulatinamente hacia arriba caracteres que le pueden confundir con las calizas superiores.

Su potencia oscila alrededor de unos 20 m. Muy rara vez contienen yesos las margas que ocasionalmente existen en los interbancos. En la morfología regional destaca por su mayor dureza respecto a los materiales infrayacentes. La pendiente natural es mayor que en los tramos anteriores, al igual que su homogeneidad, dando un talud más uniforme, sin resaltes intermedios.

- Caliza del Páramo (T_{c12}^{Bc}). Es ya clásica su definición dada por E. HERNANDEZ-PACHECO (1915) en sus estudios sobre el Terciario de la Cuenca del Duero.

Está constituida por una serie de calizas de pasta fina bien compactadas en bancos de hasta 2 m., separados por juntas y a veces interbancos margosos.

Esta caliza se encuentra muchas veces karstificada con mayor o

menor intensidad, formando especie de dolinas recubiertas por depósitos de «terra rosa».

Su potencia llega a ser en algunos casos de casi 30 m. Su color es grisáceo y morfológicamente forma la tabla superior del relieve en mesetas que domina la región.

Son los materiales más difícilmente erosionables los que hacen que se retrase considerablemente el efecto destructivo, dejando grandes extensiones de terreno dominadas por dichas calizas. Su análisis al microscopio nos las define como micritas a dismicritas, a veces con escasos bioclastos (Charáceas y Gasterópodos). Como característica especial que la distingue de las anteriores cabe destacar la existencia de intraclastos o apelotonamientos irregulares del cemento micrítico.

A continuación expondremos los argumentos que sobre la cronoestratigrafía del tramo se han considerado. Como es sabido, la datación del Neógeno continental está basada en la fauna de vertebrados; no creemos necesario insistir sobre la escasez de yacimientos, de los que hay muchos que no presentan tampoco suficientes elementos para precisar la edad. En nuestro caso los mejores yacimientos a este respecto son los de Fuentidueña, Saldaña y Relea. Dichos yacimientos parecen poder definir claramente la edad Pontiense, mediante la siguiente fauna:

Fuentidueña (Segovia):

Machairodus sp.; *Progenetta* sp.; *Eomellivora* sp., CRUSAFONT y VILLALTA; *Chalicomis jaegeri*, KAUP; *Monosaulax minutus*, MEYER; *Prolagus* sp.; *Cricetodon* sp.; *Dicerorhinus* sp., CRUSAFONT y VILLALTA; *Hipparion gracile*, forma arcaica, KAUP; *Hyootherium* sp.; *Dorcatherium jourdani*, DEPERET; *Euprox* sp.; *Decennatherium pachecoi*, CRUSAFONT; *Trilophodon angustidens*, CUVIER, y *Tetralophodon longirostris*, KAUP.

(CRUSAFONT y VILLALTA, 1954.)

Saldaña y Relea:

Lycyaena chaeretis, GAUDRY; *Hipparion gracile*, forma arcaica, KAUP; *Dicerorhinus* sp., y *Decennatherium pachecoi*, CRUSAFONT.

(CRUSAFONT y VILLALTA, 1954.)

Desgraciadamente están bastante distanciados de la zona estudiada, y los yacimientos de Saldaña y Relea se encuentran en la parte superior de una formación detrítica; es decir, que se encuentran en facies totalmente distinta, con lo que la correlación es más dudosa aún.

Por otra parte, hay que considerar que en estos últimos años el Neóge-

no está siendo objeto de intensos estudios, y sobre todo en lo que concierne al Neógeno continental se están produciendo y aún se esperan profundos cambios respecto a la cronoestratigrafía. Además, cabe decir que el Ponticense en la actualidad es objeto de nuevas revisiones y discusiones, siendo para algunos un nombre de facies y no de piso.

Así pues, desde el descubrimiento del yacimiento y su datación, se han efectuado intensos estudios que pueden definir su edad bajo otra signatura y escala de referencia distinta en lo que a su posición dentro del Neógeno se refiere. De todas formas, casi no representa obstáculo, ya que siempre se podrán dar los sinónimos más recientes, y por otra parte, la escala cronoestratigráfica MAGNA incluye este piso.

La dificultad más penosa nos viene al querer extrapolar estos datos a tan gran distancia y aún más en distinta facies. Es por esto que aceptamos esta edad con muchas reservas, pero válida como solución de compromiso.

2.1.5 Datación micropaleontológica

Aunque la precisión alcanzada normalmente con los datos micropaleontológicos no es muy grande en el dominio del Terciario continental, la ausencia o al menos la escasa suerte para encontrar vertebrados nos incitó a la recogida y determinación de microfósiles.

El estudio de estas muestras que incluimos aquí a modo de documentación ha proporcionado la siguiente relación:

Ostrácodos:

Candona neglecta, Ilyocypris gibba, Cyprideis torosa, Cyprinotus salinus, Cytheridea, Cypridopsis sp., Cyclocypris laevis, Stenocypris sp., Leptocythere sp., Neocyprideis sp., Limnocythere inopidata, y Xestoleberis?

Esta fauna solamente precisa una edad a nivel de serie. Es decir, sólo del Terciario, pudiendo llegar algunas especies al Cretácico. Junto a esta fauna aparecen a veces microforaminíferos que nos indican la existencia de resedimentaciones [Cretácico Superior], lo que reduce aún más las posibilidades de precisión.

Aún no nos dimos por satisfechos y se enviaron a determinar las Charáceas recogidas en las muestras. El dictamen enviado posteriormente por el profesor L. GRAMBAST fue definitivo.

Los ejemplares encontrados son:

Lamprothamnium sp., Chara nonata, Tectochara meriani, Spherochara sp., Psilochara sp., Chara notata-microcera y Chara tornata-cyclindrica.

Según testimonio del Profesor GRAMBAST, las Charophytas de este periodo son aún mal conocidas y no se pueden dar más que indicaciones imprecisas y sujetas a discusión. En efecto, algunas muestras podrían relacionarse con el Burdigaliense; sin embargo, cabe pensar que la falta de precisión no es solamente atribuible a la falta de puesta a punto de la biozonación de las Charáceas en el Neógeno, sino también a una flora quizá resedimentada e indudablemente perteneciente a edades más antiguas. En favor de esta hipótesis constan los foraminíferos encontrados en algunas muestras.

Mención especial merece la abundancia de *Rotalia (Ammonia) tepida* en un nivel margoso situado en el tramo de transición al Páramo. Su procedencia, en el caso de ser resedimentada, plantea un grave problema, pues el Mioceno marino más próximo está en las costas cantábricas. Parece increíble su posibilidad de vivir en una cuenca lacustre y más aún el modo en que pudo llegar, pues tal significaría un medio de comunicación efectivo con el mar mioceno.

Actualmente, dada la premura de tiempo, no podemos dar ninguna conclusión definitiva. Esto será objeto de una posterior publicación, en la que con más detalle se expondrán los avances realizados en la investigación de este fenómeno.

Sin embargo, algo sí se puede aventurar. La abundancia de fauna existente en algunas muestras (el 90 por 100 de los materiales lo constituyen los citados microfósiles), el estado en que se encuentran y la dispersión que alcanzan (se han encontrado tanto en las Hojas de Torquemada como en la de Santa María del Campo) nos permiten dudar razonablemente de que dicha fauna sea resedimentada. ¿Existen, pues, episodios marinos? ¿Es posible dicha resedimentación en determinadas condiciones? ¿Cómo y dónde llegaron estos foraminíferos? Volvemos a repetir que es demasiado prematuro aventurar alguna solución, no obstante queremos hacer constancia de este hecho.

2.2 PLIO-CUATERNARIO (T_2^B - Q_1)

Los depósitos de raña no son abundantes en la Hoja. En la carretera Santa María del Campo-Valles de Palenzuela, estación de teléfonos, se observa una superficie con una pendiente hacia el O. de un 6/1.000 cubierta por cantos de cuarcita fundamentalmente y cuarzo, redondeados, de tamaño 4 cm., con una matriz prácticamente arenosa y sin cementar. La potencia máxima del depósito es de 3 m.

A unos 20 m. por debajo de esta superficie se sitúa el nivel más antiguo de terraza del Arlanza.

En un pequeño corte pueden observarse los distintos materiales de la raña: sobre el Terciario, un nivel rojo con predominio de la fracción arena

72 por 100, seguido por la arcilla 23,5 por 100, con sólo un 4,46 por 100 de limos. El histograma presenta dos máximos, uno en el tamaño 1,125 de arena fina y otro en el 0,008 de limos. Curva acumulativa tipo fluvial. Encima, un nivel arenoso, 82 por 100 en la fracción de arena gruesa, de color amarillo claro. La curva acumulativa presenta buena selección y es también de tipo fluvial. El nivel superior está formado por cantos redondeados envueltos en una matriz arenosa parda.

El estudio de minerales pesados en los tres niveles da una composición similar con mayor predominio de los opacos, probablemente siderita y limonita, en el nivel más inferior. Los transparentes, de mayor a menor porcentaje, por turmalinas marrones, azules y verdes, estaurolititas, rutilo, circón, etc.

El origen de este depósito parece ser debido a arroyos divagantes de tipo estacional.

Cronológicamente hemos de situarla en un Plioceno Superior o en un Cuaternario muy antiguo. Siendo imposible una mayor precisión debido a la ausencia de fósiles y de industria en el depósito.

2.3 CUATERNARIO

Los depósitos cuaternarios de la Hoja se reparten fundamentalmente siguiendo el trazado de los cursos que la atraviesan: Arlanzón, Arlanza y Cubillo, correspondiendo todos ellos a materiales de origen fluvial.

2.3.1 Antecedentes

La cuenca del Duero ha sido objeto de estudio por numerosos autores, sobre todo en lo referente a los depósitos de terrazas fluviales. Dentro de estos autores cabe destacar a: NOSSIN, J. (1959): Indica la existencia de superficies de planación que no serían pedimentos ni rañas, cuyo origen habría que buscarlo en un sistema fluvial subsecuente. Cronológicamente serían más antiguas que la terraza más alta, por lo que su edad será Villafrañense. MABESOONE, J. (1959): Supone un cambio en la dirección de drenaje que en un principio sería NO.-SE. y posteriormente NE.-SO. La cuenca del Duero, en la fase Rodánica, sufre un basculamiento hacia el O. que cambia el avenamiento de la red en dirección al Atlántico en lugar de dirigirse al Mediterráneo, como anteriormente se había realizado. RAYNAL, R. y NONN, H. (1968): En su estudio sobre los glaciares escalonados de Galicia oriental y León incluyen en un cuadro las características de los mismos. Nombran un glacis con cobertera al E. de Palencia que pertenecería al Cuaternario antiguo (Moulouyense), y otro a O. de Burgos, cuya edad suponen Riss (Tensiftiense). LEQUEY, S., y RODRIGUEZ, J. (1969): Realizan un estudio mineralógico detallado en las terrazas de los ríos pertenecientes a la cuenca del Pisuerga. Mediante los minerales pesados pueden distinguir el origen de alguna terraza dudosa, debido a que solamente en las muestras

procedentes del Arlanzón aparece diópsido. Un mapa adjunto da idea de la situación de los niveles. PLANS, P. (1970): En un amplio trabajo sobre Tierra de Campos da idea de las sucesiones climáticas desde el Mioceno hasta el Cuaternario; para éste supone un clima no glacial típico en el Pleistoceno Inferior y parte del Medio. El modelado periglaciario no quedaría restringido al ámbito montañoso, ya que en las altas terrazas ha observado fenómenos de crioturbación y solifluxión. Los glaciares con cobertera se formarían bajo un clima árido.

2.3.2 Depósitos cuaternarios

2.3.2.1 Terrazas fluviales

Para la realización de la cartografía de esta Hoja reunimos los niveles de terraza en nueve grupos, comprendidos ocho de ellos en el Pleistoceno, repartidos en el Pleistoceno Inferior los comprendidos entre 100 a 40 m., Pleistoceno Medio de 40 a 25 m. y Pleistoceno Superior de 25 a 3 m. Uno en el Holoceno de 0 a 3 m.

Río Arlanzón: Situado en el ángulo NO. de la Hoja, ocupa una cuarta parte del total del Cuaternario. Procede de la Sierra de la Demanda y su dirección en el tramo de estudio es NE.-SO., aunque más al N., hacia su cabecera, se inflexiona tomando la E.-O., que coincide con la de sus afluentes por la margen izquierda.

Su curso presenta un trazado rectilíneo, aunque en detalle es sinuoso, con algunos meandros abandonados en sus terrazas bajas. Su valle es asimétrico con mayor desarrollo de niveles en la margen derecha, todos con depósito, a excepción del más alto, que es erosivo; mientras que por la margen izquierda sólo las terrazas bajas presentan depósito, siendo el resto erosivas.

En algunos tramos de su recorrido se encaja en las margas terciarias, lo que ocasiona que la terraza baja quede colgada con relación al cauce actual (alrededores de Villodrigo).

La repartición de niveles según las distintas divisiones dadas son: Pleistoceno Inferior: 110, 87-90, 72, 65, 52 y 46 m. Pleistoceno Medio: 40, 35 y 28 m. Pleistoceno Superior: 22, 20, 16, 12, 9, 7 y 5 m. Por último, el Holoceno está representado en esta zona por el nivel de 3 m., y además aparece un nivel a 1,5 m. que corresponde en la otra margen al encajamiento del río en las margas terciarias.

Los materiales de las distintas terrazas son muy similares, estando formados en la mayor parte de los casos por cantos de cuarcita y arenisca fundamentalmente con una matriz arenosa. Los niveles más altos están cementados. La terraza holocena suele ser de tipo limoso.

Río Arlanza: Su área madre es la Sierra de la Demanda, presentando en

todo su recorrido una dirección general E.-O., tan sólo con pequeños cambios en su cabecera y a la altura de Torrepadre. Como todos los de esta Hoja, en general es muy rectilínea y en detalle sinuoso, dejando meandros abandonados en las terrazas bajas.

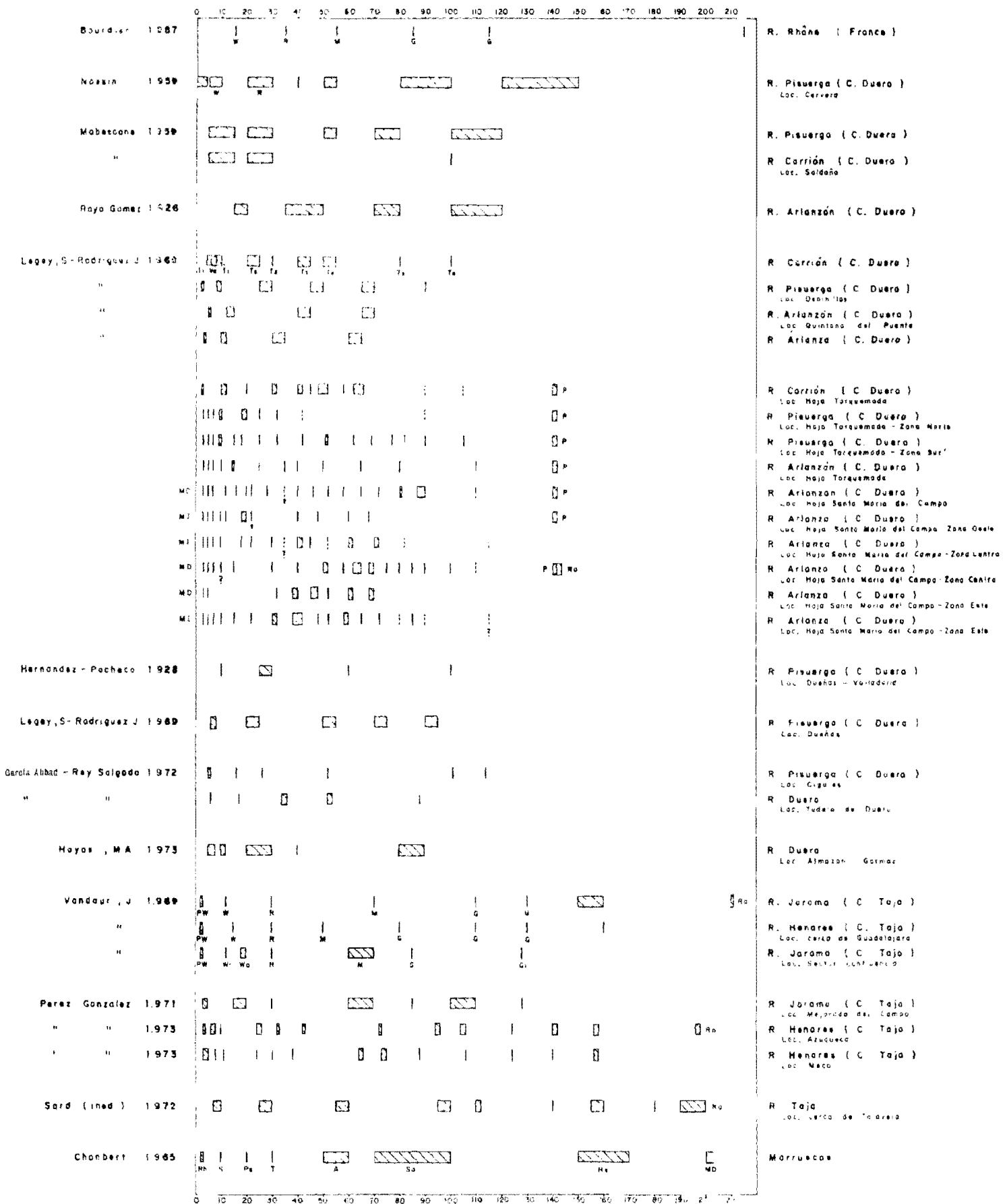
Su valle no presenta una disimetría acusada, ni tampoco el desarrollo de sus terrazas. En general va encajado en el Terciario y presenta un gran desarrollo de terrazas erosivas y de depósito en ambas márgenes. Para el estudio de los niveles dividiremos al río en tres zonas: zona oeste, zona este y zona centro.

- Zona oeste: Se caracteriza por la influencia del Arlanzón, al menos en su parte más occidental, ya que terrazas que morfológicamente pertenecen al Arlanza, mineralógicamente son del Arlanzón (LEGUEY, S., y RODRIGUEZ, J., 1969). Comprende el tramo del río entre arroyo Madre y el límite de la Hoja; los niveles son: Pleistoceno Inferior: 68, 60 y 48 m. Pleistoceno Medio: 40 m. Pleistoceno Superior: 22, 18-20, 10-12, 7 y 5 m. Holoceno: 3 m. Todos ellos tomados en la margen izquierda.
- Zona centro: Arroyo Madre-río Franco. En la margen derecha: Pleistoceno Inferior: 110 m. nivel erosivo, 100, 90, 85, 80, 75, 68-70, 62-65, 58 y 50-52 m. Pleistoceno Medio: 40 y 30 m. Pleistoceno Superior: 15, 10?, 7 y 5 m. Holoceno: 3 m. En la margen izquierda: Pleistoceno Inferior: 115 m. nivel erosivo, 82 m. nivel erosivo, 70-72, 60-62, 52 m. nivel erosivo y 45 m. Pleistoceno Medio: 40-42 m. nivel erosivo, 35 m. nivel erosivo? y 30 m. Pleistoceno Superior: 22, 18, 10, 7 y 5 m. Holoceno: 3 m.
- Zona este: Desde la desembocadura del río Cubillo hasta el límite de la Hoja. Margen derecha: Pleistoceno Inferior: 68-70, 60-62, 52 y 45-48 m. Pleistoceno Medio: 38-40 y 32 m. Pleistoceno Superior: 5 m. Holoceno: 3 m. Margen izquierda: Pleistoceno Inferior: 115 m. nivel erosivo?, 90 m. nivel erosivo, 85 y 80 m. nivel erosivo, 72 y 65?, 58-60, 52 y 48 m. Pleistoceno Medio: 38-42 y 30-32 m. Pleistoceno Superior: 22, 15, 10, 7 y 5 m. Holoceno: 3 m.

Río Cubillo: Como el Arlanzón, corre en dirección NE.-SO. en el tramo comprendido en la Hoja, pero en su comienzo la dirección se aproxima a la E.-O. Presenta un valle ligeramente asimétrico con mayor formación de terrazas con depósito en la margen derecha. Por proceder del borde de la Sierra de la Demanda y atravesar por materiales detríticos gruesos (raña), las terrazas presentan unas características especiales determinadas por la herencia adquirida de esta formación. Predominan los niveles muy arenosos, con buena proporción de cantos de pequeño tamaño.

Los niveles más representativos de este río son: 50 m. nivel erosivo, 48 m. nivel erosivo, 32, 28, 20, 10, 7 y 2 m., todos ellos de depósito.

REPRESENTACION GRAFICA DE NIVELES Y TERRAZAS



PW - Post Wurm	Rh - Rhodaniense	Bl - Glacis
W - Wurm	S - Soltaniense	GT - Glacis terraza
R - Rias	Ps - Presoltaniense	Ve - Vega
M - Miedel	T - Tansitriense	T1, T2, T3, T4 - Terrazas
G - Guh	A - Anfatriense	MD - Margen derecha
V - Villafronquense	So - Solutriense	MI - Margen izquierda
Ra - Raña	Re - Regreguense	Wr - Wurm reciente
P - Páramo	MD - Muntaniense deformado	Wa - Wurm antiguo

Río Cogollos: Situado fuera de la Hoja de estudio. Su área madre y dirección es la misma que la del Arlanza, siendo afluente del Arlanzón.

Entre este río y el Cubillo se encuentra un sistema de terrazas muy arenosas con cantos de tamaño medio 7 cm., en los que a veces se observan restos de cemento calcáreo y entre los que se ha recogido industria que no tiene relación clara con ninguno de los dos cursos, aunque en su mayoría presenta una ligera pendiente hacia el N., lo que nos hace pensar en una relación más directa con el Cogollos o en una red abandonada que pasaría por esta zona NE. de la Hoja, entre los dos ríos citados.

Todas estas series de niveles están referidas a zonas y no a perfiles, ya que lo que se pretende es dar una visión de conjunto de tramos de río y no de cortes concretos. Solamente en algunas zonas, por creer que el desarrollo del Cuaternario es más importante, se desdobló en márgenes. Puede que, debido a algún cometido en las mediciones o a variaciones locales, hayamos desdoblado algún nivel.

En el cuadro anterior intentamos dar una representación gráfica de los niveles observados en esta misma cuenca por otros autores y nosotros mismos (sin autor en el cuadro), así como los de cuencas cercanas y otras zonas donde la datación ha sido perfectamente precisada.

2.3.2.2 *Glacis*

Varios sistemas de glacis se encuentran distribuidos en la zona, guardando estrecha relación con los cursos fundamentales o secundarios actuales. Por sus características los hemos reunido en dos grupos: glacis terraza y glacis de erosión o desnudos.

Antes de pasar a describirlos, y dado el confusionismo existente en cuanto a la génesis de estas formas, daremos unas características generales de acuerdo con los especialistas que más han trabajado en el tema y sobre cuyos conocimientos y nuestras observaciones personales basamos la cartografía realizada.

El modelo de glacis se distribuye en una franja comprendida entre los países tropicales húmedos y las zonas templadas, siendo el clima árido y subárido el más propicio para el desarrollo de estas formas.

Según las últimas investigaciones (DUMAS, B., 1967, y BIROT, P., 1969, etc.) el modelado de glacis no correspondería nunca a un «sheet-flood», causa que se ha invocado en numerosas ocasiones, sino a divagaciones laterales de escurrimientos de agua discontinuos e intermitentes, que sería el factor decisivo en la planación típica de este modelado.

Es en el Glacial o Pluvial, suponiendo el sincronismo entre ambos para la Península Ibérica, donde cabe suponer la formación de glacis. La fase erosiva tendría lugar durante el máximo Glacial y la puesta «in situ» de los materiales de la cobertera en una fase posterior, aunque dentro del Glacial:

- Glacis terraza: Al S. del Cubillo, al O. del mapa, se desarrolla sobre los materiales terciarios una superficie que, con suave pendiente, desciende hacia el valle, donde pasa a terrazas fluviales. Este glacis de escaso desarrollo no presenta cobertera de ningún tipo, por lo que podría ser considerado individualmente como un glacis erosivo o desnudo.
- Glacis erosivos o desnudos: Están más relacionados con arroyos pequeños. Debido a su mayor pendiente podrían considerarse como glacis de ladera, ya que en ellos ha influido notablemente el modelado de las vertientes.

2.3.2.3 Conos de deyección (Q_{31}^{cd} , Q_{41}^{cd})

Al NO. de la Hoja, en la margen izquierda del Arlanzón, los arroyos de la Huerta y del Valle desembocan formando conos de deyección que se superponen a un depósito del mismo tipo, en el que las distintas formas triangulares se han unido formando un solo conjunto, de tal suerte que es imposible separar el correspondiente a cada uno de los barrancos. Aunque apenas separados en el tiempo, es indudable que el inferior corresponde a una época en que las condiciones climáticas eran más húmedas que las actuales, mayor extensión del depósito, y por tanto, propicias a una mayor capacidad de transporte de estos arroyos.

2.3.2.4 Coluviones (Q_{43}^c)

No hemos encontrado diferencia en los coluviones de la zona, siendo todos ellos recientes y compuestos de material arcillo-arenoso, con algunos cantos de caliza poco rodados. El depósito no presenta la más leve cementación. En algún caso, confluencia del Arlanza y Arlanzón, cubren prácticamente un escarpe de terraza conjunta de 15 m.

2.3.3 Tectónica

No se ha observado ningún tipo de movimiento en los depósitos cuaternarios a pesar de que el subsuelo esté formado en muchos casos por margas yesíferas terciarias que por disolución de los yesos y hundimiento consecuente en un punto hubieran podido producir basculamientos o roturas en los materiales de la terraza. En el Jarama fueron observados (PEREZ GONZALEZ, A., 1972).

2.3.4 Cronología

La ausencia de fósiles característicos, así como de industria lítica típica, nos impide dar a las formaciones una edad exacta. Tan sólo hemos intentado

agruparlas cronológicamente atendiendo a las secuencias que aparecen en algunos cortes y a los distintos niveles de los cursos, ya que aunque el valor altimétrico no es un dato exacto, suponiendo que la zona no ha sufrido tectónica reciente clara, son los únicos datos que poseemos para dar una distribución somera en el tiempo de los distintos depósitos cuaternarios.

3 TECTONICA

Como ya hemos expuesto, una de las peculiaridades de la zona es precisamente su carácter atectónico. La disposición horizontal de los estratos parece perfecta. No obstante, observando un poco la cartografía elaborada nos damos cuenta de que subimos topográficamente en un mismo nivel al desplazarnos hacia el E., lo que podría ser simplemente debido a la pendiente original de deposición.

Como podemos apreciar, sería inútil intentar establecer una tectónica con los datos aportados exclusivamente por las zonas estudiadas; el problema sólo se resolvería a escala regional.

Acudiendo a fuentes que nos dan indicación sobre los terrenos infra-yacentes, recordamos que los sondeos efectuados en la zona señalan la existencia del Cretácico y el Triás.

Partamos del substrato de la cuenca del Duero integrado en el macizo Hespérico y formado por un conjunto de rocas ígneas y un paleozoico posteriormente plegado en la orogenia hercínica.

Si vemos el mapa geológico a escala 1:1.000.000 observaremos la ausencia de depósitos terciarios anteriores al Oligoceno. Esto nos indica una estructuración pre-oligocena y post-senoniense. Luego existe un levantamiento o retirada del mar post-cretácico.

Posiblemente de esta misma edad sea el surco geológico de dirección SO.-NE. (alpina) que tiene su máximo en Valbuena del Pisuerga. Este hundimiento tuvo que ser anterior al Vindoboniense, ya que los sedimentos que afloran no presentan ninguna huella de tales movimientos.

Esta suposición está basada en el estudio gravimétrico sobre la zona realizado por J. CANTOS FIGUEROLA, que se publicó en 1953. Dichos trabajos revelan una anomalía gravimétrica negativa. La dirección de la misma es alpina, lo que induce a pensar que el surco se ha formado durante la orogenia alpina.

La erosión de los terrenos emergidos circundantes da lugar a los materiales que forman los sedimentos oligocenos, que son fundamentalmente facies de borde. Estos sedimentos se amoldan a la superficie mesozoica.

A su vez, estos depósitos oligocenos se encuentran fuertemente plegados en los bordes. Ojeando los trabajos de la zona, nos dicen que llegan

a estar invertidos en su contacto con la Cantábrica. De aquí se desprende una pulsación dentro de la orogénesis alpina. Su edad sólo podemos aventurar que tiene como límite inferior al Oligoceno, plegándose estos materiales junto con los mesozoicos.

Siguiendo a la bibliografía consultada, parece que nuevas facies de conglomerados se depositaron sobre aquéllos y posiblemente en discordancia. Esto nos indicaría la continuidad de los movimientos iniciados anteriormente, después de una pausa, quizá de edad Mioceno Inferior. En la zona que nos corresponde no tenemos criterios definitivos para resolver esta posible discordancia.

Una posterior elevación de la cuenca viene a producir una parada en la sedimentación y el comienzo de los ciclos erosivos actuales, produciéndose incluso suaves ondulaciones en la caliza de los Páramos (véase E. HERNANDEZ-PACHECO, 1915).

Por último, el cambio sufrido por la red hidrográfica avala un posterior basculamiento de la cuenca hacia el O. Lo escarpado de las pendientes que miran hacia el O. indica la asimetría de los valles en una primera época en que la red drenaba en dirección E. El basculamiento reciente provoca el cambio del drenaje y, por consiguiente, el cambio de dirección brusco de los ríos.

4 EVOLUCION PALEOGRAFICA

Dada la disposición tabular de los elementos que componen la Hoja, la pequeña diferencia de cota existente, así como lo reciente de los sedimentos que afloran, sólo podremos esbozar la paleogeografía a partir de bastante entrado el Mioceno.

Respecto a los depósitos anteriores, sólo poseemos datos muy remotos, pertenecientes a los sondeos de la zona. Así, en el sondeo río Franco-1 (PHILIPS), al S. de Cobos de Cerrato y próximo a la Hoja, se han cortado casi 2.000 m. de serie neógena. Igualmente señalan la existencia de Cretácico Superior y Triás. Estas series han sido cortadas igualmente en otros sondeos de la cuenca.

Sobre los depósitos paleozoicos, suponemos que en parte arrasados, se deposita el Triás. Sobre este último se encuentran, en todos los sondeos efectuados, unas arenas, al parecer continentales, pertenecientes al Cretácico, fruto de la intensa erosión de los materiales que muy posiblemente constituían el país, inicialmente no alcanzado por la transgresión cretácica. Más tarde se instala un Senoniense marino.

Después de la retirada del mar, al final de este Senoniense, no se conoce ningún otro episodio marino en la cuenca.

Los nuevos sedimentos son detríticos, continentales, y no se sabe con precisión si oligocenos o miocenos. Como ya expresamos en el epígrafe

último, a partir de este momento, en la cuenca se reflejan los efectos de nuevos impulsos orogénicos.

En cuanto a los sedimentos encontrados, los primeros son carbonatados y con yesos diagenéticos en maclas de punta de flecha que se incrustan en la masa de margas blancas. Esto nos indica unas condiciones de agua muy someras bajo un clima árido que permitió la génesis de suelos con costras calcáreas, caliches y yesos diagenéticos.

El análisis microscópico de las calizas revela baja energía de formación (dismicritas y micritas), que nos sugiere un régimen lagunar de tipo endorreico, formado por masas de agua poco profundas de distribución irregular, tanto en el tiempo como en el espacio, que serviría de habitat a Ostrácosos y Charáceas.

Alrededor de aquellas aguas se distribuiría una vegetación no muy exuberante desde luego y más bien herbácea, como prueban las huellas de sus raíces encontradas frecuentemente en margas y calizas.

Durante este período de tiempo se erosionaron intensamente los macizos colindantes (Cordilleras Ibérica y Cantábrica), cuyos derrubios fueron sedimentándose en la pedillanura formada sobre la meseta castellana (medios de tipo «sebkra»).

Posteriormente algún fenómeno viene a cambiar las condiciones deposicionales del medio. Este se hace eminentemente detrítico y forma el nivel de arcillas y arenas de la formación Tierra de Campos s.l.

En favor de este fenómeno se pueden invocar varias causas. Una de ellas sería una nueva pulsación de la orogenia que sigue levantando la Cadena Ibérica y Cantábrica, con lo que la acción de los ríos se rejuvenece y la erosión aumenta dando un aporte detrítico bastante extenso que acusa toda la cuenca. Otra causa podemos buscarla en la paleoclimatología. Durante el tránsito del Vindoboniense Inferior al Superior se acusó un aumento importante de la pluviosidad en la cuenca y sobre todo en las áreas madres. El medio cambió fundamentalmente, pasando del régimen lagunar al fluvial. Es frecuente encontrar en el tramo rojizo-ocre arenas bastante limpias con estratificación inclinada y entrecruzada, que nos recuerdan las arenas del «point-bar» depositadas en las orillas convexas de los cauces durante la migración del lecho. La forma clásica de media luna es a veces difícil de ver, ya que el terreno está muy removido por los cultivos y desfigura fácilmente la forma de estos afloramientos. A veces estas arenas se superponen unas sobre otras, separándolas sólo una débil superficie de erosión. Sobre ellas se depositaron a veces hojas muy finas de arcillas, con intercalaciones de delgadas láminas de arenas que se anastosoman muchas veces. Las arcillas presentan a menudo unos «ripple-marking» muy pequeños. En realidad corresponden a las facies de «flood-plain» del abanico aluvial.

Resumiendo, podemos decir que la cuenca, ya estructurada en el Vindoboniense Inferior como una pedillanura con pendientes débiles, sirve de

asiento a una serie de ríos meandriformes que la recorren y erosionan lateralmente (no existe la erosión lineal profunda), depositando unas series detriticas, entre las que, a veces, se tiene la suerte de encontrar las facies típicas del «point-bar» y «flood-plain». Sobre la cuenca se ha instalado un régimen fluvial de ríos meandriformes que divagan a lo ancho del territorio. A veces los cauces se ven sobrepasados por depósitos de abanico aluvial. Así se llega de nuevo a la sedimentación carbonatada.

Hay que hacer constar que la evolución mencionada hasta ahora sólo es pertinente a la parte occidental de la Hoja; para la zona oriental la historia se hace más monótona. Posteriormente, aludiremos a ella al comentar la facies Tordomar.

La nueva sedimentación carbonatada reviste las mismas características que las descritas primeramente. Un clima más árido reemplaza al anterior. Otra vez se establece el régimen lagunar de aguas someras que cambian en el espacio y tiempo. En el interior de estas aguas se depositan margas calizas junto con yesos maclados en punto de flecha. Estos yesos, de origen diagenético, se depositaron en aguas poco profundas.

Las aguas existentes cambian fácilmente. Debido al clima árido y seco imperante se forman huellas de desecación sobre las antiguas lagunas. Otros fenómenos que corroboran el clima árido y seco que existía durante el Vindoboniense Superior son los caliches que se encuentran frecuentemente.

La morfología de la cuenca seguía siendo de pedillanura. Las facies dominantes son de tipo playa.

Las calizas depositadas son de muy baja energía (micritas y dismicritas). Nos indican la ausencia de corrientes que perturban el barro calcáreo del fondo. Esto nos sugiere que las lagunas eran de tipo endorreico y la energía con que el agua de alimentación les llegaba era muy débil.

Alrededor de estas charcas se crea una vegetación de la que aún existen huellas de herbáceas y una fauna de la que quedan abundantes restos en cuanto a animales inferiores se refiere (*Helix*, *Planorbis* y otros Gasterópodos, etc.). De la fauna superior sólo quedan apenas reliquias que no aportan muchos datos. Siguiendo la ascensión en la serie, los yesos van desapareciendo y se va instaurando un régimen calizo más persistente, sin tantos cambios y acuñaciones de pequeños niveles. Las lagunas se van estabilizando y van aumentando su extensión. Coincide con los niveles de transición al Páramo, que en realidad es un paso entre el ambiente lacustre y lagunar.

En la caliza del Páramo podemos decir que se ha definido ya claramente la sedimentación lacustre. La cuenca queda totalmente inundada; es como una inmensa balsa de agua. Ya existen corrientes de agua que remueven el barro depositado. Las calizas del Páramo, aunque micritas, poseen en su mayoría intraclastos. Posiblemente se debe a que la cuenca empieza a drenarse, con la consiguiente agitación del medio. La fauna está formada fun-

damentalmente por Gasterópodos, en cuanto a la flora sólo podemos delatar la existencia de Charáceas.

En otros lugares se ha formado una segunda caliza del Páramo que no sería sino una repetición del proceso anterior. Estas formaciones del Páramo ya son típicas a escala continental al final del Terciario, habiendo dado lugar a la universalidad de las facies Páramos que algunos asimilan al Pontense.

Una vez establecidas estas facies queda definido el proceso de colmatación de la cuenca, dando paso en el Cuaternario a otro proceso totalmente distinto. Mientras en el Terciario el carácter fundamental es el de la sedimentación, en la nueva era la nota principal es la erosión, empezando con esto a crearse nuevas formas de relieve que poco a poco nos llevan hasta las actuales.

Por último, cabe destacar que el área fuente se reduce fundamentalmente a dos áreas madres: Cordilleras Ibérica y Cantábrica. La influencia de esta última, aunque más débil, se deja sentir al NO. de la zona.

Volvamos a repetir que estas conclusiones sólo son válidas para la zona occidental de la Hoja. En la parte oriental la sedimentación se hace de distinta forma.

Los materiales que se han depositado en esta región ya han sido descritos al tratar de las facies Tordomar. Estas presentan una distribución anárquica de los materiales. Son raras las arenas tan limpias como en las facies Tierra de Campos s.l. Son frecuentes los paleocanales, que se imbrican unos a otros. Existen también elementos gruesos en bancos de conglomerados. Todo nos indica una facies de borde.

Durante el Vindoboniense y quizá el Pontense, sobre esta zona se establece una red de ríos o arroyos de baja sinuosidad, cargados de elementos detríticos de todo tipo. El gradiente es alto, con lo que las aguas llevan una alta energía que disminuye progresivamente hacia el O., depositando de forma desordenada sus elementos al disminuir su capacidad de transporte. Parece ser que estas condiciones han sido constantes en el tiempo, ya que las facies «Tordomar» realmente alcanzan desde el Vindoboniense Inferior.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 MINERIA Y CANTERAS

Las explotaciones mineras existentes en la zona están actualmente abandonadas, salvo alguna excepción. Todas ellas han estado orientadas hacia la construcción. Se pueden distinguir las de yeso, que principalmente quedan ubicadas en el tramo margoso del Vindoboniense Superior; de este tramo

también se extraen otros materiales de construcción utilizados en la zona, así como el aljez.

Las arcillas y arenas se explotan ambas a partir del tramo ocre-rojizo. En pequeña escala también se explotan arenas de los limitados yacimientos de las facies «point-bar».

En la antigüedad, la materia prima para la construcción de iglesias fue la caliza del Páramo. Actualmente no se encuentran canteras que las exploten.

5.2 HIDROGEOLOGIA

Las características litológicas de la región estudiada no la hacen idónea para la explotación hidrogeológica. Si bien ésta es función igualmente de la demanda, la red hidrográfica es más que suficiente para el abastecimiento.

Los acuíferos hay que buscarlos, en principio, en cambios profundos de las facies carbonatadas a las detríticas. Su alimentación se efectuaría a través de los depósitos detríticos de borde de cuenca.

Otro factor a tener en cuenta sería la posible sulfatación de las aguas por disolución de los sulfatos en su infiltración.

6 BIBLIOGRAFIA

- CIRY, R. (1939).—«Etude géologique d'une partie des provinces de Burgos, Palencia, Leon et Santander». *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. 74, pp. 1-504.
- CORRAL, J. M. (1917).—«Restos de Dinoterio y Mastodón de Valladolid». *Ass. Esp. Progr. Cienc.*, Congreso de Valladolid, t. 6, pp. 61-66.
- CRUSAFONT, M., y VILLALTA, J. F. (1954).—«Ensayo de síntesis sobre el Mioceno de la Meseta». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, pp. 215-227.
- DANTIN CERECEDA, J. (1912).—«Noticia del descubrimiento de restos de Mastodonte y O. C. Cristo Otero Pal.» *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. 12.
- DUMAS, M. B. (1966).—«Les glacis formes de convergence». *Bull. Ass. Geogr. Franc.*, vol. 344.
- (1967).—«Place et signification des glacis dans le Quaternaire». *Bull. Ass. Geogr. Franc.* (pour l'étude du Quaternaire), núm. 3, pp. 1-223.
- GARCIA ABBAD, F., y REY, G. (1973).—«Cartografía geológica del Terciario y Cuaternario de Valladolid». *I. G. M. E.*
- GARCIA SAINZ, L. (1955).—«Los restos de Mastodón angustidens en las formaciones terciarias Prov. León». *Est. Geol.*, núm. 27, pp. 397-400.
- HERNANDEZ-PACHECO, E. (1914).—«Los vertebrados terrestres del Mioceno de la Península Ibérica». *Mem. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. 9, núm. 4, pp. 443-488.

- HERNANDEZ-PACHECO, E., y DANTIN CERECEDA, J. (1915).—«Geología y paleontología del Mioceno de Palencia». *Mem. N. Com. Inv. Prehist. Madrid*, núm. 5, pp. 1-295.
- HERNANDEZ-PACHECO, F. (1928).—«Las terrazas cuaternarias del Pisuerga entre Dueñas y Valladolid». *Rev. R. Ac. Cienc. Exac. Fis. y Nat. Madrid*.
— (1930).—«Fisiografía, Geología y Paleontología del territorio de Valladolid». *Comis. Inv. Paleont. Prehist.* [Memoria], núm. 4, pp. 1-72.
- LEGUEY, S., y RODRIGUEZ, J. (1969).—«Estudio mineralógico de los ríos de la cuenca del Pisuerga I y II». *Ann. Edafología y Ag.*, t. 28, núm. 7.
- MABESOONE, J. M. (1959).—«Tertiary and Quaternary sedimentation in a part of the Duero basin Pr. Palencia». *Leid. Geol. Med.*, núm. 24, pp. 31-181.
— (1961).—«La sedimentación terciaria y cuaternaria de una parte de la Cuenca Duero, Palencia». *Est. Geol.*, vol. 17.
- NOSSIN, J. J. (1959).—«Geomorphological aspects of the Pisuerga drainage area in the Cantabrian Spain». *Leid. Geol. Med.*, vol. 34, pp. 286-340.
- PLANS, P. (1970).—«La Tierra de Campos». *C. S. I. C.*
- ROYO GOMEZ, J. (1922).—«El Mioceno continental ibérico y su fauna malacológica». *Com. Inv. Paleont. Prehist. Memoria*, núm. 30, pp. 1-230.
— (1926).—«Tertiaire continental de Burgos». *XIV Congr. Geol. Int. C. R. 71, Madrid*.
— (1929).—«Nuevos yacimientos de mamíferos miocenos en la provincia de Valladolid». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. 29.
- SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M. (1954).—«Explicación de la Hoja geológica núm. 275, Santa María del Campo, 1:50.000». *I. G. M. E.*

INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS, 23 · MADRID-3



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA