

subsistencia en la zona Norte (ver fig. IV.3.15), ha condicionado de forma importante la sedimentación, debido a la subsidencia diferencial de los distintos bloques produciéndose sincrónicamente los depósitos de materiales y la formación de los distintos umbrales y surcos que hoy día configuran el zócalo.

También se ha definido el mecanismo de depósito (abanicos aluviales) y que el área fuente (siempre durante el Mioceno), ha sido el borde Norte —Sierra de Gredos—. Sin embargo, el borde Sur no ha actuado como área positiva, al menos de forma patente, durante gran parte del desarrollo de la cuenca.

Las razones que motivan estas conclusiones son las siguientes:

— Las facies proximales sólo están presentes en el borde Norte de la cuenca.

— Las facies distales sólo aparecen en el actual borde Sur de la cuenca (charcas, arcillas, cementaciones carbonatadas importantes; sondeos 19, 5 etc.).

— No se observan aportes procedentes del actual borde Sur, que no sean de ámbito muy restringido en el tiempo y en el espacio.

— La extensión que alcanzaron los materiales Miocenos, superó el actual límite Sur, pudiendo observarse la presencia de estos depósitos, en general de pequeña magnitud, y ocasionalmente ocupando grandes áreas, en zonas más meridionales.

— Presencia de fallas inversas (cabalgamientos) en el borde Sur, poniendo en contacto facies medias-distales con materiales metamórficos.

— El río Tajo realiza un fenómeno de sobreimposición (epigénesis) de gran importancia, en relación con el mismo fenómeno, mucho más conocido, a su paso por Toledo.

IV.3.5 EL TERCIARIO DE LA DEPRESION INTERMEDIA ENTRE LA SERRANIA DE CUENCA Y LA SIERRA DE ALTOMIRA

(T. de Torres Perezhidalgo*, J.L. Zapata de la Vega** y J.M. Portero Garcia***)

La Depresión Intermedia, constituye una unidad paleogeográfica netamente separada de la Fosa del Tajo. Estructuralmente, está definida por un importante conjunto de fallas inversas (fig. IV.3.16), con saltos muy importantes, que definen una depresión de contorno elipsoidal, cuyo eje mayor se orienta aproximadamente en sentido N-S. Los materiales, que se colocan sobre las series marinas del Cretácico superior, se han agrupado en seis unidades litoestratigráficas (fig. IV.3.17), separadas por rupturas sedimentarias mayores, o discordancias regionales (PEREZ GONZALEZ et al., 1971, VILAS et al., 1971, DIAZ MOLINA 1974, GARCIA ABBAD 1975, DIAZ MOLINA y LOPEZ MARTINEZ 1979, TORRES y ZAPATA 1983 inédito).

Los trabajos realizados en esta zona por la Empresa Nacional del Uranio (ENUSA), dentro del Plan Nacional del Uranio, han permitido realizar diversas precisiones sobre la estratigrafía y medios de sedimentación de las distintas unidades, que de techo a muro son:

IV.10.5.1 UNIDAD BASAL

Se apoya sobre el Senoniense marino. Constituye una unidad compleja, con frecuentes cambios de espesor y facies. SANCHEZ SORIA y PIGNATELLI (1967) en Buendía, DIAZ MOLINA (1974) en los alrededores de Carrascosa del Campo, citan en la base, la existencia de una brecha calcárea, de colores rosados, y espesor variable, que yace en discordancia angular sobre las series marinas del Cretácico, y está compuesta por clastos de caliza-dolomía y alguno de yeso y cuarcita. Sigue una formación predominantemente arcillosa de color rojo vino con niveles margoyesíferos, calcáreos y arenosos intercalados. MELLENDEZ HEVIA (1969) cita, en Buendía y Bolarque, unos 80 metros de margas y yesos. CA-

* Empresa Nacional ADARO de Investigaciones Mineras, S.A.

** Empresa Nacional de Uranio, S.A.

*** Compañía General de Sondeos, S.A.

POTE y CARRO (1970) sitúan 150 m de yesos con intercalaciones de calizas sobre el Cretácico de Chillarón del Rey. En el sinclinal de Mariana-Cañamares VIALARD y GRAMBAST (1968) y en el sinclinal de Fuentes, RAMIREZ, PORTERO y OLIVE (1973), citan sobre el Senoniense marino y en aparente concordancia 200 metros de arcillas y margas verdes o blancas con fauna de Caráceas pertenecientes al Campaniense-Maastrichtiense. Recientemente han sido definidas como la Formación Margas Arcillas y Yesos de Villalba de la Sierra (VILAS et al., 1982), que culmina el ciclo regresivo del Cretácico más superior. Esta formación tiene un espesor variable de 0 a 500 metros; aflora en Altomira, Serranía de Cuenca y Montes Universales, es concordante con las brechas dolomíticas de Cuenca (Santoniense-Campaniense) y su límite superior es transicional con el Terciario inferior en algunos puntos y neto y discordante en otros (VILAS et al., 1982).

En nuestra opinión la complejidad de la unidad se debe en parte a que debe incluir al menos dos ciclos sedimentarios de diferente significado, caracterizados por una gran variedad de

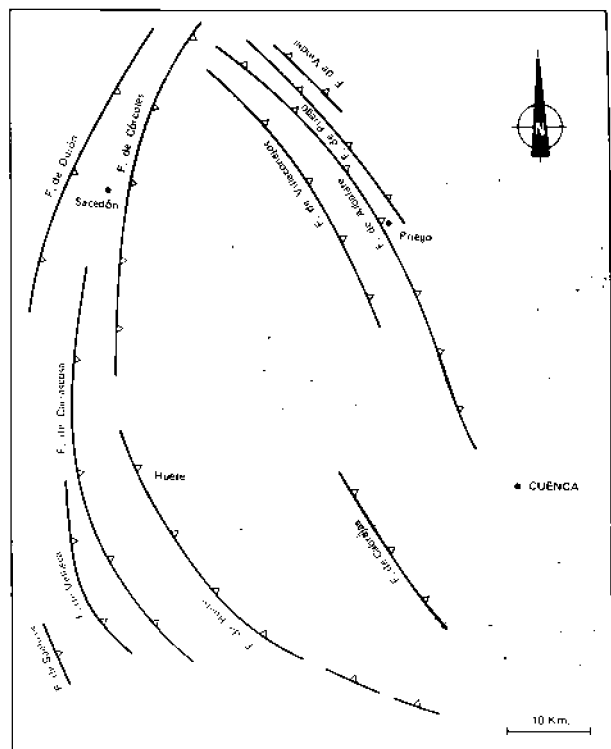


Fig. IV.3.16. — Esquema tectónico de la Depresión Intermedia.

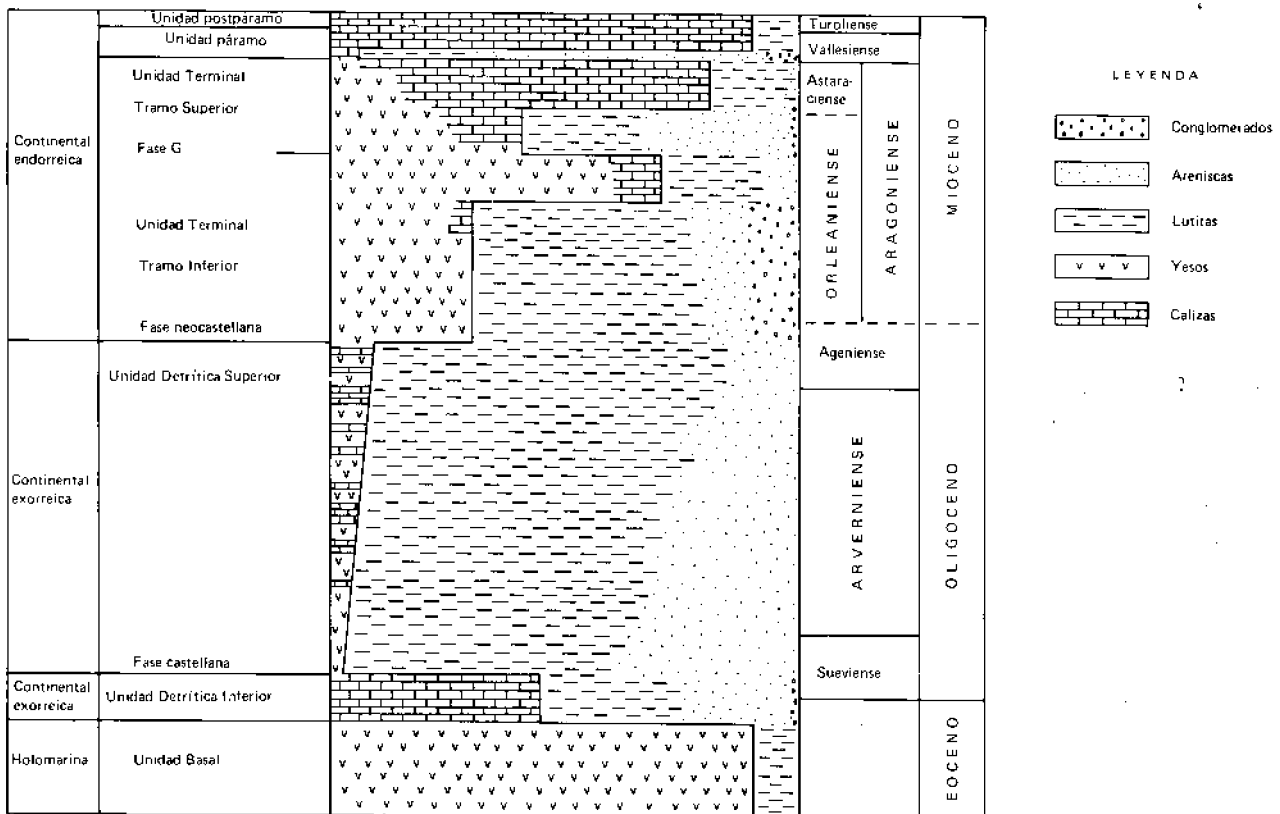


Fig. IV.3.17.- Unidades litoestratigráficas y fases tectónicas de la Depresión Intermedia.

facies, al haberse sedimentado en cuencas inestables de carácter transicional y/o continental.

Los afloramientos tipo Villalba de la Sierra pertenecen claramente al final del ciclo regresivo del Senoniense, con una cuenca compartimentada en cubetas que, cada vez, presentan un carácter más continental, sedimentación en llanuras próximas al litoral con marismas y lagos más o menos permanentes y depósitos evaporíticos, carbonatados y lutíticos.

Otro tipo de afloramientos son los existentes en Carrascosa del Campo, discordantes sobre el Senoniense marino y que pudieran ser correlacionables con los niveles de *Vidaliella gerundensis*, constituyen la auténtica unidad basal del ciclo terciario en esta zona, que actualmente está muy mal conocido tanto estratigráfica como sedimentológicamente y cuya edad debe situarse en el Cretácico más superior y fundamentalmente en el Terciario inferior.

IV.3.5.2 UNIDAD DETRITICA INFERIOR

Se apoya en discordancia angular, sobre la Unidad Basal, detectándose una importante ruptura sedimentaria a nivel de cuenca, y en muchos sectores se comprueba la existencia de una discordancia cartográfica. MELENDEZ HEVIA y GARRIDO MEGIAS (1982) en el área de la Sierra de Altomira, incluyen esta unidad en el ciclo regresivo del Cretácico superior, indicando que dicho ciclo se cierra en el Paleógeno (Eoceno-Oligoceno inferior), en forma de megasecuencia coarsening-upwards, sin distinguir discordancias, disconformidades o paraconformidades internas.

Ha sido descrita por diversos autores que la atribuyen edades muy diferentes. Así CAPOTE y CARRO (1970) citan un Paleógeno inferior de edad Eoceno-Sannoisiense limitado a techo por una discordancia angular. RAMIREZ, PORTERO y OLIVE (1973) citan, en el sinclinal de Fuentes 100-150 metros de arenas conglomeráticas y arcillas arenosas rojas que atribuyen al Eoceno.

En el sector de Carrascosa del Campo, DIAZ MOLINA (op. cit.) la define, fijando su límite inferior por la aparición de los primeros niveles de conglomerados y con un espesor de entre 56 y 170 metros. Está constituida por conglomerados, areniscas y arenas, con clastos de cuarcitas, cuarzo, liditas y calizas, y arcillas rojas con o sin yeso, así como margas calizas y

yesos. A techo viene limitada por una discordancia progresiva o angular entre esta unidad y la suprayacente.

Los detríticos presumiblemente provienen en forma mayoritaria, de un área paleozoica desconocida, sumándose aportes locales de detríticos calizo-dolomíticos, procedentes de umbrales ya levantados en la zona de la Sierra de Altomira. Tal es el caso de un paleocanal situado en el pueblo de Alcázar del Rey.

En las arenas predomina la estratificación cruzada en surco, pero las paleocorrientes medidas no siguen una moda definida. Aunque no hay una evolución secuencial clara, hacia el norte se va haciendo progresivamente más carbonatada. En Córcoles con más de doscientos metros visibles, los niveles superiores son de calizas: en Pareja, Pricgo, La Puerta y Trillo esta unidad pasa a estar predominantemente compuesta por calizas.

Su edad está determinada por los yacimientos de Alcázar del Rey, en la base, y de Carrascosa I en el techo. Con posterioridad a la entrega del manuscrito de esta publicación, se ha comprobado que Carrascosa I está, de manera indudable, en la Unidad infrayacente, con lo que inicialmente no se altera la edad atribuida a ambas unidades estando comprendida entre el Rhenaniense (Eoceno superior) y Arverniense (Oligoceno superior).

IV.3.5.3 UNIDAD DETRITICA SUPERIOR

En su base se sitúa una importante discordancia angular y/o progresiva, que la separa de la Unidad Terminal. Presenta cambios laterales de facies y espesor y tiene un carácter netamente expansivo.

MELENDEZ HEVIA, CAPOTE y CARRO, y RAMIREZ, PORTERO y OLIVE (obras citadas) señalan la existencia de una discordancia intrapaleógena que separa términos detríticos y que sitúan en la base del Oligoceno o como intraoligoceno. PEREZ GONZALEZ et al. (1971) la sitúan en el Estampiense medio y denominan Castellana a la fase tectónica correspondiente.

Aunque localmente se han encontrado sedimentos con características propias de pie de monte (Pareja) o palustre lacustre (Sondeo de Alcocer), esta unidad puede describirse como una monótona alternancia de areniscas canalizadas y lutitas más o menos yesíferas, que poseen

un característico color pardo amarillento. El análisis de facies y de paleocorrientes, ha permitido definirla como parte de un frente distal de un abanico aluvial húmedo, en el que se desarrollan tanto ríos rectos como meandriformes, que corrieron en dirección general S-N, con su área fuente en el interior de la Cordillera Ibérica. Las facies más proximales visibles de este sistema, estarían en las cercanías de los pueblos de Valdeganga y Tórtola, gravas masivas.

Se han podido detectar otros dos sistemas de abanicos fluviales: uno al Norte de Cuenca, en las cercanías de Noheda, y otro más importante en Trillo-Durón, con paleocorrientes en sentido E-O. Durante el depósito de estos abanicos, la Depresión Intermedia funcionó en régimen exorreico, aunque parcialmente confinado, perdiéndose en la Fosa del Tajo. Debido a la morfología peculiar de la cuenca —pequeñas dimensiones transversales— es indudable que se favoreció el desarrollo de inundaciones generalizadas de partes importantes de la cuenca (inundaciones catastróficas), que justifican las grandes potencias de lutitas intercaladas entre las areniscas. También, aunque de forma local, se detectan cambios laterales a zonas de playa lake con desarrollo de evaporitas.

La potencia máxima visible de esta unidad, es de algo más de 600 m, aunque en zonas subsidentes puede superar los 1.000 m.

Su edad es motivo de controversia, ya que su techo se ha definido en el yacimiento de Loranca, que según las últimas dataciones realizadas, está en la biozona 3 de MEIN, con *Anchitrium* y *Mastodontidae indt.* Nosotros colocamos este yacimiento a muro de la unidad suprayacente (Unidad Terminal), con lo que la de la Unidad

Detrítica Superior sería Arverniense superior-Ageniense.

IV.3.5.4 UNIDAD TERMINAL

A diferencia de la unidad, que en su momento fue definida por GARCIA ABBAD (1975), hemos preferido reducir su contenido estratigráfico, colocando su techo, a muro de los detríticos de la base de las calizas del páramo que, a nuestro entender, forma parte de un ciclo sedimentario distinto. Su contacto con la unidad infrayacente es claramente observable en los bordes de la Depresión Intermedia, discordancia progresiva, originada por una fase tectónica que fue denominada inicialmente por AGUIRRE et al. (1976) Fase Neocastellana.

Esta deformación tiene como consecuencia inmediata el cambiar las condiciones generales de funcionamiento de la cuenca, que se hace endorreica, lo que origina una gran variedad de medios sedimentarios, que han sido separados en la cartografía como miembros (fig. IV.3.18). A su vez la Unidad Terminal se ha dividido en dos tramos, inferior y superior.

Durante el tramo inferior domina la sedimentación clástica: abanicos fluviales húmedos, que distalmente pasan a llanuras fangosas y zonas de playa lake, donde se depositan yesos bioturbados. Se han localizado cuatro abanicos fluviales húmedos bien diferenciados: el del Júcar (dirección SE-NO), el de Bólliga (dirección E-O), el del Guadiela (dirección NE-SO) y el del Tajo (dirección E-O). Este último es el único que no funciona en régimen endorreico y va hacia la

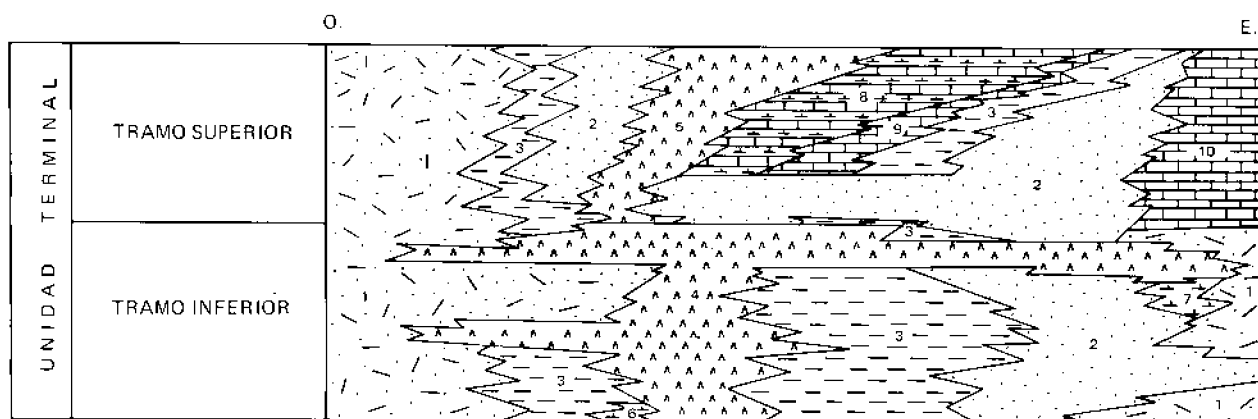


Fig. IV.3.18.— Distribución de miembros de la Unidad Terminal. 1.— Abanicos aluviales áridos; 2.— Abanicos fluviales húmedos; 3.— Lutitas de llanura fangosa; 4.— Yesos del tramo inferior; 5.— Yesos del tramo superior; 6.— Ciénaga de Loranca; 7.— Ciénaga de Villaconejos; 8.— Ciénaga de Córcoles; 9.— Calizas rojas de Viana; 10.— Calizas de Albalate.

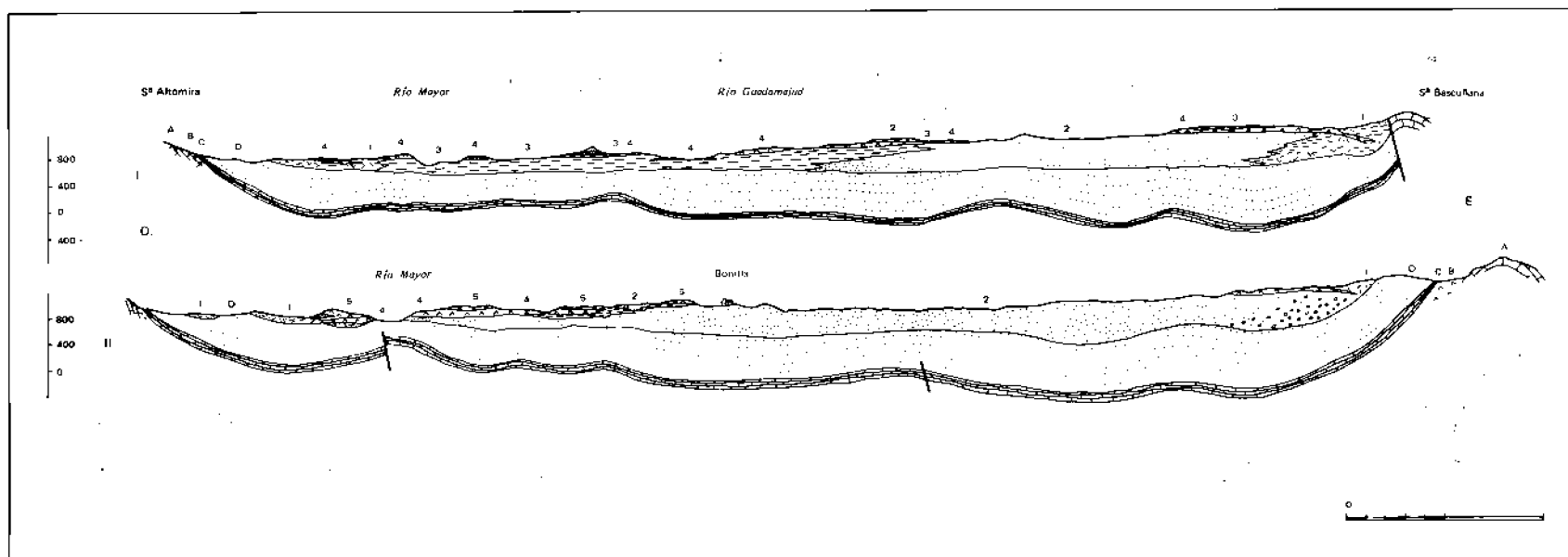


Fig. IV.3.19.- Cortes estructurales. I.- Al sur de Garcinarro; II.- Al Norte de Huete. A.- Mesozoico; B.- Unidad Basal; C.- Unidad Detrítica Inferior; D.- Unidad Detrítica Superior. 1.- Abanicos aluviales áridos de la Unidad Terminal; 2.- Abanicos fluviales húmedos de la U. Terminal; 3.- Lutitas de llanura fangosa de la U. Terminal; 4.- Yesos del tramo inferior de la U. Terminal; 5.- Yesos del tramo superior de la U. Terminal.

Fosa del Tajo. Proximalmente, predominan las gravas masivas. Más distalmente domina la estratificación cruzada en surco de gran escala; también hay barras arenosas, a veces de gran tamaño, con estratificación cruzada tipo foreset. Los fenómenos de acreción lateral, aunque no son dominantes, se observan con cierta frecuencia. Los abanicos fueron controlados por la paleotopografía de la cuenca, destacando entre otros la gran depresión situada al N de Cabrejas, y el umbral de Córcoles, controlando sus orientaciones. A techo del tramo se produce una expansión de los depósitos sulfatados (yesos bioturbados), que viene interrumpida por una reactivación de los abanicos aluviales húmedos que vuelven a progradar; ruptura sedimentaria que define el tramo superior de la Unidad Terminal. También se producen discordancias en los bordes de la Cuenca: Villanueva de los Escuderos y S. Pedro de Palmiches, y se levanta el ángulo SO de la Depresión Intermedia, borde sur de la Falla de Huete de la fig. IV.3.16.

El tramo superior de la Unidad Terminal, se caracteriza por un cambio del quimismo de la cuenca: domina la sedimentación carbonatada, a su techo se vuelven a retraer los abanicos aluviales. La cuenca se hace más "húmeda".

La potencia máxima visible de Unidad Terminal, en los bordes de la Cuenca, es de 200 m; hacia el interior en áreas muy subsidentes, fig. IV.3.19, debe de ser notablemente mayor, pudiendo llegar a duplicarse. La deformación que origina la ruptura sedimentaria, que permite la separación de los dos tramos de la Unidad Terminal, se produjo en el Aragoniense inferior, dentro de la zona 3 de la biozonación de MEIN. Yacimientos de Villaconejos y Priego.

En la fig. IV.3.20 se da un esquema del funcionamiento de la Depresión Intermedia durante el tramo inferior de la Unidad Terminal. Se observa la coexistencia de abanicos aluviales áridos de origen local con los abanicos fluviales (o aluviales) húmedos que se originan en el interior de la Ibérica.

IV.3.5.5. UNIDAD DEL PARAMO

Se ha separado esta unidad de la anterior, dado que la persistencia de detríticos en su base, supone una ruptura sedimentaria suficientemente importante.

El origen de los detríticos de la base del

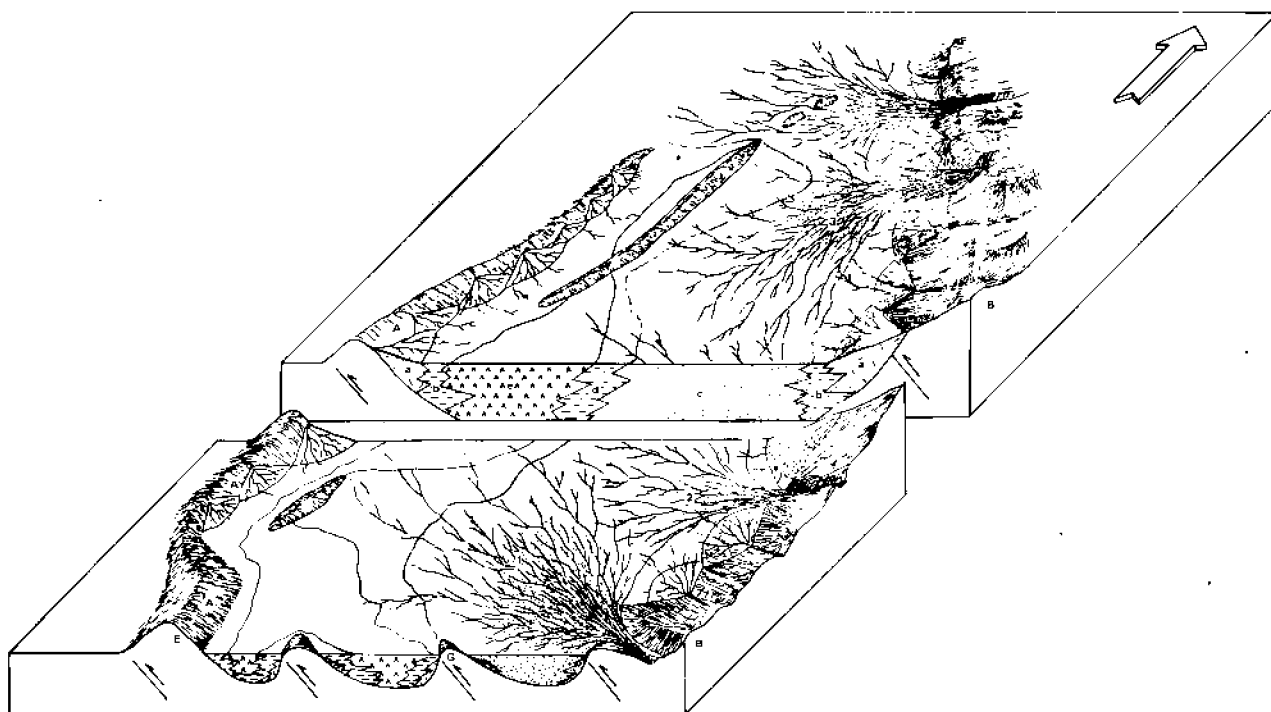


Fig. IV.3.20. - Bloque diagrama con la reconstrucción paleogeográfica de la Depresión Intermedia al inicio del tramo inferior de la Unidad Terminal. 1, 2, 3 y 4 abanicos fluviales húmedos de: Júcar, Bólliga, Guadiela y Tajo. a.- Abanicos aluviales áridos; n. Lutitas de pie de abanico; e.- Sedimentos canalizados; d.- Lutitas de llanura fangosa; e.- Yesos. A.- S^a de Altomira; B.- Serranía de Cuenca; C, D, E, F y G anticlinales de Córcoles, Huete, Carrascosa del Campo, Zafrá de Zancara y S. Lorenzo de la Parrilla.

páramo habría que situarlo en la Serranía de Cuenca, dirección E-O. La edad de esta unidad, por similitud con la Fosa del Tajo, se admite como Vallesiense.

IV.3.5.6 UNIDAD POSTPARAMO

Se ha creado esta unidad, para englobar en ella los sedimentos de edad más moderna que la del páramo, que se han depositado en áreas locales. En ocasiones rellenan zonas hundidas del páramo, p. ej. el Peralveche. Son más importantes al S de la falla de Huete (fig. IV.10.16), zona levantada durante el depósito del tramo inferior de la Unidad Terminal, y a la que sólo tuvieron acceso los sedimentos más modernos, edad Turoliense, como lo certifican los yacimientos de Almendros y Zafra de Zánchara.

IV.3.6 CUENCAS DEL JUCAR Y CABRIEL, Y DEPRESION DE LA LLANURA MANCHEGA

(A. Pérez González* y N. López Martínez**)

Forman parte de las cuencas interiores terciarias de la Meseta Sur Castellana y están situadas en su extremo meridional. La historia sedimentaria de estas depresiones, rellenas por materiales del Neógeno superior, está caracterizada, desde el momento de su abertura y comienzo de la sedimentación, por su independencia y aislamiento, tanto con respecto a las cuencas internas valencianas, como con respecto a la Cuenca del Tajo y Depresión intermedia, ambas en la Submeseta meridional (MEIN, MOISSENET y TRUC, 1978, y PEREZ-GONZALEZ, 1982).

IV.3.6.1 CUENCAS DEL JUCAR Y CABRIEL

Los primeros datos de interés publicados coinciden con el inicio de las cartografías geológicas a E. 1:50.000, en la década de 1930. Si-

multáneamente, BRINKMANN y GALLWITZ, (1933) reconocen la zona. Años después BIROT y SOLE SABARIS (1957), señalan que en la cuenca terciaria de Albacete-Utiel, y discordantemente sobre las pudingas de Cofrentes, la serie continental alcanza los 400 m. La dividen de abajo a arriba, en el valle del río Cabriel, en tres tramos: Capas inferiores margo-yesíferas, capas alternantes de margas y calizas, y a techo entre La Roda y Minglanilla, gravillas y gravas silíceas más o menos rojizas. Tentativamente, consideraron a los dos primeros tramos como del "Sarmantiense" y "Pontiense". Sin embargo, para JODOT (1958), que estudió las faunas de gasterópodos recolectadas por los anteriores autores, la secuencia estratigráfica aflorante iría desde el Plioceno inferior terminal a la parte más alta del Plioceno superior. De la misma época son los trabajos de REVILLA y QUINTERO (1958) y REVILLA (1958 a y b), acerca de diversos yacimientos de moluscos de estas cuencas, a los que asignan una edad del "Tortoniense-Sarmantiense" al "Pontiense", conforme a las ideas ya expresadas por BRINKMANN y GALLWITZ (o.c.), que hacen en parte suyas DUPUY DE LOME y TRIGUEROS (1957 y 1959); DUPUY DE LOME (1959) y DUPUY DE LOME y MARIN DE LA BARCENA (1960 a y b). Afirman que el comienzo de la sedimentación "lacustre", ocurriría al final del "Helveciense" y separan a las series aflorantes, en un término inferior en facies arcillosa, muy potente, de edad "Tortoniense-Sarmantiense", en la Cuenca del Cabriel, y encima un "Pontiense"-Plioceno inferior constituido en la Cuenca del Júcar, por más de 100 m de calizas y margas lacustres fosilíferas que en el Cabriel tienen un espesor mucho más reducido. Finalmente, aflorarían una serie de areniscas silíceas y conglomerados poco consolidados del Plioceno superior.

— En la *Cuenca del Cabriel* los trabajos más modernos, a partir de 1970, han aportado mejores precisiones en cuanto a la litoestratigrafía, edad, y génesis de los sedimentos. Para ROBLES (1970, inédito), ROBLES et al., (1974), BASCONES et al., (1979 a y b), y LENDINEZ y TENA-DAVILA (1980), entre Contreras y Cofrentes, los materiales neógenos, forman parte (en ROBLES et al., o.c., p. 110) de un gran conjunto de génesis homogénea, en el que localmente se han producido modificaciones medioambientales que se han traducido en variaciones de depósito. Por esta razón definen una única formación, denominada "Formación Venta del

* Instituto Geológico y Minero de España. Madrid

** Dpto. de Paleontología. Fac. de C.C. Geológicas. Univ. Complutense. Madrid.