

EVOLUCION GEOMORFOLOGICA DE LOS VALLES PREBETICOS NORORIENTALES

M.J. ESTRELA (1), P. FUMANAL (2) & P. GARAY (3)

(1) CEAM (Centro de Estudios Ambientales del Mediterráneo), Palacio de Pineda, Plaza del Carmen, 4, 46003 Valencia.

(2) Departamento de Geografía, Universidad de Valencia, Apartado 22060, 46080 Valencia.

(3) Consellería de Medio Ambiente, Generalitat Valenciana, Valencia.

Resumen. La reconstrucción geomorfológica y cronoestratigráfica de tres valles fluviales del Prebético Nororiental ha permitido obtener una secuencia evolutiva común. Las tres áreas analizadas corresponden a las cuencas medias de los ríos Canyoles, Clariano y Serpis, que se desarrollan sobre margas del Terciario (Mioceno marino) en estructuras sinclinales, separadas entre sí por alineaciones carbonatadas anticlinales.

Los tres valles presentan un nivel general de relleno (T2) con morfología de glacis-terrazza, que enlaza suavemente con los relieves circundantes. En cotas superiores y con intenso desmantelamiento se reconocen otros depósitos más antiguos agrupados bajo la denominación de G3-T3. Ambos niveles presentan una cierta variedad de facies en las que es frecuente encontrar, junto a las puramente detríticas, depósitos travertínicos. En el encajamiento fluvial que afecta al nivel G2-T2 se reconocen varios niveles de terrazas fluviales (T1 y T0). La secuencia evolutiva se mantiene constante aguas arriba y abajo del Salt, brusca ruptura de pendiente, que permite suponer el carácter puramente climático de estos niveles.

Se ha puesto de manifiesto la existencia de una sucesión de episodios morfogenéticos cuyos niveles de base descienden progresivamente a lo largo del Cuaternario. Las fases deposicionales más antiguas (G3-T3) deben situarse en el amplio lapso de tiempo comprendido entre el Villafranchense y el Pleistoceno medio, periodo al que asignamos la formación G2-T2. El Pleistoceno superior y el Holoceno (T1 y T0) se encuentran escasamente representados en estas cuencas medias.

Palabras clave: Prebético, terraza-glacis, travertino, nivel morfogenético, Pleistoceno.

Abstract. The geomorphological and chronostatigraphic reconstruction of three fluvial valleys of the Prebetic in Valencian region have allowed to get a common evolutive sequence. The three analyzed areas belong to the medium basins of the Canyoles, Clariano and Serpis rivers, developed on Tertiary marls (marine Miocene) in synclinal structures, separated for alignments carbonated (anticlinals).

The three valleys introduce a general level of filling (T2) with morphology of pediment-terrace, that lind smoothly with the surrounding reliefs. At higher altitudes and with an intense erosion it is possible to recognize other older deposits, assembled under the denomination of G3-T3. Both levels introduce a certain variety of facies where travertine accumulations are frequently found detritics ones. In the fluvial adjustment that affects the level G2-T2, several levels of fluvial terraces are recognized (T1 and T0). The evolutive sequence

remains constant up in the basin and under the Salt (that it is an abrupt rupture of slope), that allows to suppose the climatic character of these levels.

A succession of morphogenetic episodes, whose levels of base are descending gradually during the Quaternary, have been pointed out. The older phases of deposition (G3-T3) should be located in the wide period of time between the Villafranchiense and the Medium Pleistocene. We assigned the formation G2-T2 to this period. The Superior Pleistocene and the Holocene (T1 and T0) don't appear very often in these medium basins.

Key words: Prebetic, pediment-terrace, travertine, morphogenetic level, Pleistocene.

1. Introducción

La morfología de los valles prebéticos nororientales, que se localizan al Norte de la Provincia de Alicante y Sur de la de Valencia, parece presentar rasgos comparables, tanto en su estructura general como en la secuencia sedimentaria correspondiente al Cuaternario.

La constitución geológica de tres cuencas consideradas (Cànyoles, Clariano y Serpis), responde a un mismo esquema general: un sustrato margoso del Mioceno y una cobertera discontinua, formada por materiales detríticos cuaternarios (Fig. 1). Estos depósitos ocupan generalmente los sectores centrales de los valles y en ellos se encajan los mencionados ríos, que llegan a cortar con frecuencia las margas subyacentes.

Tal circunstancia permite medir directamente la potencia de los sedimentos a lo largo de los cauces: así, en el Cànyoles, encontramos que varía entre 8 y 15m, en el Clariano llega hasta los 30 m y en el Serpis de 4 a 25 m. En todos los casos, la incisión fluvial respecto a los niveles de colmatación de los valles se sitúa entre 10 y 40 m.

Dada la variabilidad de las cotas alcanzadas por el relleno cuaternario, dentro de un mismo sector, y la relativa amplitud de afloramiento, se plantea la duda de si los espesores medidos son los mayores de cada nivel o si, por el contrario, existen potencias superiores no coincidentes con el eje de los cursos actuales.

Con el fin de comprobar el supuesto grado de similitud existente entre los rellenos de las distintas cuencas y su evolución temporal y geomorfológica, se ha procedido a efectuar una serie de reconocimientos, sobre el terreno, apoyados en el previo estudio de fotointerpretación de cada área. Una vez identificados y caracterizados tanto los diferentes niveles morfogenéticos como los depósitos que los configuran, se ha procedido a su correlación, por medio del análisis de las facies, grado de alteración o carbonatación de los depósitos, etc.

2. Marco geológico regional

El área analizada se localiza en el sector nororiental de las Cordilleras Béticas y más concretamente en el dominio geológico del Prebético Interno, aunque muy próximo al Prebético Meridional.

Desde el punto de vista litoestratigráfico, en el área se encuentran presentes los siguientes conjuntos sedimentarios (IGME, 1975a, 75b, 76):

T.- Sustrato arcilloso-evaporítico del Triásico superior en facies Keuper, con más de 500 m de potencia.

J-C.- Complejo próximo a 2000 m, eminentemente carbonatado, con algunos tramos margosos y sabulosos, que representa al Jurásico y al Cretácico.

P.- Conjunto heterogéneo de formaciones continentales y marinas pertenecientes al Paleógeno; con mucha menos potencia (0-200 m) y superficie aflorante que los anteriores.

M.- Sucesión homogénea de margas, con intercalaciones ocasionales arenosas y calizas, facies marinas y carácter subsidente. Su potencia supera los 1000 m, y su edad se extiende desde el Burdigaliense hasta el Tortoniense.

Q.- Con posterioridad a las margas del Mioceno, tan sólo se reconocen depósitos detríticos, y en ocasiones travertínicos, de origen continental y escasa entidad. Pertenecen sobre todo al Cuaternario medio y superior, aunque algunos niveles podrían remontarse hasta el Plioceno. Los espesores, salvo en la llanura litoral, son siempre inferiores al centenar de metros, oscilando por lo general en torno a 10-20 m.

La disposición tectónica del área se caracteriza por una sucesión quasi continua de pliegues de orientación general ENE-WSW y vergencia al Norte, llegando con frecuencia a romper en fallas inversas (pliegues-falla). Desde el punto de vista de la geomorfología, ello se traduce en una alternancia de sierras y valles paralelos, donde las primeras están constituidas de forma predominante por afloramientos de estructura anticlinal formados por calizas y dolomías cretácicas; por su parte, los valles están constituidos por depresiones sinclinales con potentes núcleos ocupados por materiales terciarios.

La formación de estas estructuras tiene lugar a través de un dilatado período compresivo, coincidente con la sedimentación de las margas del Mioceno, lo que hace que éstas vayan sufriendo un plegamiento lento y sincrónico con su deposición. En este proceso juega un papel destacable la presencia de un sustrato plástico y diapírico (la serie triásica), cuya dinámica halocinética e isostática favorece que los pliegues tiendan en su configuración final hacia formas "en champiñón" (los anticlinales) y "en cofre" los sinclinales (Pulido, 1979). En las etapas más tardías del proceso, se produce con frecuencia el hundimiento y desmantelamiento parcial de las charnelas de los anticlinales, permitiendo así la extrusión del Triás.

Al final del Mioceno, y durante parte del Plioceno, se producen una serie de fases distensivas que coinciden con la retirada total del mar. En el sector costero se inicia una primitiva organización de la red de drenaje, mientras que en algunas cuencas interiores -fosas tectónicas- el endorreísmo da lugar a una sedimentación carbonatada lacustre que pasa lateral y superiormente a arcillas rojas y conglomerados tipo raña, como es el caso de La Mancha Oriental.

3. Los depósitos cuaternarios

3.1. Episodios sedimentarios del Río Serpis

El río Serpis drena la depresión tectónica de los valles d'Alcoi, cubeta situada en el centro del conjunto montañoso que ocupa el Norte de la provincia de Alicante. Está limitada por alineaciones calcáreas, entre las que destacan al Norte la Serra del Benicadell (1104 m), al Oeste la Serra de Mariola (1390 m). Foradada y Almudaina se ubican al Este, y al Sur se alinean las estribaciones de la Serrella, Penella, Alfaro y Serra d'Aitana (1158 m).

Nace en la Serra de Mariola, tras la confluencia del río Barxell con los Barrancos del Cinc y del Molinar. Otros tributarios se le unen inmediatamente, como son el río d'Agres por su margen izquierda y, por la derecha, el Penáguila, Valleseta y los Barrancos del Sofre y de l'Encantada que parten de las estribaciones de Almudaina y Foradada. Sigue así un trazado de dirección NE, encajándose para abandonar el valle en las calizas jurásicas del desfiladero de l'Orxa, que permite su conexión con la llanura litoral, para desembocar al Sur de Gandía.

La secuencia sedimentaria, correspondiente a la evolución de esta cuenca fluvial, se deduce a partir de diversas áreas de referencia, cuyos registros permiten establecer las fases de formación de los mantos aluviales y los episodios de incisión de la red. Los sectores considerados se enclavan en las inmediaciones del Salt (cuenca alta) y en las de Mariola-Muro (cuenca media). Algunos trabajos sobre aspectos geomorfológicos han sido ya publicados (Fumanal, 1985; Estrela y Fumanal, 1989) o están en vías de ello (La Roca, in fieri).

A) Area del Barxell-Salt

Destacan en este sector dos secuencias: la primera (Perfil A), está representada en la cabecera del río Barxell; la segunda (Perfil B) se ubica pocos metros antes de una brusca ruptura de pendiente a la que viene asociado el edificio de tobas en cascada del Salt (superior a 50 m), a favor de las aguas carbonatadas de dicho curso (Fig. 1).

Perfil A. Cabecera del Barxell. Localizado en la margen izquierda del río, se correlaciona fielmente con las series de la margen derecha, y consta de dos unidades que se adosan lateralmente. El techo del depósito está a 28 m sobre el cauce actual.

T2. En contacto erosivo sobre sustrato terciario (margas miocenas), se desarrolla un nivel travertínico caracterizado por facies variadas, que van desde estromatolitos a tallos. Coronándolo, en contacto neto, se asienta un depósito de arcillas rojas, con grietas de retracción, en las que se insertan micelios de carbonato

y nódulos, generalmente de 3-4 cm. Proceden de restos de paleosuelos, probablemente transportados. Sella todo el depósito un conglomerado de gravas y cantos fuertemente cementados.

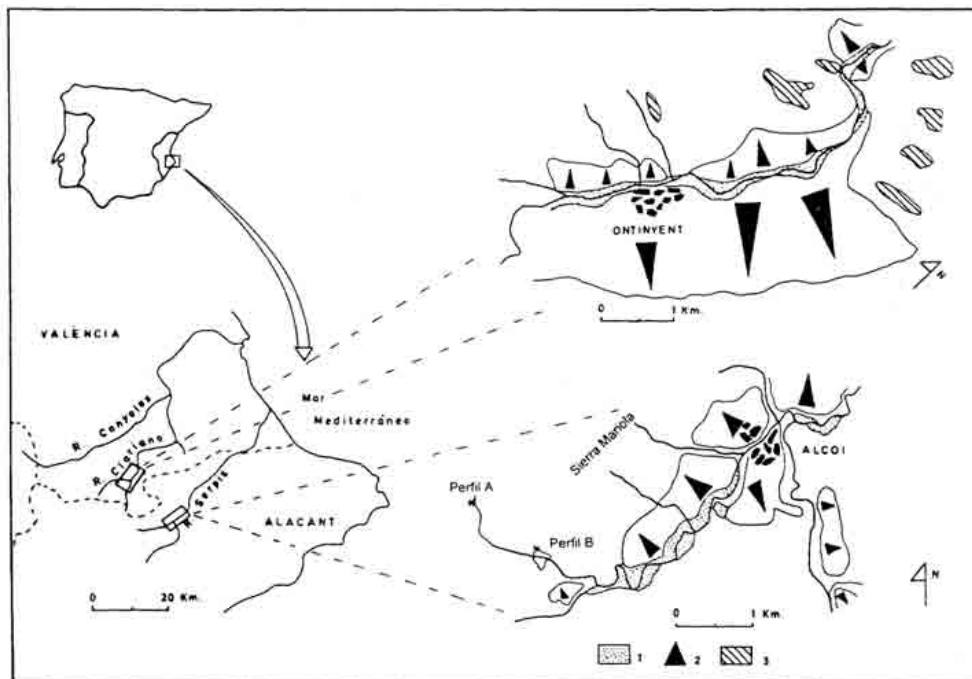


Fig. 1. Situación geográfica del área de estudio y esquemas morfogenéticos de dos sectores seleccionados. 1: Terraza T1 (Pleistoceno superior); 2: Glacis-terrazza T2 (Pleistoceno medio); 3: Superficie T3 (Villafranchense)

T1. Con una potencia de 7-8 m, está formado por un depósito detrítico fluvial, generalmente suelto, con facies de fondo de canal. Aparece adosado tanto a la parte inferior del nivel T2 como a las margas sobre el que aquel se instala, estando el techo a 10-12 m. sobre el cauce. Tras la formación de este último depósito el encajamiento reciente de la red, que llega a afectar el sustrato terciario, ha generado una serie de pequeñas terrazas a lo largo del cauce.

Perfil B. El Salt. Emplazado en la margen izquierda del río Barxell, consta de las siguientes unidades estratigráficas de muro a techo:

T2. En contacto erosivo sobre margas del Mioceno, presenta una potencia entre 20 y 25 m y su techo se encuentra a 25-28 m sobre el cauce actual. Se trata de un depósito litoquímico, en el que se suceden tramos travertínicos donde se reconocen tanto facies estromatolíticas como de tallos y musgos. Incluye ocasionalmente lentejones de gravas y pequeñas cubetas rellenas de cantos, esquema que suele ser típico en las construcciones de tobas en cascada. Este manto litoquímico, que prograda en el sentido del cauce, llega a conectar con su colector principal (el río Serpis) y su presencia es generalizada en todo el trazado del Barranco del Barxell.

C1. En contacto erosivo sobre la unidad anterior se reconoce un segundo depósito de naturaleza detrítica, formado por cantos subangulosos de caliza y cuarcita englobados en una matriz arcillosa rosácea. Se trata de un cuerpo con morfología de cono aluvial, formado a partir de los aportes sedimentarios laterales y encajado sobre el relleno previo fluvial, tras una fase erosiva. Puede subdividirse en dos tramos:

- Inferior, formado prioritariamente por arenas limosas con estructura masiva o laminar;
- Superior, en el que predominan los cantos heterométricos, angulosos y subredondeados.

La geometría interna del depósito se estructura en una serie de cuerpos lenticulares y cubetas, propias de la dinámica del cono.

B) Area de Alcoi-Muro

En esta zona los episodios sedimentarios se reflejan a partir de potentes depósitos fluviales, algunos de cuyos testigos más antiguos se encuentran a 70-80 m sobre el talweg; tales depósitos conectan lateralmente con un conjunto de conos aluviales que parten de la Sierra Mariola (Fig. 1). Las series se hallan bien representadas en numerosos puntos de los que destacamos dos que parecen sintetizar los rasgos generales de la secuencia deposicional de la zona.

Perfil C. Localizado junto a la población de Muro (Fig. 2), está constituido por un material travertínico que podemos constatar en dos afloramientos, con una potencia visible de aproximadamente 10 m (vid fotografía 1). La base no se ha podido reconocer al quedar oculta bajo un depósito detrítico posterior. La precipitación físico-química del carbonato cálcico, unida al soporte biológico, permite diferenciar unas características macro y micromorfológicas que se describen a continuación:

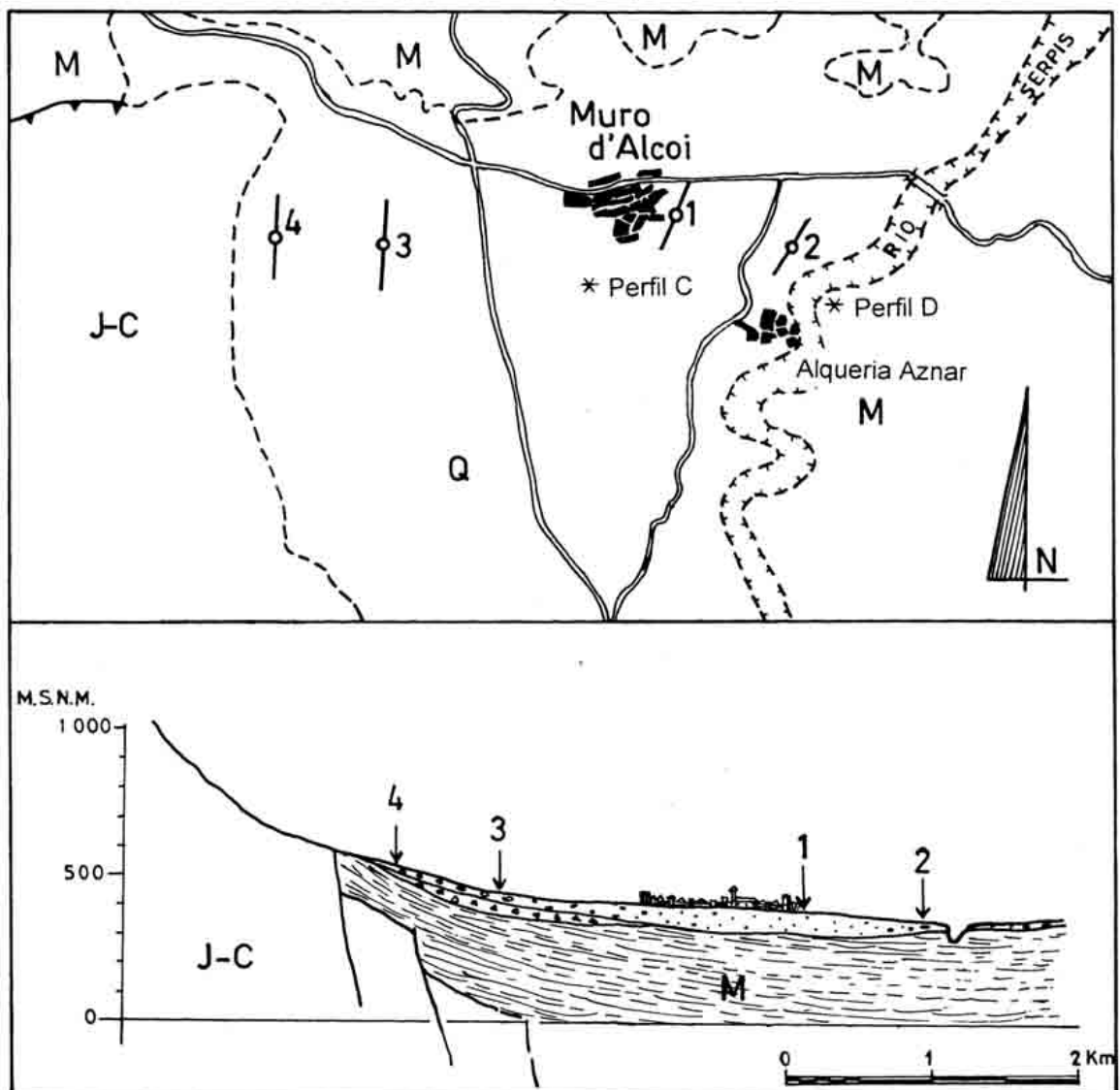


Fig. 2. Esquema geológico de los alrededores de Muro d'Alcoi con la localización de los sondeos eléctricos verticales (1 a 4). J-C: Jurásico-Cretácico; M: Mioceno; Q: Cuaternario

a) Facies de tallos: está constituida principalmente por tallos de diverso tamaño, formados por envueltas concéntricas de calcita fibrosa y por restos de hojas. Por lo general es un cuerpo bastante poroso.

b) Facies estromatolítica: constituida por bandas milimétricas onduladas o laminares. Pueden incluir fragmentos de roca o restos de la facies anterior.

c) Facies de oncoides: formada por cuerpos concéntricos de origen algal. Se localizan en relación a los depósitos detríticos.

d) Facies de musgos: constituida por un entramado de micrita, de aspecto poroso, aunque se presenta bien cementado. Se relaciona con las zonas de mayor energía de la corriente fluvial.

Esta formación litoquímica no presenta hoy una continuidad sedimentaria, sino que sus testigos aparecen desconectados de la secuencia general de relleno del valle y, por tanto, con la formación de la red actual. Se la ha denominado como T3 y en la margen derecha del río Serpis encuentra, tal vez, su correlación deposicional en algunos niveles "colgados", de naturaleza detrítica, restos aluviales antiguos que destacan sobre la topografía actual, a alturas similares.

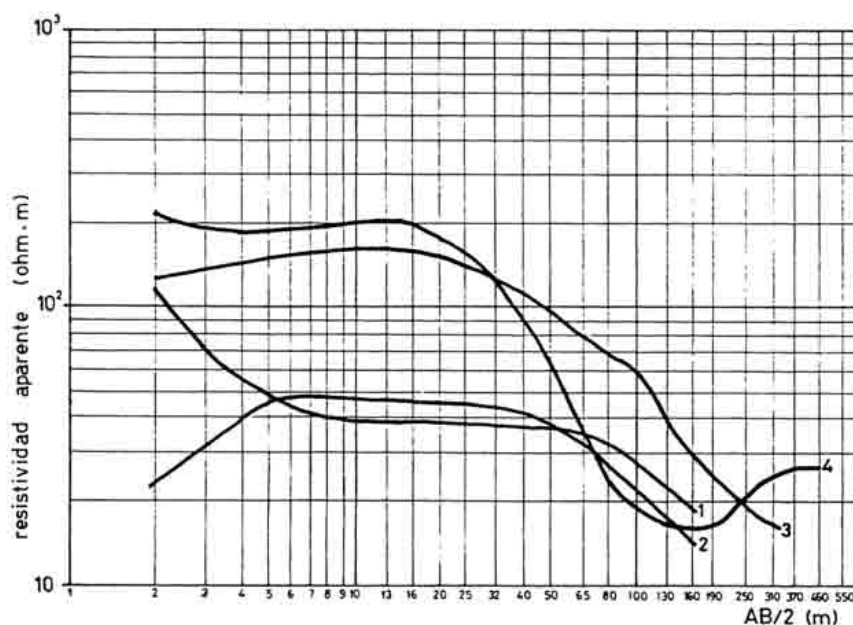


Fig. 3. Curvas de resistividad de los S.E.V.

Perfil D. Se alza en la margen derecha del río Serpis y está formado por dos conjuntos sedimentarios que se adosan lateralmente. El más antiguo (nivel T2) constituye el episodio generalizado de relleno del valle. Se trata de un manto detrítico en el que posteriormente se encaja el Serpis y que conecta suavemente con los relieves circundantes. Posee morfología de terraza y se encuentra a una altura sobre el cauce de 25 m. Sus niveles están formados por cantos calizos, con estratificación paralela o cruzada, en los que aparecen intercalados limos y arcillas orgánicas. Es frecuente la presencia de precipitados de hierro y manganeso, y a techo muestra una clara edafogénesis, coronado a veces por un débil encostramiento laminar.

Un depósito posterior T1, aparece adosado lateralmente a la unidad T2 y está bien representado a lo largo de todo el valle, con una altura a techo de 15-18 m sobre el cauce. Está constituido por un material predominantemente detrítico con estratificación paralela y cruzada, en el que destaca su total ausencia de encostramiento.

Dada la variabilidad que muestra el relleno cuaternario, y con el objeto de aportar alguna luz a esta cuestión, procedimos a realizar un perfil geoelectrico (Fig. 2). El valle del río Serpis resulta interesante

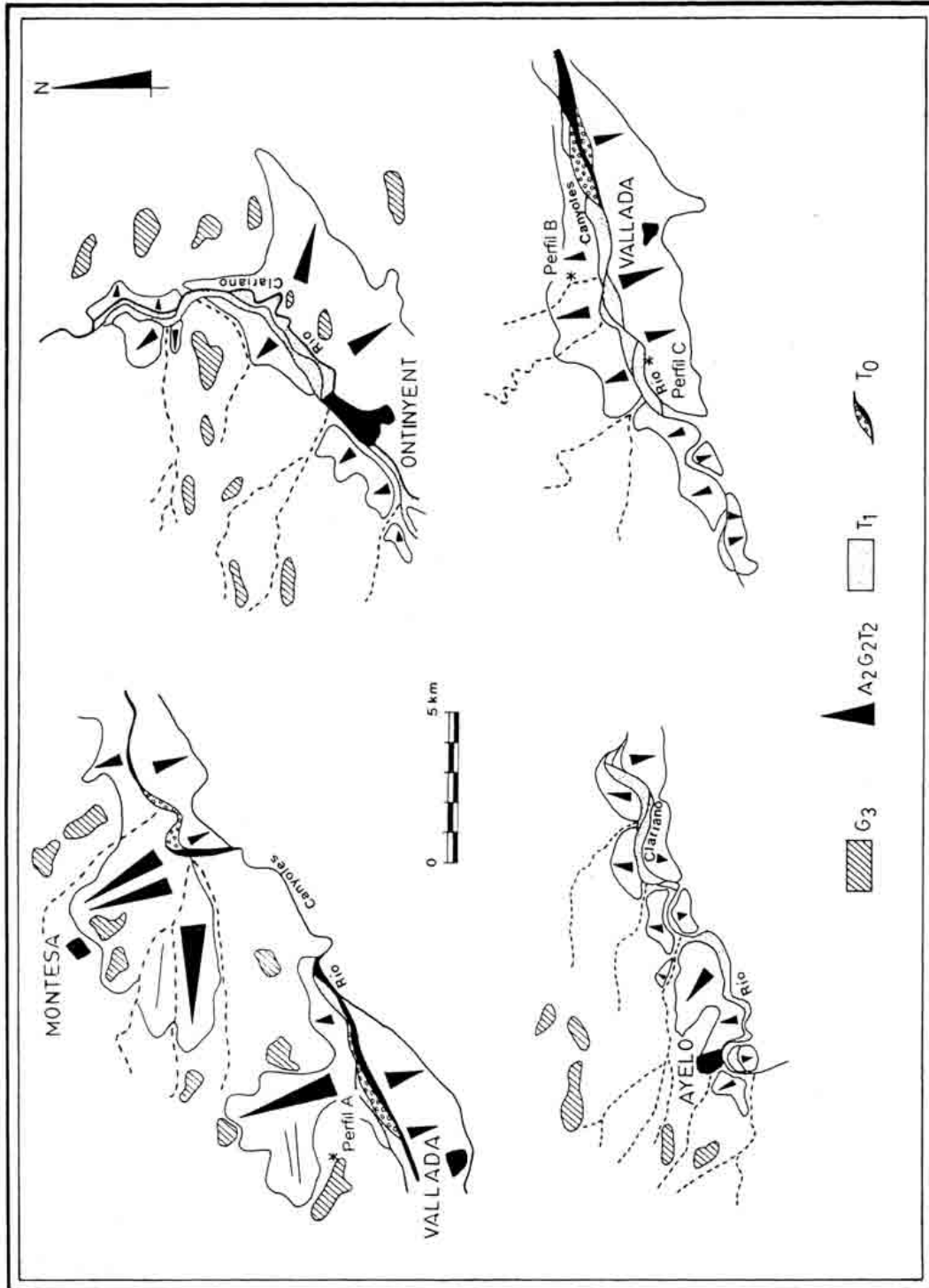


Fig. 4. Esquema morfogenético de los sectores estudiados. 1: Terraza T0 (Holoceno); 2: Terraza T1 (Pleistoceno superior); 3: Glacis-Terraza A2G2T2 (Pleistoceno medio); 4: Superficie G3T3 (Villafranchense).

por la geometría irregular de sus depósitos, en el que los mantos fluviales enlazan lateralmente con los abanicos aluviales que descienden desde la Sierra Mariola.

El perfil se trazó a la altura de la localidad de Muro d'Alcoi, entre el cauce del Serpis y los ápices de los citados abanicos aluviales, realizándose cuatro sondeos eléctricos verticales (S.E.V.) con abertura de electrodos en dirección aproximada N-S, paralelamente al eje fluvial.

Los sondeos números 1 y 2 se situaron entre la población y el cauce, con abertura AB = 320 m. El SEV número 3 se realizó con AB = 620 m a una distancia de 1500 m al Oeste de Muro d'Alcoi, y el número 4 unos 500 m al Oeste del anterior, en el mismo ápice del cono aluvial que se origina al pie del Barranco de la Quebrantá, siendo en este caso la apertura AB = 920 m.

En los SEV 1 a 3, se detecta una capa superficial o suelo de espesor igual o inferior a 1 m. Al margen de este delgado nivel, el tramo geoelectrico superior, atribuible al depósito cuaternario T2, presenta valores de resistividad decrecientes desde 230 m (ápice del abanico) hasta 40 m, aumentando ligeramente junto al cauce del río. En el mismo sentido, el espesor del depósito aumenta desde 16 m (SEV número 4) hasta 49 m (SEV número 1), disminuyendo desde aquí hacia el E, donde presenta 40 m en el SEV número 2 y, tan sólo, una veintena de metros en el escarpe del río Serpis.

Por debajo de este relleno cuaternario se desarrollan ampliamente y con gran potencia las margas del Mioceno, con valores de resistividad comprendidos entre 9 y 14 m. Tan solo el SEV número 3 presenta, entre los dos tramos mencionados, una nueva capa geoelectrica, con resistividad de 55 ó 60 m y espesor próximo a 30 m, la cual atribuimos a depósitos cuaternarios más antiguos que los asignados al T2.

La tabla siguiente resume los datos de resistividades eléctricas y espesores correspondientes a cada una de las capas detectadas en los sondeos referidos (Fig. 3):

S.E.V	Número 4	Número 3	Número 1	Número 2
Suelo	- 0	120Ωm 1m	200Ωm 1m	15 Ωm 0.8 m
T2	230Ωm 16m	170Ωm 20m	40Ωm 49m	46Ωm 40m
T3 (?)	- -	60m 20-25m	- -	- -
Mioceno	14Ωm 100-130m	13Ωm >200m	12Ωm >200m	9Ωm >200m
Sustrato (?)	30-35m			

Con este método se ha podido constatar la existencia de un depósito, que atribuimos a T2, bien desarrollado y continuo y otros depósitos más antiguos y discontinuos bajo él (asignables a niveles T3).

3.2. El Valle del Río Cànyoles o Vall de Montesa

El río Cànyoles drena la Vall de Montesa (Fig. 4), depresión tectónica cuya estructura queda confinada por la Serra Grossa al Sur y los Montes de Enguera al Norte, configurando en su tramo final el amplio llano aluvial de Xàtiva, al unirse con el río Albaida.

La evolución sedimentaria de este valle fué en parte estudiada con anterioridad (Fumanal y Garay, 1984). La secuencia estratigráfica está bien representada en diversos perfiles localizados a lo largo del curso del río, que revelan la existencia de tres series deposicionales:

Serie G3-T3. Perfil Cànyoles A (Fig. 4). Son escasos los vestigios que se conservan de este nivel y se localizan, preferentemente, junto a los relieves calcáreos con morfología de antiguos glaciares, cuyos restos aparecen totalmente desconectados del conjunto de depósitos que hoy conforman el relleno general del valle. Se presentan con carácter frecuentemente erosivo, sobre calizas-margosas del Cretácico. Como depósito está formado principalmente por lenticulares detríticos finos, entre los que se intercalan cuerpos de gravas, muy alteradas.

Serie G2-T2. Es el nivel más generalizado de los que han configurado la topografía de la cuenca. Con facies de abanico aluvial se sucede en todo el sector comprendido entre las poblaciones de Mogente y Montesa. Uno de los cortes más representativos (Perfil Canyoles B, Fig. 4) aparece junto a la estación de ferrocarril de Vallada. Sobre margas "tap" terciarias, muestra facies detríticas (mudflow), con pequeños cantos y gravas sellados por una potente costra masiva de 30 cm. Cubre todo el perfil un suelo pardo de unos 20 cm, con fragmentos dispersos de costra. La potencia total del corte es de aproximadamente 4 m. Aguas arriba del río Canyoles, en dirección a Mogente, se pueden apreciar diversos depósitos correspondientes a este nivel con morfología de terraza fluvial y una potencia de 12 m. Predominan en este caso las facies de fondo de canal, que alternan con capas de detríticos finos. Un conglomerado fuertemente cementado aparece a techo, que frecuentemente alterna con restos de paleosuelos rojos con grietas de retracción y nódulos de carbonato.

Serie T1. Perfil Canyoles C (Fig. 4). En ciertos sectores, especialmente entre Vallada y Mogente, se reconoce la existencia de un depósito con morfología de terraza. Contiene principalmente detríticos finos en los que se intercalan algunos niveles de cantos y gravas calcáreas, heterométricos en estratificación gradada. Es destacable, a diferencia del nivel anterior, la ausencia de encostramiento de carácter continuo, aunque los cantos presentan recubrimientos de carbonato en la base (cemento pendant).

3.3. El Valle del Río Clariano

Este curso es un pequeño colector tributario del Río Albaida, que drena el área occidental de esta cuenca. Se trata, una vez más, de una depresión rellena por materiales del Mioceno marino, enmarcada por los relieves cretácicos calcáreos de la Serra Grossa al Norte y la Sierra de la Filosa al Sur.

Los episodios morfosedimentarios principales de este valle, se reflejan en numerosos testigos que corresponden a tres niveles de glacis-terrazza. De todos ellos es el G2-T2, que presenta mayor desarrollo a lo largo de todo el curso, el que se ha podido observar con mayores evidencias estratigráficas (Fig. 4) en las cercanías de la población de Ontinyent. En la cuenca baja del río, este nivel medio pierde importancia a favor de otros más recientes (T1 y T0).

Por encima de esta superficie se ha reconocido un nivel superior, colgado y desconectado de la actual red de drenaje y al que denominamos T3 ó G3T3.

Las facies de los diferentes niveles definidos, en los perfiles seleccionados, da como resultado:

- Terraza T0: se sitúa en torno a 2 m. sobre el cauce; presenta facies de barras de canal de escasa potencia, formada por niveles de cantos y gravas y depósitos de materiales limo-arenosos. Está totalmente libre de encostramiento.

- Terraza T1, a 8-10 m sobre el canal. De materiales sueltos se caracteriza por presentar gravas y cantos heterométricos, de tamaños variados. Los cantos aparecen recubiertos de concreciones calcáreas, principalmente en la base de los mismos. Cuando le afecta encostramiento este siempre se presenta en finas láminas, sin continuidad.

- Glacis-terrazza G2-T2 culmina hacia +23 m sobre el canal (fotografía 2). Se dispone sobre roca madre (margas), alcanzando potencias variables entre 10 y 20 m. El grado de encostramiento de este nivel es superior al del señalado para el T1. Las capas de detríticos gruesos se han observado principalmente recubiertas de un encostramiento de carácter pulverulento que adquiere consistencia hacia el techo. Dos de los sectores donde mayor desarrollo presenta este nivel es en los alrededores de las poblaciones de Ontinyent y Ayelo. Por lo general se presenta bastante degradado por el profundo encajamiento de la red fluvial y los cultivos.

En los conos que descienden de las estribaciones más orientales de la Serra Grossa las facies predominantes se componen de una masa arcillosa que engloba pequeñas gravas, generalmente subangulosas. Aunque suelto por la base hacia el techo se va compactando como resultado del encostramiento que lo sella.

Por último, el nivel superior G3-T3, si bien se presenta a modo de relieves residuales desconectados de la red actual, son diversos los puntos donde se han podido observar algunos perfiles característicos del mismo. Está constituido por materiales margo-limosos que incluyen cantos y gravas, y sellado por una potente costra calcárea (de 40 cm) con facies pulverulenta en la base y laminar en el techo. A diferencia de la costra laminar reconocida en otros sectores de la provincia de Valencia, la que sella este nivel es



Fotografía 1. Area d'Alcoi-Muro. Perfil C, junto a la población de Muro



Fotografía 2. Glacis-terrazza, G2-T2, en el valle del río Clariano, culminante a >23 m

deleznable y muy porosa. Algunos restos de este nivel se pueden observar en la misma carretera de Ontinyent a Canals.

4. Episodios morfogenéticos: correlación y evolución geomorfológica

Las sucesivas fases de erosión y acumulación de depósitos de la red fluvial y otros depósitos sedimentarios relacionados con los rellenos de valle, dan lugar a niveles morfogenéticos, modelados bajo unas determinadas condiciones climáticas que quedan relictas tras un cambio del nivel de base.

Para las cuencas estudiadas se ha obtenido un esquema de evolución semejante. Son cuatro los niveles que se reconocen tanto para el río d'Alcoi, río Canyoles como para el Clariano. La seriación se inicia con el depósito de la unidad T3 que por sus características morfológicas y de localización (desconectado de la actual red de drenaje), consideramos corresponde al inicio del Cuaternario. Se presenta a una altura sobre el cauce de 70-100 m. En todos los sectores se resuelve este nivel con un depósito con morfología de glaciares o abanico aluvial, cubierto por una costra calcárea, de aspecto laminar u hojoso y muy deleznable. No obstante, en el área del río d'Alcoi este nivel está constituido tanto por un potente cuerpo travertínico (alrededores de la población de Muro), como por los materiales detríticos y costra antes descritos (sector de Alquería de Aznar). La existencia de depósitos de travertino viene a sustentar la idea de un ambiente con abundante agua (semiendorreico o lagunar), que puede caracterizar momentos iniciales de la formación de la red de drenaje.

El nivel G2-T2, como ya se ha mencionado en trabajos anteriores, aparece en todas las cuencas bien desarrollado, con facies semejantes, razón por la que se ha considerado como un nivel guía de correlación entre las diversas cuencas. La altura a la que aparece sobre el cauce es variable estando en Vallada alrededor de los 12 m, en Ontinyent de 40 m y en el río Barxell y Serpis de 23 a 28 m. Se muestra con morfología de glaciares, cono y terraza siendo esta última la predominante. En cuanto a facies lo más destacable es la presencia de un potente encostramiento que afecta al techo de este nivel. La terraza suele estar coronada por un cuerpo de detríticos gruesos fuertemente cementados. En los conos y glaciares este conglomerado de la terraza pasa a una potente costra de facies masiva. Por su topografía y facies semejantes a las definidas en otros sectores de la provincia de Valencia y Castellón (Estrela, 1986), este nivel lo consideramos del Pleistoceno medio.

Encajada o adosada a los depósitos anteriores se desarrolla un nivel de terraza en los tres valles, hoy fuertemente erosionada por la incisión reciente de la red fluvial. Se presenta a una altura de 13-17 m. Lo más destacable de este nivel es la total ausencia de encostramiento de carácter continuo, tipo costra calcárea, a lo largo del perfil. Esto permite su diferenciación del nivel anterior. Suele mostrar en los detríticos gruesos recubrimientos de carbonato, principalmente en la base. Donde mejor se han podido reconocer cortes pertenecientes a este nivel es en el valle del río Clariano y en el de Alcoi. Es más fácil de determinar la cronología del Pleistoceno superior para este nivel porque junto a los datos puramente morfoestratigráficos se unen los obtenidos a partir del análisis de diversos paleosuelos insertados en su secuencia. La datación por termoluminiscencia del localizado en uno de los cortes del Barranco de Fontanelles en el río d'Alcoi (Carmona, Fumanal, La Roca, 1986; Proszynska-Bordas, 1986) permite obtener una fecha de 73000 \pm 11000.

La evolución morfogenética para las diversas áreas se cierra con el nivel de terraza holoceno, a escasos metros sobre el cauce (en torno a los 2 m).

	Río d'Alcoi	Río Canyoles	Río Clariano
HOLOCENO	T0 SUP. T1	T0 T1	T0 T1
PLEISTOCENO	MED. G2-T2 INF.	A2-G2-T2	A2-G2-T2
	G3-T3	G3-T3	G3-T3
VILLAFRANQ.			

4.1. Evolución Geomorfológica

Hemos visto en los apartados precedentes la sucesión de tres episodios deposicionales, además del Holoceno (T0), cuyas posiciones topográficas decrecen en general con su cronología. Todos ellos se encuentran representados en los tres valles considerados, resultando fácilmente correlacionables entre sí y atribuibles a otras tantas fases de agradación características dentro del marco evolutivo regional.

Los más antiguos de estos depósitos (T3) culminan hacia los +70 a +100 m. respecto a los lechos actuales de los ríos. Las condiciones particulares de estos afloramientos no nos ha permitido conocer la potencia de los episodios (excepto en el río d'Alcoi); sin embargo, la presencia de afloramientos del substrato margoso a cotas inferiores a ellos pero próximas a la colmatación de los niveles G2, permite estimar para aquellos potencias del orden de la veintena o treintena de metros como máximo.

La base de los depósitos mejor representados en la región (G2-T2), se localiza, como hemos mencionado, algunos metros por encima del lecho actual de los ríos. Con ello, podemos estimar que el encajamiento o descenso del perfil de fondo del valle, antes de originarse este segundo depósito, supuso una excavación de varias decenas de metros respecto a la colmatación de T3.

La excavación fluvial subsiguiente a la formación de los depósitos G2-T2 incide todavía por debajo del nivel alcanzado anteriormente, aunque con una diferencia de pocos metros, que volverá a ser superada ligeramente antes de la sedimentación holocénica.

Con estas consideraciones ha sido esbozado un esquema evolutivo (Fig. 5) en el que se sintetizan las fluctuaciones del perfil longitudinal del valle a lo largo del Cuaternario, diferenciando episodios de excavación y de agradación-colmatación del mismo.

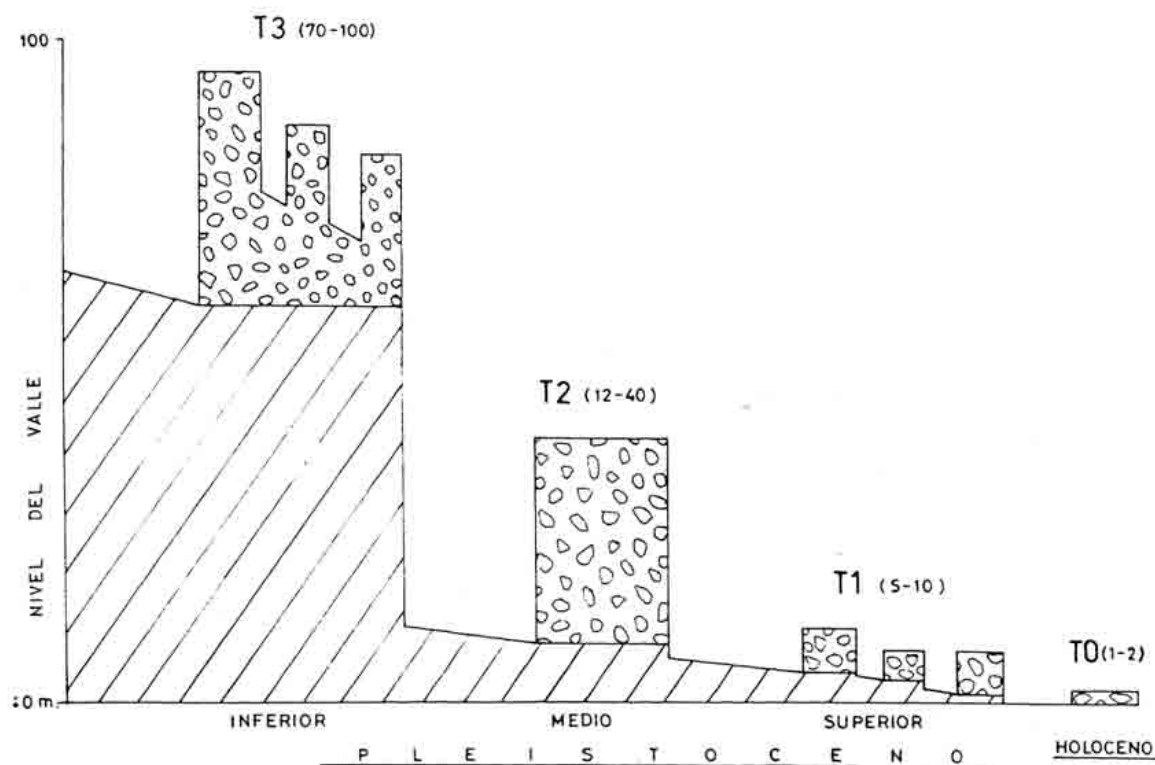


Fig. 5. Aproximación sintética de la variación del nivel de base de los valles prebéticos nororientales durante el Cuaternario

Otra de las cuestiones que nos hemos planteado era en qué medida la formación de los distintos depósitos responde únicamente a causas climáticas o si se encuentra además condicionada por los cambios del nivel de base de los ríos (por causas isostáticas, eustáticas, etc).

En este sentido, un aparente elemento distorsionador se planteaba por la presencia de El Salt, abrupto salto topográfico que tiene lugar en el tramo final del río Barxell, antes de su confluencia con el río Polop. El desnivel alcanzado en este sector es de un centenar de metros, de los cuales, unos 50 tienen lugar bruscamente por medio de cascada.

La parte superior del Salt constituye un edificio travertínico que se prolonga en cascada verticalmente y que hace de frente de contención o dique de los depósitos aluviales pertenecientes al T2, los cuales se prolongan ampliamente hasta cerca de su cabecera. No parecen existir dudas sobre el carácter más o menos sincrónico del travertino original y el depósito T2.

Entre los materiales tobáceos de la propia cascada, y en su margen izquierda, se localiza la llamada Cova del Salt, en cuya entrada, un relleno sedimentario de carácter fluvial, ha librado restos arqueológicos pertenecientes al Musteriense. Las dataciones por Torio-Uranio de diversas muestras pertenecientes a la base del travertino donde se asienta el yacimiento arqueológico también corrobora esta edad (80.157 B.P., 81.583 B.P.).

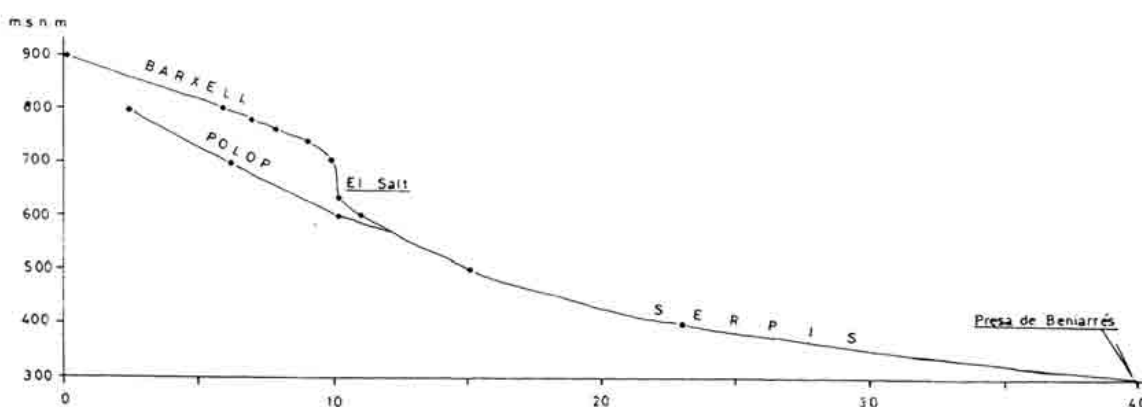


Fig. 6. Perfil longitudinal del río Serpis hasta la presa del Embalse de Beniarrés

Algunas débiles acumulaciones coluviales en esta zona de la cueva (por aportes laterales o desplomes), permiten correlacionar, por composición y textura, estos aportes a los depósitos del nivel G1-T1. En la figura 6 se observa el perfil actual del río Serpis-Barxell. A la vista del mismo se puede imaginar fácilmente que la ruptura de pendiente debida al Salt no ha sufrido apenas retroceso significativo desde la colmatación del episodio T2.

Todo ello nos lleva a concluir que las variaciones climáticas del Cuaternario han tenido un acusado control geomorfológico sobre los sucesivos niveles de excavación-relleno que, como se ha señalado, caracterizan a estos valles prebéticos.

Referencias bibliográficas

- Carmona, P., Fumanal, P., & La Roca, N., (1986): Paleosuelos pleistocenos en el País Valenciano. En: López & Thornes (editores): *Estudios sobre geomorfología del Sur de España*. Murcia, Universidad de Murcia, p. 43-47.
- Estrela, M.J., (1986): Terrazas y glaciares del Palancia Medio, *Cuadernos de Geografía*, 38, pp. 93-108.
- Estrela, M.J., & Fumanal, P., (1989): El Cuaternario aluvial de Les Valls d'Alcoi. *Jornadas de Campo Pleistoceno Superior y Holoceno en el Área Valenciana*. Agencia del Medio Ambiente, pp. 79-89.

- Fumanal, P., (1986): *Sedimentología y clima en el País Valenciano. Las cuevas habitadas en el Cuaternario reciente*. Servicio de Investigación Prehistórica, Diputación Provincial de Valencia, 207 p.
- Fumanal, P. & Garay, P., (1984): Génesis y evolución de las formas parakársticas de Vallada a partir del estudio sedimentológico de sus rellenos. *Cuadernos de Geografía*. Valencia.
- I.G.M.E., (1975a): *Mapa geológico de España*, 1: 50.000, ALCOY (Hoja núm. 821). Madrid, 31 p.
- I.G.M.E., (1975b): *Mapa geológico de España*, 1: 50.000, ONTENIENTE (Hoja núm. 820). Madrid, 49p.
- I.G.M.E., (1976): *Mapa geológico de España*, 1: 50.000, CANALS (Hoja núm. 794). Madrid, 37 p.
- Proszynska-Bordas, H., (1986): Thermoluminescence dating of sediments from fossil red soil in the region of Valencia (Spain). En: López & Thornes (editores): *Estudios sobre geomorfología del Sur de España*. Murcia, Universidad de Murcia, p. 113-114.
- Pulido Bosch, A., (1979): Contribución al conocimiento de la hidrogeología del Prebético Nororiental. *Memorias del IGME* 95. Madrid 409 p.