

El Cuaternario al E. de Huesca

por Joaquín RODRÍGUEZ VIDAL

Departamento de Geomorfología y Geotectónica. Universidad de Zaragoza.

RESUMEN

Se describen los depósitos cuaternarios existentes al Este de Huesca, su distribución espacial y los procesos que los han afectado a lo largo de su historia geológica reciente. También se analiza el fenómeno de captura por derrame del río Guatzalema en favor del río Flumen.

SUMMARY

This is a description of the quaternary deposits which lie at the East of Huesca, their spatial layout and the processes that have affected them throughout their recent geological history. The phenomena of capture of the Guatzalema river in favour of the Flumen river by overflowing is also analyzed.

INTRODUCCIÓN

El área estudiada (fig. 1) se sitúa en la Hoya de Huesca, al pie de la sierra de Sta. Eulalia, y está disectada por los ríos Flumen y Botella, este último afluente del Guatzalema. Estos ríos nacen en las sierras Exteriores Aragonesas, total o parcialmente, en sentido N-S y excavan profundas gargantas, tanto en los materiales triásicoeocenos de las Sierras como en los detriticos oligo-miocenos del Somontano, donde los desniveles se atenúan. Es aquí, en el piedemonte, donde las formaciones cuaternarias alcanzan un mayor desarrollo. Los ríos procedentes de las Sierras, al atravesar un sustrato más fácilmente erosionable, excavan lateralmente sus cauces, lo que permite la ocupación posterior por aluviones, hecho éste que apenas se produce en las foces. Los glaciares, de igual manera, necesitan modelarse sobre una litología bastante blanda, alcanzando una mayor extensión y un mejor desarrollo. Es por tanto evidente, que la composición litológica de las Sierras Exteriores formadas, sobre todo, por calizas eocenas de elevada potencia, y el fortísimo encajamiento de la red fluvial sobre su superficie, impedirá una adecuada representatividad de las formaciones superficiales que, por el contrario, se desarrollarán más fácilmente sobre las areniscas y margas aquitanienses de su piedemonte.

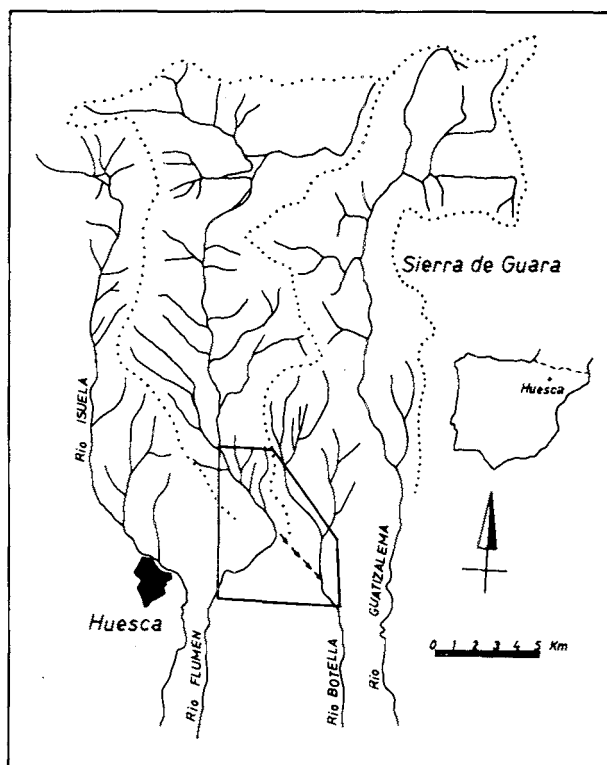


Fig. 1. Situación geográfica.

DESCRIPCIÓN GEOLÓGICA

El conocimiento de la estratigrafía regional, a una escala no excesivamente detallada, lleva consigo una doble finalidad; por un lado, descubrir la procedencia de los materiales que forman los depósitos cuaternarios, cuyo origen puede ser autóctono o alóctono y, por otro lado, el reconocimiento litológico del sustrato sobre el que se asientan dichos depósitos. La mayor o menor competencia de los materiales y su disposición estructural condicionan, igualmente, el modelado de la región.

Las Sierras Exteriores Aragonesas forman un abrupto relieve de dirección aproximada E-W, y están compuestas litológicamente (Puigdefabregas, 1975) por arcillas abigarradas, yesos, sales y barras dolomíticas del Keuper, calizas arenosas y areniscas del Cretácico superior, lutitas rojas, areniscas y calizas lacustres de facies Garumnense, calizas de alveolinas y nummulites del Eoceno medio y margas azules, conglomerados, areniscas y lutitas del Eoceno superior, adosadas éstas últimas al flanco norte de las Sierras. Todos estos materiales se encuentran afectados tectónicamente por pliegues de dirección E-W y N-S y englobados en la unidad alóctona de Gavarnie, cuyo emplazamiento, en esta zona, parece ser que se produjo durante el Oligoceno superior (Puigdefabregas y Soler, 1973). Durante el Mioceno, el frente de esta unidad alóctona se fosiliza con materiales conglomeráticos que cambian lateralmente a facies de paleocanales. Definidos como formación de Uncastillo por Soler y Puigdefabregas (1970) y como formación de Sariñena por Quirantes (1978), la edad de estos materiales es Aquitaniense, por yacimientos de vertebrados en Santa Cilia (Crusafont, 1966; Crusafont y Golpe, 1974) y Ayerbe (Crusafont y Pons, 1969).

LOS DEPÓSITOS CUATERNARIOS

El Cuaternario ocupa, en esta zona, la mayor parte de su superficie (fig. 2), tapizando las areniscas y margas aquitanienses con depósitos que oscilan entre 0,5 m y 5 m de potencia. El encajamiento de la red fluvial disecta estos niveles, dejando en el relieve unas superficies planas denominadas «Sasos», cuya extensión es variable y que pueden estar aisladas o adosadas a un relieve de mayor altura. Estos depósitos cuaternarios han sufrido, en su mayor parte, un transporte acuoso y su geometría es función, principalmente, del origen del aporte, del medio deposicional y de la topografía preexistente. Así pues, se encuentran en el área de estudio depósitos de canal, depósitos de abanicos aluviales y depósitos de vertiente.

1. Las terrazas fluviales del Flumen

El río Flumen nace en las Sierras Exteriores Aragonesas, cerca del Pantano de Sta. M.^a de Belsué, y atraviesa sus materiales originando un valle encajado, en forma de garganta, de dirección aproximada N-S. Al llegar al piedemonte, el encajamiento persiste pero más atenuado, cambiando el curso a una dirección de NNW-SSE a NW-SE hasta llegar al Estrecho de Quinto, al SW de Loporzano, donde la dirección cambia a NE-SW, formando un brusco *codo* perteneciente a una captura fluvial, de la que se hablará más adelante.

La terraza más alta (T₃), sobre el cauce actual del río Flumen, se encuentra a + 98 m y está bastante bien representada, con una potencia de 3 a 4 m. Sus aluviones están formados por gravas poligénicas, con un gran porcentaje de cantos calizos eocenos y cretácicos, subredondeados, y de tamaños considerables; sobre todo sus centiles que oscilan entre 56 cm, al N de la zona, y 37 cm, al S. La matriz es arenosa apreciándose, entre las graves, algunos niveles de arenas sueltas. La dinámica del medio fue por tanto energética, presentando abundantes estructuras de imbricaciones, cuyo análisis estadístico indica el sentido de circulación del flujo (de 110° a 190° y una moda principal a 170°). El

contacto entre los cantos es por disolución, observándose en sus superficies huellas evidentes de este proceso y una ligera pátina de óxidos férricos. Todo el conjunto se encuentra fuertemente cementado por sucesivos encostramientos de carbonato cálcico que le proporcionan una elevada consistencia. Igualmente, es muy generalizada la presencia de un nivel edáfico, mejor conservado en unos puntos que en otros, de color pardo rojizo, con abundante arcilla rellenando las fisuras y un horizonte de acumulación carbonatado. Este proceso rubificante podría definirse como un *paleosuelo rojo fersialítico* (Duchaufour, 1975), propio de regiones mediterráneas húmedas, generado bajo un clima bastante húmedo, pero con estaciones bien definidas.

La mayoría de los autores coinciden en asignar un origen interglaciar a la formación de suelos rojos sobre los depósitos cuaternarios. Lo que ya no es tan generalizada, es la datación del fenómeno en los Pirineos y noreste de España. Mientras Panzer (1948) y Butzer y Franzle (1959) relacionan la rubificación del Pirineo con el interglaciar Riss-Würm, otros autores como Alimen (1964), Icole (1974), Duchaufour (1975) y Marti Bono (1977) prefieren datarla como Mindel-Riss. Por lo que, de ser así, habría que pensar en una edad *Mindel* para este nivel de terraza.

La terraza media (T₂) se encuentra a +78 m sobre el cauce actual del Flumen y sus depósitos poseen espesores comprendidos entre 2 m, en el antiguo valle abandonado al SE del mapa, y 4 m, al N de la zona. Los aluviones de esta terraza son gravas poligénicas, con características sedimentológicas semejantes al nivel superior T₃; aunque la energía del medio es probable que fuese algo menor. Los procesos de encostramiento son de menor importancia, no llegando a cementar cantos, aunque su mejor desarrollo se observa a favor de las grietas subverticales existentes en el paquete de gravas, que originan películas de carbonato cálcico de 1 cm a 2 cm de espesor. En algunos puntos, se observa el desarrollo de un *suelo pardo* sobre este nivel de terraza que, a su vez, está recubierto por 50 cm de limos pardo-amarillentos, correspondientes a material de glacis medio (G₂) o de vertiente regularizada (V₂).

La terraza inferior (T₁) está compuesta por dos niveles escalonados de terraza a +9-10 m y a +4-6 m. Su desarrollo es relativamente escaso, debido al fuerte encajamiento de la red fluvial, aunque al SW de la zona, en los alrededores de Huesca, alcanza amplias extensiones. Los materiales de esta terraza son gravas poligénicas (calizas y areniscas, sobre todo) con características semejantes a los anteriores niveles T₃ y T₂, aunque se observa un aumento de la matriz arenosa y una predominancia, hacia el techo, de niveles arenosos muy finos. Los procesos de encostramiento son inexistentes. Al S del pueblo de Quicena se puede observar como este depósito está afectado por niveles de oxidación, de unos pocos centímetros de espesor, que forman costras ferruginosas onduladas o que impregnan superficialmente las gravas, logrando penetrar algunos milímetros en su interior. Estos «niveles herrumbrosos» (Duchaufour, 1975) se asignan a suelos hidromorfos de tipo *seudogley* cuyo origen se debe a la existencia, durante un periodo más o menos largo, de una capa de agua estancada temporal y a una degradación de los suelos forestales por causas antrópicas. Con posterioridad a este proceso edáfico azonal se depositan limos pardoamarillentos (de 2 a 3 m) de glacis inferior, que recubren los materiales de la terraza.

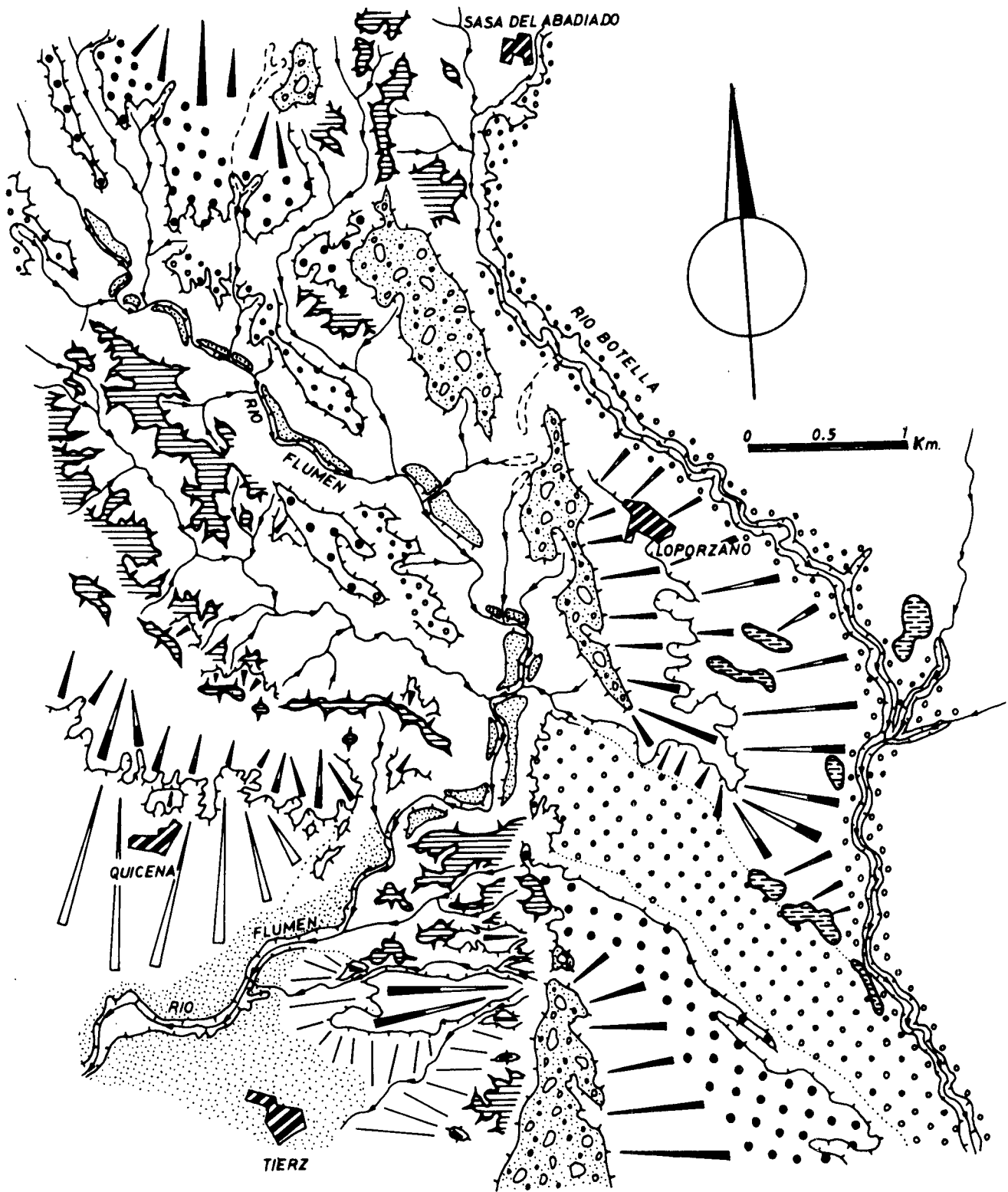

















Fig. 2. Mapa geomorfológico del E. de Huesca.

LEYENDA

	Valle con incisión lineal		Glacis "Corona"
	Valle con fondo plano		Glacis superior (G_3)
	Núcleo de población		Glacis medio (G_2)
	Escarpe de glacis y terraza		Glacis inferior (G_1)
	Escarpe estructural		Vertiente regularizada
	Nivel estructural		Terraza superior (T_3)
	Relieve residual		Terraza media (T_2)
			Terraza inferior (T_1)

2. Los glacis y depósitos de vertiente

En toda la zona estudiada se observa una característica común, excepto en el glacis *Corona*, para todos los depósitos de glacis y de vertiente, y es su uniformidad litológica. Están compuestos por limos pardo-amarillentos, masivos, con algún canto disperso en su interior, de naturaleza areniscosa o, a veces, calcárea.

El nivel más superior de glacis es el denominado por Barrere (1951) como *Corona*, palabra muy utilizada en la toponimia local para designar los cerros de superficie plana, aislados y con las mayores alturas dentro del Somontano. Estos depósitos de glacis están formados por gravas poligénicas, heterométricas, de escasa redondez y con matriz arenosa. El tamaño de los cantos es función de la proximidad o lejanía del área fuente (Sierras Exteriores) al igual que la mayor o menor abundancia de niveles arenosos. Las estructuras de flujo más significativas son imbricaciones de cantos y estratificaciones cruzadas junto con algunos paleocanales bien conservados. El sentido de flujo, en esta zona, abarca desde 150° a 270° con máximos en 170° y 240° , lo cual nos habla de una predominancia de los sentidos N a S y NE a SW. Estos depósitos se encuentran fuertemente cementados, ya que han sufrido varias etapas de encostramiento, dando lugar a una cobertera de elevada resistencia a la erosión. En esta zona no se observa que estén afectados

por rubificaciones, debido al acelerado adelgazamiento del depósito por la erosión que lo ha dejado reducido a unos 3 m de espesor. En cambio, al NW de Huesca, se aprecian potencias de hasta 10 m con intensas rubificaciones en el techo. La pendiente media en este sector es del 1 por ciento.

La serie de cortes realizados en estos depósitos, sus características sedimentológicas (Reading, 1978) y un análisis morfológico más regionalizado, inducen a pensar que estos materiales fueron depositados por un medio aluvial de tipo «abanico» de clima húmedo, con abundantes lluvias estacionales capaces de transportar una carga elevada. Estos aluviones, arrancados en las Sierras, fueron transportados por antiguos ríos que seguían las mismas directrices actuales y que, al llegar al piedemonte, depositaban su carga por inexistencia de un canal colector y por la menor pendiente de esta zona. De esta manera, se formaron al pie de las Sierras amplios *abanicos aluviales anastomosados*, con una potencia del orden de 10 m en la facies proximal y unos 5 m en la facies media. La facies distal, con detriticos finos, ha desaparecido por la erosión. Actualmente, estas formaciones ocupan en la topografía lugares predominantes, que dan lugar a *Coronas* aisladas en la llanura o, debido a su continuidad espacial N-S, a divisorias de aguas de los principales ríos que nacen en las Sierras.

Aunque no existen dataciones paleontológicas o radiométricas en la región, los autores que han trabajado estos depósitos (Barrere, 1951; Panzer, 1948; Solé, 1964; Mensua, 1964 y Mensua e Ibáñez, 1977) opinan en asignarle una edad pliocuaternaria, que se corrobora en unos depósitos semejantes, cerca de Villarroja (Logroño), datados por Crusafont y Villalta (1957) como *Villafranquiense*.

Como se explicó anteriormente, el resto de los glacis que se desarrollan en la región son de carácter limoso, con una mayor extensión al SW y W de la zona, articulándose su raíz con depósitos de vertiente regularizada, compuestos por limos y grandes cantos gravitacionales de arenisca que tapizan la superficie del escarpe, y solapándose en los bordes con sus correspondientes niveles de terraza. Esta correlación glacis-terracea, analizada por Mensua e Ibáñez (1977-78) en los ríos Gállego y Cinca, parece ocurrir aquí con características semejantes a las descritas por estos autores, y soy de la misma opinión al pensar que su génesis ha sido

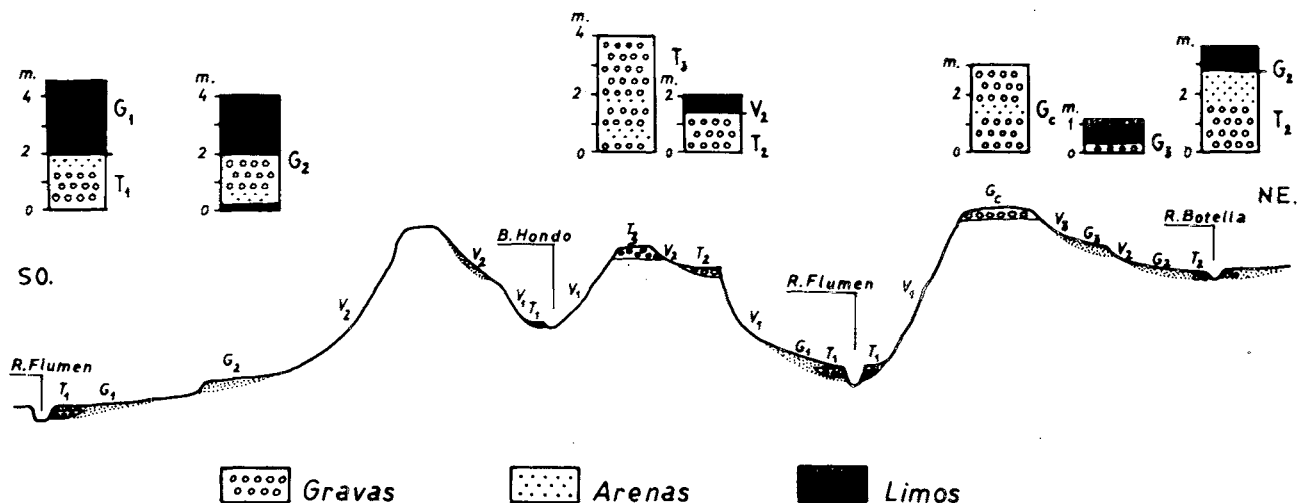


Fig. 3. Corte interpretativo de las formaciones cuaternarias.

debida a un solo ciclo de sedimentación. Los depósitos de terraza predominan en la base, cambiando lateralmente de facies hacia materiales de glacis que, a su vez, predominan en el techo. La longitud de estos glacis es menor o alrededor del kilómetro, con una pendiente elevada en su raíz que se atenúa progresivamente (5 a 6 por ciento). Su acumulación limosa no es continua, observándose zonas donde aparece el sustrato de areniscas aquitanienses.

A la vista de estos caracteres, podemos definir los glacis como de tipo *subárido o de terraza* según la clasificación de Solé (1964) y glacis de *erosión o de ablación* según Birot y Dresch (1966).

Cada nivel de glacis tiene su arranque y se modela a partir de otras formaciones cuaternarias preexistentes (glacis o terraza) o bien sobre el sustrato aquitaniense. Su mayor o menor desarrollo es función de la distancia existente entre la zona de origen y el cauce actual del río pero, en ambos casos, su valor morfogenético es de escasa importancia; ya que su única función es tapizar suavemente un paisaje que había sido previamente modelado. Esta idea concuerda con la expresada por Mensua (1964) para los glacis del valle del Ebro.

RELIEVE ESTRUCTURAL

La mayor parte de la superficie de la zona estudiada se encuentra cubierta por formaciones cuaternarias, que sólo dejan ver el sustrato en aquellos puntos donde los procesos de incisión lineal son lo suficientemente fuertes como para permitir observar la serie estratigráfica miocena. Es en estos puntos donde se comprueba su litología, formada por lutitas y limolitas alternando con areniscas de grano medio a grueso (Puigdefabregas, 1975). Esta brusca incisión lineal se encuentra muy generalizada en la mayor parte de la red fluvial y afecta también a los materiales aquitanienses del sustrato, dando origen a relieves diferenciales por una mayor o menor competencia litológica. Los paquetes de areniscas forman, en el paisaje, relieves estructurales aislados o en peldaños superpuestos en la vertiente, con escarpes netos, pero siempre de escaso desarrollo. Otras veces, el afloramiento de estos paquetes duros se debe a la eliminación de una cobertera cuaternaria que los preservaba de la erosión; o bien, a que, sin haber sido cubiertos, fueron respetados por los agentes erosivos. Su forma es entonces subestructural, con cerros redondeados que apenas sobresalen en el paisaje. Son: por tanto relieves residuales.

EL PROCESO DE CAPTURA FLUVIAL

Al analizar el curso fluvial del Flumen (fig. 1) se puede observar el brusco *codo* que describe al E de Huesca, al igual que el fuerte encajamiento de la red, aguas arriba de dicho *codo*, con un valor aproximado de 70 m que, en cambio, no se aprecia aguas abajo (entre Quicena y Tierz) o a lo largo del valle del río Botella. Todos estos datos, junto con el valle abandonado y relleno de aluviones de la terraza media, al S de Loporzano, permiten aseverar la existencia de una captura fluvial, cuya edad sería la misma que la de dicha terraza.

El río Botella nace al pie de las Sierras Exteriores y su recorrido es escaso (fig. 1) antes de afluir al río Guatzalema, por su margen derecha. Si se une la cuenca alta del Flumen, por el canal abandonado, con el río Botella resulta que, a principios del Cuaternario, el río Guatzalema tenía una cuenca de drenaje mucho mayor que la que actualmente posee y, por tanto, aquel habría sido su antiguo talveg. De esta manera, el río Botella no existiría como tal, antes de la captura, y por la Hoya de Huesca sólo circularía el río Isuela.

Pero, ¿de qué manera se produjo esta captura? El estudio estadístico de las imbricaciones de los cantos en la terraza media, a ambos lados del *codo*, nos ofrece un sentido de flujo que variaba entre 110° y 230° con una moda principal a 170° y otra secundaria a 130°. Por otro lado, la zona entre Quicena y Tierz poseía, en el momento de la captura, un predominio de modelado en glacis que impedía un fuerte retroceso de sus cabeceras. Es lógico pensar que, en este punto, el antiguo Guatzalema describía un suave meandro que erosionaba lateralmente las margas y areniscas aquitanienses, llegando un momento en el que derramó lateralmente su flujo y se dirigió hacia una zona con un nivel de base más bajo (río Isuela). Este proceso de captura sería por tanto la consecución de dos hechos enlazados: *erosión lateral y derrame*.

La datación de este fenómeno es intra-T₂; es decir, que el período de aluvionamiento, correspondiente a esta terraza, continuó después de la captura. Este hecho es constatable en la terraza media del río Botella (fig. 3) donde se aprecia un cambio brusco en la energía del transporte, al pasar de unas gravas poligénicas, sub-angulosas, a unas arenas fluviales muy finas.

Esta captura fluvial es la responsable de la profunda incisión lineal existente en la red de drenaje, de la *fossiliza-*

Depósitos de Terraza	Depósitos de Glacis y Vertiente	Procesos	Clima	Datación
—	Glacis «Corona»	Abanicos aluviales Encostramiento Rubificación	Subtropical Mediterráneo húmedo	Villafranchense Pre-Mindel
—	—	Encaj. fluvial (36 m)		
T ₃ (+98 m)	G ₃ y V ₃	Valles fondo plano	Periglaciar	Mindel
—	—	Suelo fersialítico Encostramiento Encaj. fluvial (20 m)	Mediterráneo húmedo	Mindel-Riss
T ₂ (+78 m)	G ₂ y V ₂	Captura fluvial	Periglaciar	Riss
—	—	Encostramiento Encaj. fluvial (68 m)	Mediterráneo	Riss-Würm
T ₁ (+4-10 m)	G ₁ y V ₁	Suelo hidromorfo Desforestación	Variable	Würm a Holoceno
Aluviones act.	—	Encaj. fluvial (10 m)	Mediterráneo continental	Preactual-Actual

ción del paisaje al E del río Flumen (valle del río Botella), de la aparición de un relieve estructural incipiente y del relleno aluvial de parte de la Hoya de Huesca.

TENTATIVA CRONOLÓGICA

La serie de procesos morfológicos que se suceden a lo largo del Cuaternario, facilitan la realización de una cronología relativa en función de los depósitos o fenómenos que los afectan, siempre que se conserven en el paisaje. Este pensamiento, trivial a todas luces, condiciona nuestra mejor o peor interpretación del modelo evolutivo y, por tanto, el esclarecimiento de los hechos reales o empobrecimiento de los resultados. Es evidente la importancia de la datación temporal absoluta, que permite una ubicación más o menos aproximada de los procesos y la evaluación de los periodos sin registro estratigráfico, pero esto no siempre es factible. Los datos que se exponen a continuación, en el esquema, son una tentativa cronológica, con todos los errores y defectos que este tipo de interpretación conlleva, pero con el valor de aportar una sucesión relativa de hechos.

BIBLIOGRAFÍA

- ALIMEN, H. 1964: *Le Quaternaire des Pyrénées de la Bigorre*. Paris, Publ. Min. Industrie.
- BARRERE, P. 1951: «La morphologie des Sierras Oscenses». *Act. I. Congr. Inst. Est. Piren.*, 5 (4): 51-79.
- BIROT, P. y DRESCH, J. 1966: «Pédiments et glacis dans l'Ouest des Etat-Units.» *Ann. de Geographie*, 411: 513-552.
- BUTZER, K. W. y FRANZLE, O. 1959: «Observations on the pre-Würm glaciations of the Iberian Peninsula». *Zeit. Geomorph.*, 8: 85-97.
- CRUSAFONT, M. y VILLALTA, J. F. 1957: «Villafranchien de Villarroya» en *Livret-guide de l'excursion n.º 3, V Congr. Int. INQUA*, pp. 11-15, Madrid-Barcelona.
- CRUSAFONT, M., RIBA, O. y VILLENNA, J. 1966: «Nota preliminar sobre un nuevo yacimiento de vertebrados aquitanenses en Santa Cilia (Huesca, río Formiga) y sus consecuencias geológicas». *Not. Com. IGME*, 83: 7-14.
- CRUSAFONT, M. y PONS, J. M. 1969: «Nuevos datos sobre el Aquitaniense del N de la provincia de Huesca». *Acta Geol. Hispánica*, 4 (5): 124-125.
- CRUSAFONT, M. y GOLPE, J. M. 1974: «Nuevos yacimientos del Terciario continental del NE de España». *Acta Geol. Hispánica*, 9 (3): 81-83.
- DUCHAUFOUR, P. 1975: *Manual de Edafología*. Barcelona, Ed. Toray-Masson, 476 p.
- ICOLE, M. 1974: *Géochimie des altérations dans les nappes d'alluvions du Piémont Occidental Nord-Pyrénées*. Strasbourg, Ed. Univ. Louis Pasteur, 40, 200 p.
- MARTI BONO, C. E. 1977: «Excursiones I y II. Altos valles de los ríos Aragón y Gállego.» *Trab. Neógeno*, 6: 337-348.
- MENSUA, S. 1964: «Sobre la génesis de los glacis del Valle del Ebro y su posterior evolución morfológica». *Aport. Esp. XX Congr. Geogr. Internacional*: 191-195.
- MENSUA, S. E. IBÁÑEZ, M. J. 1977: *Sector central de la depresión del Ebro. Mapa de terrazas fluviales y glacis*. Zaragoza, Ed. Departam. Geografía, 18 p.
- MENSUA, S. E. IBÁÑEZ, M. J. 1977-78: «Correlación entre glacis de acumulación y terrazas fluviales: las terrazas fosilizadas del Gállego y Cinca». *Geográfica*: 191-203. Homenaje Solé Sabaris.
- PANZER, W. 1948: «El desarrollo de los valles y el clima de la época Cuaternaria en el NE de España». *Est. Geográficos*, 30: 79-130.
- PUIGDEFABREGAS, C. 1975: *La sedimentación molásica en la cuenca de Jaca*. Jaca, Ed. Inst. Est. Pirenaicos, n.º 104, 188 p.
- PUIGDEFABREGAS, C. y SOLER, M. 1973: «Estructura de las Sierras Exteriores Pirenaicas en el corte del río Gállego (prov. de Huesca)». *Pirineos*, 109: 5-15.
- QUIRANTES, J. 1978: *Estudio sedimentológico y estratigráfico del Terciario continental de los Monegros*. Ed. Inst. Fdo. El Católico, Zaragoza, n.º 681, 207 p.
- READING, H. G. 1978: *Sedimentary Enviroments and Facies*. Oxford, Ed. Blackwell Scientific Publ., 557 p.
- SOLE SABARIS, L. 1964: «Las rampas o glacis de erosión de la Peninsula Ibérica». *Aport. Esp. XX Congr. Geogr. Intenacional*: 191-195.
- SOLER, M. y PUIGDEFABREGAS, C. 1970: «Lineas generales de la geología del Alto Aragón occidental». *Pirineos*, 96: 5-20.

Recibido 15 de enero de 1981