

Geomorfologia de la cuenca alta del riu Tordera

por M. SALA

Departamento de Geografía, Universidad de Barcelona.

El propósito del presente trabajo es el de estudiar los depósitos aluviales de la cuenca alta del río Tordera desde un punto de vista histórico, es decir de la sucesión en el tiempo de unos procesos fluviales con fases de depositación y fases de incisión, y desde un punto de vista dinámico, es decir de las características de cada una de estas fases. Para ello partimos de la base de que en la evolución del modelado fluvial cuaternario —como en todo modelado terrestre— hay unos factores que permanecen prácticamente constantes, como la estructura tectónica y lítica y la topografía, y unos factores sujetos a cambio en relación a variaciones condicionadas fundamentalmente por el clima y que inciden sobre los primeros, como la vegetación, el régimen fluvial y la esorrentía, los cuales en último término son más propiamente factores hidrológicos.

En la superficie terrestre se encuentran abundantes pruebas de la existencia de secuencias similares de agradación y de degradación en áreas muy distantes a causa del carácter generalizado del factor clima, lo cual permite comparar, en nuestro caso, los depósitos aluviales del valle alto del Tordera con los depósitos hallados en otros lugares de la zona mediterránea, a pesar de las diferencias introducidas por los factores locales.

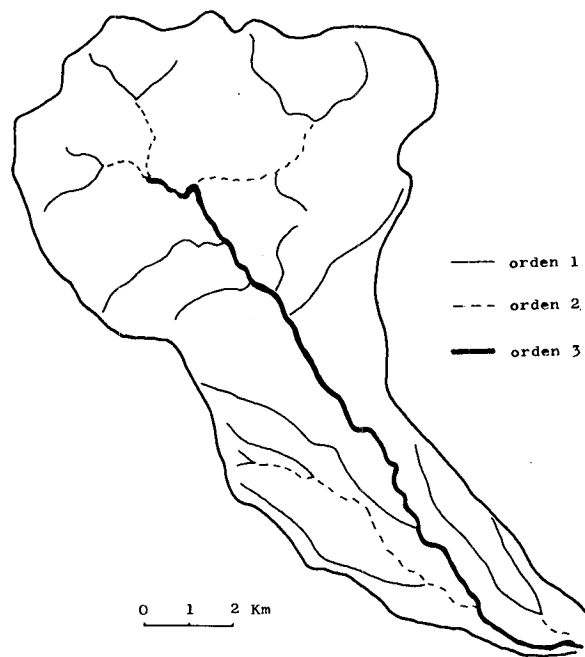
Los depósitos hallados son de dos tipos: los abanicos aluviales, forma deposicional que resulta de la disminución abrupta de la competencia de las aguas a causa de una pérdida de agua por infiltración o a causa de un ensanchamiento abrupto del canal, y las terrazas fluviales, que resultan de la disección de una llanura aluvial previamente construida por aportes longitudinales y laterales.

Los criterios de correlación que hemos utilizado para la reconstrucción de las diferentes unidades se basan fundamentalmente en Tricart (1947) y en Leopold y Miller (1954) y son: la morfología del depósito (continuidad, altura relativa, topografía) y las características estratigráficas de los aluviones (disposición, litología, suelos fósiles). Tanto para la correlación entre las diferentes unidades aluviales de la cuenca como entre las halladas en otras áreas mediterráneas no se ha utilizado un sólo criterio sino más bien la conjunción de varios de ellos. Con todo somos conscientes de la posibilidad de errores en este tipo de correlación por lo que los resultados han de ser considerados en muchos aspectos como provisionales.

CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LA CUENCA

La cuenca alta del Tordera tiene una superficie planimétrica de 88,12 km², la segunda en magnitud entre todas las que drenan las vertientes meridionales del macizo del Montseny y vierten sus aguas en la depresión del Vallés, al pie del macizo del Montnegre. El área de acumulación aluvial se extiende aproximadamente entre las poblaciones de St. Esteve y Sta. Maria de Palautordera.

Los materiales que forman el sustrato (Almera, 1914; Solé Sabarís, 1972) son en su mayor parte rocas metamórficas del tipo filitas, con un metamorfismo creciente hacia la parte



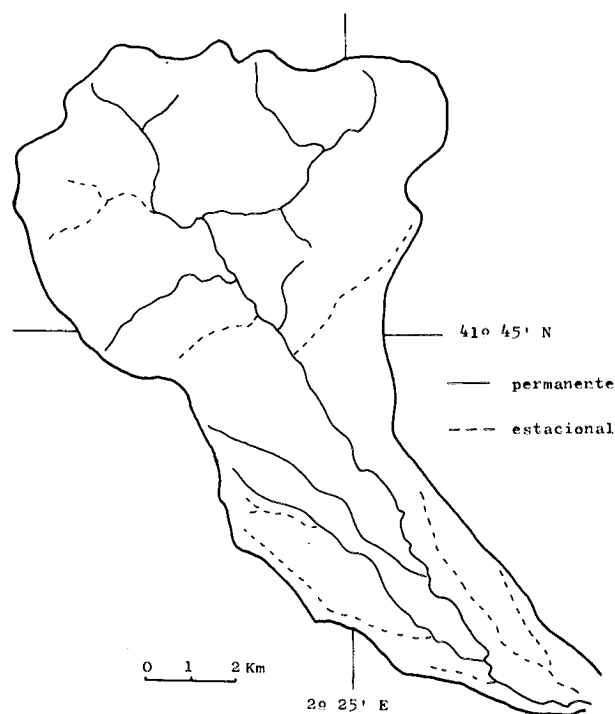
CUENCA ALTA DEL RIO TORDERA. Organización de los cauces.

oriental que culmina en la divisoria de aguas y da lugar a marcados salientes rocosos (Matagalls, Les Agudes, Turó de l'Home); existen además un enclave de granodiorita en el límite oriental (St. Marçal), otro de arenisca en el límite occidental (La Calma) y numerosos diques de pórfidos y de cuarzo. En la parte baja de la cuenca, o sea en la llanura del Vallés, los materiales son sedimentarios y poco consolidados, de edad neógena, constituidos esencialmente por conglomerados de rocas metamórficas en una matriz arcillosa y por conglomerados de rocas eruptivas en una matriz arenosa. Se distinguen por tanto dos áreas bien contrastadas: la mitad superior de la cuenca, con pendientes fuertes y materiales duros pero en su mayoría vulnerables a través de una exfoliación (filitas) y un área basal con materiales poco consolidados y pendientes débiles, hecho que explica gran parte de la dinámica interna de la cuenca.

La pluviometría que se registra en la cuenca es bastante alta y con una marcada diferencia entre la cabecera y la desembocadura: medias anuales de 943 mm en el Turó de l'Home y de 794 mm en St. Celoni (Plus, 1968). La variación interanual es muy acusada como en todos los climas mediterráneos, lo mismo que la intensidad. En la cabecera, además de las precipitaciones mencionadas se registran notables precipitaciones nivosas, las cuales representan un aporte medio acuosa de 240 mm (Plus, 1968). Las temperaturas medias anuales son de 6,7 °C en las cimas del Montseny con medias de 0 °C en enero y de 14,6 °C en julio, mientras que en St. Celoni la media anual es de 16,2 °C y las de enero y julio es de 7,1 y 23,1 °C respectivamente. Por la repercusión que ello pueda tener en la acción geomórfica es interesante notar que en el Turó de l'Home se han registrado mínimas absolutas de hasta -13 °C en los meses de invierno así como máximas de 28 °C en los meses de verano. A estas condiciones climáticas corresponde un buen recubrimiento vegetal —arborescente, subarborescente o herbáceo— en casi toda la cuenca excepto en las cimas, y por tanto unas vertientes en la actualidad bien protegidas frente a la acción directa de los agentes meteorológicos, en las que los procesos de movilización de materiales más generalizados son la reptación y el lavado superficial y subsuperficial de elementos finos (Sala, 1978). Estas condiciones no concuerdan con la existencia de abundantes formaciones superficiales de materiales muy heterométricos, las cuales deben corresponder a condiciones climáticas pleistocenas mucho más rigurosas en todos los aspectos a las condiciones actuales antes descritas.

La investigación llevada a cabo por Llobet (1975) ha mostrado ampliamente que el macizo del Montseny estuvo sometido a los procesos periglaciares pleistocenos, los cuales en su variante atenuada propia de los países mediterráneos comporta una elevada cantidad de gelifractos (Tricart, 1966 y 1967). Por ello las vertientes de la cabecera de la cuenca aparecen recubiertas en su mayor parte por una formación superficial de espesor variable —en función de la altitud y de la litología (Sala, 1978)— constituida por fragmentos de tamaño diverso envueltos en una matriz arcillosa. Los afloramientos rocosos y los derrubios superficiales son bastante abundantes, especialmente en el interfluvio de la extremidad oriental, coincidiendo con el sustrato más metamórfico. Se trata por tanto de vertientes que, en ausencia de protección vegetal, pueden proporcionar una gran cantidad de material de todos los calibres, material que las aguas fluviales podrán ir seleccionando a lo largo del transporte en función de las condiciones hidrológicas.

La potencia del relieve de la cuenca es alta y va desde los



CUENCA ALTA DEL RIO TORDERA. Red de drenaje.

1.712 metros en el Turó de l'Home hasta los 135 metros en la desembocadura del Vallés. La razón de relieve, es decir la relación entre el desnivel y la longitud del valle, es de 0,083 km, valor alto que revela una importante energía para en transporte de materiales, si bien es bastante inferior la de otras cuencas de esta misma vertiente, como es el caso de Breda (Sala, 1979) que alcanza un valor de 0,153 km. La forma de la cuenca —relativamente elongada en su conjunto pero con una cabecera amplia y circular— hace preveer unas condiciones hidrológicas caracterizadas por una fuerte pulsación de las aguas en el punto de salida del área circular, lo cual corresponde al inicio del área de aluvionamiento, y un descenso en su energía pero una mayor continuidad en todo el sector elongado (Gregory y Walling, 1973; Sala, 1980). Las características de la red de drenaje, especialmente en cuanto a su densidad y organización, están estrechamente relacionadas con las de la forma de la cuenca y reflejan asimismo la dinámica fluvial. La red actual (según aparece en líneas azules en el mapa topográfico 1:50.000) está constituida por un curso principal bien ramificado en la cabecera y adquiere ya desde allí un rago 3 en la organización de sus cauces, orden que ya no se incrementa a pesar de los afluentes del curso bajo por ser éstos poco ramificados a pesar de su longitud. El mapa topográfico de la cuenca pone de manifiesto una disección mucho más elevada que el drenaje estacional o permanente, lo que probablemente indica la existencia de unas condiciones hidrológicas pretéritas en las que los volúmenes de agua y sedimento a evacuar debieron ser mucho más elevadas (Gregory, 1966; Tricart, 1977). Existe asimismo una diferencia entre cursos estacionales y cursos perennes, especialmente notable en el curso bajo, lo que concuerda bien con las condiciones pluviométricas del área, las cuales, como hemos señalado, se ajustan al modelo mediterráneo de repartición

estacional y elevada intensidad así como a la recogida de aguas más abundante y sostenida en la cabecera.

LOS ALUVIONES

En la parte baja de la cuenca, es decir a la salida del macizo paleozoico y en la depresión neógena, se encuentra una importante acumulación aluvial de 8 km de largo por 2 km de ancho. Estos sedimentos se caracterizan por su distribución en niveles escalonados, los cuales reflejan una sucesión de fases de depositación y fases de excavación con un encajamiento progresivo.

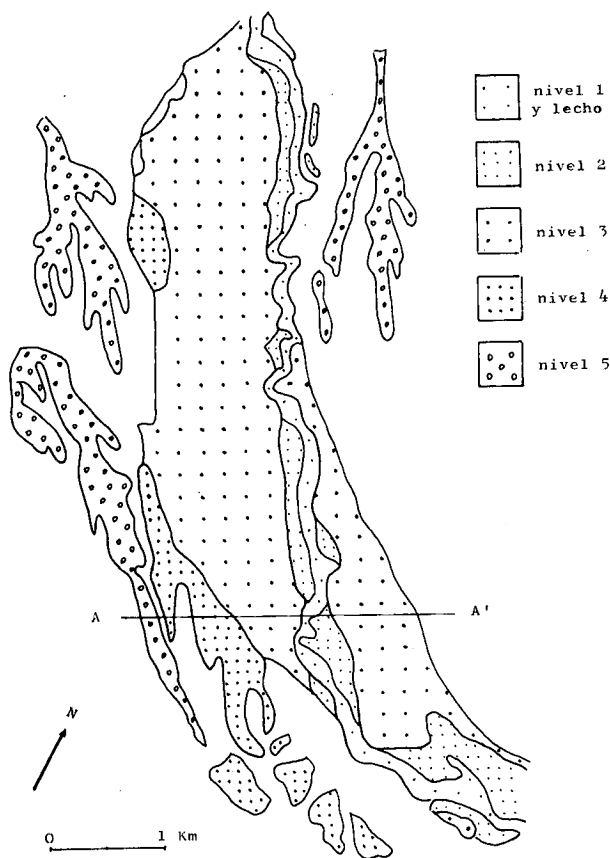
El nivel superior de depósitos aluviales está situado entre los 70 y los 90 metros por encima del curso actual y se encuentra a ambos lados de la parte alta del valle enraizado en las laderas del Montseny. En el relieve esta acumulación de lugar a una superficie plana y suavemente inclinada, con una anchura creciente a medida que se aleja del macizo y en forma de grandes brazos. La potencia del depósito es de unos 3-5 metros y se sitúa sobre el sustrato neógeno, el cual en la parte más cercana al macizo presenta una facies arcillosa y en la parte más lejana una facies arenosa. Es de destacar su posición marginal en relación a los límites de la cuenca actual, ya que se encuentra formando parte de los interfluvios con las cuencas vecinas.

Los materiales que constituyen este depósito son predominantemente metamórficos, acompañados de granitos, rocas

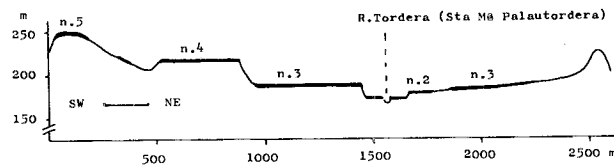
filonianas y en algún caso areniscas. Los aluviones más cercanos al macizo tienen un carácter grueso y heterométrico, en disposición bastante caótica, mientras que en la parte más lejana el tamaño es predominantemente decimétrico aunque con inclusión de bloques y de lentejones de grava y arena. La alteración del material es fuerte: el granito se disgrega fácilmente y su color es claro, especialmente en la parte externa; las filitas presentan núcleos de Fe y Mn. La matriz es limo-arcillosa color rojizo, pero en la parte superior del depósito el color es más claro, indicio de un proceso de lixiviación, mientras que en la parte inferior la presencia de manchas grises y rojas de reducción y oxidación indican una dinámica de pseudogley, más acusada en los depósitos al pie del macizo seguramente a causa de la impermeabilidad del sustrato arcilloso. En los depósitos más distantes se observa una ligera recarbonatación del conjunto aluvial, hecho remarcable a pesar de su poca intensidad por tratarse de un medio litológico no calcáreo y de un clima con influencia montana, dos factores constantes en toda la historia cuaternaria de esta área. El abanico a la derecha del valle enlaza con las vertientes del Montseny con una pendiente suave recubierta por una formación roja arcillosa que contiene abundantes fragmentos centimétricos de filitas.

Desde el punto de vista de la dinámica fluvial este depósito puede clasificarse como un *abanico aluvial* (alluvial fan): por su forma en un sistema de distribución radial a partir de un apex que sale de un frente montañoso, por el tamaño grueso de los aluviones y su calibre decreciente aguas abajo así como por su distribución desordenada, por su situación delante de un frente montañoso con el consiguiente cambio brusco de pendiente y pérdida de encajamiento de la circulación fluvial —lo cual determina una depositación y desparramamiento de la carga aluvial a la salida del macizo. El tamaño del material refleja la existencia en las vertientes, en su momento, de unos procesos de meteorización y de movilización del material muy activos y por tanto con un recubrimiento vegetal escaso. El hecho del transporte de estos materiales hasta la salida del macizo indica unas descargas fluviales muy altas de tipo marcadamente torrencial.

Desde el punto de vista cronológico y según el esquema de Raynal y Tricart (1963) para el sur de Francia y Marruecos este depósito se asemeja a las formaciones del Moulouyen o Villafranquiense superior: por ser el nivel aluvial más alto del valle, por su depositación sobre una formación arcillosa y rojiza indicadora de una sedimentación en clima cálido, por su posición marginal respecto a la circulación fluvial más reciente, por pasar hacia la montaña por medio de formaciones de vertiente de tipo periglacial, por la elevada consolidación del depósito que da lugar a formas remarcables en el paisaje actual, por el grado y tipo de alteración. Según estos autores el clima que corresponde al desarrollo de estos depósitos se caracteriza por un ritmo estacional brutal de la pluviosidad y por unas fuertes oscilaciones térmicas, el cual, comparado con el clima relacionado con el depósito subya-



VALLE ALTO DEL RIO TORDERA. Niveles aluviales.



VALLE ALTO DEL RIO TORDERA. Niveles aluviales. Perfil A-A'

cente, debe considerarse como el primer periodo frío del cuaternario.

Almera (1914) asigna a estos depósitos una edad post-pliocénica y un proceso de formación de carácter glacial. En el valle del río Congost se encuentran depósitos similares que Solé Sabarís y Llobet (1957) denominan depósitos de pie de montaña. Solé Sabarís (1972) los clasifica como de edad cuaternaria y como resultado de una dinámica torrencial.

Los niveles aluviales inferiores constituyen un sistema de terrazas, es decir que corresponden a antiguas llanuras aluviales producidas dentro del contexto de la cuenca que han sido sucesivamente disecadas por la erosión fluvial.

El nivel 4 está encajado en el neógeno, a 45-50 metros sobre el curso actual y forma una banda discontinua en su margen derecha que enlaza suavemente con los interfluvios neógenos. En la mitad inferior del valle se encuentra muy disecado, situado en el interfluvio y modelado por vallecitos cóncavos. Aguas abajo estos aluviones quedan separados del curso actual no por el nivel aluvial sino por un interfluvio neógeno, hecho del que se desprende la existencia de un desplazamiento del curso del Tordera hacia el Este posterior a esta sedimentación, desplazamiento del Tordera hacia el Este posterior a esta sedimentación, desplazamiento que queda también reflejado en la forma de la cuenca y gracias al cual se han conservado probablemente estos aluviones de la parte baja.

La potencia de la formación es de unos 3 metros, pero puede alcanzar los 5 metros aguas abajo. Reposo sobre sedimentos neógenos de color claro, arenosos con bancos de limos y de conglomerados de rocas granudas. Consiste en cantos rodados y aplanados de filitas acompañados de rocas granudas y esquistos entre los que se encuentran abundantes lentejones de arenas y materiales centimétricos, todo ello en una matriz arcillo-limosa. Los aluviones de filita tienen una disposición fluvial bastante acusada, con su eje perpendicular a la corriente e inclinación a contracorriente y con una cierta estratificación cruzada, especialmente en los lentejones de material fino. En la parte superior la formación se hace predominantemente arcillosa y con una estructura prismática, textura y estructura propias del horizonte B de un suelo fersialítico. La consolidación de la formación es intermedia, con la presencia de algún pequeño nódulo calcáreo y un ligero recubrimiento de carbonato en algunos de los cantos. Los materiales están bastante alterados, enrojecidos hacia el interior y con algunos manchones de Fe y Mn en las filitas. Todo el conjunto tiene un acusado color rojo. En la parte superior existe un depósito coluvial arcillo-limoso color rojizo que contiene fragmentos centimétricos en su mayor parte de cuarzo, depósito que recubre asimismo las vertientes neógenas.

La textura, estructura y extensión a lo largo del valle de estos aluviones indican una dinámica de tipo más fluvial que torrencial, es decir una con agua abundante en la que alternan periodos de calma con periodos de crecidas y que comporta la formación de una llanura aluvial, la incisión posterior de la cual determina la formación de terrazas.

Por lo que se refiere a la edad, las características de sedimentación fluvial, de forma en terraza-glacis, de alteración fersialítica profunda con restos del horizonte B de un paleosuelo y de fosilización del mismo por un depósito coluvial limoso, concuerdan con las características atribuidas por Raynal y Tricart (1963) al periodo pluvial Amirien (Mindel). También se ajusta a varios de los rasgos de las terrazas de los ríos Llobregat y Besós, que Solé Sabarís

(1963) atribuye asimismo al Mindel, por su matriz arcillosa roja y la formación superior limosa, mientras que la menor carbonatación puede ser debida en gran parte a la falta de aluviones calcáreos en las terrazas del Tordera.

El nivel 3 es el que tiene una mayor extensión ya que ocupa gran parte del fondo del valle, con un desarrollo longitudinal ininterrumpido de 6,5 km y una anchura máxima de 1,5 km en la parte media del valle. Se encuentra a 20-25 metros sobre el curso actual, encajado en el neógeno y con una potencia superior casi siempre a los 5 metros. Su contacto con las vertientes muestra una marcada disimetría ya que es neto y con un alto escarpe en la margen derecha y suave y con un glacis en la izquierda, rasgo que se repite en otros valles de esta vertiente.

Litológicamente el material más abundante son las filitas, acompañadas de esquistos, calcitas, rocas filonianas y granitos. El tamaño de los materiales es en conjunto grande, con bastantes bloques de más de 40 cm, y la matriz escasa. Por entre este material grueso y poco ordenado se intercalan algunos lentejones de filitas de tamaño centimétrico con una disposición calibrada. Los aluviones están regularmente alterados, poco asimilados a la matriz, la cual aparece algo más alterada, tiene un color rojizo y consolida al conjunto. Sobre esta acumulación se dispone una formación coluvial limosa, con un espesor creciente hacia la margen izquierda donde aparecen algunas láminas discontinuas de carbonatos.

La dinámica fluvial que indican estos depósitos por su textura y estructura es de tipo marcadamente torrencial, su extensión y encajamiento el carácter de llanura aluvial del depósito. El tamaño y abundancia de los materiales gruesos implican unos procesos importantes de meteorización y movilización en las vertientes.

Cronológicamente este nivel se corresponde bien con los caracteres del periodo frío Tensiftien (Riss) tal como lo describen Raynal y Tricart (1963), periodo que se caracteriza por su mayor rigor y duración en relación a los periodos anterior y posterior y que comporta la acumulación masiva en los talwegs de los numerosos depósitos de pendiente periglaciares. La extensión y potencia de la acumulación aluvial, así como el tamaño y disposición de sus materiales, deben de ser el producto de unas condiciones climáticas como las descritas. La presencia de limos con un encostramiento laminar calcáreo, a pesar de tratarse de una cuenca de producción del material no calcárea y tallada en su mayor parte en una montaña húmeda, concuerda bien con el nivel de terrazas que Solé Sabarís (1963) atribuye también a este periodo climático.

El nivel 2 se sitúa a 8-15 metros sobre el curso actual, a lo largo del cual forma una estrecha banda discontinua. Está parcialmente encajado en el nivel superior, especialmente aguas abajo, al que cruza oblicuamente, situándose a la salida del macizo en su margen izquierdo entre los aluviones y la vertiente neógena y al final del valle en su margen derecho, asimismo entre los aluviones más antiguos y el neógeno.

Esta formación aluvial está constituida por materiales menos gruesos que el del nivel anterior y con una proporción mayor de matriz, una disposición orientada de los cantos rodados y abundantes lentejones de material arenoso. Su color es ocre y su consolidación y alteración débil. Estos caracteres y su posición parcialmente encajada en el nivel superior permiten atribuirlos al periodo Soltanien (Wurm), que Raynal y Tricart (1963) definen como menos frío y torrencial que el anterior, lo que explicaría el poco desarrollo de este depósito y su débil incisión y expansión en el nivel

anterior.

El nivel 1 está a 2-4 metros sobre el curso actual y es muy poco significativo dentro de este valle, como en el de todos los cursos que vierten a la depresión del Vallés. Su presencia es puntual y encajada en el nivel superior. En el presente la tendencia de la acción fluvial es hacia la incisión así como a la destrucción de este nivel, los depósitos del cual son la fuente de gran parte de los aluviones movilizados en el lecho actual.

CONCLUSIONES

Relieve, forma y red de drenaje de la cuenca alta del Tordera revelan un alto potencial para el transporte de materiales gruesos, como los que constituyen gran parte de las formaciones superficiales de las vertientes de la cabecera de la cuenca, las cuales, si bien en la actualidad aparecen fijadas por la vegetación, pudieron suministrar una carga abundante a las corrientes fluviales de otras épocas bajo un clima más frío y torrencial. El estudio de los aluviones acumulados en la parte baja de la cuenca confirma el alto potencial de la misma por la cantidad y calibre del material movilizado. La organización de los aluviones en cinco niveles progresivamente encajados en el sustrato sedimentario neógeno indica la existencia de periodos sucesivos de incisión y de sedimentación, lagunos más pujantes que otros como el 5 y el 3, los cuales constituyen el elemento más importante del modelado actual del valle tanto por su extensión como por su resistencia. El examen de la morfología y las características estratigráficas de las formaciones aluviales y su comparación con los estudiados por Solé Sabarís (1963) en el área de Barcelona y por Raynal y Tricart (1963) en el mediterráneo francés y marroquí permite atribuir estos aluviones a los periodos fríos cuaternarios, desde el Moulouyen para la formación más antigua —que ocupa la posición más elevada respecto al curso actual en forma de abanico aluvial— hasta el Soltanien para la formación más reciente del conjunto de terrazas aluviales.

Dentro del sistema formado por una cuenca fluvial, el carácter local de estos depósitos se explica en función de los dos subsistemas formados por las vertientes y los valles ya que, a una dinámica de tipo periglacial en las vertientes altas a causa de las bajas temperaturas se asocia una dinámica de tipo fluvial en el conjunto a causa del carácter intenso y estacional de las precipitaciones.

BIBLIOGRAFÍA

- ALMERA, J. (1914): Mapa geológico y topográfico de la provincia de Barcelona. Región V o del Montseny. Barcelona.
- GREGORY, K. J. (1966): Dry valleys and the composition of the drainage net. *J. Hyd.*, 4, 327-40.
- GREGORY, K. J. y WALLING, D. E. (1973): *Drainage basin form and process. A geomorphological approach*. London.
- LEOPOLD, L. B. y MILLER, J. P. (1954): A postglacial chronology for some alluvial valleys in Wyoming. *Geol. Surv. Water-supply Paper 1261*.
- LLOBET, S. (1975): Materiales y depósitos periglaciares en el macizo del Montseny. Antecedentes y resultados. *Revista de Geografia*, IX, 1-2, 35-58.
- PLUS, B. (1968): *Premières données sur l'hydrogéologie du cours supérieur et moyen du rio Tordera*. Thèse. Paris.
- RAYNAL, R. y TRICART, J. (1963): Comparaisons des grandes étapes morphogénétiques du Quaternaire dans le Midi méditerranéen français et au Maroc. *Bull. Soc. géol. de France* (7), V, 587-596.
- SOLE SABARÍS, L. (1963): Ensayo de interpretación del cuaternario barcelonés. *Miscelánea Barcinonensia*, III, Barcelona.
- SOLÉ SABARÍS, L. (1972): Memoria explicativa del mapa geológico de España, esc. 1:200.000. Hoja n.º 35, Barcelona. IGME, Madrid.
- SOLÉ SABARÍS, L. y LLOBET, S. (1957): Las terrazas del Congost en la depresión del Vallés. *INQUA, V Congr. Inter. Livret Guide*.
- TRICART, J. (1947): Méthode d'Etude des Terrasses. *Bull. Soc. Géol. de France*, 5, XVIII, 559-75.
- TRICART, J. (1966): Quelques aspects des phénomènes périglaciaires quaternaires dans la Péninsule Ibérique. *Bul. Peryg.* 15, 313-27.
- TRICART, J. (1967): *Le modèle des régions périglaciaires*. Paris, SEDES.
- TRICART, J. (1977): *Précis de Géomorphologie. Vol. 2. Géomorphologie dynamique générale*. Paris, SEDES.
- SALA, M. (1978): *La cuenca del Tordera. Estudio geomorfológico*. Tesis Doctoral (inédita). Dpto. de Geog. Univ. Barcelona. Pub. resumen 1980, Univ. Barcelona.
- SALA, M. (1979): La conca de la riera de Breda. Estudi geomorfològic. En *Aportacions en homenatge al geògraf Salvador Llobet*. Dept. de Geog. Univ. Barcelona, 189-196.
- SALA, M. (1980): Análisis morfométrico de una cuenca mediterránea de tamaño medio. En *Aportaciones españolas al XXIV Congreso Internacional de Geografía*.

Recibido, julio 1978.