

El Bundstandstein de los Catalánides: Estratigrafía y procesos sedimentarios

Mariano Marzo Carpio

ADVERTIMENT. La consulta d'aquesta tesi queda condicionada a l'acceptació de les següents condicions d'ús: La difusió d'aquesta tesi per mitjà del servei TDX (www.tesisenxarxa.net) ha estat autoritzada pels titulars dels drets de propietat intel·lectual únicament per a usos privats emmarcats en activitats d'investigació i docència. No s'autoritza la seva reproducció amb finalitats de lucre ni la seva difusió i posada a disposició des d'un lloc aliè al servei TDX. No s'autoritza la presentació del seu contingut en una finestra o marc aliè a TDX (framing). Aquesta reserva de drets afecta tant al resum de presentació de la tesi com als seus continguts. En la utilització o cita de parts de la tesi és obligat indicar el nom de la persona autora.

ADVERTENCIA. La consulta de esta tesis queda condicionada a la aceptación de las siguientes condiciones de uso: La difusión de esta tesis por medio del servicio TDR (www.tesisenred.net) ha sido autorizada por los titulares de los derechos de propiedad intelectual únicamente para usos privados enmarcados en actividades de investigación y docencia. No se autoriza su reproducción con finalidades de lucro ni su difusión y puesta a disposición desde un sitio ajeno al servicio TDR. No se autoriza la presentación de su contenido en una ventana o marco ajeno a TDR (framing). Esta reserva de derechos afecta tanto al resumen de presentación de la tesis como a sus contenidos. En la utilización o cita de partes de la tesis es obligado indicar el nombre de la persona autora.

WARNING. On having consulted this thesis you're accepting the following use conditions: Spreading this thesis by the TDX (www.tesisenxarxa.net) service has been authorized by the titular of the intellectual property rights only for private uses placed in investigation and teaching activities. Reproduction with lucrative aims is not authorized neither its spreading and availability from a site foreign to the TDX service. Introducing its content in a window or frame foreign to the TDX service is not authorized (framing). This rights affect to the presentation summary of the thesis as well as to its contents. In the using or citation of parts of the thesis it's obliged to indicate the name of the author.

UNIVERSIDAD DE BARCELONA

FACULTAD DE GEOLOGÍA

DEPARTAMENTO DE ESTRATIGRAFÍA

Y

GEOLOGÍA HISTÓRICA

" EL BUNTSANESTEIN DE LOS CATALANIDES: ESTRATIGRAFÍA Y
PROCESOS DE SEDIMENTACIÓN "

por

Mariano MAPZO CARPIO



Barcelona, Mayo de 1979

IV.3.1.2.- Las Areniscas de la Riera de St. Jaime

a) Características generales

Esta unidad, con una potencia de 15-16 m, está casi exclusivamente integrada por areniscas en todos sus rangos granulométricos (desde muy finas-lutíticas a muy gruesas-conglomeráticas) y por alguna delgada intercalación de lutitas más o menos arenosas (fig. 26).

Petrográficamente, la mayoría de estas areniscas pueden catalogarse como cuarzoarenitas de cemento silíceo, ferruginoso y carbonatado. Aproximadamente, los fragmentos de cuarzo y cuarcitas (subangulosos a sub-redondeados) constituyen más de un 95% del total de los granos detríticos, los feldespatos potásicos un 2-3%, y los fragmentos de rocas (esquistos) un porcentaje despreciable. Otros componentes accesorios son las micas (biotitas y moscovitas) y los granos opacos. Localmente, estas areniscas pueden presentar un elevado contenido en cantos lutíticos (observables por su tamaño a simple vista) pero éstos son de origen claramente intraformacional. El cemento ferruginoso (mucho más frecuente en las areniscas de grano fino a muy fino) se presenta como anillos que recubren los granos detríticos o como parches dispersos en la matriz; el cemento silíceo, como crecimientos sintaxiales de borde de grano (en ocasiones resaltados por la película de hematites que recubre a los granos detríticos), y el cemento carbonatado (calcita) como parches irregulares formados por mosaicos de cristales con textura inequigranular y con contactos rectos entre ellos. Este último tipo de cemento, con una distribución espacial algo errática, corre en numerosos casos a los granos detríticos, hasta el punto de que algunas areniscas (especialmente las que presentan un elevado porcentaje en cantos blandos) presentan un armazón prácticamente irreconocible, con frecuentes granos detríticos englobados en el seno de los parches cementantes. En

líneas generales, las areniscas de grano medio a grueso presentan una selección variable entre moderada y buena, con una fábrica entre los granos en la que predominan los contactos largos sobre los suturados. La proporción de matriz es muy inferior al 5 % del total, aunque es probable que ésta se incremente en las areniscas de grano muy fino - lutíticas.

A pesar de que en el Torrent del Puig (fig. 27) la mayoría de estas areniscas son de color rojo, en el camino de St. Salvador de les Espases, El Molinot y Riera de St. Jaume, el color dominante es el blanco. En estas tres últimas localidades, la única excepción la constituyen las areniscas de grano fino a muy fino y las lutitas que, por lo general, son de color rojo. Además, en todos los casos, los fenómenos de removilización y oxidación-reducción del hierro son corrientes, observándose frecuentes variaciones de coloración dentro de un mismo nivel o afectando a varios de ellos a la vez. Estos cambios de coloración incluyen pasos de rojo al rosado, de ambos al blanco o al verdoso, y viceversa.

Como ya se ha indicado, las Areniscas de la Riera de St. Jaume descansan sobre el Tramo superior de los Conglomerados de la Riera de St. Jaume y bajo las Areniscas y lutitas del mismo nombre (fig. 26). El contacto inferior (foto 34), aunque rápido, puede considerarse gradual (en la parte basal las areniscas son de grano más grueso y algo conglomeráticas), mientras que el contacto superior es bastante brusco (foto 22).

b) La sucesión litológica: ciclos y facies

A grandes rasgos, las Areniscas de la Riera de St. Jaume se caracterizan por una geometría interna "multi-acanalada", consistente en una complicada inter-relación

lateral y vertical, de una serie de niveles lenticulares de areniscas, entre los que esporádicamente se intercalan delgados remanentes lutíticos (fig. 29, foto 35). Sin embargo, a pesar de esta complicada geometría interna, su sucesión litológica parece presentar una cierta ordenación cíclica (fig. 30). De un modo ideal, estos ciclos constarían de dos términos muy desigualmente preservados:

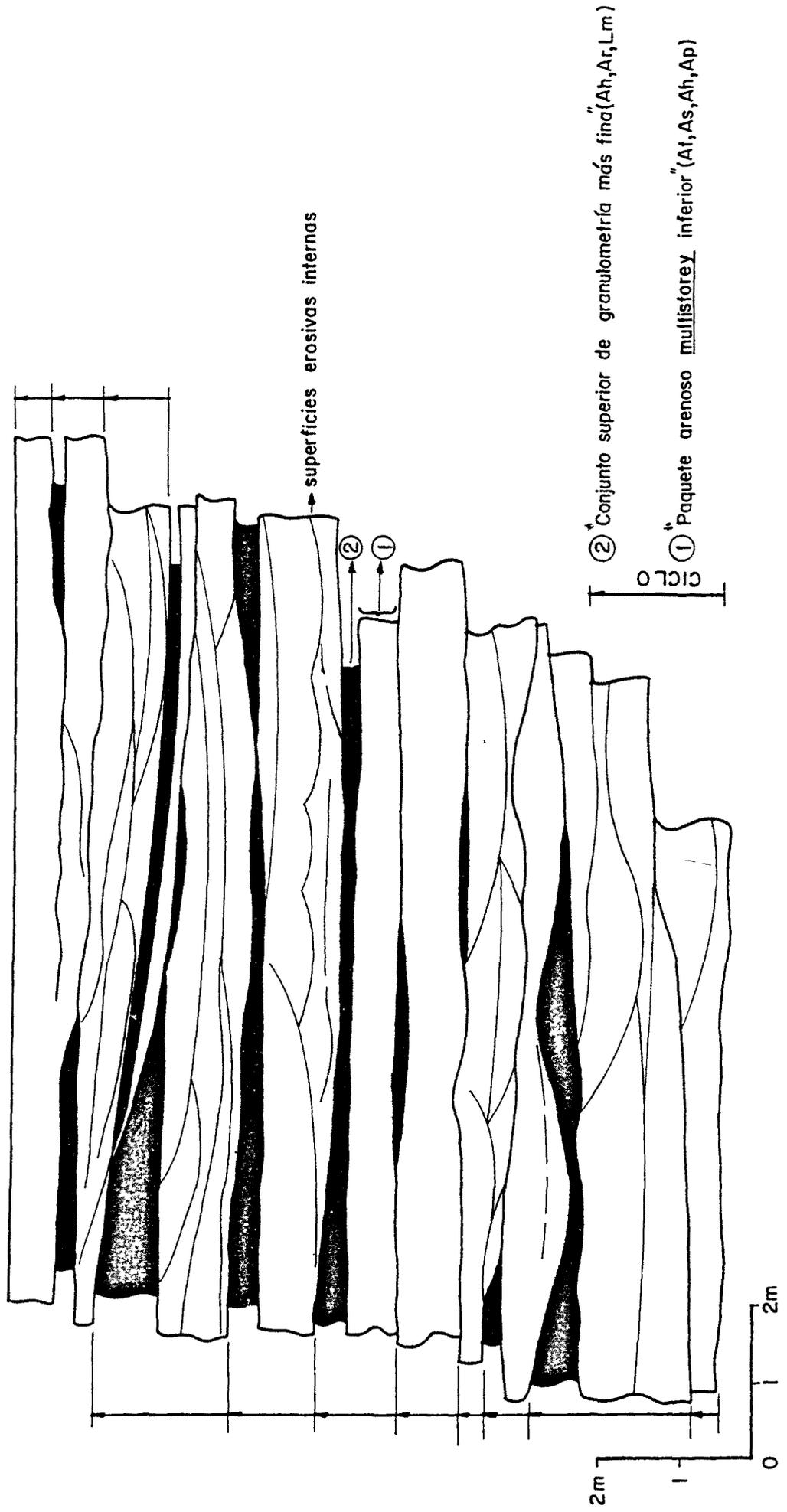
- 1) "paquete arenoso inferior de tipo multistorey" (integrado por la asociación de facies At, As, Ap y Ah, las dos primeras claramente dominantes)(1).
- 2) "conjunto superior de granulometría más fina" (asociación Ar, Ah, Lm).

Como puede observarse en las figs. 29 y 30, los "paquetes" que constituyen el término basal de cada ciclo se presentan frecuentemente sobreimpuestos, a causa de la erosión, total o parcial, del término superior. Estos "paquetes" (con una potencia variable entre 0,5 y 1,5 m, y con una anchura del orden de varias decenas de metros?) se caracterizan por una base erosiva, una forma tabular a ligeramente lenticular y por la presencia de numerosas superficies erosivas internas, las cuales delimitan una serie de subunidades lenticulares de sedimento o storeys (muchas de ellas con una forma claramente acanalada).

La mayoría de los "paquetes arenosos" están integrados por una asociación, lateral y verticalmente muy variable, de las facies At y As, aunque, más raramente, éstos pueden incluir un set o coset de la facies Ap o delgadas intercalaciones de la facies Ah.

(1) El término "multistorey sand body" designa a aquellos litosomas arenosos esencialmente formados por acreción vertical y mediante una continua superposición de diferentes episodios de erosión y relleno.

Fig.30 CICLOS EN LAS ARENISCAS DE LA R, ST JAUME



La facies At constituye cosets de hasta 75 cm de grosor, cada uno de cuyos sets puede variar entre 5 y 30 cm de altura, por 0,5 a 2 m de anchura. Los materiales que integran esta facies son areniscas de grano medio a grueso, con frecuentes cantos intraformacionales y algunos de cuarzo dispersos en las láminas o acumulados en la base de los sets. Sólo ocasionalmente, algún coset de la facies At puede mostrar una ligera disminución hacia arriba del tamaño de los sets.

Las areniscas que integran la facies As (de grano medio a grueso) se presentan rellenando una serie de surcos erosivos, de forma y tamaño muy variable. Su tamaño oscila entre 0,25 y 0,75 cm de profundidad, por 2 a 5 m de anchura, mientras que su forma varía: desde cavidades simétricas a asimétricas y de base marcadamente cóncava, a depresiones muy laxas y de fondo casi plano. En una sección aproximadamente perpendicular a la dirección de corriente, el relleno de estos surcos suele consistir en un único grupo de láminas dispuestas concordantemente o muy ligeramente discordantes respecto a la superficie de curvatura inferior, o bien, en dos o tres grupos de láminas separadas por pequeños diastemas lateralmente muy imperersistentes. En algún caso, estas láminas pueden pasar lateralmente (hacia los márgenes del surco) a areniscas con estratificación cruzada de tipo escalante (facies Ar). Por regla general, los sets atribuidos a la facies As se caracterizan por un elevadísimo contenido en cantos intraformacionales, algunos de los cuales pueden alcanzar los 10 cm de diámetro.

La facies Ap se presenta como sets solitarios (de 0,5 a 0,8 m de grosor y de hasta 5 m de longitud) o como cosets formados por dos o tres sets de menor magnitud que los anteriores (20 a 30 cm de altura). Las areniscas

que constituyen esta facies son de grano medio a grueso, con algunos cantos intraformacionales alineados según las láminas de los sets. La facies Ah, muy poco frecuente, está representada por pequeños sets (de 10 a 25 cm de grosor) integrados por areniscas de grano fino a medio.

El "conjunto superior de granulometría más fina" suele disponerse sobre los techos relativamente planos (1) de los "paquetes" que acabamos de describir, sin que por lo general exista gradación vertical entre ambos. Este "conjunto", está formado por areniscas de grano fino a muy fino y por lutitas muy arenosas, frecuentemente alternantes entre sí (fotos 23 y 24). Como puede observarse en las figs. 29 y 30, estos materiales presentan un desarrollo lateral muy variable a causa de la superposición erosiva del término basal de cada ciclo. Dependiendo de su grado de preservación, la potencia del "conjunto superior" varía entre 5 y 75 cm.

Los niveles de areniscas (de colores verdosos, rosados o rojizos) se presentan bajo dos facies: Ah y Ar. La primera constituye sets tabulares de 5 a 30 cm de grosor, mientras que la segunda (mucho más abundante) está formada por pequeños cosets de estratificación cruzada del tipo trough o del tipo escalante. Este último tipo incluye las variedades A, B y S de ALLEN (1973), aunque la primera es la más común. Frecuentemente, tanto los cosets de la facies Ar, como los sets de la Ah, pueden mostrar una laminación ligeramente distorsionada o intensamente replegada (convolute lamination, foto 23).

(1) En algún caso, los materiales que integran este "conjunto" se disponen rellenando surcos de forma muy laxa (foto 25, ver parte central de la fig. 29) o adaptándose a la forma de algunas bed forms (dunas?) parcialmente preservadas en el techo del "paquete inferior".

Los materiales lutíticos generalmente de color rojo y desprovistos de estructura interna (facies Lm), constituyen delgadísimos niveles de 1 a 5 cm de grosor. En no pocos casos, los niveles de la facies Ar que alternan con ellos, muestran pequeñas deformaciones por carga en su base (foto 24).

Además de estos fenómenos de deformación, los materiales del "conjunto superior" también parecen haber sufrido frecuentes deslizamientos hacia el interior de los surcos y canales parcialmente encajados en ellos. Estos deslizamientos suelen revelarse mediante una serie de bloques (de hasta 50 cm de diámetro) cuya laminación original aparece plegada o deformada por impacto (foto 27).

c) Paleocorrientes

Los diagramas de paleocorrientes obtenidos para las Areniscas de la Riera de St. Jaume, pueden consultarse en la fig. 31. Estos diagramas integran los datos obtenidos en diversos afloramientos, aunque un gran número de ellos (especialmente los que se refieren a ejes de surcos erosivos o acanalamientos) proceden de la localidad tipo.

Como muestra el diagrama elaborado a partir de los sets de estratificación cruzada, el vector medio nos señala un sentido de aporte dominante hacia el S (178°), observándose una dispersión de $\pm 120^\circ$ respecto a este valor medio. Esta dispersión es mucho menor en el caso de los ejes, los cuales muestran una desviación de $\pm 45^\circ$ respecto a su dirección media (168°).

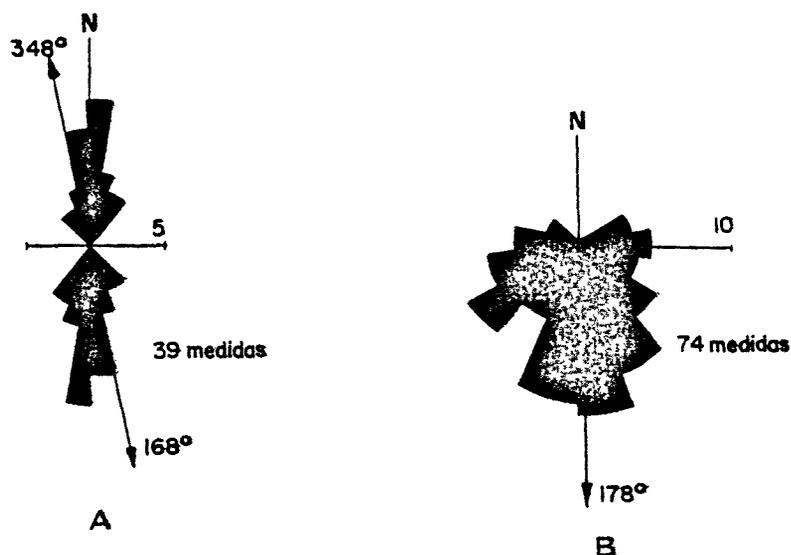


Fig. 31.- Diagramas de paleocorrientes para las Areniscas de la Riera de St. Jaume. a) ejes de canales y surcos erosivos, b) sets de la facies At.

d) Interpretación sedimentológica

De acuerdo con el clásico modelo deposicional de ALLEN (1965), por su constitución esencialmente arenosa (los materiales lutíticos apenas si constituyen el 1 % del total) y por su geometría interna "multiacanalada", las Areniscas de la Riera de St. Jaume son asimilables a los depósitos originados por un sistema fluvial de morfología entrelazada, con una carga de lecho predominantemente arenosa (sandy-dominant braided systems de RUST 1978).

Recientemente, MIALL (1977a y 1978) y RUST (1978) han sintetizado los estudios existentes sobre este tipo de sistemas, proponiendo una serie de modelos, cada uno de los cuales se caracteriza por una determinada asociación y sucesión vertical de facies. De todos ellos, los únicos que presentan una organización cíclica similar a

la descrita en nuestro caso son los denominados de "tipo S. Saskatchewan" y de "tipo Peel Sound". El primero ha sido erigido en base al modelo deposicional elaborado por CANT (1978), mediante el estudio comparado del río South Saskatchewan (CANT y WALKER 1978) y de la formación de edad devónica denominada del Battery Point (CANT 1973). El "tipo Peel Sound" se basa en el estudio realizado por GIBLING y RUST (1977) (en RUST 1978) sobre la formación devónica del mismo nombre.

Por analogía con estos modelos, el "paquete arenoso inferior" de cada ciclo lo interpretamos como los depósitos originados mediante una neta acreción vertical en el canal principal del sistema (canal de primer orden en la terminología de WILLIAMS y RUST 1969; RUST 1978b), mientras que el "conjunto superior" representaría los materiales depositados en la llanura de inundación o en porciones temporalmente inactivas del sistema (p.e. canales abandonados).

Sin ningún lugar a dudas, el claro carácter multistorey presentado por el "paquete inferior", sugiere que la acreción vertical del canal principal tuvo lugar de forma intermitente y a través de sucesivos episodios de erosión y relleno. A juzgar por el tipo de facies que integran dichos "paquetes", los principales procesos deposicionales que habrían operado en el lecho de la corriente serían: la migración de dunas (origen de los cosets de la facies At) y el relleno paulatino de una serie de surcos o canales de pequeñas dimensiones diferenciados en su seno (origen de la facies As). En los ríos del tipo que analizamos, la migración de dunas es un fenómeno muy común que preferentemente tiene lugar en las etapas de flujo alto e intermedio, mientras que el segundo proceso ha sido escasamente documentado. Para CANT (1973, 1978) la erosión de los pequeños canales tendría lugar en etapas de flujo relativamente altas (cuando las partes

más someras y temporalmente inactivas del sistema son utilizadas para asegurar el transporte del exceso de caudal), mientras que su relleno se produciría en etapas de flujo algo más bajas. En nuestro caso, aunque muchos de los sets de la facies As estén integrados por un grupo de láminas dispuestas más o menos paralelamente respecto a la superficie de curvatura inferior del surco (lo que en principio sugiere la deposición mediante corrientes de alta velocidad en el upper flow regime; MIALL 1977a), la posibilidad de que la colmatación de tales canales se hubiera producido en etapas de flujo relativamente bajas, podría venir confirmado por el hecho de que algunas láminas pasan lateralmente a la facies Ar (lo que parece indicar una escasa profundidad de flujo).

Otro tipo de procesos, aparentemente menos frecuentes, habrían consistido en: la sedimentación de delgados sets de la facies Ah mediante corrientes de alta velocidad que discurrieran sobre un fondo relativamente plano, la migración de barras arenosas o sand waves (origen de la facies Ap), y en la deposición, a partir de aguas prácticamente estancadas, de pequeños niveles lutíticos en la facies Lm. La existencia de este último proceso puede deducirse: tanto por la presencia de algunos surcos parcialmente rellenos por estos materiales (que muy posiblemente representen canales abandonados en áreas temporalmente inactivas) como por la constante presencia de cantos blandos a lo largo de las superficies erosivas existentes en el interior de los "paquetes arenosos" y/o en el seno de los sets de la facies At, As y Ap.

Antes de pasar a ocuparnos del "conjunto superior de granulometría más fina", es oportuno destacar que el tipo de asociación de facies que integra el "paquete arenoso" (At y As, dominantes; Ap y Ah subordinadas) es ligeramente diferente de las citadas para la mayoría de los

depósitos de canal originados en los sistemas arenosos de tipo braided (COLLINSON 1970; SMITH 1970, 1971, 1972; WILLIAMS 1971; BOOTHROYD y ASHLEY 1975; CHURCH y GILBERT 1975; CANT y WALKER 1978; CANT 1978; BOOTHROYD y NUMMEDAL 1978; etc.). Todos ellos suelen caracterizarse, a grandes rasgos, por el predominio de las facies Ap y At, así como por la ausencia prácticamente total de la facies As. Las razones de estas diferencias no son claras, aunque hipotéticamente puede sugerirse -en base a los datos suministrados por PICARD y HIGH Jr. (1973) y CANT (1978) (1)- que éstas se relacionarían con el hecho de que el sistema aluvial que analizamos presentaría un carácter mucho más efímero y somero que la mayoría de los estudiados por los autores anteriormente citados. La naturaleza efímera de este sistema puede deducirse: por el carácter marcadamente multistorey del "paquete arenoso inferior" y por la presencia en su interior de facies con un significado hidrodinámico muy dispar (como por ejemplo la At y la Lm) lo que sugiere la existencia de unas fluctuaciones extremas de caudal. Por lo que respecta a su naturaleza somera, ésta puede sospecharse en base a las pequeñas dimensiones presentadas por los sets de las facies As o por los cosets de la facies At y, en general, por la escasa potencia del "paquete arenoso inferior".

(1) PICARD y HIGH Jr. (1973) han sugerido que las barras arenosas con una cara de avalancha bien definida, únicamente pueden desarrollarse bajo una profundidad de agua dos o tres veces superior a su altura, ya que de lo contrario, la separación de flujo alrededor de la barra es incompleta y las caras de avalancha son erosionadas. Para CANT (1978), la presencia en cualquier sucesión de una proporción relativamente importante de la facies As, es indicativa de un sistema aluvial caracterizado por rápidas fluctuaciones de caudal.

La ausencia de un contacto gradual entre los términos superior e inferior de cada ciclo, sugiere un brusco abandono de áreas aluviales activas (posiblemente debido a la migración lateral del canal de primer orden) y su posterior conversión en llanura de inundación. Como ya se ha indicado, los materiales del "conjunto superior" han sido interpretados como depósitos originados en estas últimas áreas. Estos depósitos están formados por una asociación de facies que revela la alternancia de los siguientes procesos: migración de ripples a partir de corrientes de escasa profundidad en el lower flow regime (facies Ar), transporte laminar del sedimento en el upper flow regime (facies Ah), y deposición de los materiales transportados en suspensión por la corriente (facies Lm). La existencia de diversos fenómenos de deformación en los depósitos aluviales de tipo braided, ha sido descrita por SELLEY (1969), COLEMAN (1969), DOEGLAS (1962), etc. De forma muy breve, señalaremos que la estratificación deformada de tipo convoluted ha sido asimilada por LOWE (1975) a una fluidización y licuefacción hidroplástica del sedimento, mientras que los deslizamientos hacia el interior de los canales se produce por el socavamiento de los márgenes del mismo (COLEMAN 1969).

Como han señalado CAMPBELL (1976) y CANT (1978) la superposición cíclica de los depósitos de canal y de llanura de inundación, puede originarse por una continua agradación vertical del sistema aluvial, combinada con una constante migración lateral del mismo.

IV.3.1.3.- Las Areniscas y lutitas de la Riera de St. Jaume

a) Características generales

Esta unidad (fig. 32) está formada por areniscas de grano fino a muy fino-lutíticas y por lutitas más o menos

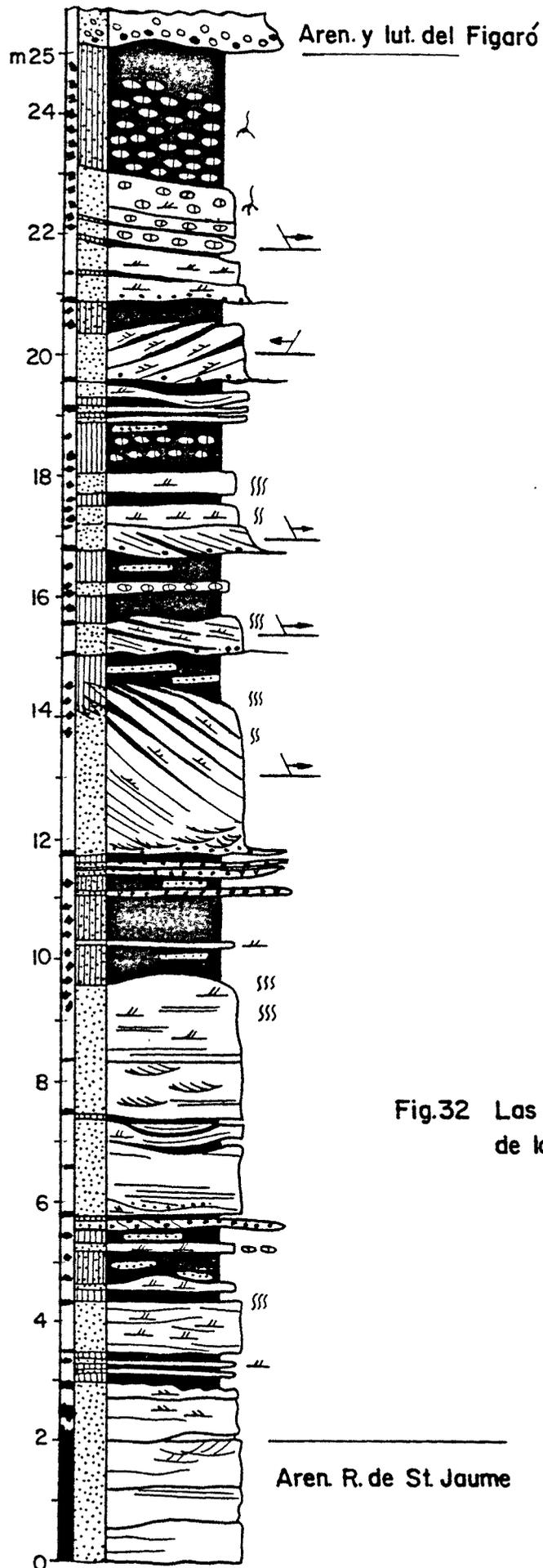


Fig.32 Las Areniscas y lutitas de la R. de St. Jaime.

arenosas, ambas con un color rojo dominante, aunque en muchos casos son observables pequeñas manchas o nivelillos de color amarillento-verdoso o gris-verdoso. Atendiendo a la composición y proporción relativa de los granos detríticos (prácticamente análoga a la descrita para las areniscas de la unidad anterior) y a la proporción de matriz (por lo general inferior a un 5 %) las areniscas pueden catalogarse como cuarzoarenitas de cemento ferruginoso y carbonatado (hematites y calcita, respectivamente). Las lutitas están integradas por una mezcla de las fracciones arena muy fina, limo y arcilla, caracterizándose esta última por la presencia de la illita como mineral arcilloso dominante.

Como ya se ha indicado, las Areniscas y lutitas de la R. de St. Jaume descansan sobre las Areniscas del mismo nombre (fig. 26), situándose localmente (fig. 27) por debajo de una pequeña barra arenoso-conglomerática (¿Areniscas conglomeráticas de Caldes?) o por debajo de las Areniscas y lutitas del Figaró. En este último caso, el contacto está remarcado por un horizonte de paleosueños muy desarrollado (fig. 32).

b) Descripción de la sucesión litológica

La sucesión litológica de esta unidad (fig. 32) está formada por una serie de paquetes arenosos, de 0,5 a 3,5 m de potencia, entre los que se intercalan los materiales lutíticos. Aproximadamente, los paquetes arenosos constituyen el 60% del total de la sucesión, mientras que las lutitas forman el 40 % restante.

Como puede observarse en la fig. 32 (ver asimismo foto 36), la mayoría de los paquetes arenosos presentan en común: 1) una base erosiva, frecuentemente remarcada

por un delgado pavimento de cantos intraformacionales, 2) una forma tabular a ligeramente lenticular (su anchura parece ser del orden de unas pocas decenas de metros), y 3) la presencia en su interior de numerosas superficies de acreción lateral (fig. 33) las cuales aparecen remarcadas por pequeños niveles lutíticos (facies Lm) que se disponen paralelamente a ellas (epsilon cross-bedding de ALLEN, 1965c). Estas superficies, cuya inclinación varía entre 5 y 20°, delimitan una serie de lentejones de sedimento (o unidades acrecionales) de forma sigmoidal y que pueden seguirse desde la base al techo de cada paquete.

En muchas ocasiones, la estructura interna de las diversas unidades acrecionales no es apreciable, posiblemente debido a la intensa bioturbación sufrida por el sedimento. De todas formas, las principales facies que integran dichas unidades son la Ar y la At (dominando la primera). La facies Ar está representada por pequeños cosets de estratificación cruzada de pequeña escala del tipo trough, mientras que la facies At constituye cosets del mismo tipo pero de tamaño algo mayor (las dimensiones de los sets oscilan entre 5 y 10 cm de altura). Aparentemente, la facies At es más frecuente hacia la base de algunas unidades acrecionales.

Por regla general, los paquetes arenosos que analizamos muestran un ligerísimo decrecimiento del tamaño de grano de base a techo (de areniscas de grano fino a areniscas de grano muy fino-lutíticas). Este decrecimiento suele manifestarse de forma muy clara hacia la parte superior de las unidades acrecionales, donde las areniscas se hacen más lutíticas y las delgadas intercalaciones de la facies Lm tienden a engrosarse. Asimismo, de manera mucho más excepcional, algunos de los paquetes arenosos

pasan lateralmente, en la dirección de inclinación de las superficies de acreción, a una alternancia de areniscas en la facies Ar y lutitas muy arenosas. Esta alternancia, que en el contacto con la última unidad arenosa se adopta a la forma sigmoidal de ésta, va perdiendo progresivamente inclinación, hasta adoptar una disposición más o menos paralela a la base del paquete (fig. 33).

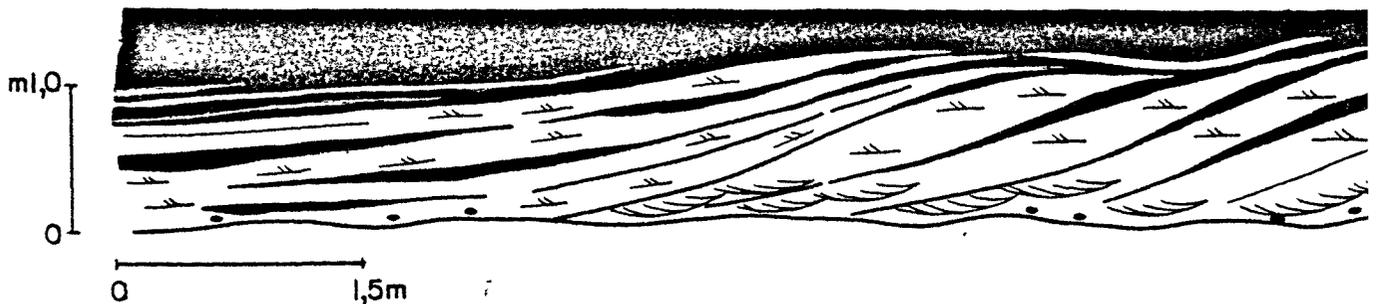


Fig. 33.- Esquema idealizado de uno de los paquetes arenosos. Obsérvese las diferentes superficies y unidades de acreción lateral. Los sets de la facies At en la base del paquete son algo dudosos. El esquema corresponde al paquete arenoso situado en el margen izquierdo superior de la foto 36.

Los materiales lutíticos se disponen sobre los techos de los paquetes arenosos, adaptándose en muchos casos a una suave topografía ondulada (fig. 33). Estos materiales presentan un aspecto masivo (facies Lm) y frecuentes intercalaciones de niveles de conglomerados intraformacionales o de areniscas en la facies Ar, cuya potencia no sobrepasa los 40 cm. En ocasiones, estos niveles pueden presentar una clara estructura de scour and fill, superponiéndose o amalgamándose lateralmente unos a otros, mientras que en otros casos, presentan una forma ligeramente cóncava que parece indicar que su deposición (y la de las

lutitas con las que alternan) fué controlada por pequeñas depresiones preexistentes.

Muy frecuentemente, las lutitas aparecen parcialmente concrecionadas por pequeños nódulos carbonatados, de 0,5 a 2 cm de diámetro y de color pardo amarillento, los cuales suelen presentarse aislados y constituyendo pequeños horizontes de 20 a 30 cm de grosor. El desarrollo de estas concreciones carbonatadas adquiere su máxima intensidad hacia el techo de esta unidad, inmediatamente por debajo del contacto con las Areniscas y lutitas del Figaró. En este lugar, dichas concreciones se disponen en varios horizontes superpuestos, cada uno de los cuales está formado por una serie de nódulos irregulares, frecuentemente elongados verticalmente y de hasta 12 cm de longitud, que se presentan con un empaquetado muy denso y reemplazando intensamente a los materiales encajantes (areniscas y lutitas indistintamente). En conjunto, la potencia de este tramo fuertemente concrecionado puede llegar a alcanzar los 2,5 m.

c) Paleocorrientes

En líneas generales, la pequeña escala de las facies que integran las diversas unidades acrecionales impide un estudio riguroso de paleocorrientes. Por esta razón, nos limitaremos a señalar que en la localidad tipo, las superficies de acreción se inclinan tanto hacia el WNW como hacia el ESE, que la orientación de los ejes de algunos acanalamientos sugiere una dirección de aporte variable entre el NNW-SSE a NNE-SSW, y que la orientación de los ripples preservados en algunas superficies de capa indican un sentido de aporte hacia el SE-SW.

d) Interpretación sedimentológica

El tipo de sucesión litológica que acabamos de describir concuerda plenamente con la citada por ALLEN (1964, 1965, 1965b, 1965c, 1970) para los depósitos originados por un sistema fluvial de tipo meandriforme.

Según este autor, estos depósitos se caracterizan por la repetición cíclica de una serie de secuencias "fining upwards", cada una de las cuales consta de un paquete arenoso inferior y de un término superior esencialmente lutítico. Típicamente, el paquete arenoso inferior se caracteriza por: una base erosiva, una sucesión vertical de texturas y tipos de estratificación que reflejan un decrecimiento paulatino de la energía de la corriente, y, sobre todo, por la presencia en su interior de una estratificación cruzada de gran escala del tipo epsilon. El término lutítico superior, por lo general bien desarrollado, suele intercalar delgados niveles arenosos y presentar frecuentes indicios de exposición subaérea, tales como moldes de grietas de desecación, horizontes de paleosuelos, etc. Los materiales lutíticos se interpretan como los depósitos originados por acreción vertical en la llanura de inundación (overbank deposits, ALLEN 1965) y el paquete arenoso como los depósitos originados por acreción lateral en el canal activo (channel deposits, ALLEN 1965).

Recientemente, COLLINSON (1978) y JACKSON II (1978) han revisado detenidamente los criterios sedimentológicos que corrientemente vienen siendo empleados para identificar corrientes meandriformes antiguas, concluyendo que el más fiable es la presencia de epsilon cross-bedding. Este tipo de estratificación ha sido citada por diversos autores en algunos afloramientos de excep-

cional calidad, donde una sucesión vertical de secuencias del tipo "fining-upward" se relaciona en la horizontal con una geometría de barras de meandros (PUIGDEFABREGAS 1973, 1975; NAMI 1976; PUIGDEFABREGAS y Van VLIET 1978; NAMI y LEEDER 1978). Por lo tanto, parece lícito suponer (como ya había sugerido ALLEN 1965c) que las diferentes unidades de epsilon cross-bedding representan sucesivos episodios de acreción lateral de barras de meandros o point-bars.

En el caso que nos ocupa, del hecho de que muchas de las unidades acrecionales puedan seguirse perfectamente de la base al techo de cada paquete y que la mayoría de ellas estén remarcadas por un delgado film lutítico, parece desprenderse (de modo análogo al caso descrito por PUIGDEFABREGAS y Van VLIET 1978) que el sistema meandriforme que proponemos se caracterizaba por unas fluctuaciones muy marcadas de caudal. De esta forma, es muy probable que la mayor parte del crecimiento de las barras tuviera lugar a bankfull stage (1) (lo que explicaría que las diversas unidades acrecionales puedan trazarse de la base al techo de cada paquete), mientras que en las etapas de estiaje se produciría la sedimentación de los delgados niveles lutíticos y, muy posiblemente, la intensa bioturbación que oblitera la estructura interna de las unidades acrecionales.

A juzgar por el tipo de facies que integran dichas unidades, los principales procesos deposicionales que habían contribuído al crecimiento de las barras serían:

(1) Estadio en el que la superficie del agua en el canal está al mismo nivel que los bancos que lo limitan.

la migración de trenes de dunas de pequeño tamaño (origen de la facies At) y la migración de ripples (origen de la facies Ar). Ambas facies han sido ampliamente descritas en los depósitos arenosos de diversas barras de meandros (McDOWELL 1960; FRAZIER y OSANIK (1961; HARMS et al 1963; BERNARD y MAJOR 1963; LANE 1963; JACKSON II 1976) y de acuerdo con la interpretación de ALLEN (1970), la localización preferente de la facies At hacia las partes inferiores de la barra y de la Ar hacia las superiores (un hecho muy frecuente en este tipo de depósitos) se originaría a causa de que la velocidad y profundidad del flujo serían cada vez menores hacia la parte alta de la barra.

MOODY-STUART (1966); COTTER (1971), LEEDER (1973); ELLIOT (1976); MORTON y DONALDSON (1978) y ETHRIDGE y SCHUMM (1978), han desarrollado diversos métodos para calcular las dimensiones originales de los canales a partir de las dimensiones presentadas por las unidades de epsilon cross-bedding. La mayoría de ellos siguen las ideas de ALLEN (1965), en el sentido de que la anchura y profundidad del canal a bankfull stage, son aproximadamente iguales a 1,5 veces la extensión en la horizontal de las unidades acrecionales y a la altura de éstas, respectivamente. Aplicando estos datos a nuestro caso, resultaría que las dimensiones de los canales meandri-formes que analizamos oscilarían entre los 0,5 y los 2,5 m de profundidad, por 10 a 50 m de anchura (unas dimensiones evidentemente muy pequeñas).

Aparte de la acreción lateral de las barras de meandro, otro tipo de proceso que ha sido ampliamente descrito en los ríos meandri-formes, consiste en la colmatación de los canales abandonados por avulsión o estrangulamiento (ALLEN 1965). Muy probablemente este proceso esté representado por el caso ilustrado en la fig. 33, donde la alternancia de areniscas y lutitas que co-



nectan lateralmente con las unidades acrecionales arenosas, pueden interpretarse como los depósitos de relleno de uno de estos canales (channel fill deposits de ALLEN 1965).

Como ya se ha indicado, los materiales lutíticos que se superponen a los paquetes arenosos, representarían los depósitos originados en la llanura de inundación mediante la sedimentación de las lutitas transportadas por suspensión en periodos de crecida. Según ALLEN (1964), los pequeños niveles de conglomerados intraformacionales y de areniscas en la facies Ar que se intercalan entre las lutitas, pueden originarse en los inicios de estos periodos, cuando la competencia de la corriente es lo suficientemente elevada como para erosionar los materiales previamente depositados y transportar la arena en forma de ripples.

Por lo que respecta a los horizontes de concreciones carbonatadas, estos pueden interpretarse (MARZO et al 1974) como productos edáficos del tipo caliche. La presencia de estos horizontes revela la exposición subaérea de los materiales depositados en la llanura de inundación y una tasa de sedimentación relativamente baja. Por esta última razón, el tramo fuertemente concrecionado que se sitúa en el techo de esta unidad, sugiere la existencia de una interrupción sedimentaria bastante importante.

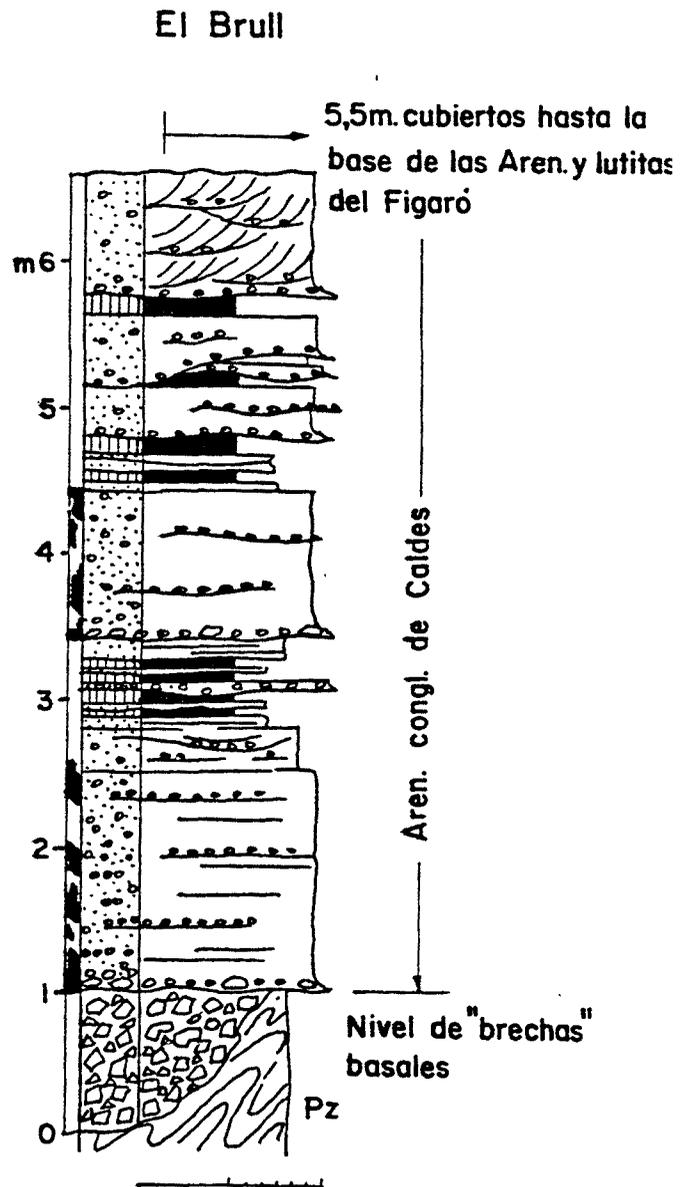
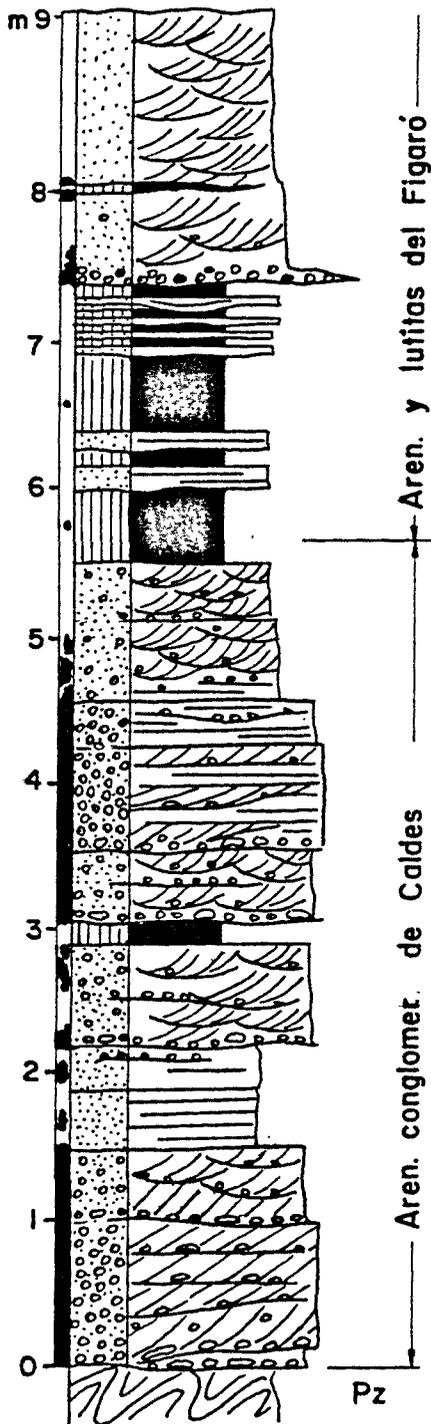
IV.3.2.- Las Areniscas conglomeráticas de Caldes

a) Características generales

A partir de Les Pedritxes hacia el E (figs. 3, 4 y 5) las tres unidades que constituyen la megasecuencia de la R. de St. Jaume no son identificables y, en su lugar, la serie detrítica se inicia con unos materiales arenoso-conglomeráticos (Areniscas conglomeráticas de Caldes) los cuales descansan sobre el zócalo paleozoico

Fig.34. Perfiles de las Areniscas conglomeráticas de Caldes

Km 1,8 de la carretera de Caldes a St. Sebastián de Montmajor (localidad tipo)



L. AF. Ar. Caldes
AMP. AM. AMO.

o el Nivel de "brechas" basales, pasando verticalmente, de forma gradual, a las Areniscas y lutitas del Figarò.

Como muestra la fig. 5, desde Matadepera hacia el W, a causa del despegue paleozoico de Les Pedritxes y de la elevada tectonización de la serie triàsica, la continuidad lateral y la posición estratigràfica de las Areniscas conglomeràticas de Caldes (en relación a las tres unidades que integran la megasecuencia de la R. de St. Jaume) permanecen algo imprecisas. Sin embargo, como resulta que en la regiòn situada al W de Les Pèdritxes, las Areniscas y lutitas de la R. de St. Jaume y las del Figarò aparecen localmente separadas por una segunda barra arenoso-conglomeràtica (fig. 27), en apariencia correlacionable (tanto geométrica como litológicamente) con las Areniscas conglomeràticas de Caldes, nos inclinamos a pensar que esta última unidad se prolonga, aunque sea de manera discontinua, a lo largo de todo el sector, en cuyo caso, desde El Molinot a Collbatò, reposaría localmente sobre las Areniscas y lutitas de La R. de St. Jaume.

Las Areniscas conglomeràticas de Caldes presentan, de W a E, constantes variaciones de potencia: 1-1,5 en el Torrent del Puig (fig. 27); 5 m al W de Matadepera (Turó de Can Candi); 0,5-1 m en el Km 30,1 de la carretera de Castellar del Vallès a Sentmenat; 5 m en el Km 1,8 de la carretera de Caldes a St. Sebastià de Montmajor; 5 m en la Riera de Caldes (cantera en x: 5250'20", y: 41240'40", M.T.N. nº 364); 0 m en el km 2 de la carretera de Figaró a Montmany; 5 m en El Brull, y 0-0,5 m en la regiòn del Tagamanent-Plà de la Calma. Estas pequeñas variaciones de potencia, que nos confirman la idea de que las Areniscas conglomeràticas de Caldes constituyen una unidad lateralmente algo discontinua, van a su vez acompañadas por una ligera variabilidad litológica. De esta forma, mientras en Matadepera, en la Riera de Caldes y en la carretera de Caldes a St. Sebastià de Montmajor, dicha unidad està integrada por una proporciòn aproximadamente similar de conglomerados muy arenosos y de areniscas conglomeràticas, en el resto de las localidades citadas, las areniscas conglomeràticas son los materiales dominantes.

Para ilustrar mejor esta cuestión, vamos a describir su sucesión litológica en dos puntos: en la carretera de Caldes a St. Sebastiá de Montmajor (localidad tipo) y en El Brull.

b) Descripción de la sucesión litológica

En la localidad tipo (fig. 34) las Areniscas conglomeráticas de Caldes están integradas por varios paquetes (de 0,7 a 2,10 m de potencia) constituidos por conglomerados muy arenosos y/o areniscas conglomeráticas, entre los que se intercalan delgados niveles de areniscas y lutitas (de 15 a 70 cm. de grosor).

Los conglomerados -con una fábrica sustentada por los cantos, pero con un elevadísimo porcentaje de matriz arenosa- están formados por guijas subangulosas a subredondeadas, con un tamaño medio comprendido entre 2 y 3 cms, y de composición esencialmente silíceo: 95% de cuarzos filonianos, 2% de cuarcitas, 2% de liditas y 1% de pizarras. Estos materiales, de color blanco, se presentan bajo dos facies principales: Cm y Cp. La facies Cm constituye horizontes tabulares, de 30 a 40 cm de grosor y de aspecto masivo, mientras que la facies Cp se presenta como sets aislados o agrupados, cuya altura no sobrepasa los 40 cm.

Las areniscas conglomeráticas, de colores blancos a rojizos, pueden describirse como cuarzoarenitas de grano grueso a muy grueso con frecuentes gránulos y pequeñas guijas de cuarzo (de 1 a 3 cm de diámetro) dispersas en su interior. Esta clase de materiales suelen presentarse en la facies At o Ap. La facies Ap está representada por sets solitarios o agrupados de unos 35 cm de altura, que en ocasiones pueden conectar lateralmente con sets de la facies Cp, y la facies At por cosets de hasta 70 cm de potencia, cuyos sets varían entre 20 y 30 cm de altura y 0,5 a 1,5 m de anchura.

Los paquetes integrados por los dos tipos de materiales descritos, consisten en una compleja asociación lateral y vertical de las facies Cm, Cp, At y Ap (las dos últimas con una ligera tendencia a situarse hacia su techo), mientras

que los paquetes exclusivamente formados por areniscas conglomeráticas suelen consistir en uno o dos cosets de la facies At. En ambos casos, estos paquetes presentan una base erosiva y frecuentes cicatrices internas, por lo general remarcadas por un pequeño pavimento de cantos de cuarzo.

Los niveles de areniscas y lutitas se disponen, con un contacto muy brusco, sobre el techo de los paquetes que acabamos de describir. Las areniscas (de grano fino a medio con algunas pasadas de gránulos) suelen presentarse como delgados sets en la facies Ah, y las lutitas (más o menos arenosas) como finísimos horizontes de aspecto masivo (facies Lm). Ambos materiales, de color rojo, tienden a incrementarse hacia la parte superior del perfil, marcándonos el tránsito gradual a las Areniscas y lutitas del Figaró.

A grandes rasgos, este tipo de sucesión litológica es prácticamente análoga a la observada en la Riera de Caldes y en Matadepera.

En cambio, en El Brull (fig. 34, foto 1) la unidad que nos ocupa está formada por una repetida alternancia de paquetes de areniscas conglomeráticas (de 1 a 2,5 m de grosor) y pequeños niveles de areniscas y/o lutitas.

Los paquetes de areniscas conglomeráticas -cuarzoarenitas de grano grueso a muy grueso con numerosos cantos de cuarzo (de hasta 3 cm de diámetro) dispersos en su seno - presentan un contacto basal erosivo y frecuentes superficies erosivas internas, irregulares y discontinuas, a lo largo de las cuales se acumulan de forma preferente los cantos de cuarzo (subangulosos a subredondeados). En la mayoría de los casos estos paquetes se caracterizan por un aspecto masivo y, en ocasiones, por la presencia de una estratificación cruzada de gran escala pobremente definida (facies At o Ap?). Los materiales intercalados entre estos paquetes, con una potencia de 0,10 a 0,5 m, consisten en lutitas arenosas masivas (facies Lm) y en pequeños lentejones de areniscas de grano fino a medio, cuya estructura interna

no es apreciable. El color típico de las lutitas y areniscas es el rojo, mientras que las areniscas conglomeráticas varían de blanco-amarillentas en la base del perfil, a rojizas hacia el techo.

Para finalizar, es conveniente señalar que en aquellos lugares donde la unidad que describimos se presenta con una potencia muy reducida (0,5 a 1,5 m), ésta está formada por uno o dos bancos de areniscas conglomeráticas (de características semejantes a las de El Brull) las cuales evolucionan rápidamente a una alternancia de areniscas y lutitas (Areniscas y lutitas del Figaró).

c) Interpretación sedimentológica

El tipo de sucesión litológica descrita para la localidad tipo (fig. 34) es bastante similar a la del Tramo superior de los Conglomerados de la R. de St. Jaume y, en base a los argumentos que hemos expuesto en el apartado IV.3.1.1.e, puede interpretarse como originada por un sistema fluvial de morfología entrelazada, en el que buena parte del material de lecho (entre un 20 y un 25%) estaría integrado por grava (distal gravelly braided rivers de MIALL 1978). De forma muy breve, recordaremos que por analogía con diversos modelos actuales, los paquetes arenoso-conglomeráticos pueden identificarse con los depósitos originados en áreas activas (o canal de primer orden), mientras que las pequeñas intercalaciones de areniscas y lutitas que se superponen a dichos paquetes representarían depósitos formados en áreas temporalmente inactivas. En líneas generales, la diferencia más notable entre el sistema fluvial que proponemos para esta unidad y el propuesto para el Tramo superior de los Conglomerados de la R. de St. Jaume, consistiría en que el último presentaría un mayor porcentaje de grava en su cauce (hasta un 50 %), y por tanto, una mayor competencia.

Según RUST (1978), a caudales altos, la competencia de las corrientes del tipo citado suele ser lo suficientemente elevada como para asegurar el transporte de la grava por tracción y el de la totalidad de la fracción arena por suspensión, lo que se traduce en que sus depósitos se caracterizan por la presencia de una cierta proporción (no inferior al 10 %, según MIALL 1978) de conglomerados con una fábrica sustentada por los clastos. Esta consideración resulta oportuna, porque de ella se desprende que la interpretación propuesta para la localidad tipo, no puede ser generalizada a aquellos lugares en los que la fracción grava aparece, exclusivamente, como cantos dispersos en el seno de los materiales arenosos (p.e. en El Brull).

En estos últimos casos, no cabe ninguna duda de que nos hallamos ante los depósitos originados por un sistema fluvial de tipo bed load (SCHUMM 1968, 1972) en el que el transporte de las fracciones grava y arena se realizaba simultáneamente por tracción y que, por consiguiente, se caracterizaba por una competencia ligeramente menor a la del sistema invocado para la localidad tipo. Desgraciadamente, el aspecto masivo presentado por la mayoría de los bancos de areniscas conglomeráticas (interpretables sin dificultad como depósitos de canal) impide un análisis detallado de los principales procesos sedimentarios que habrían actuado en dicho sistema. Por este motivo, su morfología nos resulta difícil de precisar. Sin embargo, atendiendo a la relación: potencia de los paquetes de areniscas conglomeráticas/potencia de las intercalaciones de granulometría más fina, y a la presencia de numerosas superficies erosivas en el seno de los depósitos de canal, parece probable que nos hallemos ante los sedimentos originados por un sistema fluvial de morfología entrelazada (ALLEN 1965). Si esto es así, este sistema debería de incluirse ya dentro de los denominados: Sandy-dominant braided rivers por RUST (1978).

Probablemente, las pequeñas variaciones de potencia que caracterizan a la unidad que nos ocupa, así como su naturaleza discontinua en una dirección que suponemos aproximadamente perpendicular a la dirección de aporte dominante (1), nos indican que su sedimentación estuvo controlada por ligerísimas irregularidades topográficas del basamento. Este hecho, no solo explicaría las peculiaridades geométricas que acabamos de mencionar, sino que también podría explicar las pequeñas diferencias existentes entre las corrientes fluviales que originaron las Areniscas conglomeráticas de Caldes. De esta forma, si suponemos que tales corrientes discurrían preferentemente en áreas relativamente deprimidas y separadas entre sí, no es extraño que dichas corrientes mostraran ligeras variaciones de competencia y, por lo tanto, que sus depósitos se caracterizaran por una granulometría algo diferente. Además, debe tenerse muy presente que a juzgar por su disposición estratigráfica (fig. 5) las Areniscas conglomeráticas de Caldes podrían ser ligeramente heterócronas de W a E, en cuyo caso, las diferencias litológicas y genéticas anteriormente apuntadas, obedecerían a que nos encontramos ante materiales sedimentados en áreas diferentes y durante distintos periodos de tiempo.

IV.3.3.- Las Areniscas y lutitas del Figaró

a) Características generales

Las Areniscas y lutitas del Figaró, constituyen la unidad más desarrollada y característica de los afloramientos

(1) A pesar de que en esta unidad el estudio sistemático de paleocorrientes resulta prácticamente imposible, a causa de las malas condiciones de afloramiento, no existe ningún argumento razonable que nos permita suponer un sentido de aporte muy diferente al deducido para las areniscas y lutitas del Figaró (de NNW-SSE a NE-SW).

tos del sector oriental de la Cordillera Prelitoral (figs. 3, 4 y 5). Esta unidad, cuya potencia varía de los 105 m de El Brull (junto al límite oriental del sector) a los 235 m de la Riera de St. Jaume (en las cercanías del límite occidental), descansa sobre las Areniscas conglomeráticas de Caldes o sobre las Areniscas y lutitas de la R. de St. Jaume, pasando verticalmente, de forma gradual, a los materiales del Complejo superior. Sus mejores afloramientos se localizan en la carretera de Seva a Viladrau (junto a El Brull), en la vía férrea de Barcelona-Puigcerdá (entre Figaró y Aiguafreda), en la carretera de Figaró a Montmany, en la carretera de Caldes a St. Sebastiá de Montmajor, y en la Riera de St. Jaume-carretera de Olesa de Montserrat a Vacarisses.

Como su nombre indica, la unidad que nos ocupa está esencialmente integrada por una alternancia de areniscas y lutitas (fig. 4). Las areniscas, que se presentan en todos sus rangos granulométricos aunque predominan ampliamente las de grano fino a medio, pueden clasificarse como cuarzoarenitas: los fragmentos de cuarzo (subangulosos a sub-redondeados) constituyen aproximadamente el 90% del total de los granos, las cuarcitas el 5-7%, los feldespatos potásicos (bastante alterados) el 3-5%, y los fragmentos de rocas (esquistos y filitas) un porcentaje despreciable. Otros componentes localmente bastante importantes son las micas (moscovita sobre todo, con alguna biotita), así como los clastos intraformacionales lutíticos, arenosos y carbonatados, estos últimos procedentes de la erosión de los horizontes de concreciones carbonatadas intercalados entre las lutitas. El cemento suele ser predominantemente silíceo y ferruginoso hacia las partes inferiores de la unidad, y ferruginoso y carbonatado hacia las partes superiores. El cemento ferruginoso (hematites) se presenta como películas adosadas a los

granos detríticos o como parches dispersos en los poros; el cemento silíceo como crecimientos secundarios frecuentemente resaltados por una película de hematites interpuesta; y el cemento carbonatado como parches de calcita micro a mesocristalina, los cuales se disponen en los espacios intergranulares y corroyendo en numerosos casos a los granos detríticos adyacentes y a los otros tipos de cemento. La selección de estas areniscas, por lo general con un porcentaje de matriz inferior al 5 %, oscila entre moderada a muy buena.

Hacia las partes bajas y medias de la unidad, la mayor parte de las areniscas suelen presentarse con un color rojo dominante, aunque no es raro encontrar pequeños nivelillos o lentejones de colores blanco-amarillentos o amarillo-verdosos. Estas últimas coloraciones se hacen mucho más abundantes hacia las partes superiores, donde son frecuentes los paquetes de areniscas (de hasta 3 m. de grosor) de colores blanco-verdosos y la mayoría de las areniscas presentan coloraciones rojizas y verdosas asociadas. Al microscopio, las areniscas rojas y las "no rojas" no parecen presentar diferencias notables de composición, salvo en que las segundas se caracterizan por la ausencia del pigmento de hematites y por una mayor proporción de cemento carbonatado.

Por lo que respecta a las lutitas, más carbonatadas a medida que ascendemos en la serie, los estudios por difracción de rayos X revelan que los minerales arcillosos dominantes son la illita y la caolinita, predominando la primera. Estos materiales muestran una evolución vertical de coloración similar a la descrita para las areniscas.

Teniendo en cuenta estos cambios verticales de color, las Areniscas y lutitas del Figaró han sido subdivididas en dos tramos, gradualmente superpuestos y sin límites precisos, a los que denominamos: Tramo inferior (65 a 160 m) y Tramo superior (45 a 75 m), (ver figs. 4 y 5).

Fig.35A. Perfil del Tramo inferior de las Areniscas y lutitas del Figaró en la Riera de St. Jaume-carretera de Olesa de Montserrat a Vacarisses (potencia referida a la columna de la fig.4)

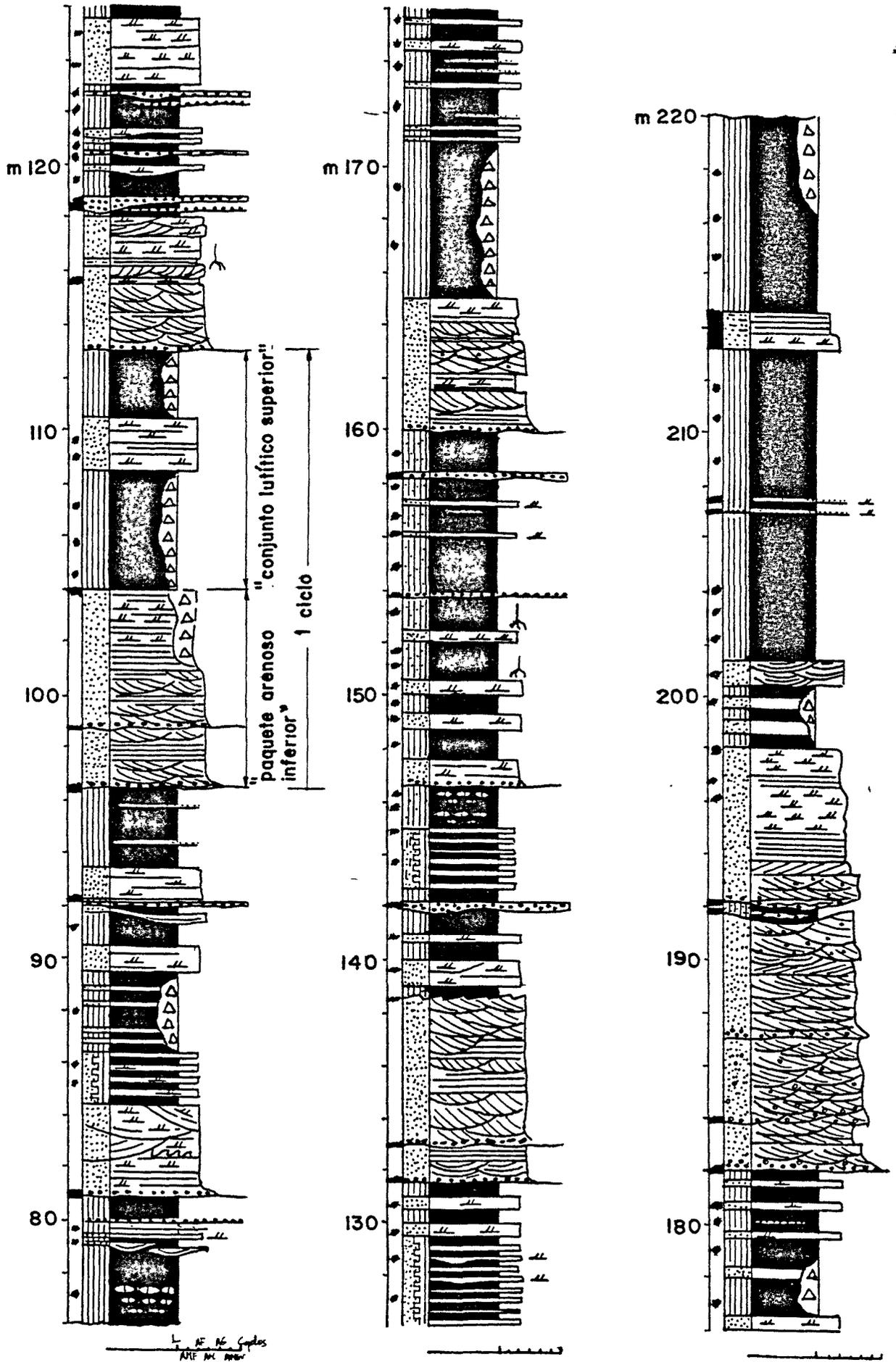
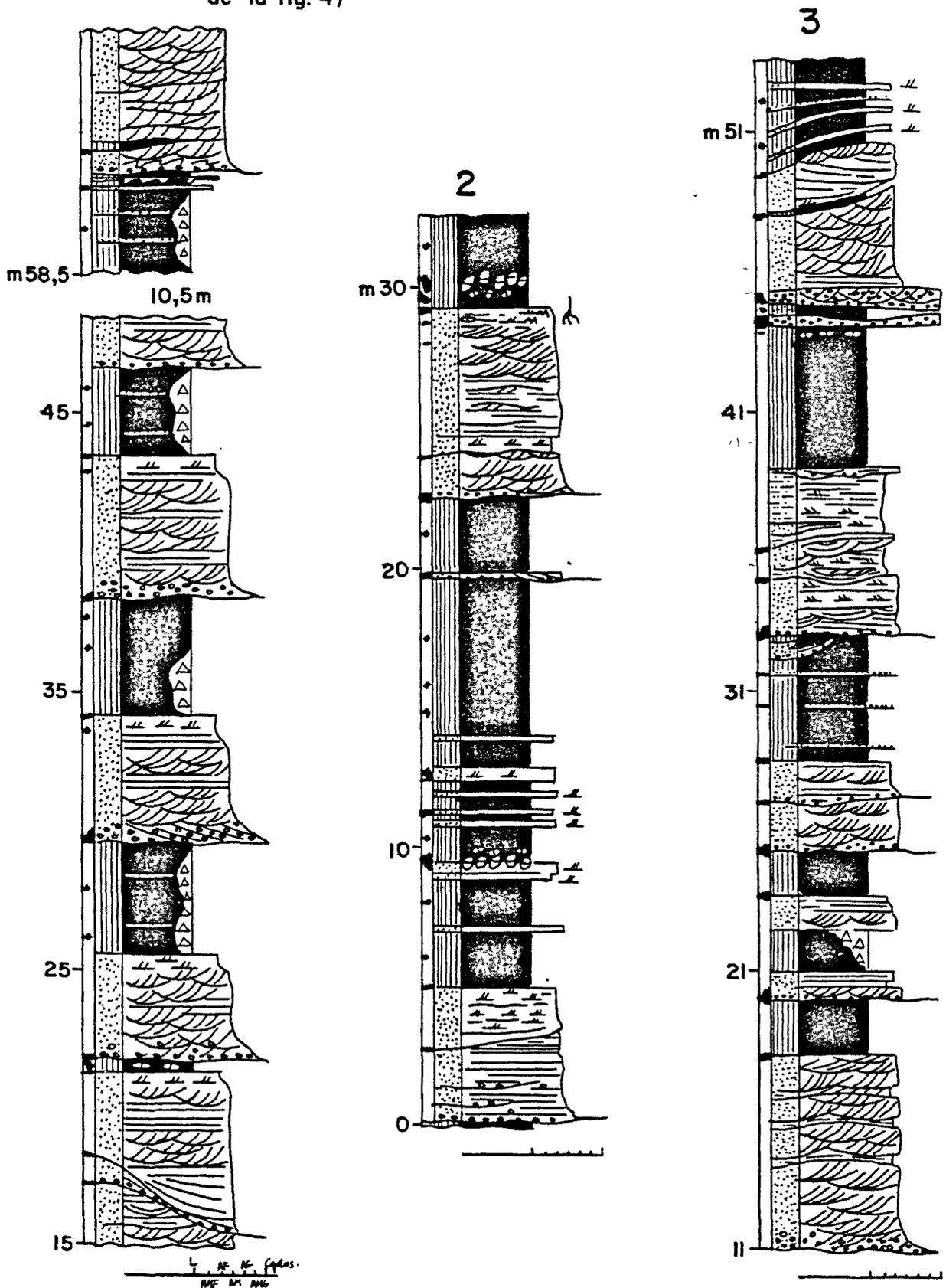


Fig. 35 B Perfiles parciales del Tramo inferior de las Areniscas y lutitas del Figaró.

- 1.-Via ferrea entre Figaró y Aiguafreda
- 2.-Carretera de Figaró a Montmany
- 3.-El Brull

(En los perfiles 1 y 3 la potencia está referida a las de las columnas de la fig. 4)



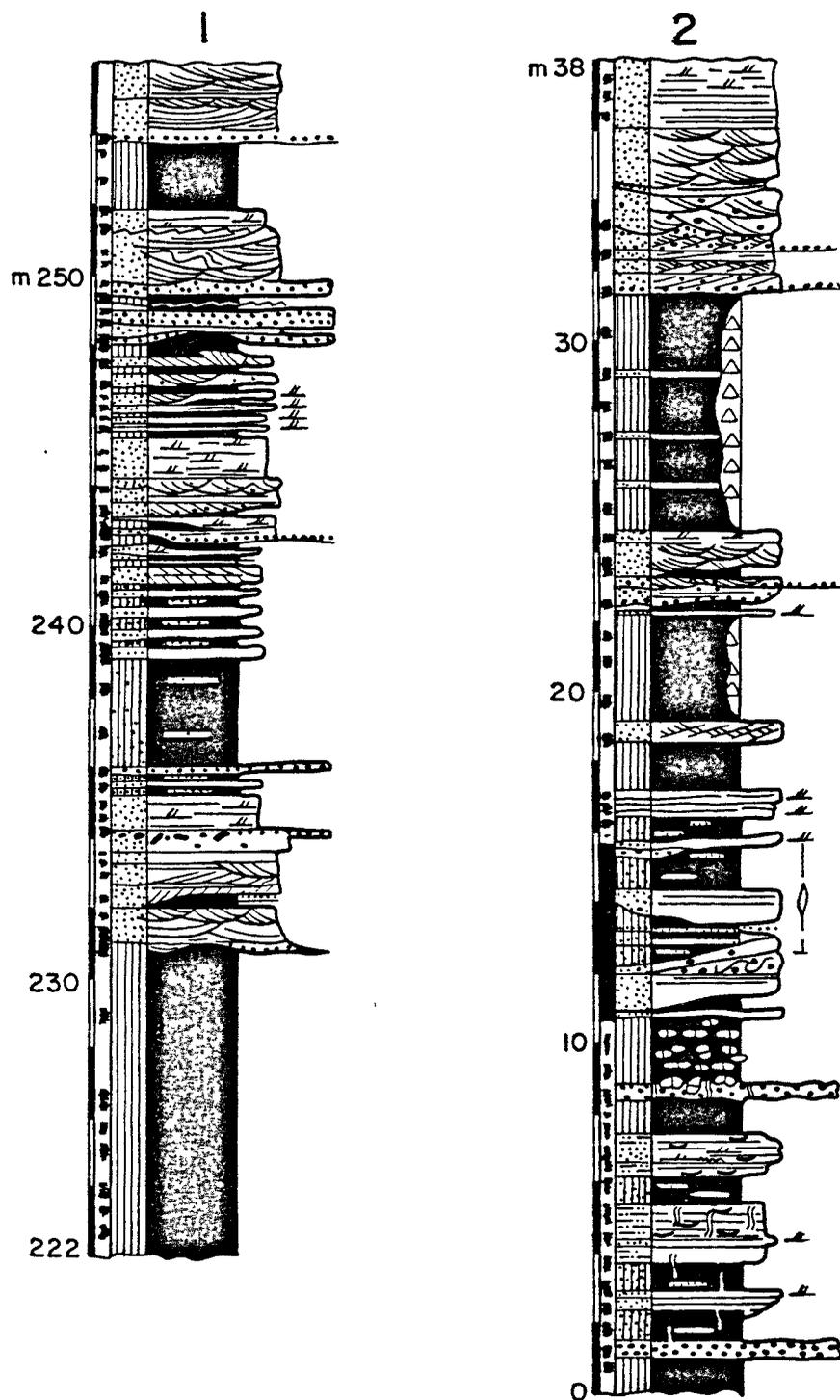


Fig.36 Perfiles del Tramo superior de las Areniscas y lutitas del Figaró
 1.-Riera de St. Jaume (potencia referida a la columna de la fig.4)
 2.-Can Serra L'Arca

b) Descripción de la sucesión litológica

Tanto el Tramo inferior como el superior (figs. 35A, 35B y 36) están integrados por la repetición de una serie de ciclos, cada uno de los cuales consta de dos términos superpuestos: "paquete arenoso inferior" y "conjunto lutítico superior".

En líneas generales, el "paquete arenoso", cuya potencia varía de 2 a 16 m y cuya anchura oscila entre uno y varios centenares de metros, se caracteriza de base a techo por:

- 1) una base erosiva, por lo general de escaso relieve, que aparece tapizada por un pavimento de cantos intraformacionales y pequeñas guijas de cuarzo.
- 2) una alternancia de las facies At y Ah, frecuentemente interrumpida por superficies erosivas internas o por delgadas intercalaciones de las facies Ar y Lm.
- 3) un ligero decrecimiento del tamaño de grano hacia las partes superiores de cada paquete (de areniscas de grano fino-medio a areniscas de grano muy fino-lutíticas) lo que se traduce en un predominio de la facies Ar, inmediatamente por debajo del contacto con el "conjunto lutítico".

Los conglomerados intraformacionales están formados por una proporción variable de fragmentos de lutitas, areniscas y concreciones carbonatadas, los cuales pueden presentarse dispersos en una abundante matriz arenosa o densamente empaquetados y cementados por calcita. Estos materiales, que casi siempre van acompañados por algún canto subanguloso a sub-redondeado de cuarzo (de 0,5 a 1 cm de diámetro), constituyen pequeños horizontes de 5 a 20 cm de espesor y, en ocasiones, acumulaciones de hasta 1 m de grosor.

Las principales facies que forman el "paquete arenoso" son: At, Ah y Ar. La facies At (foto 17b), integrada por areniscas de grano fino a medio y más raramente de grano grueso a muy grueso, constituye cosets de 0,5 a 3 m de grosor (por lo general de tipo pi de ALLEN, 1963), cada uno de cuyos sets puede variar entre 20 y 50 cm de altura, por 0,5 a 3 m de anchura, y que algunas veces muestran una ligera disminución de ambas dimensiones hacia el techo de los cosets. Las areniscas en la facies Ah (de grano muy fino a medio) se presentan como bancos de 0,2 a 1,5 m de potencia (foto 19), muchos de los cuales constan de varias unidades de sedimentación que aparecen individualizadas por pequeñas cicatrices erosivas de forma plana o irregular; en algunos casos, la superficie de las unidades de sedimentación muestran alineaciones de corriente o parting lineation. La facies Ar (foto 18) está representada por areniscas de grano muy fino a fino, con una estratificación cruzada de pequeña escala de tipo trough o del tipo escalante. Esta facies constituye cosets de 0,3 a 2,5 m de potencia, en cuyas superficies no es raro encontrar ripples de corriente con crestas sinuosas, lunadas o linguoides. En muchas ocasiones, los cosets de la facies Ar situados en el techo de los "paquetes arenosos" aparecen intensamente bioturbados y atravesados por una serie de tubos sinuosos verticalizados (de 1 a 3 cm de grosor, por 5 a 20 cm de longitud) que deforman la laminación original y que pueden atribuirse a moldes de raíces (fotos 30 y 31).

En el caso más simple, las secuencias verticales de facies que componen el "paquete arenoso inferior" son del tipo: Congl. intraf. → At, Ah → Ar (1). Sin embargo, muy frecuentemente, esta sucesión aparece complicada por la presen-

(1) Léase: conglomerados intraformacionales pasando verticalmente a una alternancia de las facies At y Ah, la cual, a su vez, pasa a la facies Ar.

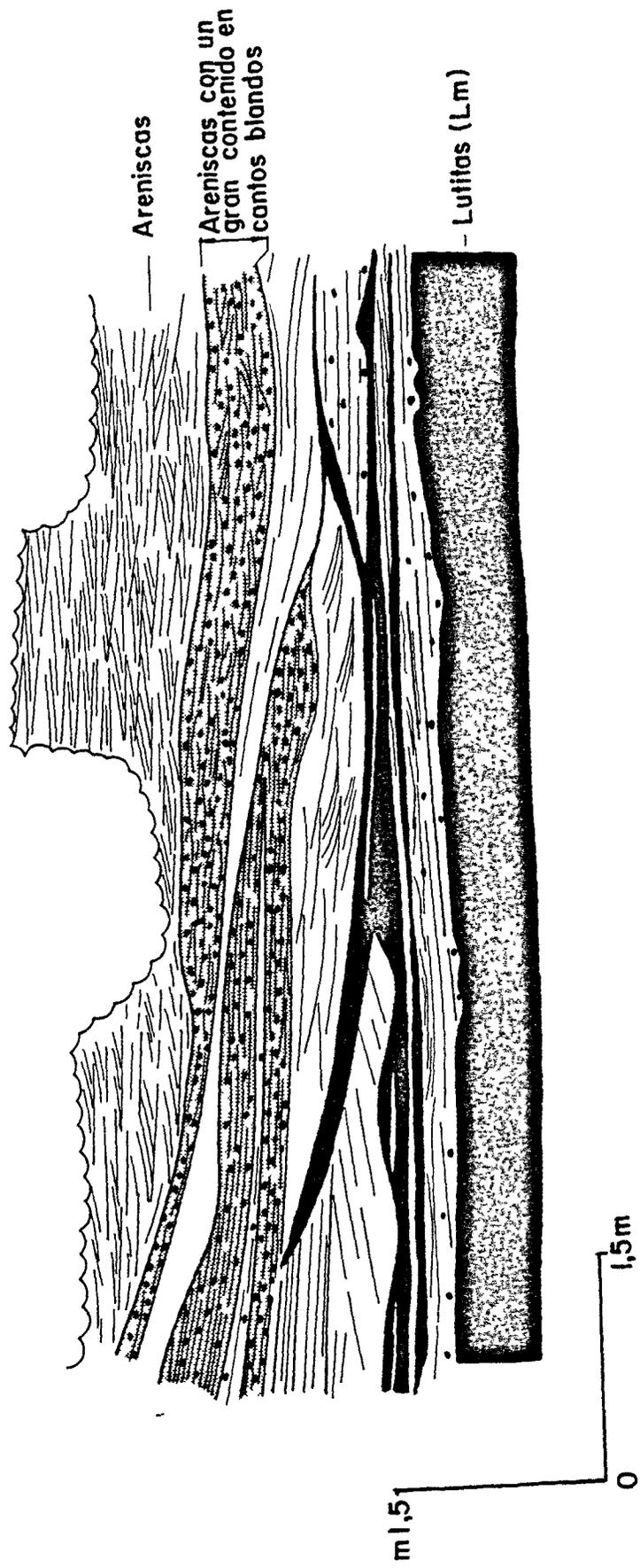
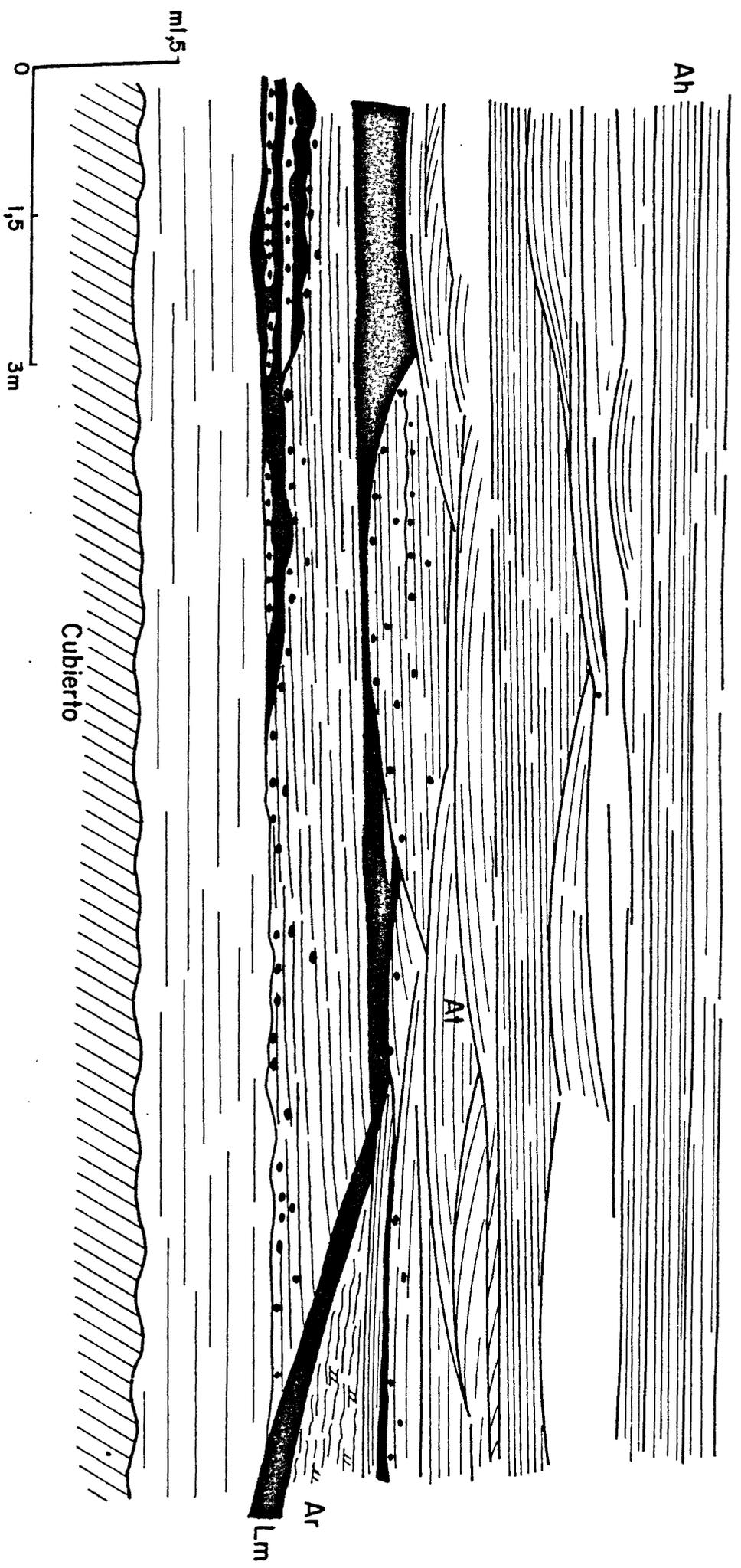


Fig. 37 A Esquema de un "paquete arenoso" claramente multistorey
 (carretera de Caldes a St. Sebastia de Montmajor) ver foto 37

Fig. 37B Idem a la fig. 37 A (cantera en la carretera de Caldes a St. Sebastián de Montmajor) Ver foto 38



cia de superficies erosivas internas, las cuales confieren un claro carácter multistorey a dichos paquetes, así como por la existencia de delgadas intercalaciones de las facies Ar y Lm, que se sitúan entre los cosets de las facies At y Ah.

Las superficies erosivas internas (corrientemente remarcadas por un pavimento de cantos intraformacionales) pueden presentar una forma más o menos plana, dividiendo el "paquete arenoso" en dos o tres partes superpuestas, o bien una forma claramente curvilínea e irregular (figs. 37A, 37B, fotos 37 y 38) delimitando en este caso una serie de lentejones de sedimento, cada uno de los cuales puede estar formado por una o varias de las facies anteriormente descritas o por grandes acumulaciones de cantos blandos. Las intercalaciones de la facies Lm, que rara vez sobrepasan los 0,5 m de grosor, pueden adoptar una disposición más o menos horizontal, aunque muy frecuentemente se disponen paralelamente a las superficies erosivas de forma curvilínea (figs. 37A y 37B). Este tipo de intercalaciones han sido observadas en diferentes posiciones dentro del "paquete arenoso", incluso alternando con los niveles de conglomerados intraformacionales basales. Por lo que respecta a la facies Ar, ésta puede presentarse formando delgados horizontes intercalados entre los cosets de las facies At y Ah, o integrando alguno de los lentejones anteriormente citados. Más excepcionalmente, la facies Ar constituye la totalidad del "paquete arenoso inferior".

El "conjunto lutítico superior", cuya potencia varía entre 0,5 y 25 m (la media se sitúa alrededor de los 5 m), se dispone con un contacto gradual sobre los techos de los paquetes que acabamos de describir. Este conjunto, aunque de composición esencialmente lutítica, intercala una proporción variable de niveles arenosos, por lo general mucho más abundantes en las cercanías del contacto con el térmi-

no inferior de cada ciclo, así como frecuentes horizontes de concreciones carbonatadas y de conglomerados intraformacionales.

Los materiales lutíticos (facies Lm), que constituyen entre el 50 y el 90 % del total del "conjunto superior", se caracterizan por un aspecto masivo, una fractura concoidea y por la presencia de abundantes indicios de bioturbación. Las areniscas intercaladas entre las lutitas (de grano muy fino a fino) suelen constituir niveles de forma tabular a ligeramente lantejonar, de 0,25 a 2 m de grosor, que en algunos casos se presentan en una apretada alternancia con la facies Lm. Las principales facies que integran estas areniscas, en ocasiones masivas, son la Ar y la Ah, dominando la primera. En no pocos casos, la laminación interna de estas areniscas aparece intensamente deformada por raíces (fotos 28 y 29).

Las concreciones carbonatadas (fotos 32 y 33) consisten en una serie de nódulos irregulares, de color pardo-amarillento a verdoso y de 3 a 12 cm de diámetro, los cuales presentan una forma esférica o cilíndrica, elongada verticalmente. Estos nódulos, que se desarrollan preferentemente en el seno de los materiales lutíticos, aunque también pueden afectar a los niveles de areniscas intercalados entre ellos, se encuentran formando horizontes de 0,20 a 1 m de espesor que, por regla general, se caracterizan por un progresivo aumento del tamaño y número de los nódulos de la base hacia el techo. Solo ocasionalmente, algunos de estos horizontes pueden finalizar por una delgada costra carbonatada, muy discontinua y de aspecto brechoide, o consistir en una serie de pequeños nódulos esféricos que se presentan muy dispersos en el interior de las lutitas. Las características petrográficas de los nódulos carbonatados son análogas a las descritas en el apartado III.3.2.

En la mayoría de los casos, el número máximo de horizontes carbonatados intercalados en el "conjunto lutítico" es de uno por ciclo, aunque en ocasiones es posible observar dos o tres horizontes superpuestos en un intervalo no superior a los dos metros. Este tipo de horizontes condensados son más frecuentes en aquellos lugares donde las Areniscas y lutitas del Figaró son menos potentes (p.e. en el valle del Congost, figs. 4 y 5) y en las cercanías del contacto entre el Tramo inferior y el superior. Asimismo, es oportuno remarcar que en el Tramo superior los horizontes que nos ocupan son muy escasos.

Los conglomerados intraformacionales, constituyen niveles de base erosiva y de 0,20 a 0,50 cm de grosor, los cuales aparecen frecuentemente asociados a los horizontes de concreciones anteriormente descritos. En estos niveles, intensamente cementados por calcita, la proporción de fragmentos de concreciones carbonatadas es mayor que en los conglomerados intraformacionales que se sitúan en la base del "paquete arenoso".

c) Distribución del color: Tramo inferior y Tramo superior

Como ya se ha indicado, en el Tramo inferior, la inmensa mayoría de las areniscas que integran los "paquetes arenosos" son de color rojo a rosado, aunque las superficies erosivas basales e internas pueden aparecer remarcadas por una estrecha banda de color blanco-amarillento o gris-verdoso, y los cosets de la facies Ar situados en el techo de cada paquete pueden presentar pequeñas moteaduras y manchas irregulares de idéntica coloración. En cambio, en el Tramo superior, los "paquetes arenosos" suelen caracterizarse por una compleja e irregular asociación de coloraciones rojo-rosadas y gris-verdosas (que por lo general no guardan ningún tipo de relación con la estratificación) o presentarse con un color exclusivamente gris-verdoso (foto 39). Estos paquetes se caracterizan por un gran contenido en restos

vegetales (muy escasos en el Tramo inferior), los cuales pueden aparecer: dispersos en el seno de los conglomerados intraformacionales o en el interior de las diversas facies arenosas, orientados sobre las superficies de los sets de la facies Ah, y englobados en las intercalaciones lutíticas. Sin ninguna duda, dichos paquetes constituyen los niveles que en el valle del Congost suministraron la flora citada por ALMERA (1909) (1913), WURM (1813), SCHMIDT (1928) (1935), SOS (1933), BATALLER (1933), LLOPIS (1942a) (1947) y VIRGILI (1958). Un gran número de los ejemplares clasificados con anterioridad a VIRGILI (1958) fueron revisados por esta autora y corresponden a fragmentos de coníferas, equisetales y helechos:

- Aetophyllum s.p.
- Albertia s.p.
- Voltzia heterophyllia BRONG.
- Equisetites s.p.
- Equisetites mougeoti BRONG.
- Pecopteris sulziana BRONG.

A esta relación debe añadirse un ejemplar hallado por nosotros en el km 45 de la vía férrea de Barcelona-Puigcerdà (entre Figaró y Aiguafreda) y que ha sido atribuido por el Dr. J.C. GALL a un fronde de Anomopteris mougeoti cfr. BRONG.

En el Tramo inferior, los materiales del "conjunto lutítico" suelen presentarse con un color rojo dominante, a pesar de que las lutitas pueden mostrar algunas moteaduras y manchas irregulares gris-verdosas (especialmente frecuentes en las cercanías de los horizontes de concreciones carbonatadas) y que algunos niveles de areniscas y conglomerados intraformacionales presentan coloraciones rojizas y verdosas, asociadas de manera muy irregular. Además, corrientemente, los materiales lutíticos situados inmediatamente por debajo del contacto con el "paquete arenoso" presentan

una estrecha franja de color verdoso (de 10 a 30 cm de grosor) que se dispone paralelamente a la superficie de erosión basal.

Todos estos fenómenos se hacen mucho más abundantes en el Tramo superior, donde la mayoría de las areniscas alternantes con las lutitas muestran coloraciones rojizas y verdosas (fotos 41 y 42) y las lutitas se caracterizan por un intenso moteado, así como por la presencia de grandes manchas verdosas de hasta 3 m de anchura. Es interesante señalar que muchas de las moteaduras desarrolladas en las lutitas son de forma esférica, con un núcleo de color negro (materia orgánica ?) y que algunas de las grandes manchas de forma irregular contienen abundantes fragmentos vegetales dispersos.

d) Paleocorrientes

Los diagramas de paleocorrientes obtenidos para esta unidad, a partir de los sets de la facies At, pueden ob-

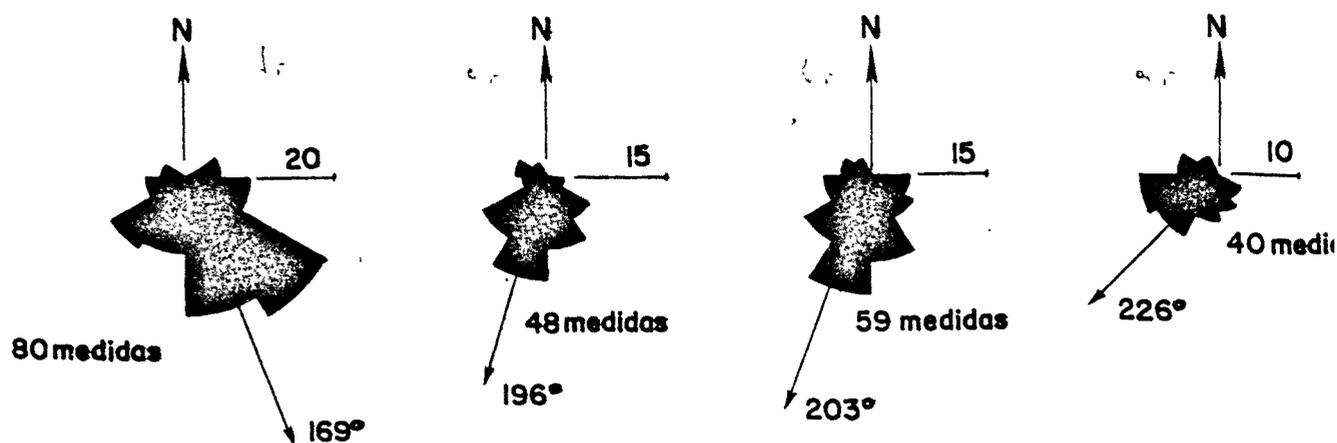


Fig. 38.- Diagramas de paleocorrientes para las Areniscas y lutitas del Figaró: A) El Brull; B) carretera de Figaró-Montmany; C) carretera de Caldes a St. Sebastià de Montmajor; D) Riera de St. Jaume - carretera de Olesa de Montserrat a Vacarisses (ver fig. 3).

servarse en la fig. 38. Como muestran los citados diagramas, que integran medidas realizadas en diferentes ciclos de un mismo perfil y tanto en el Tramo inferior como en el superior, el sentido de aporte dominante variaba de NNW-SSE a NE-SW.

e) Interpretación sedimentológica

A grandes rasgos, los ciclos que componen la sucesión litológica de las Areniscas y lutitas del Figaró son similares a los ciclos "fining upwards" de ALLEN (1964, 1965, 1965b, 1965c, 1970) y de acuerdo con las ideas de este autor, el "paquete arenoso inferior" representaría depósitos de canal, mientras que el "conjunto lutítico superior" agruparía a los materiales depositados en la llanura de inundación (overbank o topstratum deposits).

Dentro de los depósitos de canal, los conglomerados intraformacionales y las pequeñas guijas de cuarzo que tapizan la superficie erosiva basal, podrían asimilarse a lag deposits (es decir: a los materiales de mayor granulometría que la corriente era capaz de transportar por tracción en las partes más profundas del canal); la facies At se originaría por la migración de trenes de dunas; la facies Ah por la deposición laminar de la arena mediante corrientes de alta velocidad en el upper flow regime; y la facies Ar por la migración de ripples de pequeña escala. Por lo que se refiere a los depósitos de desbordamiento u overbank, la facies Lm se formaría a partir de la deposición de las lutitas transportadas en suspensión durante las épocas de crecida; las areniscas intercaladas entre las lutitas (facies Ar y Ah) representarían depósitos originados durante estas mismas épocas, pero por corrientes tractivas; los niveles de conglomerados intraformacionales evidenciarían episodios de retrabajamiento acuoso de



los materiales previamente depositados; y los horizontes de concreciones carbonatadas, paleosuelos del tipo caliche en diferentes estadios de desarrollo. Sin ninguna duda, tanto la existencia de estos niveles de paleosuelos, como la presencia de numerosas huellas de raíces en las areniscas depositadas en la llanura de inundación, constituyen pruebas innegables de que los depósitos de desbordamiento estaban sujetos a periodos relativamente prolongados de exposición subaérea.

A juzgar por el gran desarrollo presentado por los materiales lutíticos del "conjunto superior", parece razonable suponer que nos hallamos ante los depósitos originados por corrientes que transportaban grandes cantidades de limos y arcillas en suspensión y que discurrían encajadas entre bancos esencialmente formados por lutitas (mixed o suspended load streams de SCHUMM, 1968, 1972). Sin embargo, como veremos a continuación, lo que ya resulta más problemático de dilucidar es la morfología de dichas corrientes.

Según ALLEN (1970), los términos arenosos de los ciclos "fining upwards", únicamente pudieron formarse por acreción lateral en cursos meandriiformes, sin que en ningún caso pudieran haberse originado por acreción vertical en corrientes de baja sinuosidad (como había propuesto MOODY-STUART, 1966). Basándose en diversas consideraciones teóricas, ALLEN (1970) propuso un modelo de sedimentación para corrientes meandriiformes, en el que se establece que como consecuencia de la progresiva variación de los parámetros hidráulicos que tiene lugar de la base al techo de las barras de meandros, los depósitos de canal originados por este tipo de corrientes muestran una sucesión vertical de texturas y facies que reflejan una progresiva disminución de la energía de la corriente. A partir de este trabajo de ALLEN (1970), ha venido aceptándose, de forma generalizada, que los términos arenosos de los ciclos "fining upwards" que presentan las carac-

terísticas citadas, se originaron por acreción lateral de barras de meandros, incluso en el caso de que en dichos términos no existieran indicios de epsilon cross-bedding, o éstos presentaran un claro carácter multistorey. La aparente ausencia de epsilon cross-bedding ha sido atribuida a que las superficies de acreción lateral pueden mostrar una inclinación tan baja (menor de 2α) que su identificación no sea posible por razones de afloramiento, mientras que el carácter multistorey ha sido interpretado como resultado de la repetición en un mismo lugar de diferentes episodios de acreción lateral.

En nuestro caso, aceptando estas dos últimas posibilidades para explicar la ausencia de epsilon cross-bedding y la naturaleza multistorey de muchos de los "paquetes arenosos", la clara disminución granulométrica y el incremento en la proporción de la facies Ar (en relación a la At y la Ah) que se observa de la base al techo de dichos paquetes, podría, en principio, interpretarse como resultado de un mecanismo de acreción lateral en corrientes meandriformes, de tal forma que mientras en las partes inferiores de las barras de meandros se formaban depósitos de alta energía (facies At y Ah) en las superiores se originaban depósitos de baja energía (facies Ar). Sin embargo, en nuestra opinión, existen algunos argumentos que permiten cuestionar la posibilidad de que la acreción de los "paquetes arenosos" se produjera exclusivamente en la horizontal y según el modelo de ALLEN (1970).

En primer lugar, porque muchos de tales paquetes están, en buena parte, integrados por una repetida alternancia de las facies At y Ah (sin que sea apreciable ningún tipo de cambio granulométrico), lo que difícilmente puede explicarse en base al modelo de variación gradacional de la competencia y del tamaño de grano propuesto por ALLEN (1970), ya que parece innegable que la repetición de dichas facies sugiere una repetición, espacial o temporal, de las condiciones hidrodinámicas. Además, si tenemos en cuenta

que los cosets de las facies At y Ah suelen intercalar delgados cosets de la facies Ar, debe convenirse que tales condiciones no solo sufrirían repeticiones, sino también fluctuaciones relativamente importantes dentro del canal.

Por otra parte, aunque en principio es posible que el aspecto multistorey de algunos paquetes (especialmente el de aquellos que aparecen divididos por superficies erosivas de forma más o menos plana) obedeciera a la superposición de diferentes episodios de acreción lateral (PUIGDEFABREGAS y Van VLIET, 1978), también es cierto que la presencia de frecuentes storeys de forma claramente acanalada y parcialmente rellenos por areniscas y lutitas (ver figs. 37A y 37B), sugieren la existencia de diferentes episodios de acreción vertical, los cuales consistirían en el relleno (bajo condiciones hidrodinámicas muy diferentes) de una serie de pequeños canales diferenciados en el cauce principal de la corriente.

Indudablemente, la existencia de marcadas fluctuaciones de la energía de la corriente, junto a la presencia de canales de menor orden en el cauce principal, constituyen características muy típicas de los cursos fluviales de baja sinuosidad con una morfología entrelazada, en los que también pueden originarse secuencias verticales de texturas y facies que reflejen una disminución vertical de la energía de la corriente (CANT 1973, 1978; CAMPBELL 1976, MIAL 1977a, 1978, etc.). Sin embargo, como resulta que los depósitos originados por este tipo de corriente, se caracterizan por una relativa abundancia de facies atribuibles a la migración de barras arenosas (sets o cosets de la facies Ap) y por un escaso desarrollo de los materiales lutíticos de overbank (MIAL 1977a, 1978), parece poco probable que las corrientes que analizamos presentaran una morfología claramente entrelazada.

Ahora bien, si tenemos en cuenta que las condiciones citadas al principio del párrafo anterior, también pueden encontrarse en cursos de alta sinuosidad sujetos a notables variaciones estacionales de caudal (1), lo que ya resultaría más probable es que nos hallamos ante los depósitos originados por corrientes meandriformes a bankfull stage, pero que a caudales más bajos presentarán una morfología moderadamente entrelazada o una marcada diferenciación en niveles topográficos.

Los cursos de morfología intermedia entre meandriforme y entrelazada, aunque son relativamente frecuentes en la naturaleza, únicamente han sido estudiados por SHELTON y NOBLE (1974) en el R. Cimarrón. Según estos autores, en dicho río, los depósitos de canal se caracterizan por: una composición esencialmente arenosa (con pequeñas intercalaciones lutíticas o clay drapes), un ligero decrecimiento vertical del tamaño de grano, y una asociación de facies del tipo Ah, At, Ap y Ar (dominando claramente la primera). En opinión de SHELTON y NOBLE (1974) estos depósitos se diferenciarían de los originados por corrientes meandriformes del estilo del R. Brazos (BERNARD y MAJOR, 1963) por una menor potencia y, posiblemente, una mayor anchura, así como por una mayor proporción de la facies Ah.

Los ejemplos mejor conocidos de cursos meandriformes con varios niveles topográficos son: el R. Red (HARMS et al., 1963), los ríos Amite y Colorado (McGOWEN y GARNER 1970), el R. Endrick (BLUCK 1971) y el R. Upper Congaree (LEVEY 1978). Todos ellos, a excepción del citado en primer lugar, se caracterizan por un material de lecho grueso (grava y arena media-gruesa) y, por tanto, sus depósitos presentan unas características muy diferentes a las

(1) En los que no es aplicable el modelo de ALLEN (1970), ya que éste ha sido desarrollado asumiendo un caudal constante a bankfull stage.

de nuestros "paquetes arenosos". Por lo que respecta al R. Red (con una carga de lecho esencialmente arenosa) tan solo se dispone de un trabajo muy puntual, en el que HARMS et al (1963) destacan: la existencia de dos niveles topográficos (superior e inferior) localmente separados por un pequeño canal (parcialmente recubierto por las lutitas depositadas en las épocas de estiaje), el predominio en los dos niveles de la facies At sobre las facies Ar, Ap y Ah (estas últimas enumeradas en orden de abundancia decreciente) y un ligero incremento granulométrico en la base del nivel superior.

Evidentemente, resulta obvio aclarar que estos datos son insuficientes para identificar los depósitos antiguos originados por los dos tipos de corrientes anteriormente citados y, por esta razón, nos es muy difícil precisar la exacta morfología de los cursos fluviales que formaron las Areniscas y lutitas del Figaró. En cualquier caso, sea cual fuere dicha morfología, lo que no debe olvidarse es que, muy probablemente, dicha unidad se originó a partir de una serie de corrientes de alta sinuosidad, del tipo mixed o suspended load, las cuales presentaban notables variaciones (estacionales ?) de caudal y que discurrían en amplias llanuras aluviales, encajadas entre bancos de composición esencialmente lutítica. En los depósitos aluviales formados por corrientes de este estilo, la repetida superposición cíclica de los sedimentos de canal y de overbank, ha sido generalmente atribuida a sucesivos desplazamientos laterales de la actividad fluvial (por avulsión), combinados con una neta agradación vertical de la totalidad del sistema.

En relación al significado de las variaciones de coloración que se observan entre el Tramo inferior y el superior, ante todo es necesario recordar que tal y como demuestran los análisis de láminas delgadas y de rayos X, las capas rojas y las "no rojas" se diferencian por la presencia o

ausencia de un pigmento de hematites. Este se presenta: como anillos que recubren los granos detríticos, en forma de parches integranulares, reemplazando a las biotitas y, probablemente, en intercrecimiento con los minerales de arcilla.

El origen de la hematites pigmentante resulta siempre problemático. Sin embargo, existen varios argumentos que nos permiten suponer que dicho pigmento se originó, en su mayor parte, postdeposicionalmente:

1) Al parecer (WALKER, 1967 b; 1974; VAN HOUTEN, 1964, 1972, 1973) no existen aluviones actuales de color rojo, incluso en el caso de que éstos se deriven de áreas tropicales en las que existe un amplio desarrollo de suelos rojos. Dichos aluviones son predominantemente amarillentos a parduzcos y el pigmento consiste en un tipo de hidróxido férrico, pobremente cristalino. Según VAN HOUTEN (1973), los suelos rojos de las regiones tropicales contienen hematites e hidróxidos de hierro de color pardo y, por ello, parece probable que el color rojo de los aluviones hubiera quedado enmascarado por la presencia de una notable cantidad de óxidos hidratados parduzcos (procedentes de la erosión de las partes inferiores de los perfiles edáficos), o bien, que la hematites original se hubiera destruido rápidamente durante el transporte, de manera que el hierro reprecipitara en forma de hidróxido férrico amorfo.

2) En nuestro caso, los análisis mediante láminas delgadas de las areniscas, permiten observar que algunos de los anillos de hematites (no todos) aparecen interrumpidos en los contactos entre los granos detríticos, lo que sugiere que al menos parte del pigmento se originó postdeposicionalmente (GLENNIE 1970; TURNER 1974). Además, esta suposición viene corroborada por la presencia de parches intergranulares de hematites, los cuales corroen a los granos

detríticos de cuarzo (NAGTEGAAL 1969), y por el hecho de que las escasísimas biotitas reconocibles, presentan bandas de hematites que se disponen a lo largo de los planos de exfoliación (TURNER 1974).

Probablemente, la escasa proporción de biotitas observable en las areniscas rojas, junto al elevado grado de alteración presentado por estos minerales, podría indicar que gran parte del hierro incorporado a la hematites pigmentante fué liberado por alteración "in situ" de estos filosilicatos y, en general, de los minerales detríticos ricos en hierro. Este proceso ha sido claramente documentado por WALKER (1967a, 1967 b) y WALKER y HONEA (1969), quienes demostraron que los aluviones de edad pliocena y cuaternaria de la Baja California, mostraban un progresivo enrojecimiento a medida que aumentaba su antigüedad y que este enrojecimiento se relacionaba claramente con una progresiva alteración de las biotitas y hornblendas del aluvión. Según los autores citados, en una primera etapa, el hierro liberado por esta alteración formaría óxidos férricos hidratados de color pardo que, con el tiempo, pasarían a hematites por deshidratación.

Sin embargo, como resulta que en nuestro caso, los granos detríticos revestidos de forma continua por hematites, coexisten con los revestidos de forma discontinua, no debe descartarse la posibilidad de que parte de la hematites se hubiera originado a partir de la deshidratación y "envejecimiento" (aging) de un pigmento constituido por un hidróxido de hierro amorfo, el cual revestiría a los granos detríticos en el momento de la deposición (FRIEND, 1966; VAN HOUTEN, 1968, 1973). Según VAN HOUTEN (1973), la conversión de los hidróxidos férricos amorfos (formados por alteración "in situ" o heredados de suelos del área fuente) a hematites, no requiere condiciones especiales, pudiéndose realizar bajo un amplio rango de profundidades y temperaturas, siempre que no existan condiciones fuertemente reductoras.



Hasta aquí hemos analizado la posible génesis del pigmento que origina el color rojo de las areniscas (1). A continuación vamos a ocuparnos del problema del origen de las coloraciones "no rojas" (amarillentas, grisáceas, blancas y verdosas). Respecto a esta cuestión, a juzgar por la irregular distribución de dichas coloraciones, no cabe ninguna duda de que nos hallamos ante un fenómeno diagenético que, por lo menos en su mayor parte, se desarrolló de forma contemporánea a los procesos que formaron el pigmento de hematites. Esta última suposición queda plenamente justificada por el hecho de que los conglomerados intraformacionales que se sitúan en la base de los "paquetes arenosos" de color rojo, pueden incluir una pequeña proporción de clastos de color verde y viceversa, lo que demuestra que ambas coloraciones coexistían en la llanura aluvial en el momento de la incisión de los canales y, además, que los procesos diagenéticos que las originaron se iniciaron en épocas muy tempranas.

Si esta hipótesis es correcta, parece lógico pensar que las coloraciones "no rojas" se produjeron como consecuencia de la existencia de condiciones reductoras locales en el ambiente deposicional, lo que impidió la alteración de los minerales de hierro a hidróxidos férricos pardos y/o la conversión de estos últimos a hematites (VAN HOUTEN 1973, FRIEND 1966).

En principio, en los ambientes sedimentarios fluviales, los depósitos de la llanura de inundación se sitúan por encima del nivel freático durante periodos relativamente largos y los procesos de reducción únicamente pueden producirse en aquellos lugares donde existen acumulaciones

(1) Probablemente, la discusión efectuada para las areniscas sea también válida para las lutitas (VAN HOUTEN, 1973).

notables de materia orgánica, que por otra parte, si no existen zonas encharcadas o saturadas en agua, tiene pocas posibilidades de preservación a causa de la naturaleza altamente oxidante del medio. Por el contrario, a diferencia de los sedimentos de overbank, los depósitos de canal se sitúan por debajo del nivel freático durante períodos prolongados, a no ser que dicho nivel sea marcadamente fluctuante. Sin embargo, aún en el caso de que el citado nivel se mantenga prácticamente constante, este hecho por sí sólo no implica una mayor capacidad de reducción, ya que como ha señalado GARRELS (1960) el agua de los ríos presenta un potencial oxidante ($Eh = + 0,6$ a $+ 0,4$), salvo que los sedimentos de canal contengan una gran cantidad de fragmentos vegetales, en cuyo caso, al igual que en los suelos saturados en agua, el Eh oscila entre $-0,1$ y $-0,3$.

De todos estos datos se desprende que la cantidad de materia orgánica preservada en el sedimento guarda una estrecha relación con el desarrollo de los procesos de reducción y, por lo tanto, que la mayor abundancia de dichos procesos y de fragmentos vegetales en el Tramo superior (en relación al inferior) no es casual.

En una primera aproximación, la mayor proporción de restos vegetales en los materiales del Tramo superior podría obedecer: en parte a la existencia de unas condiciones ambientales que favorecieran un mayor desarrollo de la vegetación y, en parte, a una mayor potencial de preservación tras el enterramiento. Respecto a la primera cuestión, teniendo en cuenta que la mayoría de los fragmentos vegetales identificados corresponden a plantas con una marcada afinidad palustre (GALL, 1971), no sería extraño que las condiciones ambientales anteriormente citadas consistieran en la presencia de frecuentes zonas encharcadas en la llanura aluvial, lo que implicaría que durante la sedimentación del Tramo superior existirían unas condiciones de drenaje bas-

tante deficientes. Como ya hemos indicado, este hecho, que hipotéticamente podría relacionarse con la existencia de una escasa pendiente deposicional, se traduciría a su vez en una disminución del potencial de oxidación de la materia orgánica tras su enterramiento, lo que favorecería el desarrollo de los procesos de reducción.

IV.3.4.- Resumen: hipótesis sobre las características y evolución de la sedimentación fluvial en el sector oriental de la Cordillera Prelitoral.

En las páginas precedentes hemos analizado detenidamente las unidades de origen fluvial diferenciadas en el sector oriental de la Cordillera Prelitoral. Estas unidades son las siguientes: Conglomerados, Areniscas, y Areniscas y lutitas de la Riera de St. Jaume (megasecuencia granodecreciente de la R. de St. Jaume), Areniscas conglomeráticas de Caldes, y Areniscas y lutitas del Figaró. Las relaciones estratigráficas existentes entre las mencionadas unidades pueden consultarse en la fig. 5.

Como se ha indicado en el apartado IV.3.2.a., a causa del despegue paleozoico de Les Pedritxes, la posición estratigráfica de las Areniscas conglomeráticas de Caldes, respecto a las tres unidades que integran la megasecuencia de la R. de St. Jaume, permanece imprecisa. Sin embargo, a juzgar por la geometría estratigráfica mostrada en la fig. 5, creemos que lo más probable es que dicha unidad y dicha megasecuencia sean heterócronas, en cuyo caso, la megasecuencia de la R. de St. Jaume agruparía a los materiales sedimentados durante un primer episodio deposicional, geográficamente restringido a una región topográficamente más deprimida que los adyacentes. Por razones obvias, la morfología y dimensiones exactas de esta supuesta región deprimida (localizada al W de Les Pedritxes) resultan imposibles de dilucidar y solo intuitivamente podría hablarse de un paleovalle o de un pequeño graben.

Teniendo en cuenta las interpretaciones propuestas para cada una de las unidades que constituyen la megasecuencia de la R. de St. Jaume (ver IV.3.1.1.e; IV.3.1.2.d; IV.3.1.3.d) y aplicando estrictamente la ley de Walther, parece lícito suponer que dicha megasecuencia fué originada por un sistema fluvial retrogradante, muy somero y marcadamente efímero, el cual, en el sentido de la corriente (de N a S aproximadamente), mostraría como mínimo tres partes bien diferenciadas: 1) una parte relativamente más proximal que las restantes, donde el cauce presentaría una morfología entrelazada y la grava constituiría el litotipo dominante, 2) una parte media, caracterizada por una morfología análoga, pero con una constitución esencialmente arenosa, y 3) una parte distal surcada por pequeños cursos meandriformes que discurrirían encajados en una llanura de inundación fundamentalmente lutítica.

A grandes rasgos, este sistema podría compararse con los descritos por MCGOWEN y GROAT (1971), BOOTHROYD y ASHLEY (1975) y BOOTHROYD y NUMMEDAL (1978). En todos estos casos, los cambios morfológicos y granulométricos que se observan corriente abajo, se relacionan con una progresiva disminución de la competencia de la corriente y de la pendiente. Por esta razón, resulta lógico pensar que la tendencia grano-decreciente de la megasecuencia que nos ocupa (fig. 26) así como la evolución vertical en el tipo de corrientes que la originaron, reflejan una progresiva disminución de la pendiente deposicional, en respuesta a una paulatina denudación de los relieves que constituían el área fuente y a una tasa de sedimentación en la llanura aluvial no compensada por una subsidencia apropiada. De esta forma, en un mismo punto de la llanura aluvial, a medida que la pendiente iba decreciendo con el tiempo, tanto la competencia de la corriente, como la relación: cantidad de carga transportada por tracción / cantidad de carga transportada por suspensión, irían disminuyendo a su vez progresivamente, lo que se traduciría en un cambio en la morfología de las corrientes fluviales y en la granulometría de sus depósitos. SCHUMM (1960) ha señalado que la sinuosidad de los cursos fluviales tiende a incremen-

tarse en razón directa a la cantidad de limos y arcillas que constituyen el perímetro del canal y, posiblemente, ello explicaría que a medida que aumentaba la cantidad de carga transportada en suspensión, los canales evolucionarían desde cursos de baja sinuosidad con una morfología entrelazada, a cursos de alta sinuosidad con una morfología meandriforme. Asimismo, merece la pena resaltar que el tramo de paleosuelos condensados situado en el techo de las Areniscas y lutitas de la R. de St. Jaume, revela una tasa de sedimentación relativamente baja durante las etapas finales de colmatación del "surco sedimentario" al que nos venimos refiriendo. Ello podría obedecer: a que durante dichas etapas, en el lugar donde hemos establecido el perfil tipo, la pendiente deposicional y la competencia de las corrientes fueran ya mínimas, o bien, a que la actividad fluvial se hubiera desplazado hacia otras áreas.

Siempre de acuerdo con la hipótesis estratigráfica mencionada al principio de este apartado, una vez colmatado el "surco" localizado al W de Les Pedritxes, las Areniscas conglomeráticas de Caldes agruparían a los materiales que nos marcan la generalización de la sedimentación a la práctica totalidad del sector (fig. 5).

Como hemos expuesto en el apartado IV.3.2.c, esta unidad, lateralmente algo discontinua y quizá ligeramente heterócrona, se originó mediante una serie de corrientes de morfología entrelazada, orientadas de NNW-SSE a NE-SW (?) y cuyo material de lecho estaría esencialmente formado por una proporción variable de grava (hasta un 25%) y de arena media - muy gruesa. Indudablemente, la instalación de este tipo de corrientes, que todavía se vería afectada por la existencia de pequeñas irregularidades topográficas del zócalo (lo que explicaría su naturaleza discontinua), presupone una notable variación temporal de los parámetros fluviales, en relación a los que caracterizaban a los cursos meandriformes que originaron la unidad superior de la megasecuencia de la R. de St. Jaume.

Teóricamente (COLLINSON, en READING 1978), los principales parámetros que controlan la morfología entrelazada o meandriforme de una corriente son: 1) la pendiente, 2) la magnitud y variabilidad del caudal, y 3) la cantidad y naturaleza de la carga de sedimento. La influencia de los dos primeros parámetros ha sido analizada por LEOPOLD Y WOLMAN (1957) y por SCHUMM y KHAN (1972), quienes han señalado que para un mismo caudal las corrientes entrelazadas se desarrollan preferentemente en áreas de mayor pendiente, mientras que a igualdad de pendiente, estas corrientes tienden a predominar sobre las meandriformes cuando el caudal máximo es mayor y cuando la distribución temporal del caudal muestra una gráfica mucho más irregular. Por lo que respecta a la influencia de la granulometría del sedimento transportado por la corriente, SCHUMM (1960 y 1968b) ha destacado que cuando el perímetro del canal está formado por materiales cohesivos (es decir, por una proporción relativamente elevada de arcillas) los cursos fluviales tienden a adquirir una morfología meandriforme, mientras que cuando dicho perímetro está integrado por materiales no cohesivos (p.e. arena y grava) los cursos suelen presentar una morfología entrelazada. Asimismo, SCHUMM (1969) ha señalado que en aquellas corrientes caracterizadas por una gran carga de sedimento transportable por tracción (bed load), cualquier pequeña variación de la competencia origina la deposición de parte de dicha carga, favoreciendo de esta forma el crecimiento de barras longitudinales y, por tanto, el desarrollo de corrientes entrelazadas.

Partiendo de estos datos y sin entrar a evaluar la posibilidad de un cambio climático que variara sustancialmente la magnitud y distribución del caudal, o de un rejuvenecimiento de los relieves del área fuente que se tradujera en un incremento de la pendiente y de la carga de sedimento, es probable que la instalación de las corrientes que nos ocupan estuviera relacionada, al menos en parte, con la ampliación del área deposicional, o lo que viene a ser lo mismo: con un incremento en la superficie de la cuenca de drenaje. Tal y como han señalado WOLMAN (1955), LEOPOLD y MILLER (1956), HACK (1957) y

BRUSH (1971) (en ALLEN 1965), la superficie de una cuenca de drenaje y el caudal medio de las corrientes de mayor orden se relacionan mediante una función exponencial creciente, y lo mismo ocurre entre el caudal y la velocidad media, y entre el caudal y la carga de sedimento (LEOPOLD y MADOCK 1953; en DURY en CHORLEY et al. 1969). Además, si consideramos que como consecuencia de la ampliación del área de drenaje distributiva, las citadas corrientes discurrían en gran parte sobre el zócalo paleozoico (fig. 5), es posible que su morfología estuviera favorecida por el hecho de que se veían obligadas a fluir sobre un substrato rígido (lo que no permitiría un encajamiento excesivo) y a que debían incorporar a su carga parte del regolito que tapizaba el zócalo (lo que implicaría un incremento de la carga transportable por tracción). La influencia de estos dos últimos factores no debe despreciarse, porque quizá podría explicarnos la rapidez con que las Areniscas conglomeráticas de Caldes pasan verticalmente a las Areniscas y lutitas del Figaró, una vez que el zócalo había sido recubierto por una pequeña capa de aluviones (recuérdese que la potencia máxima de las Areniscas conglomeráticas de Caldes es de 4 m).

Por su desarrollo (105 a 205 m de potencia), las Areniscas y lutitas del Figaró constituyen la unidad más característica del sector oriental de la Cordillera Prelitoral (fig. 5). De acuerdo con la interpretación propuesta en IV.3.3.e., esta unidad fué originada por cursos de sinuosidad relativamente alta, sujetos a notables variaciones estacionales (?) de caudal, cuya carga de lecho estaba fundamentalmente constituida por arena fina-media, y que transportaban grandes cantidades de limos y arcillas en suspensión. Probablemente, este sistema fluvial conectaría lateralmente (en el sentido de la corriente: hacia el SSE-SW) con un amplio mosaico de ambientes costeros y presentaría una clara tendencia retrogradante.

Esta doble suposición, basada en la interpretación que más adelante propondremos para el Conjunto lutítico-carbonatado-evaporítico superior (que se superpone gradualmente a

la unidad que analizamos) y en la simple aplicación de la ley de Walther, apoyaría la idea de que durante la sedimentación del Tramo superior la pendiente deposicional era ligeramente inferior a la existente durante la sedimentación del Tramo inferior, ya que, por la posición estratigráfica de ambos tramos, es muy posible que los materiales del Tramo inferior se hubieran depositado en las partes situadas más hacia tierra de la llanura aluvial, mientras que los del superior se habrían originado en la zona de enlace entre la llanura aluvial y la llanura costera. En estos últimos lugares, es probable que la existencia de frecuentes zonas encharcadas o saturadas en agua, condicionara el mayor desarrollo de una vegetación de tipo pteridofítico y un mayor potencial de preservación de la materia orgánica tras el enterramiento, en relación a aquellas zonas de la llanura aluvial situadas más hacia el interior, donde las marcadas fluctuaciones estacionales del nivel freático serían capaces de eliminar la práctica totalidad de la materia orgánica incluida en el sedimento. En nuestra opinión, estas diferencias se traducirían en una oxidación relativamente uniforme de los materiales del Tramo inferior y en la coexistencia de sedimentos oxidados y reducidos en el Tramo superior.

De manera análoga a lo expuesto para la megasecuencia de la R. de St. Jaume, la tendencia retrogradante del sistema fluvial que analizamos podría relacionarse con una constante erosión sucesiva y un paulatino amortiguamiento de los relieves del area fuente, así como con la existencia de una tasa de sedimentación en la llanura aluvial que excedería a la tasa de subsidencia regional. Respecto a esta última cuestión, debe advertirse que las notables variaciones de potencia presentadas por las Areniscas y lutitas del Figaró, junto al hecho de que estas variaciones parecen amortiguarse en el Complejo superior (figs. 4 y 5), sugieren que la sedimentación de dicha unidad estuvo controlada por una subsidencia diferencial, probablemente inducida por la actuación de un sistema de fracturas de zócalo. De acuerdo con la distribución de potencias, esta subsidencia diferencial (que en gran medida po-

dría ser la responsable de la geometría escalonada mostrada en la fig. 5) debió de ser máxima en la región situada al W de Les Pedritxes y mínima en la terminación oriental del sector (Valle del Congost-Plà de la Calma). Teniendo en cuenta estos datos y la clara naturaleza agradante del sistema fluvial, parece lógico pensar que la velocidad de sedimentación debía de ser mayor en las zonas de máxima subsidencia y que, por consiguiente, la actividad fluvial se centró de forma preferente en la región situada desde Matadeperra a Collbató. En parte, esta suposición podría venir corroborada por el mayor desarrollo de los tramos de paleosuelos condensados en la región del Valle del Congost-Plà de la Calma.

IV.4.- LAS UNIDADES DE ORIGEN FLUVIAL DEL SECTOR ORIENTAL DEL MACIZO DE GARRAF.

IV.4.1.- El grupo de unidades inferior

Como hemos indicado en el apartado II.3.2., en el sector oriental del Macizo de Garraf (figs. 6, 7 y 8) la serie detrítica ha sido subdividida en dos grandes grupos de unidades: inferior y superior.

Recordemos que el grupo inferior está integrado por dos unidades, relacionadas entre sí lateral y verticalmente (fig. 8), a las que hemos denominado: Conglomerados de Garraf, y Conglomerados y areniscas de Bruguers. Ambas son marcadamente heterócronas. La primera, descansa discordantemente sobre el zócalo con una clara disposición solapante (en overlap) y agrupa a los materiales conglomeráticos originados por sucesivos episodios deposicionales; la segunda, a los materiales conglomeráticos y arenosos que representan los equivalentes distales de los anteriores. Como puede observarse en las figs. 7 y 8, los Conglomerados y areniscas de Bruguers aparecen restringidos al extremo meridional del sector, donde reposan sobre los Conglomerados de Garraf y por debajo de una segunda barra conglomerática denominada: Nivel conglomerático superior. En la región centro-septentrional (desde Sta. Maria de Cervelló a Martorell, figs. 6 y 8) la unidad conglomerático-arenosa pasa lateralmente a los Conglomerados de Garraf y el Nivel superior no puede diferenciarse con claridad, aunque hipotéticamente podría correlacionarse con el nivel conglomerático que en los perfiles de Sta. Maria de Cervelló, Palleja, Corbera y la Creu de l'Aragall, se sitúa inmediatamente por debajo de las Areniscas de Eramprunyà y con el que en Martorell reposa directamente sobre el zócalo (fig. 7).

Como consecuencia del progresivo solapamiento del zócalo por los materiales conglomeráticos y conglomerático-arenosos basales, la potencia del grupo de unidades inferior disminuye rápidamente hacia el N-NNW, pasándose de los 15 m de Martorell-Castellví de Rosanes, a los 30, 50, 95 y 105 m, de La Creu de

de la unidad). Por término medio, el grado de redondeamiento de los clastos de cuarzo y cuarcita oscila entre subanguloso y subredondeado (aunque el porcentaje de cantos angulosos se sitúa alrededor del 10%), mientras que los restantes varían de angulosos a subangulosos. La composición de la fracción arena de la matriz es esencialmente silícea y el cemento suele ser silíceo y/o ferruginoso. En líneas generales, la cementación de los materiales conglomeráticos es muy débil (pueden disgregarse con la ayuda del martillo) a excepción de los que constituyen el nivel que se sitúa inmediatamente por debajo de las Areniscas de Eramprunyà.

Las areniscas intercaladas entre los conglomerados, por lo general de grano grueso a muy grueso - conglomeráticas, ocasionalmente de grano medio a grueso y mucho más raramente de grano fino-lutíticas, presentan una composición similar a la que más adelante describiremos para las Areniscas de Eramprunyà (subarcosas de cemento silíceo y/o ferruginoso).

b) La sucesión litológica

La fig. 40 representa diversos perfiles estratigráficos de los Conglomerados de Garraf. Como puede observarse en dicha figura, en la región de Castellví de Rosanes - Martorell, la sucesión litológica está integrada por un solo nivel de conglomerados, de 15 m de potencia y que verticalmente soporta a las Areniscas de Eramprunyà, mientras que a partir de La Creu de l'Aragall hacia el SE, dicha sucesión comprende varios niveles conglomeráticos (de 10 a 15 m de espesor) los cuales aparecen separados entre sí por intercalaciones arenosas de 1 a 9 m de potencia. En los perfiles constituidos por varios niveles conglomeráticos, el primero de ellos reposa discordantemente sobre el zócalo paleozoico y el último se sitúa por debajo de las Areniscas de Eramprunyà (fig. 40; B, C y D) o bien pasa verticalmente a los Conglomerados y areniscas de Bruguers (fig. 40,E).

l'Aragall, Sta. María de Cervelló, Cota 367 y Bruguers, respectivamente.

IV.4.1.1.- Descripción de los Conglomerados de Garraf

a) Características generales:

Esta unidad, cuyas principales relaciones estratigráficas hemos resumido en el apartado anterior, está esencialmente integrada por conglomerados, así como por algunas intercalaciones de areniscas (fig. 40). Estos materiales, por lo general de un intenso color rojo (1), afloran de un modo prácticamente continuo a lo largo del borde oriental del Macizo de Garraf, a pesar de que su posición topográfica está constantemente desnivelada por un complejo sistema de fracturas. De SE a NW, sus mejores afloramientos se localizan en los alrededores de Bruguers, Cota 367 (junto a Can Güell), Sta. María de Cervelló, La Maxina (Pallejá), cementerio de Corbera, La Creu de l'Aragall, y en los relieves que bordean la carretera de Martorell a Castellví de Rosanes. La potencia de los Conglomerados de Garraf oscila entre 15 m (Martorell) y 50 m (Sta. María de Cervelló).

Los conglomerados que constituyen esta unidad están formados por guijas y guijarros, y más ocasionalmente por bloques (de hasta 40 cms de diámetro), todos ellos de composición esencialmente silícea: 85% de cuarzos filonianos, 10% de cuarcitas, y 5% de esquistos, liditas y areniscas paleozoicas (la proporción de esquistos y areniscas puede llegar a alcanzar valores cercanos al 15% en los 5-15 m inferiores

(1) Únicamente en la zona de fractura adosada a la falla S del Vallès-Penedès (canteras en la carretera de Martorell a Castellví de Rosanes) estos materiales pueden presentar un color blanco, amarillento o rosáceo. Sin ninguna duda, a juzgar por la acumulación de óxidos de hierro a lo largo de los planos de fractura, estas coloraciones debieron originarse en épocas muy tardías, a partir de la circulación de aguas a través de dichos planos.

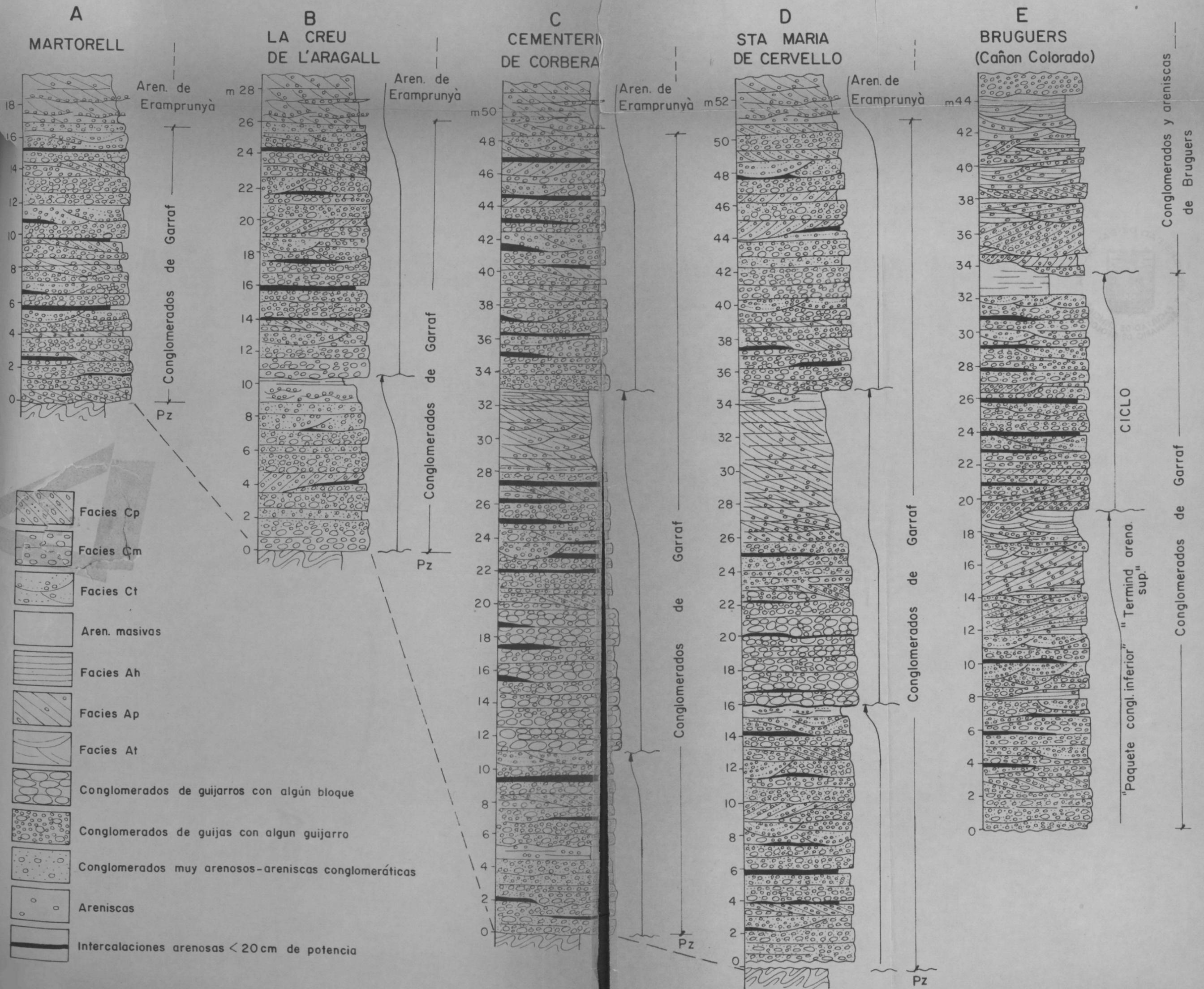


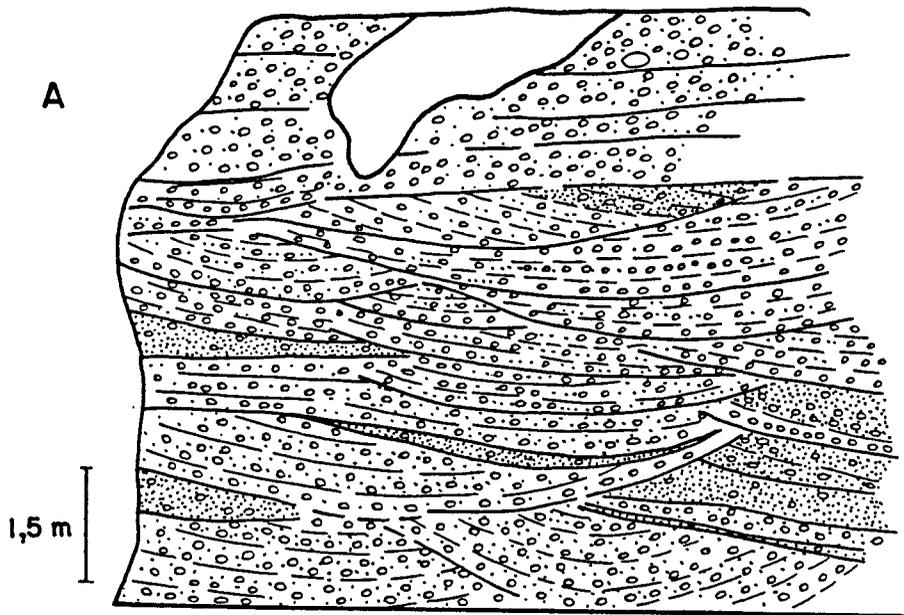
Fig. 40 Perfiles de los conglomerados de Garraf (ver situación en fig. 6,7 y 8)

A grandes rasgos, salvo en Martorell-Castellví de Rosanes, puede considerarse que la sucesión litológica de los Conglomerados de Garraf presenta una cierta ordenación cíclica. De un modo ideal, cada ciclo (de 10 a 22 m de potencia) se caracteriza por una ligera tendencia granodecreciente y consta de un "paquete conglomerático inferior" y de un "término arenoso superior". El "término arenoso" descansa, con un contacto que varía de brusco a gradual, sobre el "paquete conglomerático", el cual se le superpone de forma claramente erosiva.

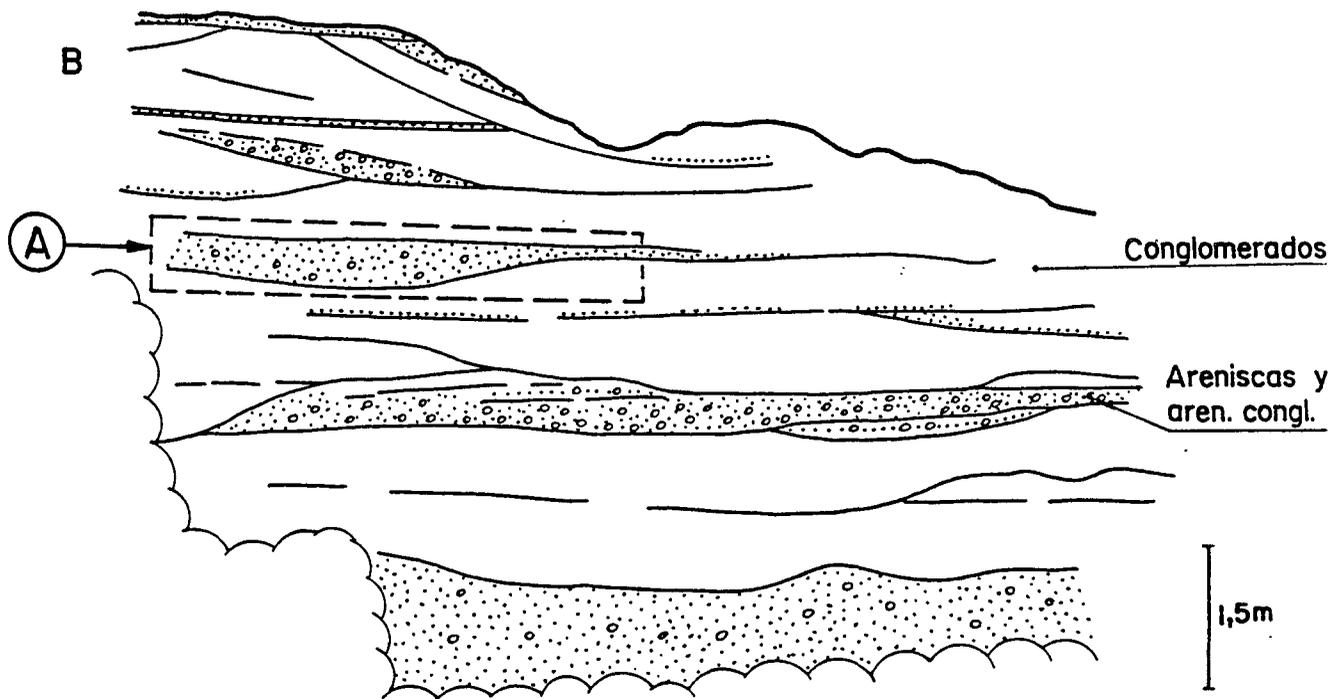
En la mayoría de los perfiles, la identificación de los diferentes ciclos no suele ser problemática (fig. 40), a no ser que a causa de la superposición erosiva del término inferior de cada ciclo sobre el superior, éste último haya sido totalmente eliminado o sustancialmente reducido. En estos casos, los "paquetes conglomeráticos" de dos ciclos sucesivos pueden aparecer sobreimpuestos, lo que dificulta su separación, salvo que ambos presenten unas características texturales muy diferentes. Por otra parte, debe advertirse que en los perfiles B, C y D (fig. 40), como el último "paquete conglomerático" pasa verticalmente a las Areniscas de Eramprunyà, el "término arenoso" no puede identificarse con claridad.

En función de sus características texturales, los "paquetes conglomeráticos" pueden subdividirse en: a) paquetes esencialmente formados por conglomerados de guijas y guijarros, y b) paquetes constituidos por conglomerados de guijarros con algún bloque.

En realidad, los paquetes del tipo citado en primer lugar están integrados por una compleja asociación de: 1) conglomerados formados por elementos del tamaño guija o por una mezcla de guijas y guijarros (estos últimos de hasta 20 cms de diámetro), los cuales se presentan densamente empaquetados, con una proporción de matriz relativamente baja; 2) conglomerados análogos a los anteriores pe-



Sets de las facies Ct en la carretera de Gavà a Bruguers (junto Cañón Colorado)



Cicatrices erosivas en el "paquete conglomerático" situado entre 0 y 14 m en el perfil E (fig. 40, Cañón Colorado)

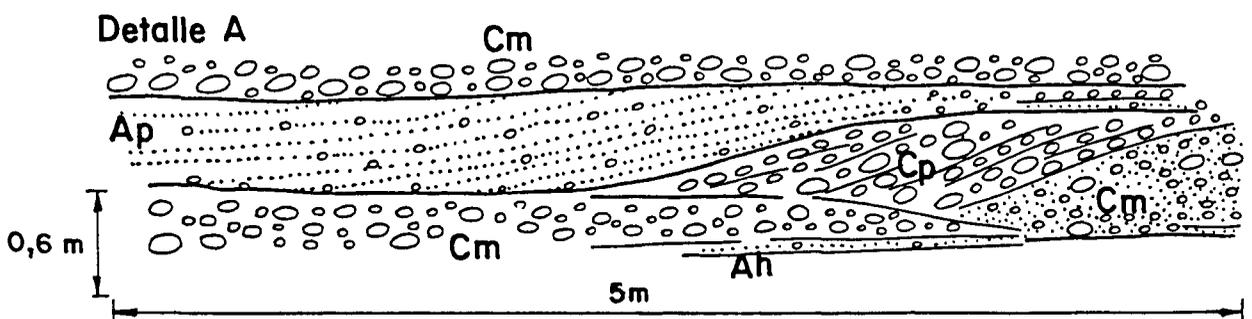


Fig. 41

dos por cualquiera de los tipos de conglomerados anteriormente descritos. Estos niveles (fotos 12, 13, 15 y 16) se caracterizan por un aspecto masivo o por una estratificación horizontal muy poco definida, que se insinúa por pequeñas variaciones texturales o por la presencia de delgadísimas intercalaciones lenticulares de areniscas (de 1 a 3 cms de grosor). La facies Ct se presenta como sets solitarios (de 0,5 a 5 m de anchura, por 0,3 a 1,5 m de altura) o como cosets de hasta 4 m de potencia (foto 11). Por regla general, las láminas de estratificación cruzada aparecen definidas por pequeñas variaciones granulométricas, consistentes en una alternancia de: nivelillos de guijas sin apenas matriz (en ocasiones openwork), nivelillos de guijas ricos en matriz, y horizontes de gránulos y de arena gruesa-muy gruesa con frecuentes guijas dispersas. En no pocos casos, la base de cada set está remarcada por un pavimento discontinuo de pequeños guijarros. La facies Cp (fotos 12, 14 y 15) constituye sets solitarios (de 0,3 a 1 m de grosor) cuyas láminas suelen aparecer definidas por cambios texturales análogos a los descritos para la facies Ct. Estos sets pueden mostrar superficies de reactivación, evidenciadas por la presencia de delgados lentejones arenosos, y pasar lateralmente, en el sentido de la corriente, a la facies Ap (fig. 41, foto 15).

La facies Ap (fig. 41) está representada por sets solitarios (de 0,25 a 0,5 m de altura, por 1 a 3 m de longitud) cuyas laminas aparecen interrumpidas por frecuentes superficies de reactivación. Las facies Ah y Aba forman delgados horizontes (de 5 a 50 cms de grosor), por lo general de poca extensión lateral, a causa de la superposición erosiva de las distintas facies conglomeráticas. Las areniscas que constituyen la facies As se presentan rellenando una serie de surcos muy someros (de 0,5 a 1 m de anchura y de 0,25 a 0,5 m de profundidad), los cuales suelen aparecer aislados y con una base erosiva de forma claramente curvilínea. Estos

surcos acostumbran a estar rellenos por un solo grupo de láminas, que se disponen concordantemente o muy ligeramente discordantes respecto a la superficie inferior. De entre todas estas facies (integradas por areniscas de grano grueso a muy grueso-conglomeráticas) la Ap y la Ah son las más abundantes.

En los paquetes que nos ocupan, la sucesión vertical de facies consiste fundamentalmente en una continua superposición de conglomerados en la facies Cm, entre los que se intercalan algunos sets aislados en las facies Cp y Ct, así como delgadísimos niveles de areniscas en las facies Ah, Ap, Aba, y As. Más raramente, algunos paquetes pueden incluir tramos relativamente potentes (3 a 4 m) esencialmente formados por la sobreimposición erosiva de numerosos sets de la facies Ct (fig. 41, foto 11). Las secuencias verticales de facies más comunes son del tipo: Cm → Ah, Aba, Ap y Cp → Ah, Aba (las facies entre comas son alternativas).

En los perfiles de Sta María de Cervelló y del cementerio de Corbera (fig. 40, C y D) los "paquetes conglomeráticos" localizados a los 16 y 11 m, respectivamente, presentan la particularidad de que están constituidos (aproximadamente en un 50%) por conglomerados de guijarros con algun bloque (el tamaño medio de los clastos se sitúa alrededor de 10-15 cm, mientras que el máximo es de unos 35-40 cms). Estos conglomerados, que suelen presentar un aspecto masivo y en ocasiones una cierta imbricación de sus elementos (facies Cm), intercalan algún nivelillo de areniscas de grano muy grueso-conglomeráticas (en las facies Ah y Aba) y se sitúan en la primera mitad del paquete. Hacia el techo, dichos conglomerados dejan paso a una alternancia de materiales y facies, análoga a la descrita para los paquetes esencialmente integrados por conglomerados de guijas y guijarros. Por consiguiente, la sucesión vertical de texturas muestra una clara tendencia granodecreciente y la sucesión vertical de facies consiste en una constante repetición de niveles de conglomerados en la facies Cm (de 0,5 a 1 m de potencia) que localmente aparecen separados por delgados horizontes arenosos

en las facies Ah y Aba (de 5 a 10 cms de grosor). Solo esporádicamente, hacia el techo, pueden detectarse algunos sets de las facies Cp y Ct, así como algún lentejón arenoso en la facies Ap. La potencia de los sets de las facies Cp, Ct y Ap, oscila entre 0,3 y 0,5 m.

La constitución y tipo de asociación de facies que caracterizan a los "términos arenosos", es variable:

Cuando dichos términos presentan una potencia muy reducida, del orden de 1 a 1,5 m (fig. 40; B a los 9 m, C - 4,5 m, D - 15 m), estos suelen estar esencialmente formados por areniscas de grano grueso a muy grueso -conglomeráticas, con frecuentes hiladas o lentejones de pequeñas guijas hacia la base y con alguna intercalación de areniscas de grano fino-lutíticas hacia el techo. Excepcionalmente, este último tipo de materiales constituye la totalidad del "término arenoso" (fig. 40, E - 32 m). En todos estos casos, las areniscas presentan un aspecto masivo dominante, con algunos vestigios de laminación horizontal (facies Ah) y de estratificación cruzada (facies At y/o Ap ?).

En cambio, en Sta. Maria de Cervelló (Fig. 40, D - 26 m) y en el cementerio de Corbera (fig. 40, C - 28 m), algunos "términos arenosos" presentan una potencia mucho mayor (5 a 9 m) y están fundamentalmente constituidos por areniscas de grano medio a grueso. Estas intercalan algún nivelillo lenticular de conglomerados de guijas (de 1 a 3 cms de diámetro) que se hacen más frecuentes hacia la base, donde las areniscas son de grano grueso a muy grueso. Asimismo, en el último metro se localizan delgados horizontes de areniscas de grano fino - lutíticas. Todos los materiales arenosos acostumbran a presentarse en las facies At y Ap (predominando ésta última) y muchos más raramente en las facies Ah y Aba. La facies At constituye cosets de hasta 1,5 m de grosor, cada uno de cuyos sets puede oscilar entre 0,3 y 0,5 m de altura, por 1 a 2 m de anchura. Estos cosets, que rara vez muestran una ligera disminución del tamaño de los sets hacia arriba, se

asocian de una manera muy compleja con sets solitarios o cosets de la facies Ap. Los sets de la facies Ap (de 0,25 a 0,75 m de altura) aparecen limitados por superficies planas, en ocasiones convergentes, y en muchos casos presentan superficies de reactivación. Las facies Ah y Aba constituyen pequeños horizontes de 0,25 a 0,50 m de grosor, los cuales pueden superponerse a la facies Ap, definiendonos secuencias del tipo: Ap \rightarrow Ah, Aba.

c) Paleocorrientes:

Los diagramas de paleocorrientes obtenidos para los Conglomerados de Garraf pueden consultarse en la fig. 42. Como muestran los citados diagramas, que integran mediciones efectuadas en perfiles diferentes, los ejes de los sets de las facies Ct, At y As se orientan preferentemente de NNW a SSE y de WNW a ESE, mientras que los foresets de las facies Cp y Ap revelan un sentido de aporte dominante hacia el S-SSW. La amplia dispersión observable en el diagrama de la fig. 42B, obedece a dos causas: a que agrupa datos obtenidos en sucesi-

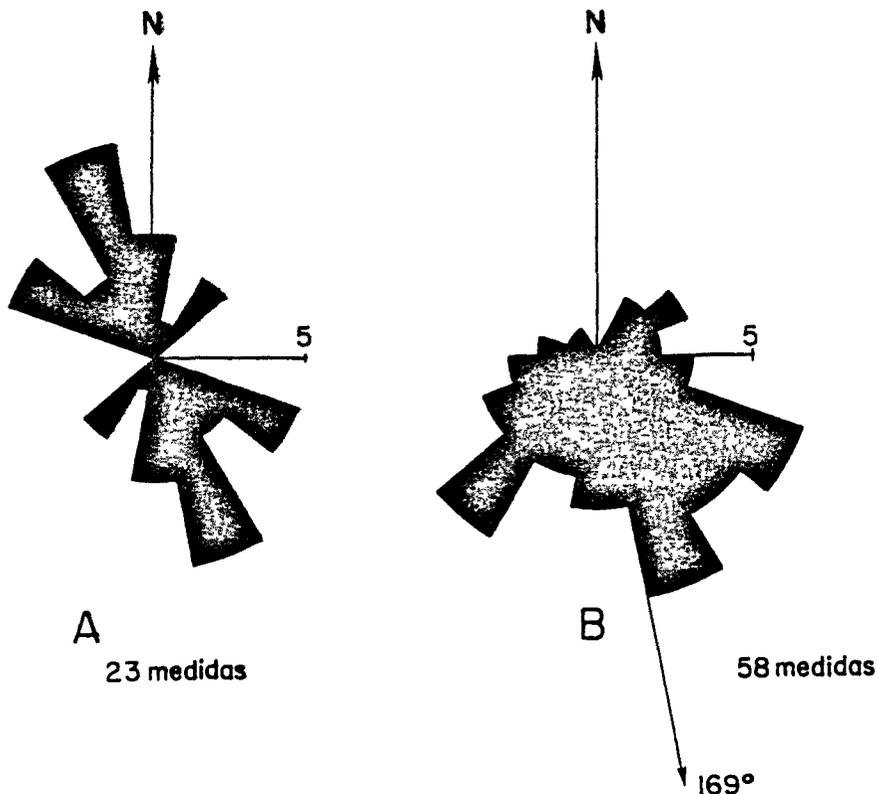


Fig. 42.- Diagramas de paleocorrientes para los Conglomerados de Garraf: A) ejes de los sets de las facies Ct, At y As; B) foresets de las facies Cp y Ap.

vos ciclos y en diferentes perfiles, y a que para un mismo ciclo las propiedades direccionales de dos facies superpuestas pueden mostrar divergencias de casi 180°. Aparentemente, el segundo factor es el más importante, ya que no hemos observado diferencias significativas entre las paleocorrientes deducidas para los diferentes ciclos de un mismo perfil, ni entre las deducidas en perfiles distintos.

IV.4.1.2.- Descripción de los Conglomerados y areniscas de Bruguers

a) Características generales

A partir de Sta. María de Cervelló hacia el SSE (figs. 6, 7 y 8), los Conglomerados de Garraf dejan paso, lateral y verticalmente, a una unidad algo más arenosa, denominada: Conglomerados y areniscas de Bruguers. La potencia de esta unidad, que se sitúa por debajo del Nivel conglomerático superior, varía de los 20 m de la cota 367 (junto a Can Güell-Torrellets) a los 55 m de Bruguers.

Los materiales que la integran son: conglomerados, areniscas conglomeráticas y areniscas. Aproximadamente, los primeros constituyen entre un 40 y un 50% del total de la sucesión, los segundos el 30-40% y los terceros el 10-30% restante. Los conglomerados están integrados por elementos subangulosos a subredondeados, de composición casi exclusivamente silícea: 85% de cuarzos filonianos, 10% de cuarcitas y 5% de liditas. El tamaño medio de los clastos oscila entre 3 y 6 cms (guijas y guijarros pequeños) y el centilo se sitúa alrededor de los 20-25 cms. La matriz, en ocasiones inexistente, está integrada por gránulos y arena gruesa - muy gruesa. Dentro de la denominación de areniscas conglomeráticas, incluimos a aquellos materiales constituidos por una mezcla poco calibrada de las fracciones: grava, gránulo y arena gruesa - muy gruesa; típicamente, a diferencia de los conglomerados, el armazón está sustentado por las fracciones granulométricas inferiores a 4 mm. Las arenis-

cas, por lo general de grano medio a muy grueso y más raramente de grano fino-lutíticas, pueden catalogarse como subarcosas de cemento silíceo y/o ferruginoso. Este tipo de cemento es idéntico al existente en los conglomerados y areniscas-conglomeráticas, aunque estos materiales presentan un escaso grado de cementación. Todos estos sedimentos se caracterizan por un intenso color rojo.

b) La sucesión litológica

La sucesión litológica de los Conglomerados y areniscas de Bruguers (fig. 43) está formada por una serie de niveles conglomeráticos y/o arenoso-conglomeráticos, entre los que se sitúan frecuentes intercalaciones de areniscas. Dicha sucesión presenta una clara ordenación cíclica. Cada uno de estos ciclos muestra una ligera tendencia granodecreciente y consta de: a) un término inferior, de 2 a 8 m de potencia, esencialmente constituido por conglomerados o por conglomerados y areniscas conglomeráticas; b) un término superior, fundamentalmente arenoso y cuyo espesor varía de 0,5 a 3 m. El término inferior descansa con un contacto claramente erosivo sobre el superior, mientras que este último se superpone al primero de forma gradual.

En conjunto, estos ciclos se diferencian de los que constituyen los Conglomerados de Garraf por: su menor potencia (2 a 10 m), el carácter más arenoso de un gran número de los términos inferiores (aproximadamente el 40-50% de ellos están formados por una proporción similar de areniscas conglomeráticas y de conglomerados) y por un mayor desarrollo del término arenoso superior, en relación al del término inferior.

Cuando el término inferior presenta una composición predominantemente conglomerática (fig. 43, a los 44,5 y 51 m), éste suele mostrar un aspecto masivo, a pesar de que pueden detectarse algunas cicatrices erosivas, individualizables gracias a la preservación residual de delgados lentejones, formados por areniscas conglomeráticas o areniscas de grano grueso a

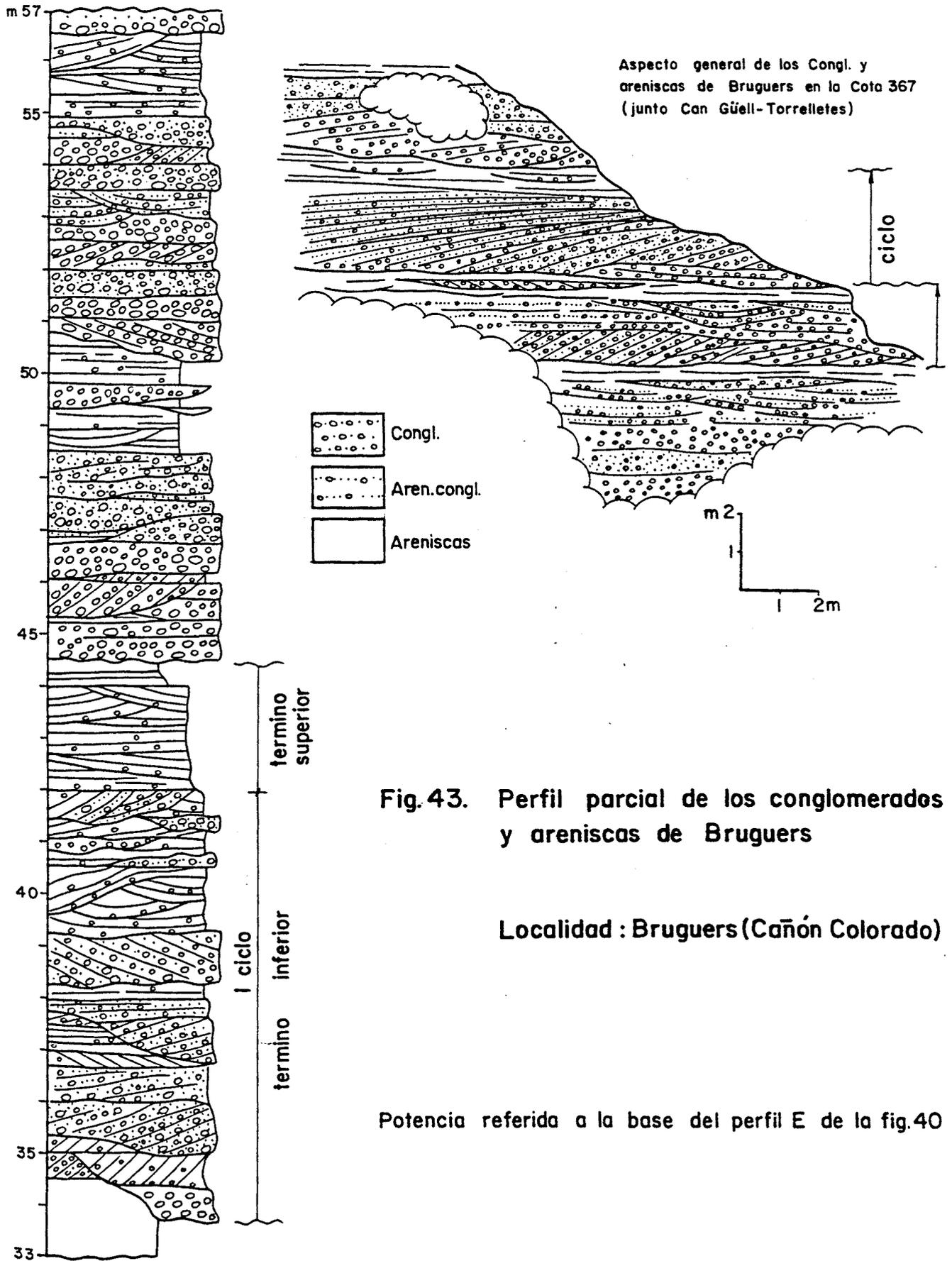


Fig. 43. Perfil parcial de los conglomerados y areniscas de Bruguers

Localidad : Bruguers (Cañón Colorado)

Potencia referida a la base del perfil E de la fig. 40

muy grueso. Esta clase de términos, se caracterizan por un amplio predominio de la facies Cm sobre las restantes facies conglomeráticas (Cp y Ct) y de éstas sobre las arenosas y arenoso-conglomeráticas (Ap, Ah y Aba, fundamentalmente).

En cambio, cuando el término inferior está esencialmente integrado por una proporción similar de conglomerados y areniscas conglomeráticas (fig. 43 a los 34 m) la presencia de numerosas cicatrices erosivas internas es mucho más evidente y dichos términos muestran un claro aspecto multistorey (fig. 44). En consecuencia, las diversas facies que los integran aparecen asociados de forma muy compleja, tanto en la horizontal como en la vertical. Aunque la proporción relativa de dichas facies varía rápidamente de un punto a otro, en conjunto, Cp y Ap predominan sobre Ah, Cm y Ct, y éstas sobre Aba y As (la proporción de las facies Ap, Ah, Aba y As, integradas por areniscas conglomeráticas y en ocasiones por areniscas de grano medio a muy grueso, tiende a incrementarse ligeramente hacia el techo.

En ambos tipos de términos, las características texturales y geométricas de cada facies, son muy semejantes a las descritas para los "paquetes conglomeráticos" de la unidad precedente. Únicamente conviene matizar que en algunos de los términos constituidos por conglomerados y areniscas conglomeráticas, la facies Cp puede estar representada por sets de hasta 1,20 m de altura (fig. 43) y que la facies Ap (en ocasiones relacionada lateralmente con la anterior) puede presentarse formando cosets de hasta 1,25 m de grosor, o bien sets compuestos. Además, en los dos tipos de términos, la facies Cm está exclusivamente integrada por conglomerados de guijas con algún guijarro

Los términos superiores de cada ciclo (fig. 43) están esencialmente formados por areniscas de grano medio a muy grueso, con alguna guija de 1 a 3 cm dispersa. Estas areniscas intercalan algunas pasadas y lentejones de conglomerados (más frecuentes hacia la base) y algún horizonte de areniscas de grano fino-lutíticas (exclusivamente localizados hacia el techo). Las areniscas de grano medio a muy grueso, suelen pre-

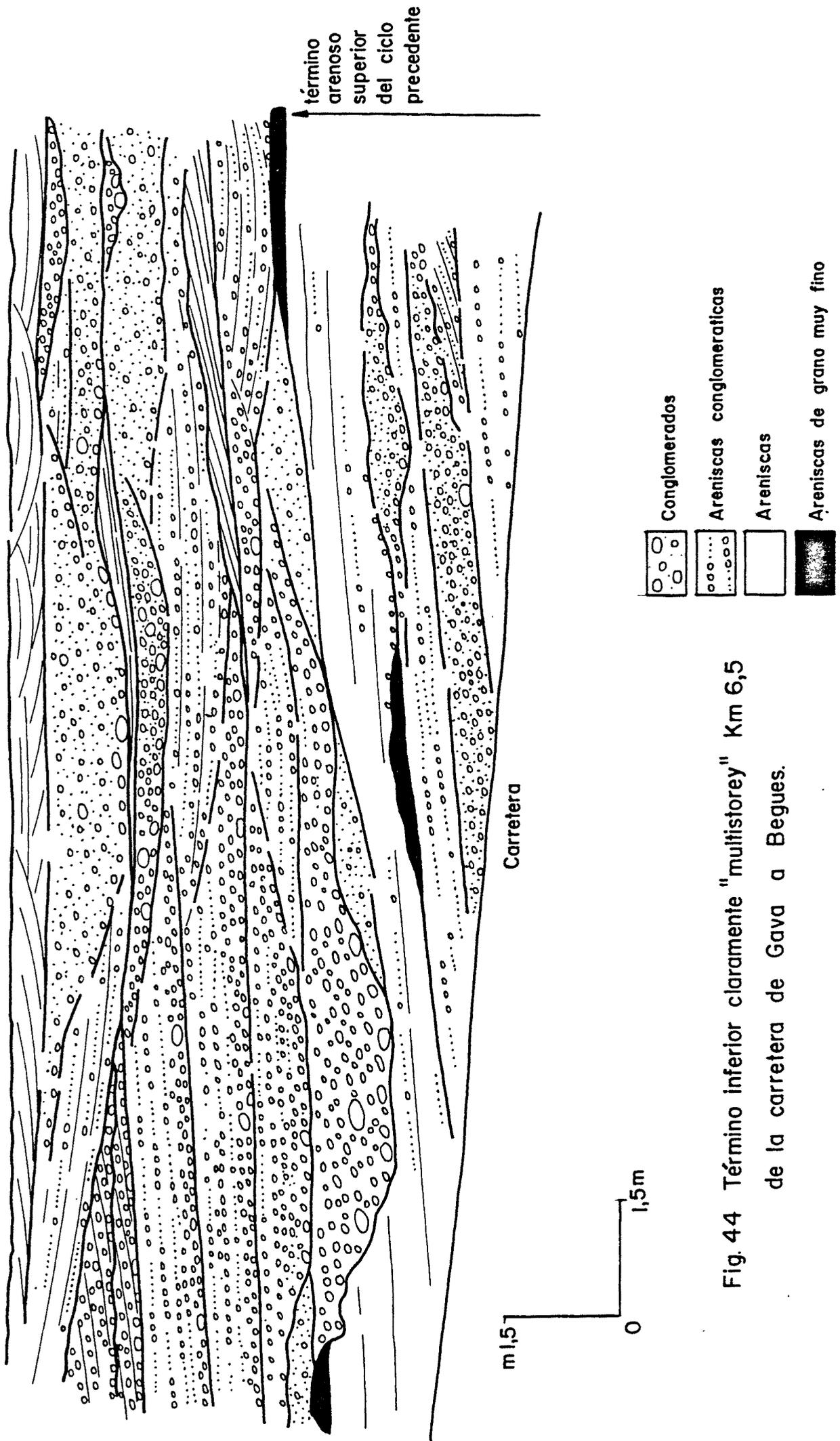


Fig. 44 Término inferior claramente "multistorey" Km 6,5 de la carretera de Gava a Begues.

sentarse en las facies At, Ah, Aba y As. La facies At constituye cosets de hasta 1 m de potencia, cada uno de cuyos sets varía entre 0,5 y 2,5 m de anchura, y entre 0,30 y 0,50 m de altura. Las facies Ah y Aba, en ocasiones alternantes, forman horizontes tabulares de 0,30 a 0,75 m de grosor, y la facies As se presenta como surcos aislados, de base curvilínea y de forma por lo general muy laxa, cuyas dimensiones son similares a las de los sets de la facies At (en algunos casos, la diferenciación de las facies At y As resulta muy problemática). Los lentejones de conglomerados, de hasta 50 cms de grosor y más de 5 m de anchura, presentan un aspecto masivo (facies Cm) o bien una estratificación cruzada de tipo trough muy difusa (facies Ct). Solo esporádicamente, estos lentejones están integrados por un set de la facies Cp, que lateralmente puede evolucionar a la facies Ct. Las areniscas lutíticas están desprovistas de estructura interna y pueden asimilarse a la facies Lm. Esta facies forma delgados horizontes (de 0,10 a 0,20 m de grosor) lateralmente muy discontinuos.

c) Paleocorrientes

Los diagramas de paleocorrientes obtenidos para esta unidad han sido representados en la fig. 45. Cada uno de estos diagramas integra mediciones efectuadas en los afloramientos de los alrededores de Bruguers y de la Cota 367 y ha sido construido en base a un escaso número de datos (las condiciones de afloramiento impiden un estudio más riguroso). Como muestra el diagrama A, los ejes de los acanalamientos y de los sets de las facies Ct, At y As se orientan preferentemente de NW a SE y de WNW a ESE, con un pequeño máximo secundario de NNE a SSW. El diagrama B, elaborado a partir de los foresets de las facies Ap y Cp, muestra una amplia dispersión (sobre todo si se tiene en cuenta el limitado número de mediciones) y dibuja un amplio abanico que esencialmente abarca el sector comprendido entre WSW y ESE. El vector medio (poco significativo) se orienta prácticamente hacia el S. En conjunto, estos datos concuer-

dan con los deducidos para los Conglomerados de Garraf (fig. 42).

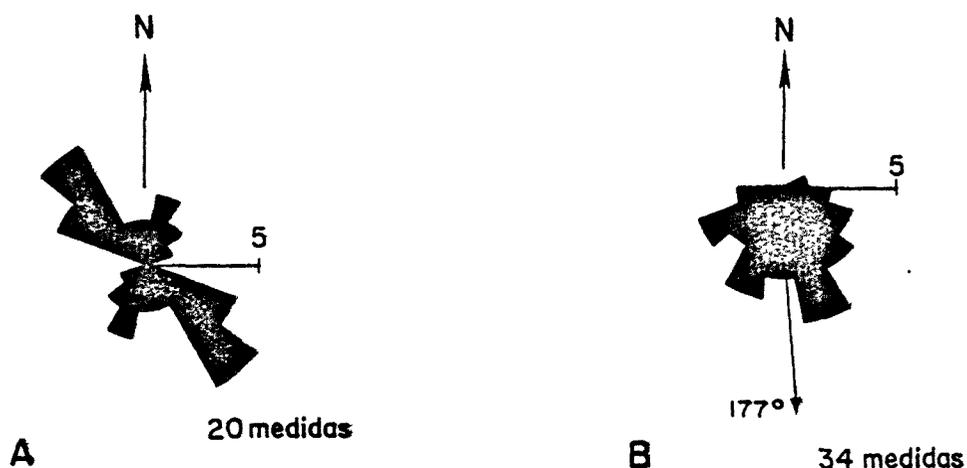


Fig. 45.- Diagramas de paleocorrientes para los Conglomerados y areniscas de Bruguers. A): ejes de acanalamientos y sets de las facies Ct, At y As. B): foresets de las facies Cp y Ap.

IV.4.1.3.- Descripción del Nivel conglomerático superior

Los Conglomerados y areniscas de Bruguers aparecen separados de las Areniscas de Eramprunyà por el Nivel conglomerático superior (figs. 7 y 8). Dicho Nivel, de unos 15-20 m de potencia, forma un resalte morfológico muy claro, que puede seguirse desde los alrededores de Bruguers a las inmediaciones de la Cota 367, a pesar de que su posición topográfica está constantemente desnivelada por un denso sistema de fracturas. Desde el punto citado en último lugar hacia el NNW, el mencionado Nivel no puede diferenciarse con claridad, a causa de que los Conglomerados y areniscas de Bruguers han pasado lateralmente a los Conglomerados de Garraf.

La constitución litológica y el tipo de sucesión vertical de facies que caracterizan a dicho Nivel, pueden consultarse en la detallada columna de la fig. 46. Como el lector observará, el Nivel conglomerático superior presenta una marcada analogía con los "paquetes conglomeráticos" constituidos por gui-

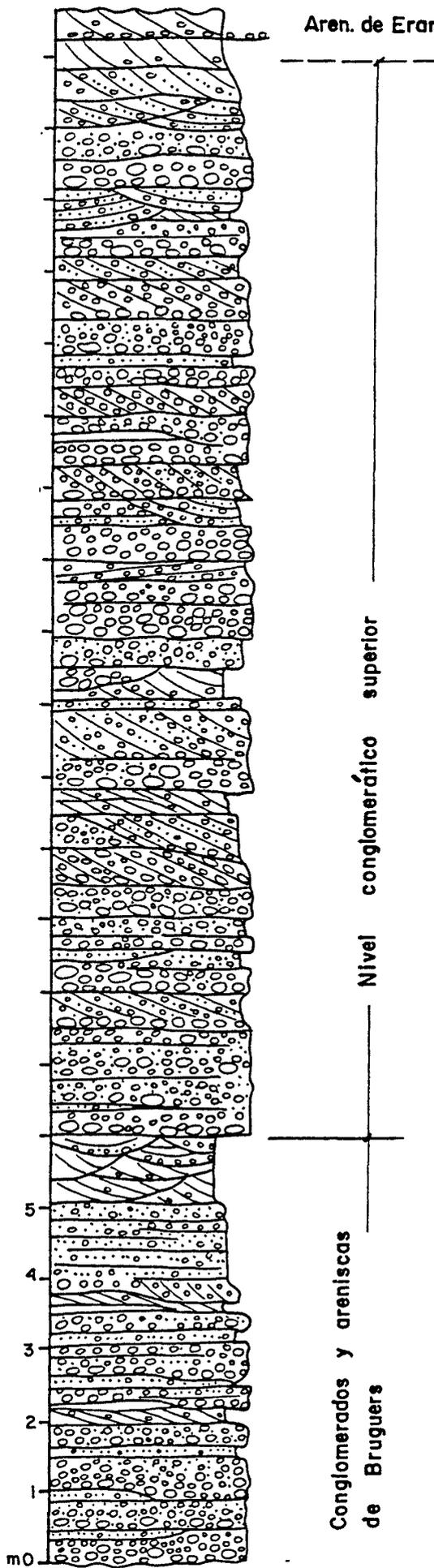


Fig.46 Perfil del Nivel conglomerático superior

(camino de Sta Maria de Bruguers al Castell de Eramprunyà)

leyenda, ver fig.40

jas y guijarros (ver Conglomerados de Garraf; IV.4.1.1.b). Por este motivo, no insistiremos en su descripción y nos limitaremos a señalar que, por su posición estratigráfica (figs. 7 y 8), desde la Cota 367 hacia el NNW, el Nivel que nos ocupa podría correlacionarse con el paquete situado en el techo de los Conglomerados de Garraf y con el que en Martorell reposa directamente sobre el zócalo (fig. 40. A,B,C y D). Si esto fuera realmente así, debe remarcarse que el Nivel conglomerático superior agruparía a los primeros materiales que se extienden a lo largo de todo el sector.

IV.4.1.4.- Interpretación sedimentológica del grupo de unidades inferior.

Teniendo en cuenta las relaciones estratigráficas existentes entre los Conglomerados de Garraf y los Conglomerados y areniscas de Bruguers (figs. 7 y 8), así como las paleocorrientes deducidas para cada una de estas unidades (figs. 42 y 45), resulta evidente que ambas están ligadas genéticamente mediante una relación de proximidad-distalidad relativa. En concreto, de acuerdo con los datos de MIALL (1977a, 1978) y RUST (1978), los Conglomerados de Garraf pueden asimilarse a los depósitos originados por corrientes entrelazadas, relativamente proximales y con un material de lecho esencialmente integrado por grava (proximal gravel - dominant braided systems), mientras que los Conglomerados y areniscas de Bruguers se habrían formado a partir de corrientes de morfología análoga, pero con unas características más distales (distal gravel - dominant braided systems). Por otra parte, a juzgar por la clara disposición solapante de los conglomerados de Garraf respecto al zócalo (fig. 8), es muy probable que dichas corrientes discurrieran en amplias llanuras (braided alluvial plains) desarrolladas a partir de la coalescencia de abanicos aluviales o de valles fluviales, los cuales se situarían adosados a un frente montañoso o encajados en él(1).

(1) Adviertase que así definidos (RUST 1978), los braided alluvial plains incluyen a aquellos "abanicos aluviales" caracterizados por un dominio absoluto de los procesos fluviales (McGOWEN y GROAT, 1971; BOOTHROYD y ASHLEY, 1975; y BOOTHROYD y NUMMEDAL, 1978).

El mecanismo mediante el cual este sistema fluvial se desplazaba con el tiempo hacia el NNW, solapando al zócalo en un sentido contrario al de aporte, resulta difícil de precisar. Sin embargo, basándonos en la geometría escalonada observable en la fig. 8, creemos factible que dicho mecanismo obedeciera al repetido juego en retroceso de un sistema de fracturas de zócalo (back faulting). El citado mecanismo ha sido descrito por STEEL (1976), STEEL y WILSON (1976), STEEL et al. (1977) y HEWARD (1978), aunque los casos ilustrados por estos autores presentan notables divergencias de escala con el nuestro. Posiblemente, estas divergencias se deben a que en nuestro caso el juego vertical de las fracturas de zócalo fué de escasa importancia.

Aceptando como válido este esquema general, cada uno de los ciclos que integran los Conglomerados de Garraf (Fig. 40) representaría un episodio deposicional diferente, probablemente relacionado con el juego de las fracturas anteriormente citadas.

Dentro de cada ciclo, por su asociación y tipo de sucesión vertical de facies (MIALL, 1977a, 1978; y RUST, 1978), los "paquetes conglomeráticos" agruparían a los materiales depositados por una serie de corrientes entrelazadas de alta energía. Durante las épocas de crecida, dichas corrientes serían capaces de asegurar el transporte por tracción de la fracción grava y el transporte en suspensión de la totalidad de la fracción arena, así como de retrabajar los sedimentos de granulometría más fina que se hubieran depositado durante los periodos de flujo más bajo. Por consiguiente, no es extraño que en tales corrientes la facies Cm predomine sobre la Cp y Ct, y éstas sobre Ap, Ah, Aba y As. Según los autores citados, la facies Cm se originaría en las etapas de flujo más alto, como consecuencia de la formación y migración de barras longitudinales; la facies Cp como resultado de la migración de barras con una cara de avalancha bien definida, fenómeno que parece tener lugar para caudales relativamente más bajos que en el caso anterior; y la facies Ct, mediante el relleno de los canales que durante las épocas de flujo bajo e inter-

medio, flanquean y disectan a los dos tipos de barras anteriormente citadas (1). Por lo que se refiere a las facies arenosas, Ah y Aba pueden originarse a partir de la deposición de la arena en el techo y márgenes de las barras, lo que suele acontecer cuando la profundidad de flujo sobre dichas barras es muy pequeña; As a partir del relleno de los pequeños surcos y canales diferenciados en las etapas de flujo más bajo; y Ap podría representar depósitos de cuñas arenosas (o sand wedges), las cuales se desarrollan en los márgenes laterales o frontales de las barras, preferentemente durante las etapas de flujo descendente (posiblemente, el set de la facies Ap de la fig. 41, constituya un buen ejemplo de una de estas cuñas).

Basándonos en estos datos, está claro que las secuencias del tipo Cm → Ah, Aba, Ap y Cp → Ah, Aba, representan unidades de sedimentación originadas por un paulatino descenso de la energía de la corriente.

Antes de pasar a ocuparnos de la interpretación del "paquete arenoso superior", queremos recalcar que los paquetes formados por conglomerados de guijas y guijarros y los formados por conglomerados de guijarros y bloques, parecen presentar un origen similar, aunque en el segundo caso debe suponerse una mayor competencia de la corriente. A este respecto, conviene recordar que en las corrientes del tipo que analizamos, la competencia y la granulometría del material de lecho se relacionan mediante una función directa (BOOTHROYD y ASHLEY 1975, BOOTHROYD y NUMMEDAL, 1978) y que la presencia de barras longitudinales integradas por guijarros y bloques, ha sido observada en las partes proximales de diversas corrientes entrelazadas (RUST 1978; por ejemplo). Esta última aclaración resulta oportuna, porque algunos autores (McGOWEN y GROAT,

(1) En nuestra opinión, los cosets de la facies Ct que en ocasiones forman parte del "paquete inferior" (fig. 41, foto 11), se originaron, más que por la migración de formas de fondo con crestas sinuosas (RUST, 1978), mediante la superposición de diversos episodios de erosión y relleno de canales (DOEGLAS, 1962; SINGH, 1972). Esta interpretación se basa en las marcadas variaciones texturales observables en el interior de un mismo set.

1971) han interpretado depósitos de granulometría similar como surge deposits. Sin embargo, tales depósitos suelen mostrar foresets bien desarrollados (SCOTT y GRAVLEE 1968) y, por ésta razón, creemos que dicha interpretación no es adecuada en nuestro caso.

Por su constitución litológica y tipo de asociación de facies, no cabe duda de que el "paquete arenoso superior" (fig. 40) se originó mediante una serie de corrientes incapaces de segregar las fracciones grava y arena, incluso durante las épocas de crecida. En tales corrientes, los principales procesos deposicionales habrían consistido en: la migración de trenes de dunas (facies At), la migración de sandy foreset bars o de sand waves (facies Ap), y en la deposición de sets de las facies Ah y Aba, mediante corrientes de alta velocidad y de escasa profundidad que discurrieran sobre el techo de las barras arenosas o sobre el fondo de los canales.

Indudablemente, para un mismo ciclo, la superposición del "paquete arenoso superior" sobre el "paquete conglomerático inferior", presupone una notable disminución de la energía de la corriente. El origen de esta variación podría buscarse en la erosión regresiva de los relieves del área fuente (HEWARD, 1978), en el desplazamiento lateral de las zonas de máxima actividad fluvial, o en una combinación de ambos factores. Quizás, la primera interpretación resulte más adecuada cuando ambos términos se superponen gradualmente, con un claro intervalo de tránsito, mientras que la segunda podría aplicarse a aquellos casos en que los términos arenosos se superponen bruscamente sobre los conglomeráticos y cuando dichos términos están esencialmente integrados por areniscas de grano muy fino-lutíticas. Presumiblemente, estos últimos materiales representen depósitos de llanura de inundación.

El tipo de ordenación cíclica de los Conglomerados y areniscas de Bruguers (fig. 43), encaja perfectamente con la del "tipo Donjek" (MIALL 1978, RUST 1978) y puede considerarse como típica de los depósitos formados por corrientes entrela-

zadas, relativamente distales y en las que el material de lecho estaría integrado por más de un 10% de grava.

Según los autores citados, los sistemas de este tipo (1) suelen presentar dos partes bien diferenciadas: una parte activa, donde normalmente se concentra la actuación de la corriente, y una parte temporalmente inactiva, únicamente cubierta por las aguas en los periodos de inundación y donde suelen acumularse materiales de granulometría más fina.

Por analogía con estos modelos actuales, los términos inferiores de cada ciclo los asimilamos a los depósitos originados en áreas activas, mientras que los términos superiores a los formados en áreas temporalmente inactivas. Como ha señalado RUST (1978), la repetida superposición de ambos tipos de depósitos, reflejaría sucesivos desplazamientos laterales del sistema aluvial, con la consiguiente conversión de antiguas áreas activas en inactivas y viceversa. Evidentemente, este mecanismo debe combinarse con una clara agradación vertical del sistema.

En aquellos casos en los que el término inferior presenta una composición predominantemente conglomerática, los principales procesos deposicionales que habrían operado en las porciones activas, resultarían muy similares a los descritos para los "paquetes conglomeráticos" de la unidad anterior. En cambio, cuando dichos términos están constituidos por una proporción similar de conglomerados y areniscas conglomeráticas, los citados procesos serían ligeramente diferentes. A grandes rasgos, estas diferencias reflejarían una disminución de la competencia de la corriente, lo que explicaría el predominio de la facies Cp sobre la Cm (ver IV.2.a.2), así como el mayor desarrollo y potencial de preservación de la facies Ap (originada a partir de la migración de barras arenosas o de sand waves) y, en general, de

(1) Por ejemplo: el "área 2" del R. Donjek (WILLIAMS Y RUST, 1969; RUST 1972) y el "upper midfan" del R. Scott (BOOTHROYD Y ASHLEY, 1975).

las facies arenosas formadas bajo unas condiciones de flujo relativamente moderadas (Ah, Aba y As).

En ambos tipos de términos, la presencia de abundantes cicatrices erosivas nos indica una agradación intermitente, a través de la superposición de repetidos episodios de erosión y relleno. Esta superposición refleja las marcadas fluctuaciones de caudal que caracterizan a los cursos entrelazados y la constante migración de los canales de menor orden que se sitúan en el canal principal.

Por lo que se refiere a las áreas temporalmente inactivas, la asociación de facies propia del término superior revela que los principales procesos deposicionales consistieron en: la migración de trenes de dunas (facies At), la deposición de delgados horizontes arenosos sobre fondos planos o ligeramente inclinados (facies Ah y Aba), la colmatación de pequeños surcos o canales (facies As) y en la deposición de los materiales transportados en suspensión durante las épocas de crecida (facies Lm). Ocasionalmente, en los canales de mayor envergadura excavados durante dichas épocas, tendría lugar la migración de barras integradas por grava (facies Cm y Cp).

Por último, vamos a ocuparnos brevemente de la interpretación del Nivel conglomerático superior. Como se ha indicado en IV.4.1.3., dicho Nivel presenta unas características muy similares a las descritas por los "paquetes conglomeráticos" que integran los Conglomerados de Garraf (fig. 46). Por lo tanto, su origen puede considerarse análogo: depósitos formados por corrientes entrelazadas, relativamente proximales y con un material de lecho esencialmente formado por grava (proximal gravel - dominant braided systems de RUST 1978).

La superposición de este tipo de depósitos sobre otros de carácter más distal (Conglomerados y areniscas de Bruguers) resulta un tanto sorprendente, ya que las corrientes fluviales que originaron las dos unidades anteriores presentaban una clara tendencia retrogradante (ver fig. 8). Posiblemente la momen-

tánea inversión de esta tendencia refleja un cambio paleogeográfico de cierta consideración. En este sentido, conviene recordar que el Nivel conglomerático superior parece agrupar a los primeros materiales que se extienden a lo largo de todo el sector (ver IV.4.1.3.) y, por consiguiente, es probable que dicho cambio consistiera en una notable ampliación de la superficie de la cuenca de drenaje. De acuerdo con el mecanismo de back faulting invocado para explicar el progresivo solapamiento del zócalo por los Conglomerados de Garraf, la citada ampliación podría relacionarse con la actuación de alguna fractura situada más al N del actual límite septentrional del sector. Si aceptamos como válida esta interpretación, la progradación de las corrientes que originaron el Nivel conglomerático superior podría obedecer: en parte, a que el juego de la citada fractura fué lo suficientemente importante como para originar un notable rejuvenecimiento de los relieves en el borde de cuenca, y en parte, a que la ampliación de la superficie de la cuenca de drenaje se tradujo en un incremento de la longitud y caudal medio de las corrientes de mayor orden (ALLEN, 1965).

IV.4.2.- Las Areniscas de Eramprunyà

a) Características generales

A lo largo de todo el borde oriental del Macizo de Garraf, sobre el Nivel conglomerático superior y mediante un contacto gradual, se disponen unos materiales esencialmente arenosos a los que hemos denominado: Areniscas de Eramprunyà (figs. 7 y 8)

Estos materiales constituyen un escarpe morfológico perfectamente individualizado en el relieve, pero constantemente desnivelado por un denso sistema de fracturas. Sus mejores afloramientos se localizan en los alrededores de Bruguers - Castell de Eramprunyà (donde forman el abrupto cantil sobre el que se asienta dicho castillo) y en las canteras y relieves que bordean la carretera de Martorell a Castellví de Rosanes (La Carreiola, Serra de l'Ataix, Montgai, Castell de St. Jaume,

etc.). Otros afloramientos de peor calidad se sitúan en la Cota 369 (unos 500 m al N de Torrelletes), Cervelló (urbanización "La Selva Negra"). La Maxina, La Creu de l'Aragall y junto al cementerio de Corbera.

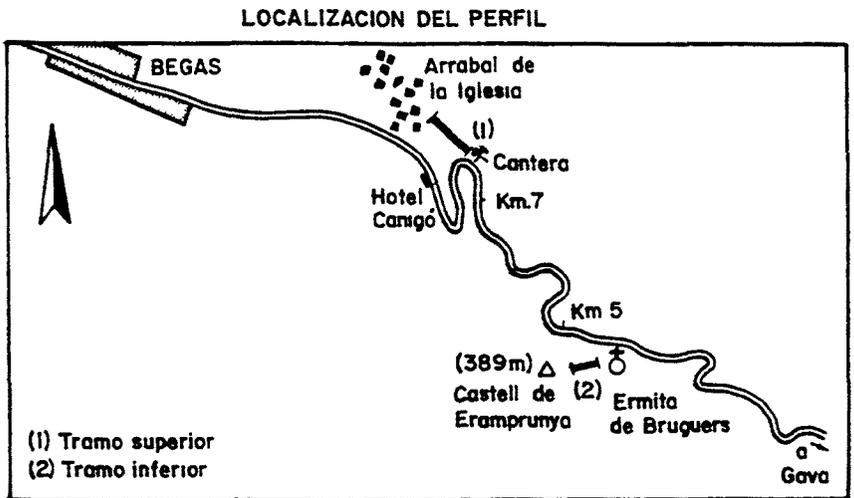
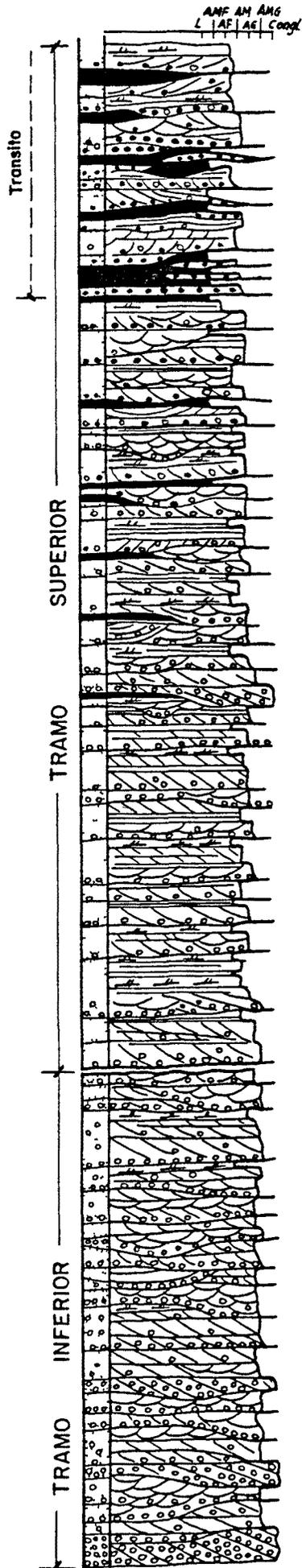
La potencia de esta unidad se incrementa ligeramente de NNW a SSE (figs.7 y 8), pasandose progresivamente de los 30-35 m de Martorell-Castellví de Rosanes, a los 50 m del Castell de Eramprunyà. Salvo estas pequeñas variaciones de potencia, las Areniscas de Eramprunyà (que verticalmente gradan a las Areniscas y lutitas de la Creu de l'Aragall) no presentan cambios laterales de importancia.

b) Descripción de los materiales y facies

La fig. 47 representa una columna sintética que puede tomarse como serie tipo de la unidad que nos ocupa (dicha columna ha sido elaborada a partir de la integración de numerosas observaciones parciales efectuadas en los alrededores de Bruquers-Castell de Eramprunyà). Como muestra la citada figura, esta unidad está esencialmente integrada por areniscas (hasta un 90% del total) y, en mucha menor proporción, por conglomerados y lutitas.

Las areniscas, de color rojo, se presentan en todos sus rangos granulométricos. De acuerdo con la clasificación de PETTIJOHN, POTTER y SIEVER (1972), por la naturaleza de los granos detríticos y por la cantidad de matriz arcillosa (inferior a un 5%, salvo en algunas muestras de granulometría muy fina), la mayoría de estas areniscas pueden clasificarse como subarcosas: los granos de cuarzo (subangulosos a subredondeados) constituyen el 70 - 80% del total, los feldespatos (ortosa sobre todo, con alguna microclina) varían entre un 5-15% y los fragmentos de rocas (cuarcitas y algunos esquistos prácticamente irreconocibles) entre un 2 y un 5%. Otros componentes accesorios son la moscovita y la biotita, esta última muy alterada, así como una cierta proporción de minerales opacos.

Columna sintética de las Areniscas de Eramprunyà



- | | | |
|--------------------|---|--|
| F. CONGLOMERATICAS |  | Lag deposits sobre superficies erosivas |
| |  | Conglomerados intraformacionales |
| |  | Congl. con estratíf. cruzada tipo planar (Cp) |
| |  | Congl masivos con estratíf horizontal (Cm) |
| ARENOSAS |  | Ar. con estratíf. cruzada de gran escala planar (Ap) |
| |  | " " " " " " " " Trough (At) |
| |  | " " " " " " relleno de surco (As) |
| FACIES |  | Ar con laminacion horizontal (Ah) |
| |  | Ar. con estratíf. cruzada de pequeña escala (Ar) |
| |  | Facies Lutiticas (Lm) Ar. muy finas lutiticas y Lutitas arenosas |



Fig. 47

Al margen de las areniscas de grano más grueso (frecuentemente conglomeráticas) y de las de granulometría más fina (algo lutíticas), estos materiales presentan una selección variable entre moderada y muy buena, con una fábrica caracterizada por el predominio de los contactos largos y tangenciales entre los granos detríticos (la existencia de contactos por presión-disolución es anecdótica).

El cemento está fundamentalmente constituido por sílice y óxidos de hierro (hematites). El primero se presenta como crecimientos syntaxiales de borde de grano, mientras que el segundo (mucho más abundante en las muestras de grano fino a muy fino) se dispone recubriendo los granos detríticos o rellenando los espacios intergranulares. La relación temporal entre ambos tipos de cemento es variable, pues si bien algunos crecimientos syntaxiales quedan perfectamente remarcados por la presencia de un anillo de hematites que destaca la silueta original del grano, en otras ocasiones, la hematites rellena los espacios intergranulares no obliterados por el crecimiento secundario de la sílice. Asimismo el grado de cementación de estos materiales no es uniforme: así, mientras algunas areniscas pueden disgregarse por la simple acción manual (especialmente las de granulometría más gruesa), la mayoría requieren de la ayuda de métodos mecánicos. En cualquier caso, la existencia de una cierta porosidad intergranular parece evidente.

Atendiendo a su estructura interna, estas areniscas pueden presentarse bajo las siguientes facies básicas: Ap, At, As, Ah y Ar.

La facies Ap constituye sets (de 0,5 a más de 5 m de longitud y con una altura oscilante entre los 5 y los 75 cms) que a menudo suelen agruparse formando cosets de hasta 1,5 m de potencia. Estos sets, limitados por superficies planas o ligeramente onduladas, están formados por areniscas de grano medio a muy grueso, estas últimas con frecuentes gránulos y guijas (de hasta 5 cms de diámetro). Típicamente, las láminas de estratificación cruzada muestran frecuentes cambios de inclinación en

una misma sección aparente y numerosas superficies de reactivación (figs. 49 y 50A). Las areniscas en la facies At, de grano fino a grueso, se presentan como cosets de hasta 1,5 m de grosor. Las dimensiones de cada set oscilan entre los 5 y los 30 cms de altura, y entre los 0,3 y los 2 m de anchura. En líneas generales, para un mismo coset, los sets suelen mostrar una cierta uniformidad en cuanto a sus dimensiones y granulometría, aunque en algún caso se ha observado una cierta disminución de ambas propiedades hacia el techo. La facies As se presenta rellenando surcos erosivos muy someros, por lo general aislados y de forma muy variable (desde muy irregulares a perfectamente simétricos), cuyas dimensiones varían entre los 20-50 cms de profundidad y los 0,5 - 2 m de anchura. Las areniscas que integran esta facies son de grano fino a muy grueso-conglomeráticas. La facies Ah constituye bancos de 5 a 70 cms de grosor, formados por uno o varios sets que se caracterizan por una laminación interna paralela y prácticamente horizontal. La granulometría de las areniscas en la facies Ah, varía desde muy fina a gruesa. Las areniscas con estratificación cruzada de pequeña escala (facies Ar), son de grano fino a medio y se presentan formando cosets de hasta 30 cm de grosor. Cada set, por lo general del tipo trough, no sobrepasa los 5 cm de altura.

Además de las pequeñas acumulaciones de cantos cuarzosos y/o intraformacionales existentes en la base de algunas superficies erosivas (lag deposits) y de los cantos dispersos en las láminas y superficies inferiores de algunos sets, las Areniscas de Eramprunyà intercalan (preferentemente hacia su base, ver fig. 47) algunos niveles de conglomerados muy ricos en matriz arenosa, constituidos por elementos silíceos (cuarzo 95%, liditas 5%), subangulosos a subredondeados y por lo general de pequeño tamaño (máximo 5 cm, medio 1-3 cm). Estos conglomerados, que apenas si representan el 10% del total de la sucesión, pueden presentarse bajo dos facies principales: Cm y Cp. La primera, menos frecuente que la segunda, constituye niveles lenticulares de 0,2 a 0,5 m de grosor, mientras que Cp se presenta como sets solitarios, de 0,3 a 0,6 m de potencia y de 3 a 5 m de longitud.

Los materiales lutíticos (lutitas arenosas y areniscas de grano muy fino - lutíticas) constituyen una litología claramente accesoria dentro de las Areniscas de Eramprunyà. En conjunto, la suma de las potencias de los niveles lutíticos (mucho más frecuentemente preservados hacia el techo de la unidad, fig. 47) no sobrepasa el 5% del total de la sucesión. Estos materiales no suelen presentar ningún tipo de estructura interna (facies Lm) y constituyen niveles lenticulares de 1 a 50 cm de grosor, que en ocasiones alternan con areniscas de grano fino a muy fino (en las facies Ah y Ar). Muy frecuentemente, los materiales arenosos que descansan sobre la facies Lm, aparecen plagados de cantos blandos y con pequeñas deformaciones por carga en su base.

c) Distribución vertical de facies y tamaños de grano:
Tramos.

A pesar de las frecuentes recurrencias granulométricas existentes, las Areniscas de Eramprunyà muestran de base a techo una ligera tendencia granodecreciente (fig. 47). Esta se manifiesta: tanto por la mayor abundancia de las facies conglomeráticas, lutíticas y arenosas de grano más fino (Ar; p.e.) hacia las partes inferiores o superiores de la sucesión, como por la evolución granulométrica experimentada por aquellas facies arenosas cuya distribución a lo largo de la serie se mantiene prácticamente constante (Ap y At, p.e.).

Conjugando ambos tipos de variaciones verticales (resumidas en la fig. 48A) esta unidad puede subdividirse en dos tramos superpuestos y sin límites precisos. Cada uno de ellos, se caracteriza por el predominio de un determinado grupo de facies, las cuales, á su vez, se presentan bajo un rango granulométrico específico. Estos tramos son los siguientes (fig. 47)

a) Tramo inferior (10-15 m): fundamentalmente constituido por areniscas de grano grueso a muy grueso-conglomeráticas (en las facies Ap, At y mas ocasionalmente Ah y As) y por alguna pequeña intercalación conglomerática (facies Cm y Cp) y de areniscas de grano fino-medio (Ah, Ar).

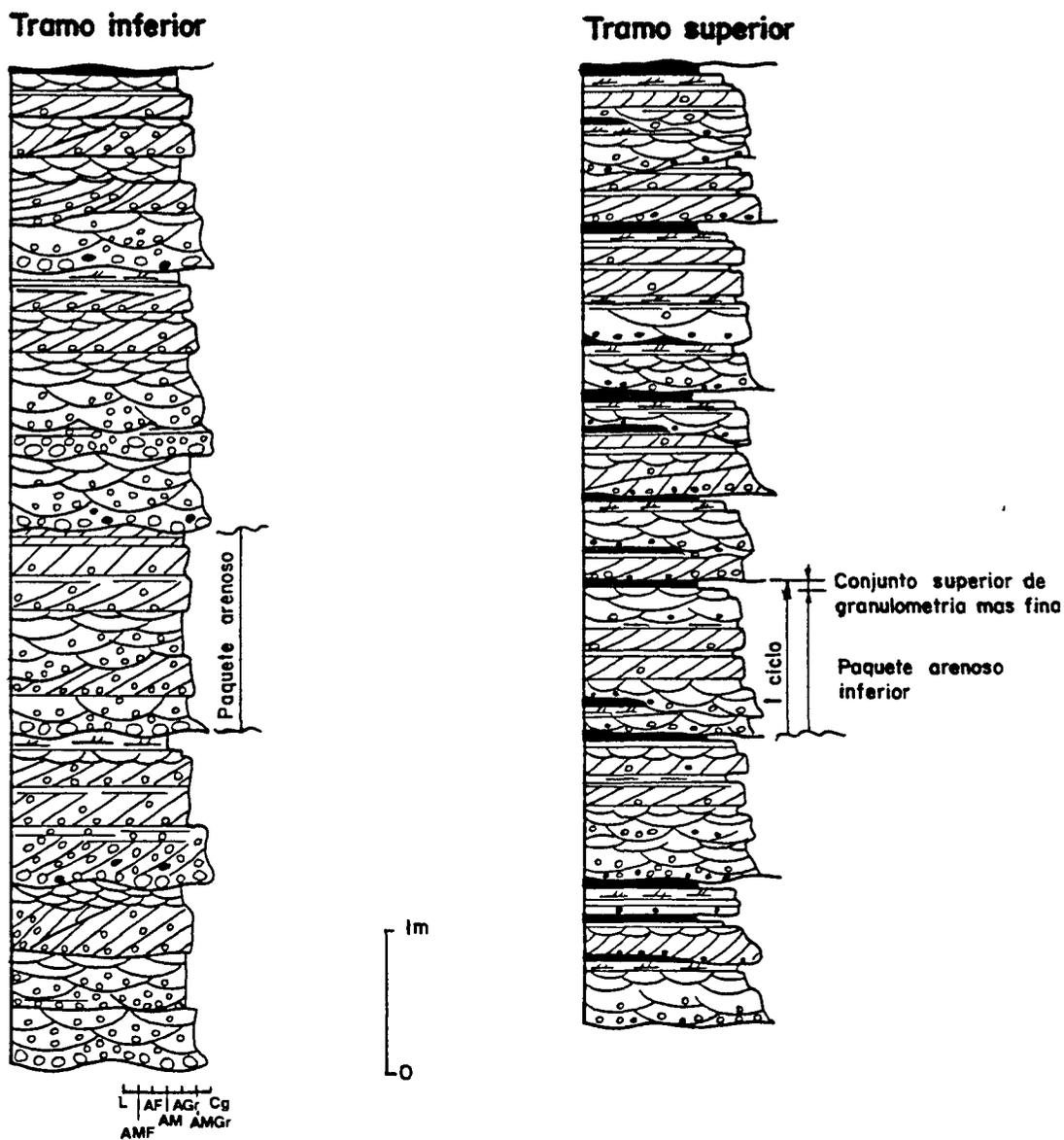
Fig. 48A Granulometría y abundancia de las diversas facies en los tramos inferior y superior de las areniscas de Eramprunyà

Facies	Cm	Cp	Ap	At	As	Ah	Ar	Lm
Tramo inferior	↑ Oc	↑ Oc	∅ Gr-MGr (Cg) A	∅ Gr-MGr (Cg) A	∅ Gr-MGr (Cg) Oc	∅ F-Gr C	∅ F-M Oc	---
Tramo superior	---	---	∅ M-Gr A	∅ M-Gr A	∅ M-Gr Oc	∅ F-M A	∅ MF-F A	↓ A

Oc - Ocasional
 C - Comun
 A - Abundante
 ∅ - Tamaño de grano

MGr (Cg) - Muy grueso (Conglomerática)
 Gr - Grueso
 M - Medio
 F - Fino
 MF - Muy fino

Fig. 48 B SUCESIONES VERTICALES DE FACIES



Ver leyenda en fig. 47

b) Tramo superior (20-35 m): integrado por paquetes arenosos de grano medio a grueso (en las facies Ap, At, As y Ah), los cuales alternan con delgados niveles de areniscas de grano fino a muy fino (facies Ah y Ar) y de lutitas arenosas (facies Lm). Como muestra la fig. 47, el incremento en la proporción de la facies Lm hacia la parte superior de este tramo, nos marca el inicio del tránsito a las Areniscas y Lutitas de la Creu de l'Aragall.

d) El Tramo inferior:

El Tramo inferior se caracteriza por una estratificación pobremente definida, consistente en una serie de paquetes arenosos superpuestos, los cuales presentan una forma tabular o marcadamente lenticular, una potencia que varía entre 0,5 y 2 m y una anchura del orden de varias decenas de metros.(?). Estos paquetes, limitados por una superficie basal erosiva (frecuentemente revestida por un pavimento de cantos cuarzosos e intraformacionales) y más raramente por la presencia de un pequeño nivel de granulometría más fina en su techo, presentan un marcado caracter multistorey. Este se evidencia por la marcada discontinuidad lateral de las diversas unidades de sedimentación (1), así como por las rápidas fluctuaciones granulométricas y superficies de erosión observables en su interior. El caracter multistorey de uno de estos paquetes queda perfectamente reflejado en la fig. 49. Dicha figura no solo nos es de utilidad para ilustrar este punto, sino también para mostrar la extrema variabilidad lateral que puede esperarse en la ordenación secuencial de las diversas facies.

A grandes rasgos (fig. 48B) los diversos paquetes presentan en común: a) una superficie de erosión basal con lag depo-

(1) Estrato, set o coset, depositado de forma continua bajo condiciones uniformes o bajo condiciones que varían de forma progresiva.