



INGEMISA

INVESTIGACIONES GEOLOGICAS Y MINERAS, S. A.

El Nogal, 23 - Teléfono 27 46 54 - CORDOBA

SISTEMAS ALUVIALES DEL MIOCENO TERMI-
NAL-PLEISTOCENO DE LA DEPRESION DE GRA
NADA.

Diciembre, 1985.

I N D I C E

	<u>Pgs.</u>
1.- <u>INTRODUCCION</u>	1
1.1. <u>SISTEMAS ALUVIALES DE LA DEPRESION DE -</u> <u>GRANADA</u>	3
2.- <u>SISTEMAS ALUVIALES PROCEDENTES DE SIERRA NE-</u> <u>VADA Y SIERRA DE ALFACAR</u>	9
2.1. <u>SISTEMAS ALUVIALES PROCEDENTES DE SIE-</u> <u>RRA NEVADA</u>	10
2.1.1. <u>Asociaciones de facies de abani-</u> <u>co</u>	11
2.1.1.1. <u>Abanico interno</u>	13
2.1.1.2. <u>Abanico medio</u>	15
2.1.1.3. <u>Abanico externo</u>	17
2.1.2. <u>Asociación de facies fluviales</u> ..	18
2.2. <u>SISTEMAS ALUVIALES PROCEDENTES DE SIE-</u> <u>RRA DE ALFACAR</u>	19
2.2.1. <u>Abanico interno</u>	19
2.2.2. <u>Abanico medio</u>	23
2.2.3. <u>Abanico externo</u>	24
3.- <u>SISTEMAS ALUVIALES PROCEDENTES DE SIERRA NE-</u> <u>VADA</u>	26
3.1. <u>ABANICO INTERNO</u>	28
3.2. <u>ABANICO MEDIO</u>	30

3.3. ABANICO EXTERNO	32
3.4. LACUSTRE	33
3.5. INTERPRETACION.....	35
4.- <u>SISTEMAS ALUVIALES DEL BORDE OCCIDENTAL (Con-</u> <u>glomerados de Moraleda)</u>	37
4.1. LAS FACIES DE LLANURA DE INUNDACION....	39
4.2. FACIES DE CANAL	49
4.2.1. <u>Tramo B</u>	50
4.2.2. <u>Tramo C</u>	52
4.2.3. <u>Tramo D</u>	62
4.3. INTERPRETACION.....	63
4.4. ARQUITECTURA FLUVIAL.....	65
5.- <u>DEPOSITOS DE PROCEDENCIA NORTE Y DE SIERRA -</u> <u>GORDA</u>	70
6.- <u>DEPOSITOS DE CENTRO DE CUENCA (Lacustres)</u> ...	75
7.- <u>CONSIDERACIONES GENERALES</u>	79
8.- <u>BIBLIOGRAFIA</u>	85

1.- INTRODUCCION

1.- INTRODUCCION

La Depresión de Granada es una cuenca intramontañosa situada a caballo entre las Zonas Internas y Externas de las cordilleras Béticas, que está rellena por materiales neógenos y cuaternarios (Fig. 1) El relleno de la Depresión comenzó en el Serravalliense (?) -Tortonense y el depocentro se fué desplazando progresivamente hacia el Norte. Los materiales sedimentarios neógenos-cuaternarios forman parte de varias UTS (en el sentido de MEGIAS, 1.982), de las cuales la de edad Turolense superior consiste en depósitos lacustres arcillosos con episodios lignitíferos y de yesos terri^genos, coronados por calizas con gasterópodos lacustres. Los materiales de la UTS de edad Turolense Terminal-Pleistoceno son muy variados y se incluyen en varias unidades o formaciones no definidas formalmente (GONZALEZ DONOSO 1.967 y VERA - 1.969) que se distinguen entre si por la litología, el marco geodinámico y en especial la actividad tectónica relativa de

las fallas que limitan los bordes de la cuenca a los que se ligan, y en propia situación en la cuenca, todos los cuales están a su vez relacionados entre sí. La litología es función del área fuente, de los procesos sedimentarios actuantes y de la proximidad o distalidad relativa de los sistemas fluviales respectivos. Por su parte el comportamiento geodinámico de los diversos bordes de la cuenca es variable y juega un importante papel en el control de los aportes y los procesos actuantes. Por último la situación en la cuenca determina la capacidad de actuaciones de los parámetros anteriores.

En este trabajo se pretende mostrar las principales formaciones aluviales de edad Turolense Terminal-Pleistoceno presentes en la mitad norte de la Depresión, sus características sedimentarias, interpretación y relaciones mutuas, para lo cual nos apoyaremos en trabajos previos y en gran cantidad de observaciones recientes realizadas a tal fin.

1.1. SISTEMAS ALUVIALES DE LA DEPRESION DE GRANADA.

Un breve repaso a la fisiografía actual y plio cuaternaria de la Depresión de Granada (deducida a partir de depósitos correspondientes y sus procedencias respectivas) permite adquirir una idea aceptable de conjunto acerca de los depósitos fluviales que se tratan en este informe y su papel en el contexto de la cuenca (Fig. 1).

El borde oriental de la cuenca es muy activo --

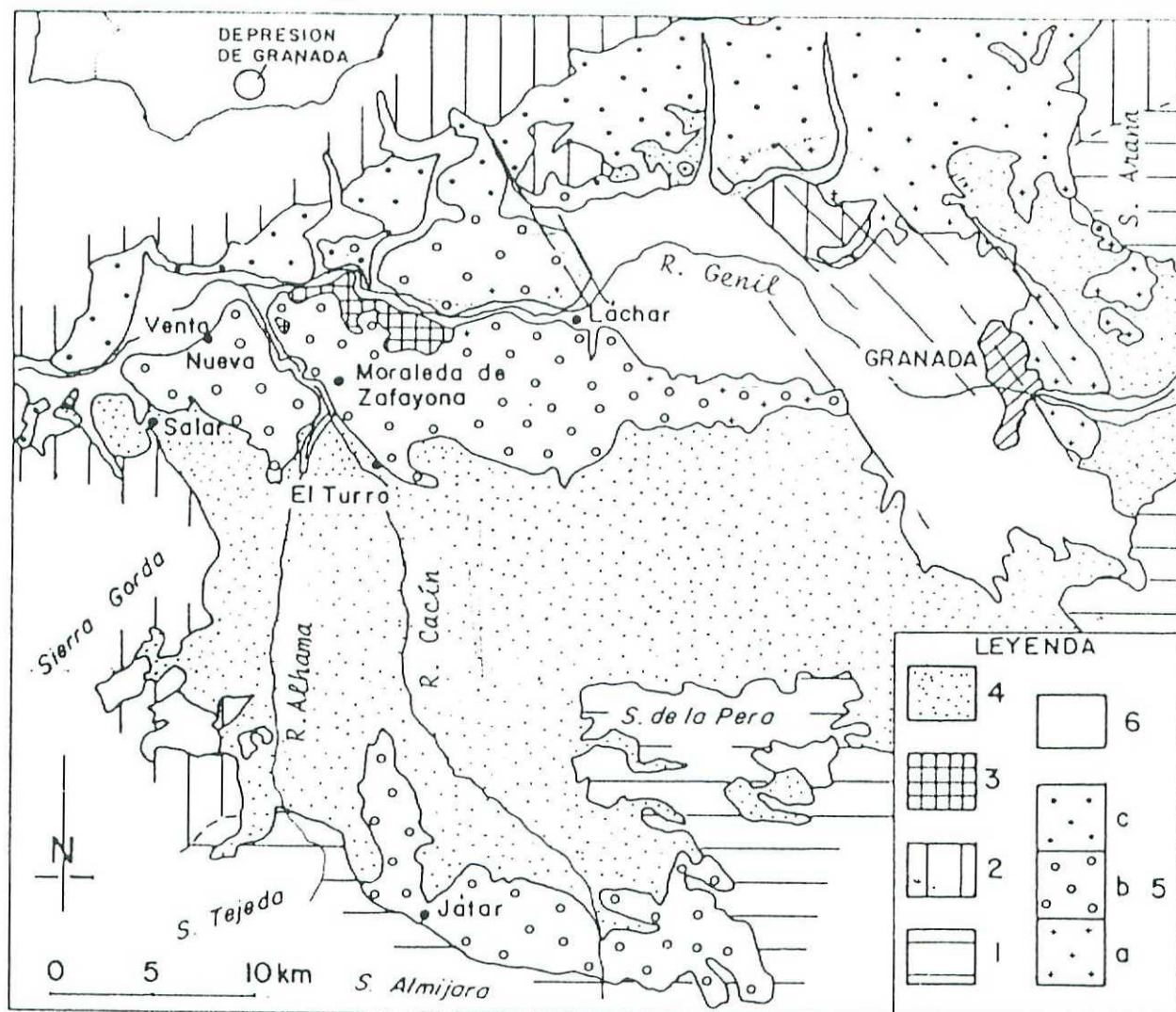


Figura 1.- Mapa de situación geológica. (1) Paleozoico y Mesozoico de las Zonas internas de la Cordilleras Béticas; (2) Mesozoico de las Zonas Externas (Zona Subbética); (3) Triásico de Láchar; (4) Materiales de relleno de la Depresión de edad Neógeno pre Plioceno II-Cuaternario I; (5) Depósitos aluviales del Plioceno II-Cuaternario I con diversas áreas fuente: (5a) depósitos del paleo-Genil (en su mayor parte incluidos en la Formación Alhambra) procedentes de las rocas nevado-filábrides; (5 b) depósitos del Paleo-Cacín (incluyen los conglomerados de Játar y Moraleda) con procedencia en rocas alpujárrides; (5 c) "Pliocuaternario" y depósitos relacionados con procedencia en las rocas sedimentarias de las Zonas Externas (Subbético); (6) depósitos aluviales recientes de la Vega de Granada.

tectónicamente, con saltos de falla que superan los milímetros. Los ríos Genil y Darro drenan Sierra Nevada transportando una carga de gravas de cantos metamórficos nevado-filabrides. Durante el Pliocuaternalio, el paleo-Genil era un sistema aluvial muy activo confinado entre -- contrafuertes del substrato, que depositó una potente -- unidad de conglomerados de cantos metamórficos con intercalaciones finos rojizos edafizados, a la que se denomina informalmente Formación Alhambra. Su extensión es muy reducida y se circunscribe al actual Valle del Genil extendiéndose distalmente hacia la Vega (al este de Granada) hasta que se hunde merced a fracturas a la altura de Granada (Fig.1) .Hacia el sur queda cubierta por depósitos de abanicos aluviales mas recientes pero se acuñará rápidamente bajo ellos. En dirección norte el acuñamiento de los conglomerados es espectacular en las afueras -- de la capital y se deja sentir la presencia de las sierras del borde NE de la Depresión (Sierras de Alfacar, Cogollos y Arana) como area fuente, que suministra sedimentos procedentes de los Complejos Malaguide, Alpujárride y Subbético que introducen notables cambios en la litología de la unidad.

En el borde NE de la depresión se encuentra un sistema aluvial cuyos cantos (calizas, dolomias, calizas con sílex), reflejan su procedencia de las zonas externas (Sierra Arana) . Esta unidad de conglomerados conecta distalmente (zona del Pantano de Cubillas) con materiales lacustres (margas y travertinos).

El borde norte está constituido por rocas --

sedimentarias de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas de caracter margoso calcareo. Los sistemas aluviales que se relacionan son reducidos en espesor y extensión, y distalmente conectan con materiales lacustres en las zonas del pantano del Cubillas, Bracana y Huetortajar.

Por último, el borde meridional, de actividad variable según los puntos, está drenado por el rio Cacin que se encaja entre las sierras de la Pera y Almijara y por el rio Alhama que nace en Sierra Tejeda. Todas estas sierras están formadas por rocas del Complejo Alpujárride pertenecientes a las zonas Internas de la Cordillera.

En el Turolense Terminal-Pleistoceno el paleo-Cacin arrastraba una enorme cantidad de material -- grosero procedente del desmantelamiento de las rocas metamórficas de las sierras meridionales, depositandolos en extensas áreas de la cuenca. Restos de aquellas secuencias fluviales son los denominados conglomerados -- de Moraleda de Zafayona en una posición aislada por erosión en el centro de la cuenca. La superficie ocupada por los depósitos enraizados en el borde meridional es mayor que la de todos los anteriores. Durante gran parte de su historia estos sistemas se limitaron a rellenar paleovalles con una extensión lateral relativamente limitada pero, una vez que los colmataron, se expandieron por la cuenca ocupando grandes superficies. Los depósitos fluviales cambian lateralmente a los lacustres al E, de Venta Nueva, pero a lo largo del tiempo se advierte una tendencia expansiva de los depósitos lacus--

tres.

En este mismo borde de la Depresión se reconocen puntualmente (proximidades de Loja) materiales procedentes de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas (Sierra Gorda). Se trata de pequeños abanicos deltaicos (Fan delta) que conectaban directamente con el lago.

Las zonas de subsidencia, coinciden con las de sedimentación lacustre y están controladas por fracturas (SANZ DE GALDEANO, 1980; SANZ DE GALDEANO, VIDAL y DE MIGUEL, 1982) y a su favor desagaba la cuenca por los alrededores de Loja.

En los siguientes apartados trataremos los materiales relleno de esta parte de la depresión, desde un punto de vista sedimentológico. Para ello seguiremos el orden anteriormente expuesto, relacionando los materiales con sus áreas de procedencia. Finalmente trataremos los materiales de carácter lacustre depositados en las áreas más distales de los sistemas aluviales y con los cuales conectaban directamente. Estas zonas coincidían, probablemente, con las de subsidencia máxima.

La descripción de las facies se hará siguiendo con algunas modificaciones, la nomenclatura y clasificación propuestas por MIALL (1977 y 1978) y RUST (1978) para los depósitos de ríos de baja sinuosidad, en función de la litología y estructuras sedimentarias (Tabla nº 1).

TABLA 1

Facies sedimentarias encontradas (Modificada de Miall, 1978)

FACIES	DESCRIPCIÓN	INTERPRETACIÓN
Gms	Gravas masivas soportadas por la matriz y sin estructura interna.	<i>Debris Flow.</i>
Gm	Gravas <i>clast-supported</i> masivas o con estratificación horizontal o cruzada de bajo ángulo e imbricación.	Barras longitudinales.
Gt	Gravas <i>clast-supported</i> con <i>channel-fill cross-bedding</i> o <i>Trough cross-bedding</i> .	Relleno de paleocauces, canales secundarios o dunas.
Gp	Gravas con estratificación cruzada planar.	Crecimiento longitudinal o lateral de barras.
Sh	Arenas con laminación horizontal.	Régimen de flujo alto.
St	Arenas con <i>channel-fill cross-bedding</i> o <i>trough cross-bedding</i> .	Rellenos de paleocauces, canales secundarios o dunas. Régimen de flujo bajo.
Sp	Arenas con estratificación cruzada planar.	Crecimiento longitudinal o lateral de barras.
Sr	Arenas con <i>ripples</i> .	Régimen de flujo bajo.
Fl	Arena, limo o arcilla con laminación fina o <i>ripples</i> muy pequeños.	Depósito de <i>Overbank</i> o fase de decadencia de inundación.
Fsc	Limo o arcilla, laminado a masivo.	Depósito de <i>backswamp</i> .
P	Carbonatos con rasgos pedogenéticos.	

2.- SISTEMAS ALUVIALES PROCEDENTES DE SIERRA NEVADA Y
SIERRA DE ALFACAR .

2.- SISTEMAS ALUVIALES PROCEDENTES DE SIERRA NEVADA Y SIERRA DE ALFACAR .

Se incluyen en este apartado un conjunto de materiales relacionados con abanicos procedentes de Sierra Nevada, alimentados por materiales nevado-filábrides y otros mas pequeños relacionados con la Sierra de Alfacar. Ambos sistemas interferian sobre todo en sus partes distantes (alrededores del Fargue), lo que justifica el gran espesor de facies finas en esta zona.

2.1.SISTEMAS ALUVIALES PROCEDENTES DE SIERRA NEVADA.

Durante el Pliocuaternario los rios Genil y Darro constituyeron importantes rios de desalojo de Sierra

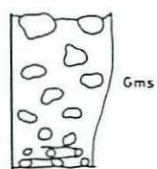
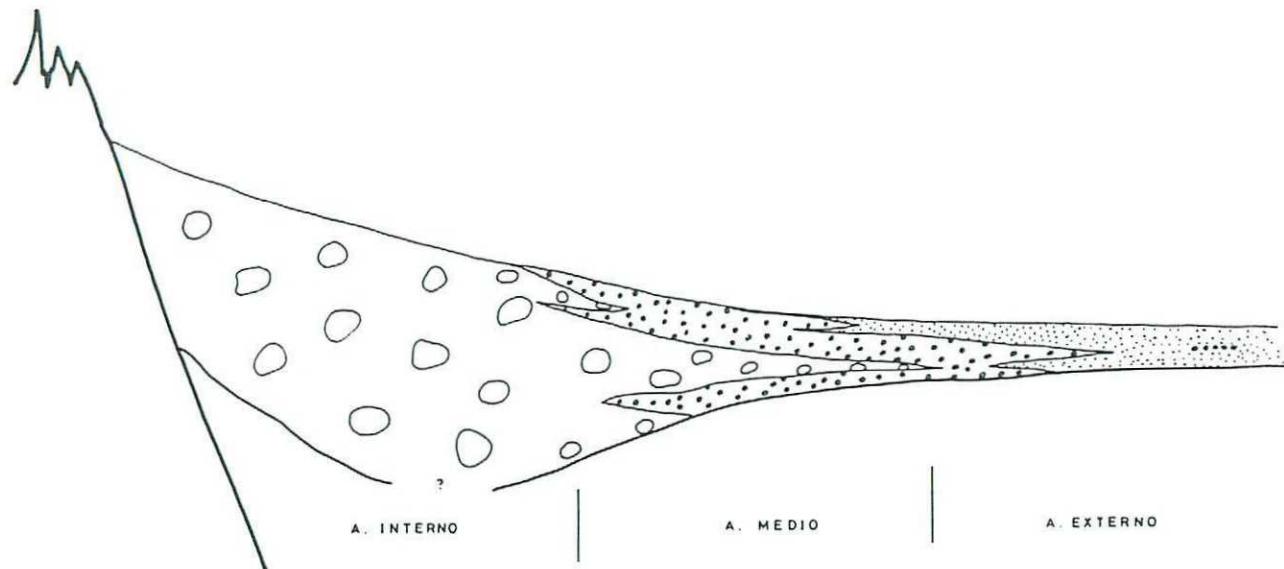
Nevada que transportaron gran cantidad de gravas de cantos metamorficos (esquistos, micaesquistos, cuarcitas, - anfibolitas, etc) de procedencia nevado-filabride. El resultado fué la acumulación de grandes espesores de materiales groseros en las partes proximas a los relieves y espesores menores de materiales de tamaño de grano relativamente más fino en sectores de la Depresión mas alejados del área de procedencia. El estudio detallado de estas cuñas de materiales permite reconocer los siguientes asociaciones de facies: asociación de facies de abanico-aluvial y asociación de facies fluviales.

2.1.1. Asociaciones de facies de abanico

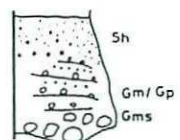
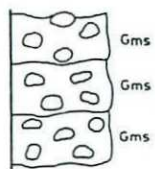
Los depositos de abanico aluvial estan bien-representados en las proximidades de los relieves de -- Sierra Nevada (alrededores de Cenes) y luego se adelgazan rapidamente (hacia el E de Granada) hundiendose bajo los materiales de la Vega. Desde el punto de vista estratigrafico estos materiales se apoyan sobre depósitos de - abanicos aluviales mas antiguos pertenecientes a la Formación Pinos Genil (Gonzalez Donoso 1.967) y son cubiertos por abanicos más recientes pertenecientes a la Formación Zubia.

El análisis de facies y secuencias (Figura 2)- permite diferenciar: Facies de Abanico interno, Abanico - medio y Abanico externo .

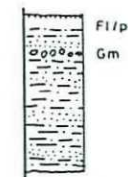
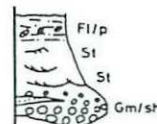
SE NEVADA



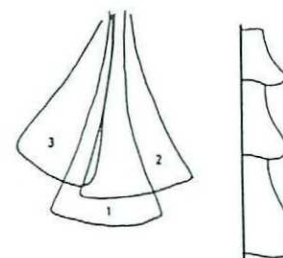
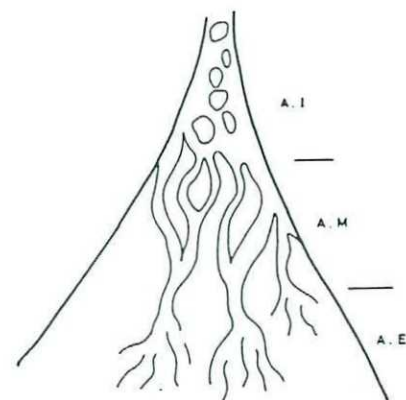
Debris Flow



Stream Flow



Decantación +
Edafización



Secuencias T. F. U.

Fig. 2

2.1.1.1. Abanico interno.

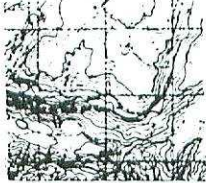
Un corte levantado al Norte de Cenes de Granada 1941 (Figura 3) muestra las características sedimentológicas de los materiales acumulados en esta parte del abanico. Son depósitos muy groseros con tamaño de grano que puede alcanzar 1-5 m, muy poco redondeados, y con un altísimo grado de desorganización. Los cantos están muy poco redondeados y envueltos en una matriz limosa-arenosa y con frecuencia microconglomerática. Este conjunto de características se corresponden con las facies Gms de MIALL (1977) y RUST (1978) y son características de los depósitos debidos a -- flujos de alta viscosidad (debris flow).

El análisis de los principales tipos de ordenación secuencial permite reconocer: a) Secuencias masivas. b) Secuencias granocrecientes, con algo de estratificación horizontal, en la base, debida al efecto de cizalla del -- flujo sobre el fondo. c) Secuencias que primero son grano-- crecientes y luego granodecrecientes, debido primero al -- efecto de cizalla y luego a la decadencia del flujo. d) También son frecuentes las secuencias amalgamadas. e) Por último en la zona de transición hacia el abanico medio, secuencias positivas integradas por facies Gms relativamente potentes y hacia el techo gravas imbricadas (Gm) y arenas relacionados con la fase de decadencia del flujo. El espesor medio de -- estas secuencias es del orden de un metro y pueden corresponder al depósito de un flujo unitario.

En suma en el abanico interno tiene lugar un depósito rápido por flujos de alta viscosidad que generan fa

FOLIO 19-41 (1009)		NOMBRE GRANADA		PROVINCIA GRANADA	
GRUPO DE TRABAJO INGENIERIA (ING) Fernandez J. y Soria J.				NOMBRE LOCAL LANCHAS DE CENES	
IDENTIFICACION DE MUESTRAS				SERIE Nº.	
COORDENADAS		X 612900	X 613250		
		Y 286200	Y 285750		
		Z 1039	Z 820	FECHA Diciembre, 1985	

CROQUIS



LOCALIZACION

Corte efectuado en la ladera Sur del Cerro de la Perdiz

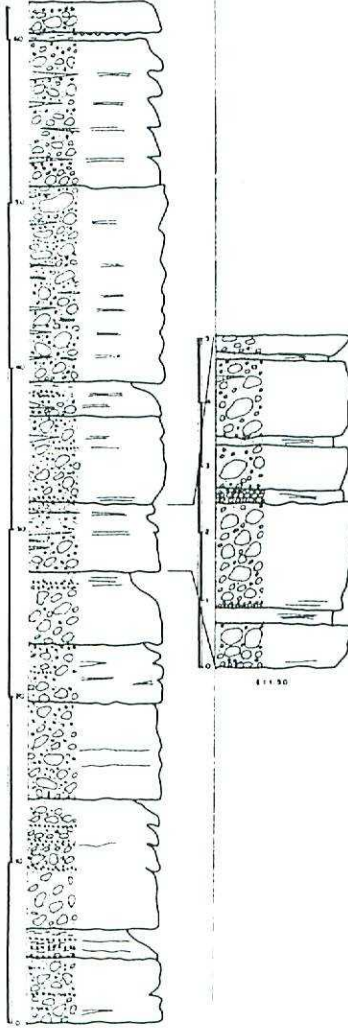
REPRESENTACION GRAFICA (TEXTURAS, ESTRUCTURAS, POSIBLES)				PETROGRAFIA ARENAS				ANALISIS CUANTITATIVOS			DESCRIPCION Y OBSERVACIONES DE CAMPO		UNIDADES ESTRATIGRAFICAS	
DETALLE				FELDSPATOS				FELDSPATOS			PALEONTOLOGIA			
				FELDSPATOS				FELDSPATOS						
				FELDSPATOS				FELDSPATOS						
				<p>Grm. matriz conglomerática Bueno con</p> <p># 35</p> <p># 190</p> <p>Grm. con pedregos de 5m y en</p> <p>Matriz: arcillosa</p> <p>relacion: matriz/pedregos > 1</p> <p>Se observan F.O. de tipo a la deceleración del flujo en un estrato tipo</p> <p>Deposito de matriz tipo de muy viscoso y con fluctuaciones</p> <p>Grm. Mz / pedregos de 1.0 metro tipo</p> <p># 30</p> <p>Alternancia de facies: Grm. - Sm - refugio de las variaciones en la viscosidad del flujo</p> <p>Matriz: arcillosa - arcillosa y microconglomerática</p> <p># 21</p> <p># 13 Deposito de intercalación</p> <p># 40</p>				<p>Grm. 25 50 75</p>			<p>DESCRIPCION Y OBSERVACIONES DE CAMPO</p> <p>PALEONTOLOGIA</p>		<p>UNIDADES ESTRATIGRAFICAS</p> <p>IDENTIFICACION</p> <p>COMENTARIOS</p>	

Fig. 3

cies muy desorganizadas. En situaciones de menor viscosidad se pueden desarrollar facies con un cierto grado de organización interna.

2.1.1.2. Abanico medio.


Los materiales depositados en el abanico medio se encuentran bien representados en el corte del Haza Grande, Granada (19-41) (Figura 4) . Son facies canalizadas que se organizan en secuencias positivas (fining-upward) que se inician con un lag de facies Gms a las que siguen facies Gm/Sh y Gp y finalmente arenas con laminación horizontal y cruzada depositadas en el canal en momentos de decadencia del flujo, o en posiciones topográficas relativamente mas altas coincidiendo con fases de crecida.

Estas secuencias corresponden al relleno de canales braided del abanico medio, con desarrollo sobre los depositos de lag de barras longitudinales en relación con los cuales se genera el cortejo de facies antes descrito (Figura 2). En algunos casos se han reconocido canales con mas de 10 m de anchura y levees bien desarrollados (Figura 4) . También son frecuentes las estructuras de scour and fill.

Otras características observables en estos depositos son en relacion con los del abanico interno, menor tamaño de grano y espesor medio de las secuencias, así como frecuente desarrollo de paleosuelos.

Nº HOJA 19-41 (1009)		NOMBRE GRANADA		PROVINCIA GRANADA	
GRUPO DE TRABAJO INGENISA (NG) Fernández J. y Sorio J.				NOMBRE LOCAL: HAZA GRANDE	
IDENTIFICACION DE MUESTRAS:		SERIE Nº:			
COORDENADAS		X: 608650		X: 609150	
Y: 288600		Y: 288900			
Z: 860		Z: 945		FECHA Diciembre, 1985	

CROQUIS



LOCALIZACION

Corta en el cerro paralelo a la carretera de Murcia entre los kms 279 y 280

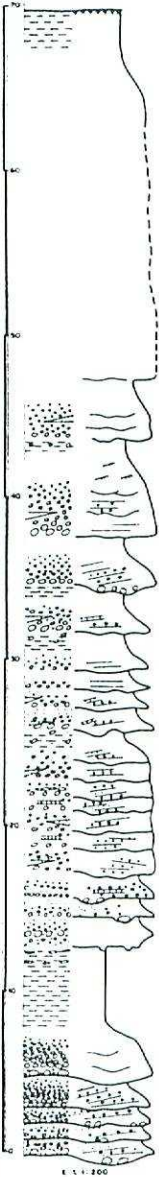


REPRESENTACION GRAFICA (TEXTURAS, ESTRUCTURAS)	PETROGRAFIA ARENAS	ANALISIS CUANTITATIVOS	DESCRIPCION Y OBSERVACIONES DE CAMPO	UNIDADES ESTRATIGRAFICAS				
				ARENAS	ARCILLAS	CONGLOMERADOS	OTROS	
	<p>Sueta fina</p> <p>Parcamente sueta. Sin caracteristicas son similares a las de las arenas anteriores</p> <p>Arena / Cong. P. 1</p> <p>Se observan algunas cortas de Molaguda</p> <p>Ø 12 cm</p> <p>Ø 17 cm</p> <p>Sueta fina</p> <p>Ø 20 cm con más fracción arena</p> <p>Ø 25 cm</p> <p>Matriz de arena gruesa y microconglomerado</p> <p>Ø 20 cm</p> <p>Ø 30 cm</p>   <p>Ø 25 cm</p> <p>CO₂ / H₂ Mat. 21</p> <p>Observación: Incompleta. Formación en arena gruesa y microconglomerados</p>	<p>25</p> <p>50</p> <p>75</p>	<p>DESCRIPCION Y OBSERVACIONES DE CAMPO</p> <p>PALEONTOLOGIA</p>	<p>Q</p> <p>U</p> <p>Z</p> <p>4</p> <p>4</p>	<p>Q</p> <p>U</p> <p>Z</p> <p>4</p> <p>4</p>	<p>Q</p> <p>U</p> <p>Z</p> <p>4</p> <p>4</p>	<p>Q</p> <p>U</p> <p>Z</p> <p>4</p> <p>4</p>	<p>Q</p> <p>U</p> <p>Z</p> <p>4</p> <p>4</p>

Fig. 4

Las secuencias elementales anteriormente descritas se organizan en secuencias mayores (megasecuencias) thinning fining upward (T.F.U) las cuales pueden estar - relacionadas con la migración lateral del área de depósito en la superficie de abanico a través del tiempo. En - relación también con esta migración se desarrollan paleosuelos en áreas fuera de la influencia de la sedimentación durante largos periodos de tiempo .

Las direcciones de corriente muestran una clara orientación hacia el norte con ligeras variaciones hacia el E y W.

2.1.1.3. Abanico externo.

Las facies del abanico externo son en general mas finas y mejor organizadas. Suelen constituir secuencias positivas integradas por pasadas de facies Gm/Sh en la base St, Sr y Fl/P hacia el techo . Estas secuencias representan el depósito al final de la zona canalizada-- donde los canales relativamente divagantes y poco profundos estan separados por amplias zonas de intercanal sometidos a la acción de los procesos edáficos. La parte más distal del abanico externo está dominada por sedimentos finos depositados, por procesos de decantación y afectados por procesos edáficos que en algunos casos llegan a desarrollar verdaderos paleosuelos. Intecalados en estos sedimentos finos se encuentran algunas pasadas de cantos tamaño pebble llegados hasta aqui por procesos de sheet-flood en momentos de descarga alta.

Las facies del abanico externo constituyen el techo de las megasecuencias T.F.U descritas en el apartado anterior.

La litología de los cantos en esta zona del abanico y en el abanico medio refleja una cierta contaminación por materiales carbonatados procedentes de la Sierra de Alfacar.

2.1.2. Asociaciones de facies fluviales.

Los depositos fluviales procedentes de Sierra Nevada estan ampliamente representados en la parte N de la Depresión. Ellos constituyen lo que se podria denominar los depositos correspondientes al paleo-Genil.

Las condiciones de observación de estos depositos son bastante deficientes, pues estan cubiertos -- unas veces por materiales cuaternarios de relleno de la Depresion que constituye la Vega de Granada, otras por depositos lacustres mas recientes; ademas el actual Genil ha excavado poco y por consiguiente los afloramientos son siempre escasos y de dimensiones reducidas. No obstante hemos podido reconocer el curso del paleo-Genil hasta Loja aunque como veremos en otro momento de este informe a partir de Huetor-Tajar la distinción entre este y el ancestral Cacin (paleo-Cacin) puede ser altamente dificil.

Los afloramientos existentes permiten decir-

que se trataba de un río braided cuyos depósitos de canal estan representados por facies Gm/sh de tamaño relativamente fino y facies arenosas (St, Sr) y limosas.

La llanura de inundación, en las fases de -- baja descarga debia quedar encharcada por lo que en ella predominan las facies finas de tonos claros, constituidos por limos, margas y algunos niveles calcáreos.

2.2. SISTEMAS ALUVIALES PROCEDENTES DE SIERRA DE ALFACAR.

Se trata de abanicos de dimensiones más reducidos y tamaño de grano en general mas pequeño que los -- procedentes de Sierra Nevada . La naturaleza de los cantos calizo-dolomitica refleja su procedencia de los materiales presentes en las sierras del borde NE de la depresión .

Los materiales pertenecientes a estos abanicos estan bien representados en la carretera de Murcia, -- entre el Fargue y Granada (19-41) Pto. Lobo, donde se ha -- levantado las series recogidas en las figuras 5 y 6 que ha servido de base para la elaboración del esquema interpretativo (Figura 7).

2.2.1. Abanico interno

Los materiales pertenecientes al abanico interno no afloran en el corte de la carretera de Murcia -

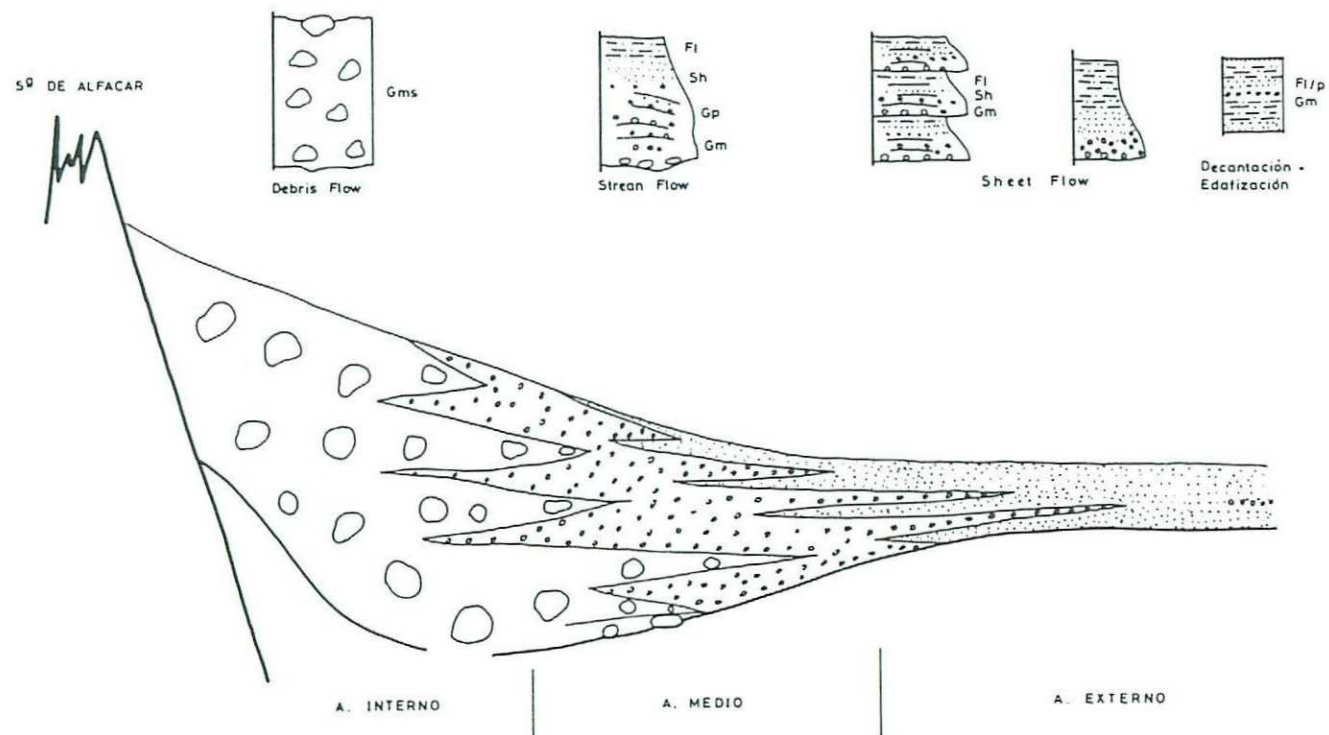


Fig. 7

antes mencionado, ello en parte se debe al caracter retro procedente del abanico en sus últimas fases de desarrollo. Algunas observaciones sobre este tipo de materiales se -- han podido realizar en puntos proximos al áre fuente. Se trata de conglomerados desorganizados (Facies Gm de MIALL (1977) relacionados con depósitos de debris flow .

2.2.2. Abanico medio

Las facies de abanico medio están bien representadas a la salida del Fargue en dirección a Murcia. Se trata de conglomerados y arenas organizados en secuencias positivas. Desde el punto de vista de litofacies dichas -- secuencias (Figura 7) están integradas por un lag de conglomerados desorganizados a la base, conglomerados con es tratificación horizontal, cruzada de angulo bajo e imbricación y algunas pasadas de arenas con laminación horizontal de regimen de flujo alto (facies Gm/Sh), asociación que -- se interporeta como debida al transporte de conglomerados en epocas de alta descarga, cuando la arena permanece en -- suspensión para depositarse cuando se inicia la decaden-- cia del flujo. Estas facies contituyen barras longitudina -- les en cuyo frente o en posición lateral pueden desarro-- llar casos de avalancha a favor de las cuales los cantos-- descenden por gravedad desarrollando conglomerados con -- estratificación cruzada planar (facies Gp).

La secuencia termina con facies más finas de -- arenas y limos con estructuras tractivas depositadas en -- epocas de baja descarga en descarga alta en posiciones --

topograficas relativamente mas altas.

Esta asociación de facies y secuencias caracteriza los depositos canalizados del abanico medio, los cuales se relacionan con flujos de aguas relativamente - claras.

2.2.3. Abanico externo

Se han considerado facies de abanico externo- aquellas que se producen por debajo de la zona canalizada del abanico. Son depositos laminares organizados con base plana y organizados en secuencias positivas cuyo espesor suele ser del orden de 1 m. La base de dichas secuencias esta integrada por facies Gm con tamaño de los cantos de 13 cm, que pasan a arenas laminadas (Sh) y terminando la secuencia arenas y limos edafizados. Este tipo de depositos se relacionan con la expansión de flujo (sheet-flow) que tiene lugar por debajo del punto de intercesión de los canales .

En una posición mas distal del abanico externo las secuencias positivas (fining upward) estan dominadas por sedimentos finos (arenas y limos) con conglomerados finos (tamaño de los cantos 5 cm) a la base. Su base - frecuentemente canalizada refleja que estos representan - el relleno de canales efimeros en las partes mas distantes del abanico.

Las facies anteriormente descritas dan paso a-

otras constituidas por arenas finas y limo edafizados con alguna pasada de cantos tamaño pebble que llegaron hasta las partes mas distales del abanico por procesos de sheet flood durante fases de descarga alta. Estas facies estan bien representadas en las partes mas distales del abanico. zona de interdigitación (tan fringe). En el caso que nos ocupa esta es la zona de interdigitación con los abanicos procedentes de Sierra Nevada, en ella se produce-- un gran espesor de sedimentos finos, con solo pasadas de conglomerados finos .

Las secuencias de energia decreciente a techo descritos (Figura 7) se organizan en megasecuencias T.F.U (Figura 5) analogas a las descritas en los abanicos con-- procedencia de Sierra Nevada. Es dificil decidir si dichas megasecuencias se originan como consecuencia de la-- migración lateral de los abanicos o si su control es tec-- tonico, esto es debido a pulsaciones tectónicas y conse-- cuentemente rejuvenecimiento del relieve y etapas en -- las que se produce desgaste y envejecimiento del relieve.

3.- SISTEMAS ALUVIALES PROCEDENTES DE SIERRA ARANA

3.- SISTEMAS ALUVIALES PROCEDENTES DE SIERRA ARANA.

El borde NE de la Depresión de Granada esta ocupado por materiales aluviales cuya naturaleza litológica (calizas, dolomias, areniscas rojas y calizas con silex) revela su procedencia de Sierra Arana . Desde el punto de vista deposicional estos materiales constituyen sistemas de Abanicos bastante extensos que conectaban distalmente con el lago del Cubillas. Dos perfiles estratigráficos (Figura 8 y 9) levantados a lo largo del rio Blanco y observaciones puntuales realizadas en la carretera de Jaén permiten establecer la evolución de facies (Figura 10) desde el apice de los abanicos hasta el lago.

3.1. ABANICO INTERNO.

Un perfil estratigrafico levantado en el borde de Sierra Arana (Figura 8) permite mostrar la asociación de facies y secuencias que caracterizan la parte más proximal del abanico (abanico interno). El predominio corresponde a las facies Gms en el sentido de MIALL (1977) y RUST (1978), esto es conglomerados desorganizados depositados en relacion con flujos viscosos. Estos conglomerados muestran secuencias elementales tanto granocrecientes (coarsening-upward) como granodecrecientes (fining-upward). Las secuencias granocrecientes suelen tener base plana y desarrollo incipiente de estratificación horizontal, tambien, en la base debida al efecto de cizalla, y probablemente corresponden a las situaciones de mayor viscosidad del flujo. Las secuencia granodecrecientes --suelen tener base plana, canalizada, reflejo probablemente de una menor viscosidad del flujo; en todo caso conviene decir que tanto uno como otro tipo de secuencias pueden tener base plana o canalizada, y que la viscosidad del medio no debió ser nunca demasiado elevada, pues la matriz es microconglomeratica y la fracción fina es relativamente escasa. Algunas secuencias (Figura 8) negativas constituyen el relleno de canales de varios m, de anchura, en los cuales las facies de desbordamiento (levees) están constituidas por material de tamaño de grano menor con estratificación cruzada de bajo angulo en la que cada estrato constituye una secuencia granodecreciente y sus superposición sucesivas fases de relleno y desbordamiento del canal.

Estas secuencias elementales, cuyo espesor -- oscila de 3 a 1 metro, se ordenan en megasecuencias T.F.U. (thinning y fining-upward) cuyo espesor suele superar la

decena de metros. Hacia la base de cada megasecuencia T.F. U. suelen predominar las secuencias granocrecientes con base plana, mientras hacia el techo el predominio corresponde a las secuencias granodecrescientes y con base canalizada. Esta situación refleja, con toda probabilidad, -- una disminución de viscosidad y de energía del flujo desde la base al techo de cada megasecuencia. El origen de estas megasecuencias podría estar en relación con movimientos verticales de la cuenca y el carácter de la misma refleja como ha mostrado STEEL (1977) en las cuencas triásicas del NW de Escocia, el carácter retrogradante de estos abanicos.

3.2. ABANICO MEDIO.

Un perfil estratigráfico levantado unos 300 m. al E de la estación de Calicasas (Figura 9) muestra las características de las facies desarrolladas en el abanico medio y en el abanico externo. Una secuencia idealizada de abanico medio mostraria la siguiente superposición de facies: facies Gms correspondiente a deposito de debris flow, facies Gm correspondientes a un deposito de corrientes y sobre esta un paquete de limos con algún pequeño canal y edafización sobre todo hacia el techo. El espesor de estas secuencias suele ser de 2-3 m, su base es canalizada y con frecuentes cicatrices erosivas -- (scours). Esta es la secuencia típica de relleno de un canal y frecuentemente esta incompleta debida a la superposición (amalgamación) de mas de un canal, o de mas de un episodio de relleno de un mismo canal.

Las direcciones de corriente apuntan hacia el cuarto cuadrante.

La estructura interna esta probremente desarrollada, probablemente debido a que los conglomerados - estan muy cementados.

3.3. ABANICO EXTERNO.

En el abanico externo los materiales son mas finos y las secuencias encontradas de menor espesor. La base de las secuencias suele ser canalizada y sobre ella encontramos facies Gm de tamaño de grano relativamente fino y poco potente. Estas evolucionan a arenas y limos con estratificación y laminación cruzada y coronando la secuencia un paleosuelo . Estas secuencias son bastante parecidas a las del abanico medio de las que difieren - en una reducción de espesor, de tamaño de grano y ausencia de depositos de debris flow en la base. Todo ello refleja una disminución de energia y caracteriza el deposito en una parte del abanico en donde solo llegaban los tramo finales de los canales, sedimento bastante fino en relación al abanico medio, y el deposito era bastante discontinuo permitiendo el desarrollo de paleosuelos.

Tanto en el abanico medio como externo es difícil establecer los límites de posibles megasecuencias, ello probablemente se debe a que los episodios de edafificación son bastante frecuentes y es difícil establecer cuando estos se desarrollan en canales abandonados o --

areas de intercanal, o cuando su desarrollo afecta a un-
area mayor relacionada con la migración lateral de los -
abanicos.

3.4. LACUSTRE.

Los depositos lacustres, dentro de este sec-
tor, están bien expuestos en las proximidades del panta-
no de Cubillas. El caracter domnatamente terrigeno de--
los sedimentos y su asociación frecuente a lechos carbo-
nosos nos hace pensar que probablemente la profundidad -
era pequeña . Además la sucesión termina con una forma--
ción de travertinos .

Se han reconocido tres tipos de secuencias -
elementales que probablemente se puedan relaciona a po--
siciones distintas dentro del lago (Figura 10) . De mar-
gen a una zona mas o menos central:

- 1) Secuencia constituida por arcillas, lignito -
y sobre ella conglomerados con estratifica--
ción cruzada; representa una zona de borde -
de lago o zona mas o menos protegida donde -
crecia la vegetación y la cual fue alcanzada
por algún canal fluvial desarrollando en su-
desembocadura un pequeño lobulo deltaico, de
modo que los conglomerados con estratifica--
ción cruzada represtan una barra de distri-
butario.

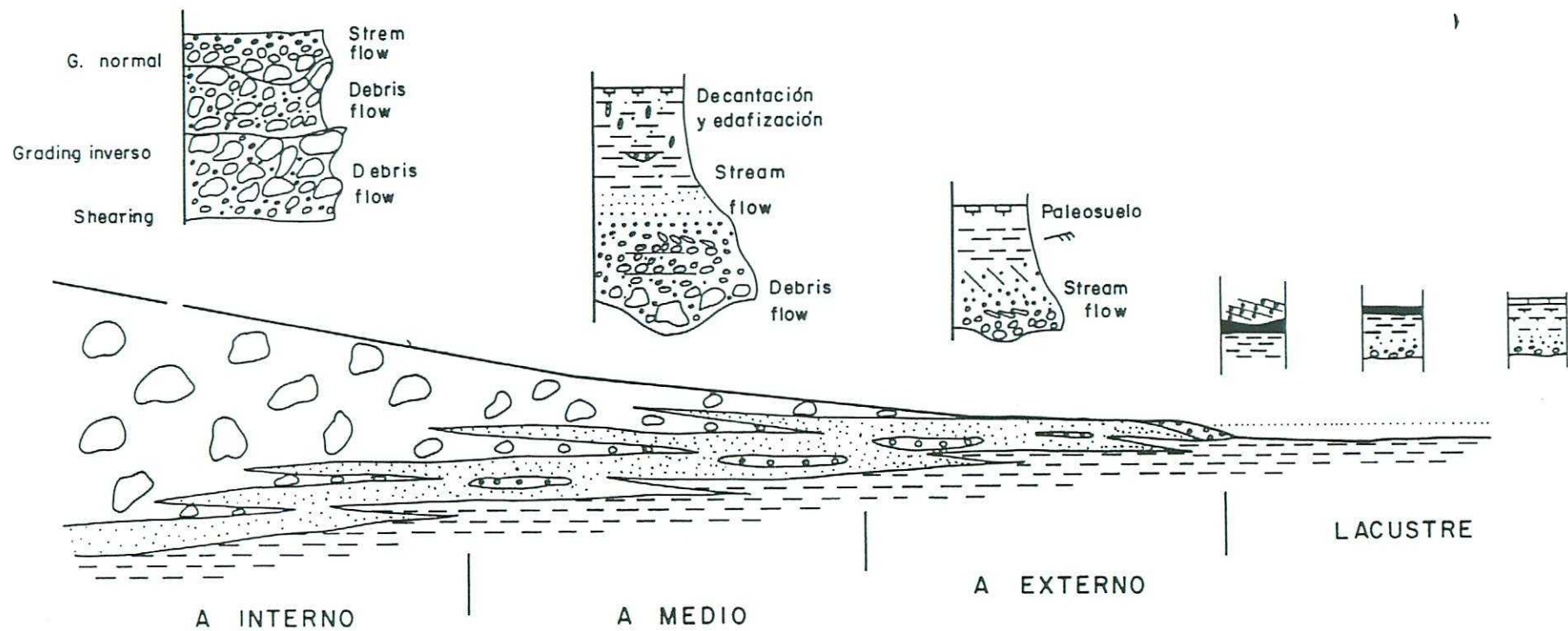


Fig. 10

- 2) Secuencia constituida por algunos cantos tamaño pebble en la base, que pasan a arenas - arcillas y carbón; representa el deposito en una zona mas alejada del borde pero colonizada por vegetación donde puede llegar la influencia de los canales eventualmente, pero domina el asentamiento de arcillas.
- 3) Por último en una posición mas central, aunque pueden llegar particulas tamaño pebble -- la secuencia esta constituida por margas con contenido creciente en carbonato para terminar en un nivel calizo.

3.5. INTERPRETACION.

El modelo propuesto es similar a otros descritos en la literatura para abanicos humedos (MCGOWEN y -- GROAT, 1975) en los que se diferencia un abanico interno con deposito de conglomerados desorganizados en relación con flujos viscosos (debris flow) . Un abanico medio -- surcado por gran numero de canales, pero con sedimentos -- todavia relativamente groseros, con depositos de debris-flow en la base sobre los que vienen conglomerados con estratificación horizontal o cruzada de bajo angulo relacionados con el desarrollo de barros longitudinales. Y -- por último el abanico externo en el que dominan los sedimentos tamaño arena, en secuencias positivas de relleno de canal, y los procesos edáficos en amplias zonas. En -- el caso que nos ocupa los depositos de abanico conectan -- en la zona de interdigitación con depositos lacustres.

Por último el caracter retrogradante del abanico conlleva que las secuencias elementales se organicen en megasecuencias del tipo T.F.U. (Thinning y Fining-Upward).

4.- SISTEMAS ALUVIALES DEL BORDE OCCIDENTAL
(Conglomerados de Moraleda)

4.- SISTEMAS ALUVIALES DEL BORDE OCCIDENTAL (Conglomerados de Moraleda)

Los depósitos aluviales de Moraleda se apoyan en discordancia sobre las calizas lacustres pontienses - adaptandose al buzamiento de esta unidad y a los relieves positivos producidos por el ascenso diapírico de los materiales triásicos plasticos de Lachar.

Todo ello determina un valle aluvial en el que se depositaban facies de llanura de inundación y de canal fluvial de trazado relativamente rectilíneo condicionado por líneas de subsidencia que fuerzan los canales a adoptar siempre la misma posición dentro del valle, de manera que se superponen unos rellenos a otros, separados por intercalaciones de materiales finos de la llanura de inunda

ción.

Cerca de Moraleda de Zafayona afloran cuatro banco conglomeráticos principales y otros varios menos potentes, que se interpretan en conjunto como rellenos de canales fluviales trenzados (braided) . Los bancos mejor expuestos son los más altos (C y D Fig. 11). En el denominado banco C se delimitan con precisión los límites de las facies de relleno de canal de tal modo que puede reconstruirse la amplia curva que describía el cauce hacia el oeste a partir de un curso sur-norte. Existen diferencias importantes entre el banco superior (llamado D) y el resto, puesto que mientras que los inferiores respetan fielmente el esquema descrito de valle fluvial y canales recurrentes (superpuestos sobre la misma vertical), el superior se deposita en un episodio en el que los paleovalles se han colmatado y el valle fluvial deja de actuar (quizá temporalmente) como un camino forzado. Los depósitos asimilables a este banco se extienden más allá de los del paleovalle del Cañón recubriendo otros rellenos de valles menores contiguos . En este sentido constituye una especie de amplio abanico aluvial que barre la región.

4.1. LAS FACIES DE LLANURA DE INUNDACION.

Se componen de materiales arenosos, arcillosos y carbonatados, distinguiéndose dos tipos de acuerdo con la posición asumida del nivel freático durante -

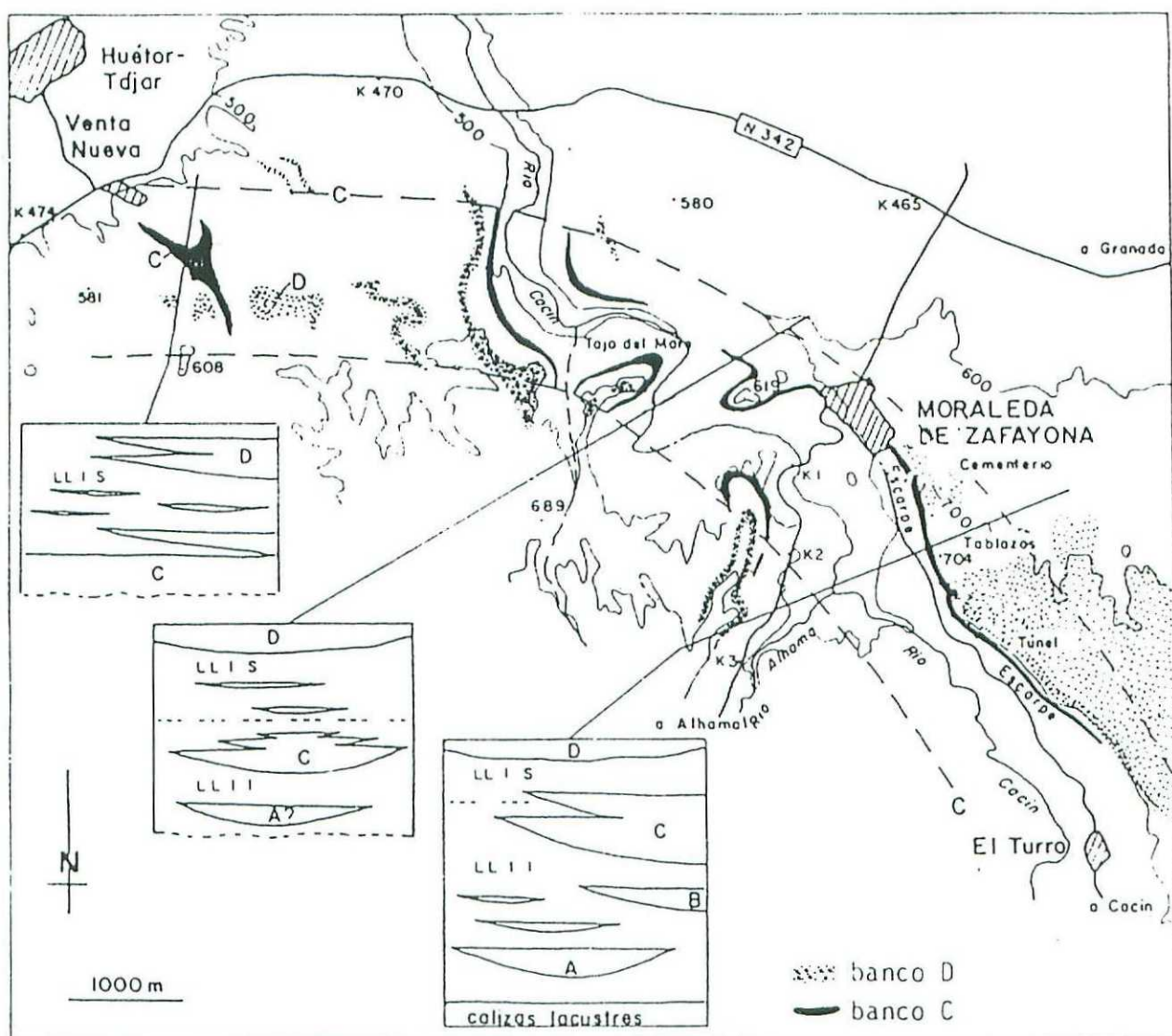


Fig. 11

el depósito (Fig. 12).

En las áreas proximales del sistema, con mayor pendiente, se encuentran arenas y arcillas dispuestas en secuencias granodecrecientes (FU) bioturbadas por raíces a cuyo favor se acumularon carbonatos pedogénicos dispuestos en nódulos o en capas continuas. En conjunto presentan una coloración rojiza debida a que los procesos edáficos tuvieron lugar asociados a la zona vadosa - de una llanura de inundación no encharcada.

La figura 13 muestra un corte levantado al Oeste de la carretera de Alhama. Es un corte en una posición marginal del valle fluvial y por consiguiente los bancos conglomerados que representan los canales fluviales o no están presentes (caso del banco B) o en potencia y tamaño de peso es muy reducida (caso del banco C). El único banco que está bien expuesto es el D, ello se debe, como se ha indicado en párrafos anteriores, a que cuando tuvo lugar un depósito los paleorelieves estarían bastante homogeneizados (el valle fluvial estaba relleno) y los sistemas fluviales responsables del citado banco debían responder más bien a un modelo tipo llanura aluvial (braid plain).

En todo caso decíamos que el perfil recogido en la figura 13 está levantado en una posición marginal del valle fluvial, en la que el predominio corresponde a los depósitos de llanura de inundación afectada por importantes procesos edáficos que en ocasiones han conducido al desarrollo de suelos. Algunos de estos suelos

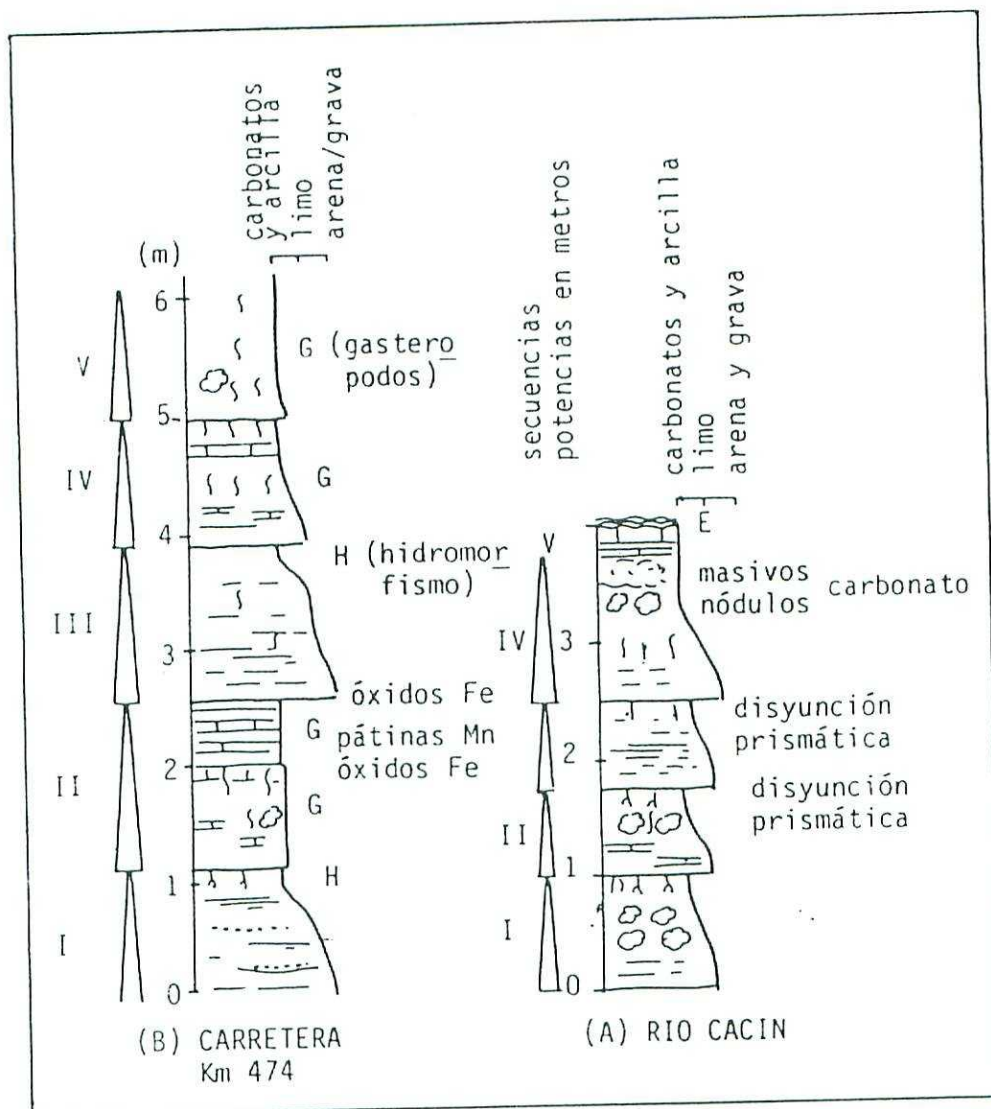


FIGURA 12.- Perfiles representativos de los depósitos de llanura de inundación. (A) A la derecha, unidad inferior de color rojizo con secuencias granodecrecientes (flechas con números romanos) que comprenden nódulos de carbonato de origen edáfico y bioturbación por raíces. (B) A la izquierda, la unidad superior blanco-grisácea con secuencias granodecrecientes (flechas con números romanos) con intercalaciones de calizas con gasterópodos lacustres (G) y horizontes bioturbados que han sufrido procesos hidromórficos (H). A techo de la unidad rojiza (A) se encuentran niveles estromatolíticos. Modificado de FERNANDEZ Y DABRIO, 1983

son de tipo caliche relativamente maduros (sobre todo hacia el techo de la serie) en los que se pueden reconocer distintos niveles correspondientes a distintos estados de la evolución del caliche. Por lo demás en la serie, dominada por los sedimentos finos, se reconocen gran número de secuencias positivas elementales -- que reflejan la influencia episódica de los canales sobre la llanura de inundación, lo que ocurriría en las fases de desbordamiento de los canales principales.

Este tipo de facies están mejor desarrolladas hacia la parte inferior de la serie y en las partes situadas más hacia el sur .

En las zonas más distales (hacia el norte) -- y, por ello, probablemente más deprimidas, los depósitos de llanura de inundación consisten en unas sucesiones de arena, limo y arcilla organizados en secuencias FU que pueden intercalar bancos de calizas con gasterópodos y horizontes bioturbados que estuvieron sometidos a procesos de hidromorfismo en ambiente reductor, -- donde se formaron nódulos de pirita actualmente oxidados. El color general es, característicamente, blanco-grisáceo . Se interpretan como depósitos de llanura de inundación encharcada (backswuamp) sometida a aportes arenosos periódicos cuando se desbordan los canales.

Este tipo de facies de llanura de inundación están mejor desarrollados hacia la parte superior de la serie y hacia el norte, hacia donde pasan (zona de Salar) a materiales más propiamente lacustres. Por ello se estima que tal vez se podría hablar de lago efíme

ro y consiguientemente facies lacustres poco profundas -- en lugar de llanura de inundación encharcada.

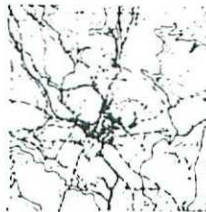
El mayor desarrollo de estas facies corresponden a la parte superior de la serie y hacia el norte, pudiendose establecer una zona de cambio lateral de facies que se extendería desde Moraleda hasta Salar -- predominando hacia el N las facies blancas, lacustres -- y hacia el sur las rojas (edafizadas).

En un momento se tendría un sistema fluvial con su llanura de inundación sometida a procesos edaficos que conectarían distalmente con una zona lacustresomera . La distribución de estas zonas encharcadas y subaerea estaria fuertemente controlada por la actividad de los canales de modo que en epocas de descarga elevada la llanura de inundación subaerea avanzaría como consecuencia de la colmatación de las areas marginales del lago, mientras que cuando la descarga fuera minima se produciría un retroceso de la llanura de inundación subaerea o un avance de la llanura de inundación subacuosa que llegaría a ocupar areas relativamente hacia el sur. Es decir en unos momentos el sistema es progradante y en otros retrogradante y la consecuencia de este cambio en el comportamiento del sistema es una zona de cambio de facies en la que alternan las bandan rojas (llanuras de inundación subaerea) y las claras (llanura de inundación subacuosa). Como a traves del tiempo el valle fluvial y el lago del Salar con el que conectaría distalmente se van rellenando, el lago va aumentando en superficie y por ello las facies lacustres son expansivas hacia el techo.

Dos cortes levantados al este y norte de Salar (Figuras 14 y 15) confirman algunas de las afirmaciones anteriores: a) Las calizas infrayacentes se hundían hacia el norte delimitando por el sur el valle fluvial por el cual los canales estarían forzados a circular. De hecho en estas dos series no se encuentran depósitos de canal b) Las series son íntegramente lacustres, aunque de carácter más o menos marginal y con algún episodio de exposición subaérea que pudo conducir al desarrollo de paleosuelos rojos. c) La existencia de un paleosuelo rojo en la base de la serie levantada al norte de Salar seguido de una serie lacustre, conforma el carácter expansivo de la misma. d) Estas series están constituidas por margas, margocalizas con frecuentes nódulos de carbonatos, calizas con gasterópodos, niveles oncolíticos y travertínicos, y otros de lignito todo ello con abundantes óxidos de hierro y bioturbación. Estas facies frecuentemente se organizan en secuencias de energía decreciente a techo que incluyen : áreas con laminación cruzada, margas, margocalizas y calizas a techo, las arenas con laminación cruzada refleja la influencia de los canales en un área que seguramente ocupaba una posición marginal. En el tramo superior de estas series se observan canales de escala métrica rellenos por arenas o conglomerados finos, que se extendieron hasta un área bastante marginal cuando el valle fluvial estaba bastante relleno.

En ambos tipos de llanura de inundación existen canales secundarios, cuya orientación (N250E) es oblicua a la deducida para los canales principales. El

Nº HOJA: 18-42(1025)		NOMBRE: LOJA		PROVINCIA: GRAHADA	
GRUPO DE TRABAJO: INGEMISA (NG) Fernández J y Soria J.				NOMBRE LOCAL: NORESTE DEL SALAR	
IDENTIFICACION DE MUESTRAS:				SERIE Nº:	
X 556450		X 556550			
Y 285600		Y 284850		FECHA:	
Z 580		Z 640			

CROQUIS 	LOCALIZACION <p>En la salida del pueblo de Salar hacia Lago se toma un camino que deja al Este el Cementerio. A aproximadamente 500mts. de subida y sobre el escarpado del viento que dirigen los corrientes de Paramos, se encuentra el muro de la serie. Esto se continua hasta el vertice 643, situado inmediatamente al Norte del muro.</p>
---	---

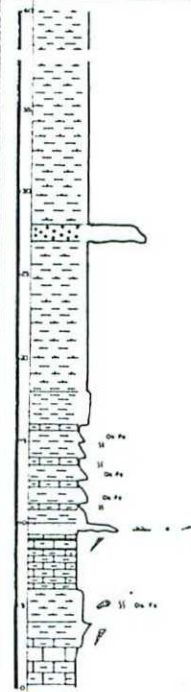
LITOLOGIA	REPRESENTACION GRAFICA (TEXTURAS, ESTRUCTURAS, FOSILES)	PETROGRAFIA ARENAS	ANALISIS CUANTITATIVOS	DESCRIPCION Y OBSERVACIONES DE CAMPO PALEONTOLOGIA	LIMENES ESTADISTICAS			
					ANOMALIA	ANOMALIA	ANOMALIA	ANOMALIA
				<p>Lutitas y arenitas arenosas con fragmentos de conchas marinas.</p> <p>En la base, hacia el lado sur, se encuentran los restos de mariscos y conchas.</p> <p>BLANCO</p> <p>Perforación roja</p> <p>Escuadras, conchas marinas</p> <p>BLANCO</p> <p>Arenas grises, arenosas, con fragmentos de conchas marinas.</p> <p>Escuadras, conchas marinas, fragmentos de mariscos.</p> <p>Conchas y fragmentos de mariscos.</p>				

Fig.14

relleno de dichos canales refleja condiciones de energía-decreciente, que se refleja en secuencias positivas tanto de estructura interna (cross-bedding o laminación horizontal a cross-lamination) como de litología (gravas finas - a arena y/o limos y, a veces, carbonatos tipo caliche hacia el techo).

4.2. FACIES DE CANAL

La serie estratigráfica tipo consta de sedimentos finos (facies de llanura de inundación) y tramos de conglomerados. Estos se encuentran principalmente en cuatro niveles (A,B,C y D de la figura 11) y se han interpretado como canales fluviales en función de su morfología y facies sedimentarias. Los conglomerados están constituidos por cantos poligenicos, de diametro medio variable entre 2-12 cm, cuya naturaleza predominantemente metamorfica (marmoles y esquistos) evidencia su procedencia de los relieves beticos que jalonan el borde meridional de la Depresión, con aportes minoritarios de las calizas lacustres negogenas infrayacentes.

La distribución cartográfica ha quedado condicionada, probablemente, por la morfología predeposicional (paleovalle) y por los afloramientos triasicos situados al norte de Moraleda y que constituían, con toda probabilidad, un relieve positivo durante el depósito de los conglomerados de Moraleda. Esta barrera natural condicionó el trazado del cauce fluvial (Figura 11), suministro de sedimento tamaño arena y permitió una reparación neta en

tre los conglomerados de procedencia sur (Bética) y norte (Subbética).

En el escarpe de Moraleda no aflora el tramo inferior de conglomerados que tal vez este cubierto debido a deslizamientos importantes de la parte superior de la serie. Este tramo aparece en el río Cacin en las proximidades de la presa de derivación. Entre sus características hay que indicar menor tamaño de grano y relación grava/arena menor que la que veremos en el escarpe de Moraleda. Su potencia es de 15 metros y las facies sedimentarias encontradas Gt, St, la asociación Gm/Sh es subordinada, y lo mismo se puede decir de algunas intercalaciones finas de facies Fl. A veces se puede observar secuencias completas Gm/Sh-Gt-St-Fl.

Los tres tramos superiores afloran en el escarpe que se extiende entre Moraleda y el Turro (Figura 16). Este escarpe muestra secciones con distinta orientación en relación con la dirección deducida para el sistema fluvial (N310E), y los perfiles levantados en dichas secciones muestran la secuencias y asociaciones de facies características (Figura 16).

4.2.1. Tramo B.

Se ha encontrado exclusivamente en el perfil de los Acueductos levantado hacia la parte central del escarpe. Su base es erosiva sobre la facies de llanura de inundación infrayacentes y su techo es una superficie

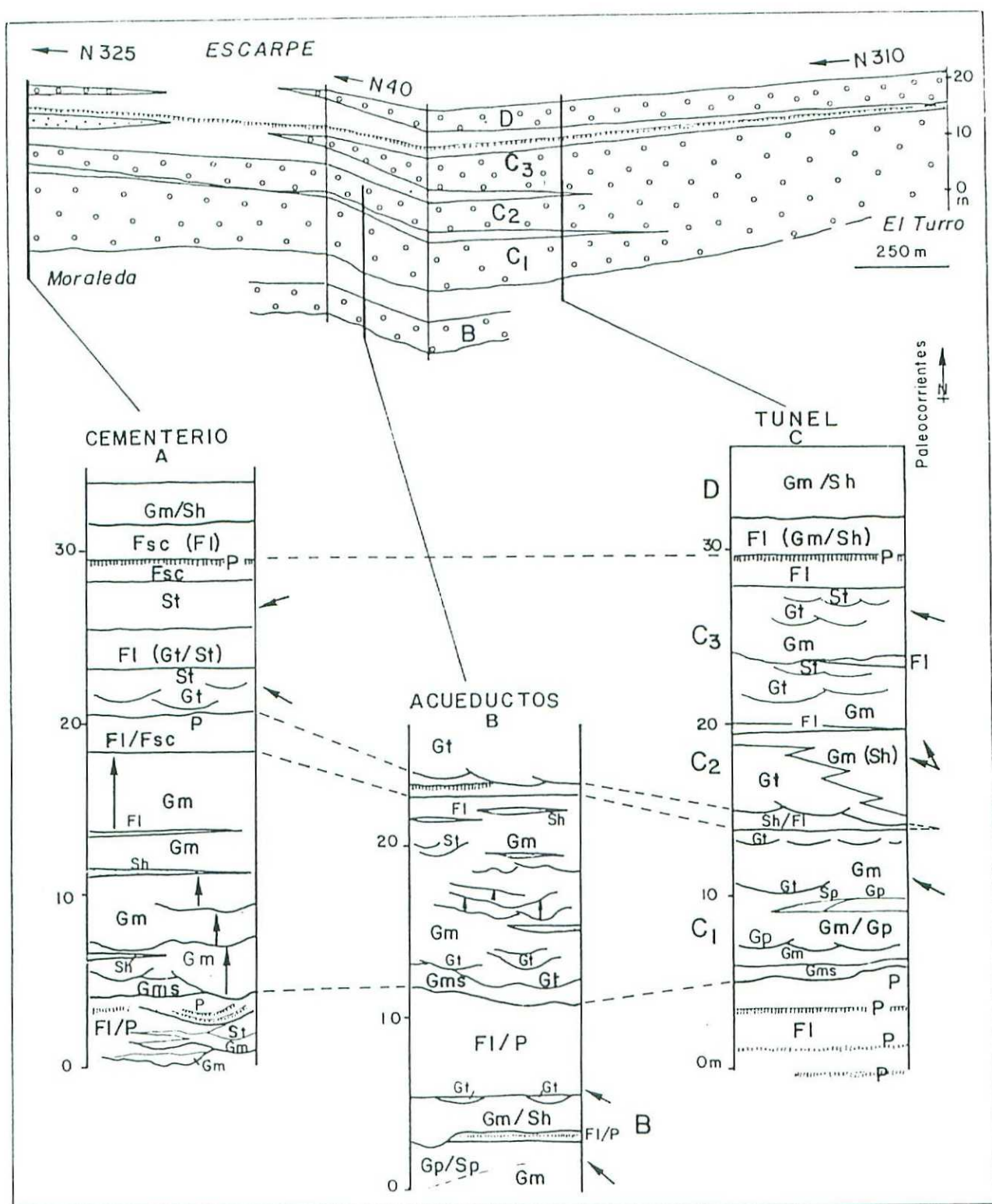


Fig.16.- Arriba, esquema de las relaciones de facies en el escarpe de Moraleda de Zafayona. Abajo, tres secciones de detalle (Véase la fig. 11). Las flechas verticales en el interior de las secciones indican secuencias granodecrecientes. El significado de las siglas se explica en la tabla 1. (Modificado de Fernandez y Dabrio 1983).

aproximadamente plana. Las facies dominantes son Gm y mi noritariamente Sh, Gp, Sp y Gt, se organizan en dos unida des fundamentalmente conglomeraticas separadas por una-- intercalación de facies finas (Topstratum), intensamen-- te edafizadas. Se trata de dos episodios de formación de barras longitudinales separadas por un intervalo de aban-- dono de canal con asentamiento de finos .

La mitad inferior del tramo B representa un-- magnifico ejemplo de desarrollo y crecimiento de barras-- en el que sobre un nucleo constituido por facies Gm. se-- supoerponen episodios de gravas finas y arenas con estra tificación cruzada de bajo y alto angulo (Figura 17). Es te dispositivo es el resultado de la migración oblicua - de la cabeza y nucleo conglomeráticos de la barra sobre-- la cola materializada por sedimentos finos con estratifi cación cruzada.

Cada ciclo grava-arena representa un ciclo-- crecida-decrecida del flujo, de manera que durante la - fase de crecida son transportadas todas las fracciones-- disponibles y solo se depositan las mas groseras (gra-- vas), mientras en la fase de decrecida se depositan las arenas.

4.2.2. Tramo C.

En el tramo C es en el que existen mejores-- afloramientos y el que mayor información ha proporciona do respecto al funcionamiento de los canales.

En el sector de Moraleda muestra características de un sistema relativamente proximal. Se diferencian tres paquetes de conglomerados separados por intercalaciones de materiales finos de llanura de inundación, los cuales encuentran de espesor hacia el norte (a la vez -- que se acuñan los paquetes de conglomerados superiores, - C_2 y C_3), y disminuyen hasta desaparecer hacia el sur -- donde se unen los tres paquetes de conglomerados (Figura 16).

El paquete INFERIOR C_1 , corresponde a la implantación del canal que va acompañada con frecuencia por el depósito de facies de conglomerados desorganizados (Gms) a los que siguen facies Gm con algunas posadas de Sh. -- Asociadas con las facies Gm aparecen puntualmente Gp y - Sp y hacia el techo y de forma subordinada, facies Gt, - St y Fl.

En el paquete INTERMEDIO C_2 son dominantes facies Gt que representan unas veces el relleno de paleocauces y otras dunas que migran por el fondo. En el techo y -margenes del canal las facies Gt desaparecen y existe una asociación de facies consistente en fravas con pasadas de arenas (Gm/Sh).

En el paquete SUPERIOR C_3 se reconoce una secuencia característica Gm-Gt-St que se repite varias veces intercalando pasadas de facies Fl. Las paleocorrientes deducidas se sitúan siempre en el cuarto cuadrante, - con valores dominantes alrededor de N300E.

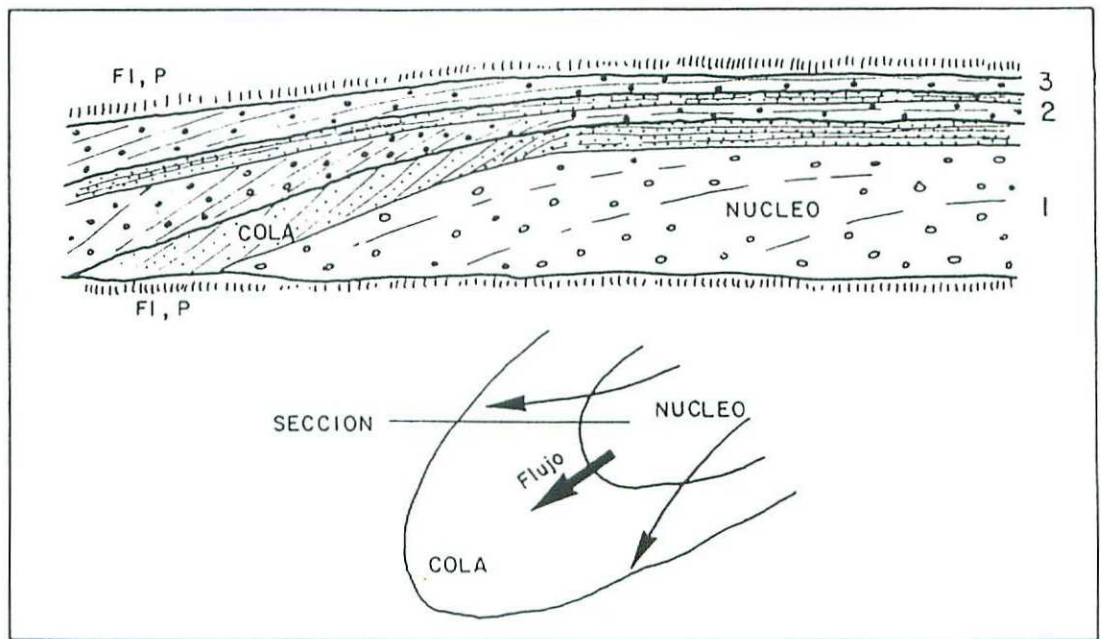


Fig.17.- Modelo conceptual de crecimiento de una barra en el tramo B de conglomerados (sección de los Acueductos) con tres episodios constructivos (nums. 1, 2 y 3) separados por superficies de erosión.

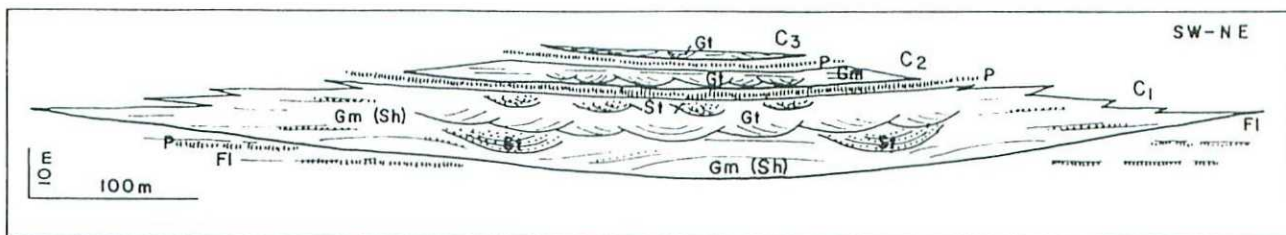


Fig. 18.- Reconstrucción del canal para el tramo C.

Un magnifico corte de este tramo se encuentra en el Tajo del Moro y en la cota 619. Allí se muestra una panorámica completa del canal y de las facies de llanura de inundación asociados, en cortes orientados NE-SW, o sea, aproximadamente perpendicular a la dirección del canal en este sector. A partir de ellase ha podido (FERNANDEZ-y DABRIO 1983) deducir: la estructura interna, -- los procesos de relleno y las diemsniones del canal (anchura 750 m y profundidad 17 m, Figura 18). Los conglomerados estan encajados en facies de llanura de inundación subaereas fuertemente edafizadas y se diferencian los paquetes de conglomerados, separados por intercalaciones de materiales finos edafizados, equivalentes a los descritos en el escarpe de Moraleda.

En perfiles levantados en Venta Nueva (Figura 19), cruce de Salar (Figura 20) y Loja (Figura 21) es difícil establecer la correlación entre los distintos tramos conglomeraticos entre si y con los establecidos en el sector de Moraleda, por lo que la correlación efectuada debe considerarse como meramente orientativa. Además-- la paleogeografia desde el sector de Venta Nueva hacia el oeste ha cambiado sustancialmente, pues la morfologia predeposicional (paleovalle) ha desaparecido o al menos está muy amortiguada ya que el relieve creado por el levantamiento del Trias han desaparecido, lo que se va a traducir en a) una mayor amplitud de los cauces fluviales, unido a una mayor subsidencia, se traduce en que varios tramos de conglomerados separados por facies de llanura de inundación pueden ser equivalentes a un único -- tramo del sector de Moraleda. b) Desaparecida la barrera

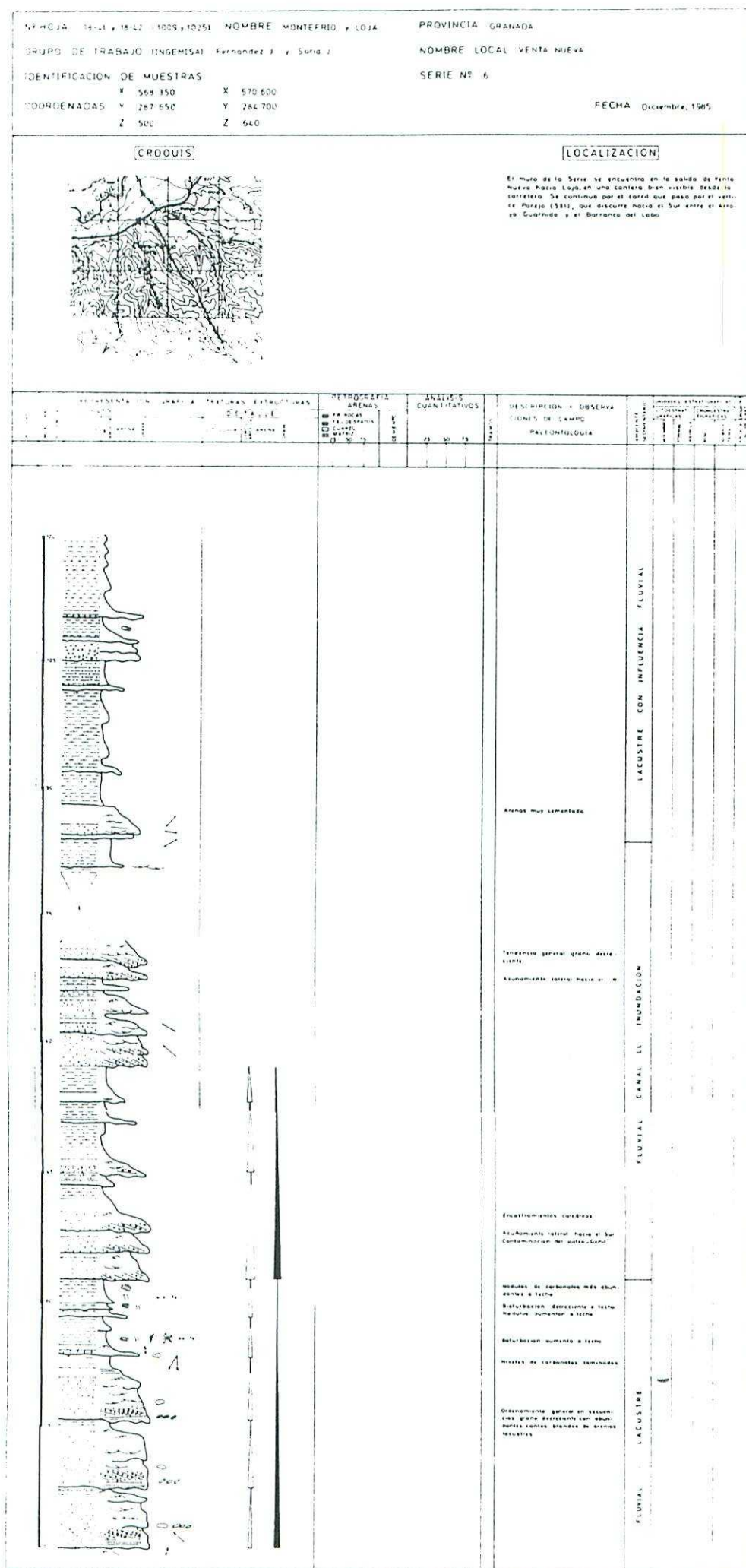


Fig. 19.

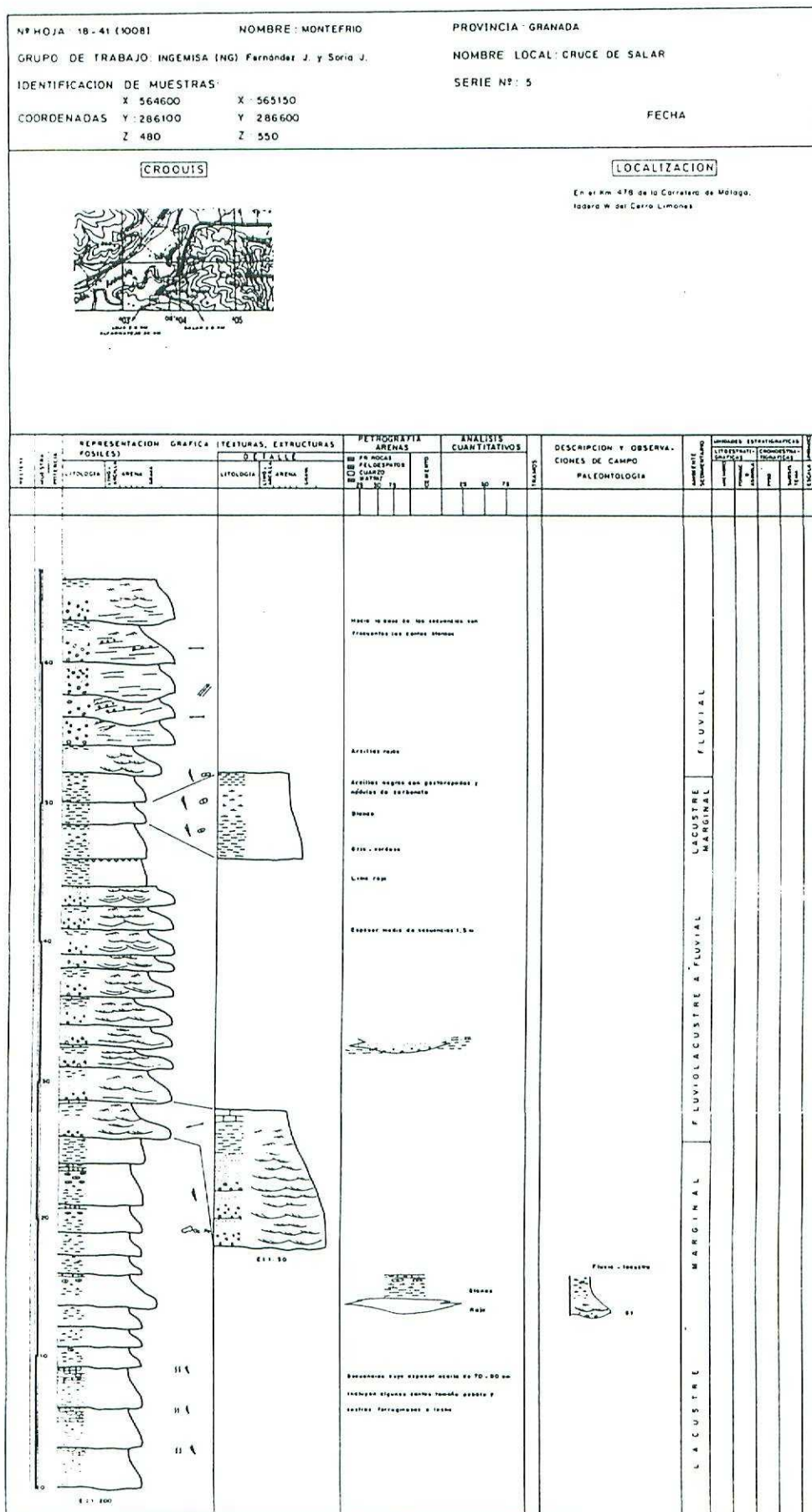



Fig. 20.

NOMBRE LOCAL: NOMBRE LOCAL		PROVINCIA: GRANADA
GRUPO DE TRABAJO: INGENIERIA (ING) Fernandez J y Sergio J		NOMBRE LOCAL: ALMACEN BUTANO DE LUGA
IDENTIFICACION DE MUESTRAS:		SERIE Nº:
COORDENADAS:	X Y Z	FECHA: Diciembre 1985

[CROQUIS]



[LOCALIZACION]

Cuerpo ubicado en el camino de acceso al túnel de Butano de Luga

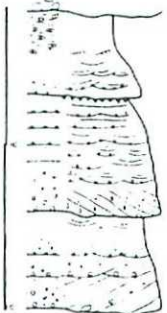
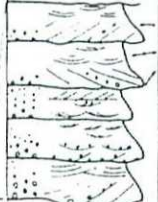
REPRESENTACION GRAFICA (FEATURAS ESTRUCTURAS)		PETROGRAFIA ARENAS		ANALISIS CUANTITATIVOS		DESCRIPCION Y OBSERVACIONES DE CAMPO PALEONTOLOGIA	UNIDADES ESTRATIGRAFICAS			
LITOLOGIA	ARENA	LITOLOGIA	ARENA	FRAGM.	GRANOS		LITOL.	LITOL.	LITOL.	LITOL.
										

Fig. 21

(Trias) que separaba el paleo-Cacin y el Paleo-Genil se puede producir la unión de ambos cauces al menos temporalmente y con ello la contaminación de las facies resultantes. c) Las circunstancias indicadas en los párrafos anteriores suponen un cambio en la arquitectura de las facies fluviales resultantes y una mayor importancia de las lacustres.

En el sector de Venta Nueva el tramo C está magníficamente expuesto en numerosas canteras diferentemente orientadas respecto del cauce fluvial, lo que permite estudiar los distintos tipos de facies y si evolución lateral y vertical (Figura 22) .

A partir de este análisis se deduce una secuencia tipo (Gm/Sh-Gt.St-Fl) que representa la disminución de energía desde el talweg al techo de las barras y un modelo de facies comparable al curso proximal de algunos ríos braided actuales, por ejemplo al río Donjex (RUST 1972 y 1975) o algunas unidades de conglomerados antiguos. Tales como la formación Malbaie del Devonico de Canadá (RUST--1977).

El perfil recogido en la figura 19 se ha levantado unos 500 m aguas abajo del afloramiento sintetizado en la figura 22. En este el tramo C de conglomerados está integrado por numerosas secuencias (Gm/Sh,-Gt-St-Fl) positivas correspondientes a etapas de relleno de canal, las cuales se integran en megasecuencias, -- también positivas ligadas a la migración del cauce fluvial. La base de las secuencias elementales está consti

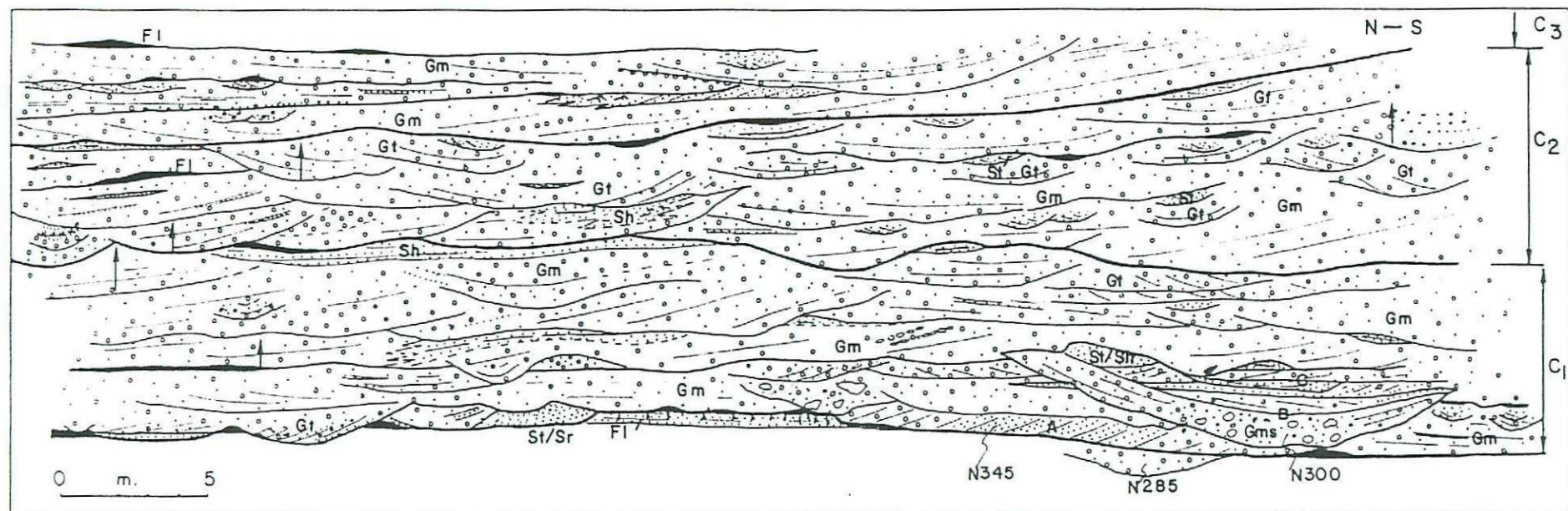


Fig. 22.- Esquema de la cantera de Venta Nueva, en una sección sensiblemente perpendicular a la dirección del flujo . Los intervalos C₁ y C₃ se caracterizan por el predominio de facies Gm y el C₂ por el de Gt . Las flechas verticales indican secuencias granodecrecientes y se han usado las mismas siglas que en la tabla 1. (modificada de Fernandez y Dabrio 1983).

tuida por facies Gm/Sh que incluyen frecuentes cantos blandos de arcillas lacustres. Estas facies construyen magnificos ejemplos de barras (DABRIO Y FERNANDEZ 1983) con superficies de avalancha bien desarrolladas (MIALL-1981) a favor de los cuales se desarrollan facies Gp .- Las secuencias terminan con arcillas y margas con frecuentes nódulos de carbonato y a veces niveles laminados .

La parte alta de lo que hemos considerado - tramo C en este sector, muestra un banco integrado por varias secuencias de relleno de canal que no incluyen facies lacustres en el techo. En este banco se observan gran cantidad de cantos nevado-filabridos por lo que la cotaminación del paleo-Genil es clara.

De acuerdo con estas observaciones hemos -- interpretado el banco inferior del tramo C como un depósito fluvio-lacustre y el banco superior como fluvial por consiguiente para este momento deposicional el margen del lago debia situarse justamente en Venta Nueva.

En el cruce de Salar (Figura 20) el tramo de conglomerados tiene características similares a las descritas en Venta Nueva, con secuencias fluvio-lacustres hacia la base y típicamente fluviales hacia el techo. El tamaño de grano en conjunto es menor y las barras han sido sustituidas por dunas que migran por el fondo de los canales. El infrayacente de este tramo es una serie lacustre con influencia fluvial. Aguas abajo hacia Loja este tramo de conglomerados probablemente--

se hunde bajo los materiales lacustres.

4.2.3. Tramo D.

En el sector de Moraleda constituye el techo de la serie y muestra una asociación de facies Gm/Sh, - propia de migración de barras longitudinales. Hacia Venta Nueva este tramo esta representado por un banco de - conglomerados integrado por varias secuencias positivas las mas bajas de las cuales constan de Gm/Sh-Gt-Sr, mientras que las más superiores empiezan por facies Gt. Similares características presenta este tramo en el Cruce del Salar, en donde en la base de las secuencias son - frecuentes los cantos blandos. Por último junto al almacén de butano de Loja (Figura 21) aparece un paquete de conglomerados que por su posición podría corresponder - el tramo D. Su tamaño de grano es menor y la relación--grava/arena, también, menor, respecto de otros puntos--de observación, Las secuencias son similares a las observadas en el cruce de Salar, aunque de menor energía: secuencias granodecrecientes que se inician con el desarrollo de barras con superficies de avalancha bien desarrolladas, sobre las que vienen artesas relacionadas al relleno de paleocauces que migraban continuamente y a - techo arenas con ripples y arcillas con abundantes nódulos de carbonato.

La secuencia tipo deducida para este tramo - seria similar a la indicada para el tramo anterior Gm/-Sh-Gt-St-Sr-Fl.

4.3. INTERPRETACION.

Como el banco mejor expuesto y con mayor continuidad lateral es el tercero, en él se ha efectuado la mayoría de las observaciones. La secuencia más representativa consiste en (Gm)-Gm-Sh-Gt-St-F1 (Figura 23) con un espesor de tres a seis metros. Esta secuencia de energía decreciente refleja el depósito en las diferentes partes de las barras que crecen y migran en el canal y se caracteriza por la disminución de la energía desde el talweg al techo de las barras. Se repite varias veces en el banco, separadas por cicatrices erosivas que pueden eliminar algunos de los términos. Es decir, la compleja estructura interna del banco (en realidad de todos los niveles conglomeráticos citados) evidencia una historia sedimentaria asimismo compleja; con sucesivas fases de relleno de canal asociadas al crecimiento de barras y erosiones parciales debidas a la aparición y desplazamientos laterales de nuevos canales, todo ello en un cauce fluvial con zonas activas e inactivas cuya posición variaba de continuo. Finalmente el cauce era abandonado y quedaba cubierto por los depósitos finos de la llanura de inundación (Figura 23).

Las facies sedimentarias dominantes son las Gm. resultado del desarrollo de barras longitudinales -- Las facies Gt son muy subordinadas y representan, generalmente, el relleno de pequeños canales entre barras o excavados sobre ellos, y solo en algunos casos dunas que migran sobre el fondo. Las facies F1 representan el techo (topstratum) de cada ciclo cuando el cauce activo --

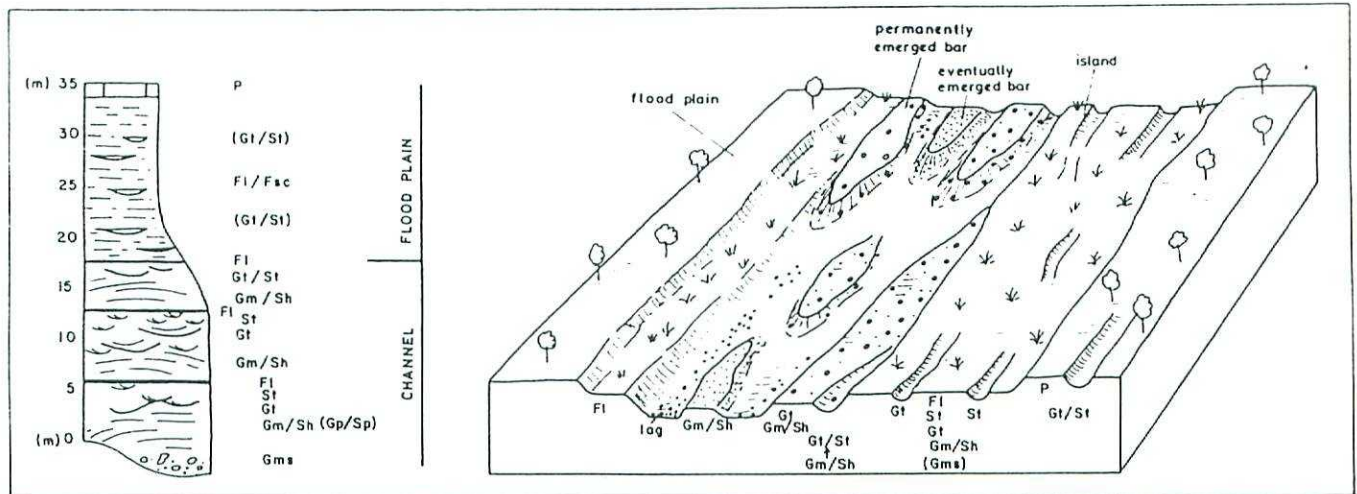


Fig. 23.- Modelo conceptual que resume los principales elementos morfológicos, las grandes bedforms (barras) en los canales principales y la secuencia de facies que caracteriza cada parte del sistema fluvial. Se incluye, también, la sección estratigráfica tipo que cabría esperar después de una etapa de relleno y migración del cauce sobre la llanura de inundación.

cambia de posición y el antiguo queda inactivo .

4.4. ARQUITECTURA FLUVIAL.

La arquitectura fluvial y la distribución de facies varia con la distalidad del sistema aluvial (Figura 24).

En las areas proximales, donde el sistema estaba confinado en un paleovalle, existen canales bastante rectos en los que el depósito se realizaba en condiciones de elevada energia, y llanuras de inundación con zonas vadosas bien desarrolladas y con vegetación.

En los rellenos de canales la relacion grava/arena es muy elevada y dominan los conglomerados desorganizados (Gms) que pasan lateral o verticalmente a conglomerados imbricados con estratificación cruzada de bajo ángulo (Gm) asociados a niveles de finos de arenas con laminación paralela (Sh) . En conjunto, corresponden a secuencias depositadas en barras bajas muy planas con frentes de tipo riffle, donde las grandes variaciones de la descarga generan microsecuencias FU separadas por superficies erosivas.

Las facies de llanura de inundación son predominantemente areno-arcillosas, con niveles muy continuos lateralmente de edafización y desarrollo de nodulos carbonatados. Intercalados se encuentran bancos lenticulares de gravas y arenas que corresponden a rellenos de ca

nales cuyo tamaño y tiempo de ocupación son menores que los de el canal principal y cuyas direcciones de paleo-flujo pueden ser paralelas u oblicuas a las de aquellos. Otros bancos tienen morfología tabular y consisten en - nivelillos de gravas de base neta erosiva o en capas -- de arenas muy bioturbadas cuyo origen se liga a desbordamientos en épocas de crecida e inundación.

En las areas distales, donde el sistema esta ba solo parcialmente confinado, los canales eran algo - más sinuosos y con barras que dividian el cauce, todo - ello en el seno de una llanura de inundación con un nivel freatico muy alto o encharcada, donde se producian- procesos de hidromorfismo y precipitación de carbonatos lacustres.

El flujo en los canales tenia lugar en condiciones de energia mas baja que en las áreas proxima- les, lo cual genera rellenos caracterizados por una re lación grava/arena mas baja que las anteriores y suce- siones de facies de tipo Gm/Sh- Gt-St-Fl, debidas a la construcción generalizada de barras provistas de caras de avalancha a cuyo favor se depositaban cuñas de sedi- mento que hacian migrar la barra. Los altibajos en el- caudal quedan registrados en superficies erosivas a di versas escalas, en superficies de reactivación y en mi crosecuencias granodecrecientes (FU).

Las facies de llanura de inundación son de- tamaño de grano algo mas fino (por termino medio) que- las de áreas proximales, e incluyen niveles arcillosos

grisaceos bioturbados y afectados por hidromorfismo, y - bancos carbonatados con faunas de gasterópodos lacustres. Se encuentran también rellenos de canales arenosos menores y bancos tabulares (?) de desbordamiento semejantes, en general, a los tratados antes.

Se asume que la tasa de acreción vertical del sistema aluvial era elevada pues la migración de canales secundarios dentro del cauce mayor no suele conducir a - la remoción total de las barras adyacentes, sino que se respetan las partes bajas de las secuencias. A una escala mayor, los rellenos de canales mayores se superponen en la vertical separados por paquetes, a veces de considerable espesor, de facies de llanura de inundación. Ello hace pensar en una subsidencia continua que casi se compensan con el depósito de materiales fluviales. Probablemente la velocidad de subsidencia creció con el tiempo hacia las partes más meridionales o proximales dando lugar a que las facies de llanura de inundación de tipo "distal" (con nivel freático alto) se expandiesen en esa dirección.

Una posible explicación de este hecho es que alrededor de la masa diapírica de Láchar debió formarse - una zona deprimida anular, pero el hecho tiene mayor alcance pues las facies de backswamp o llanura encharcada se extendieron hacia el norte y el sur durante el Plioceno II-Cuaternario I, a partir de las áreas más subsidentes que se situaban a lo largo del actual río Genil (SANZ DE GALDENAO, 1980). Quizá pueda argumentarse que todo esto sea un efecto aparente producido por un ascenso del - nivel freático en las zonas meridionales, sin mayor cone

xión con fenómenos de más alcance, pero parecen existir demasiados rasgos que apuntan a un proceso mayor.

Los controles mayores del deposito son (1) - el área fuente, situada a cierta distancia hacia el sur en relación con el borde activo meridional de la Depresión, (2) la existencia de paleovalles de elongación -- aproximada sur-norte, controlados por líneas de subsidencia probablemente relacionadas con fracturas, que -- son las responsables de la marcada superposición de los cuerpos canalizados en el mismo plano vertical longitudinal respecto al paleovalle (por si fuera poco, las direcciones de los valles aluviales de hoy día son también sur-norte y el propio Río Cacán se encaja en los depósitos aluviales estudiados siguiendo un curso casi idéntico al de los canales que se han presentado más atrás); - (3) las masas diapíricas y las zonas de fractura causantes de levantamientos y subsidencias locales dentro de la cuenca plio-cuaternaria; (4) las grandes líneas de fractura que controlan el desagüe de la Depresión entre la Sierra Gorda de Loja y el Hacho y (5) el clima templado con precipitaciones estacionales.

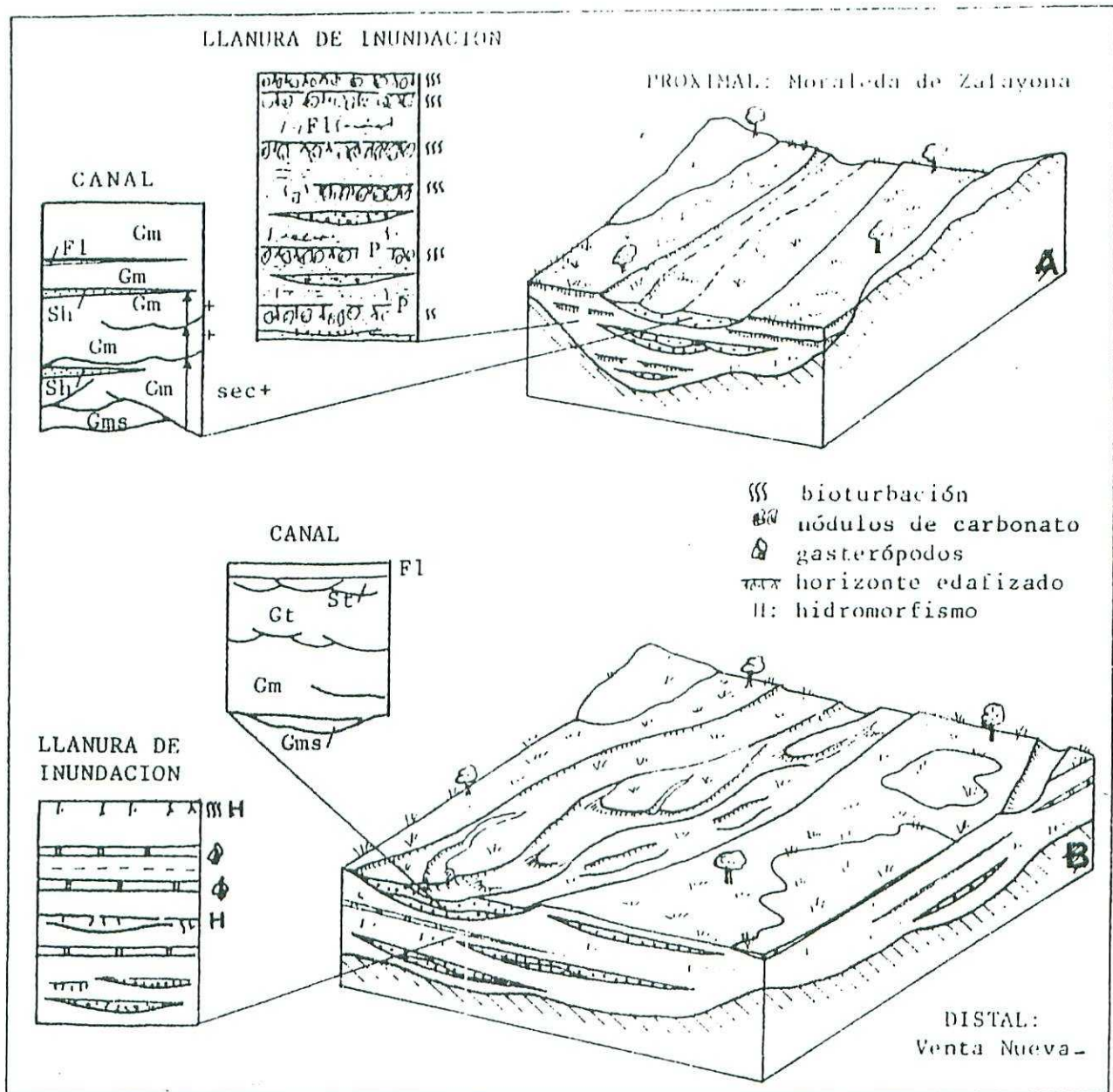


Fig. 24

5.- DEPOSITOS DE PROCEDENCIA NORTE Y DE SIERRA GORDA

5.- DEPOSITOS DE PROCEDENCIA NORTE Y DE SIERRA GORDA

Se incluyen en este apartado un conjunto de abanicos aluviales que descienden desde el borde norte y conectan distalmente con los lagos del Cubillas, Brácana y lago de Salar; con este último tambien conectan algunos abanicos procedentes de Sierra Gorda.

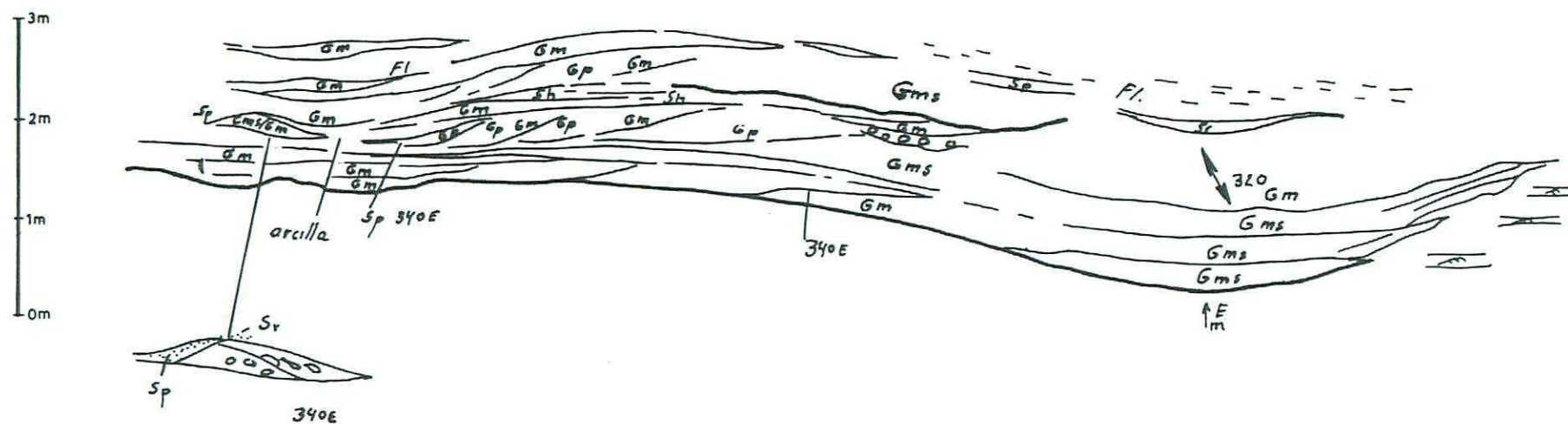
Estos abanicos son de dimensiones reducidas tanto en espesor como arealmente y desde el punto de vista cronológico más recientes que los conglomerados de Moraleda y las formaciones del borde oriental de la Depresión.

En los abanicos de procedencia norte (subbética) es difícil realizar observaciones con un cierto grado de detalle pues estan muy cubiertos y además la red de drenaje actual esta encajada, con lo que no se dispone de

cortes.

Algunas observaciones puntuales permiten re-
conocer conglomerados desorganizados (facies Gms) debidos
a flujos viscosos en las proximidades de los relieves sub-
béticos y por consiguientes con facies muy proximales (a-
banico interno). Más alejado del área fuente, en la zona
de Caparacena, encontramos conglomerados con estratifica-
ción horizontal e imbricación (facies Gm) y localmente --
estratificación cruzada (facies Gp); corresponden en con-
junto a depositos de barras longitudinales que estan bien
desarrolladas en los rios braided (p.e. en el paleo-Cacin)
Estas facies se pueden desarrollar en el abanico medio y-
conectar directamente con las facies lacustres, por lo que
se podria hablar tal vez mas correctamente de abanico del-
taico (fan delta).

A la entrada de Loja, en un corte de carre-
tera se pueden reconocer (Figura 25) las características
de un pequeño abanico procedente de Sierra Gorda. Se ob-
servan depósitos de flujos viscosos (facies Gms) que la-
teralmente y aguas abajo evolucionan a depósitos de flujos
fluidos, en los que se reconocen magnificos ejemplos de-
barras, (facies Gm) con superficies de avalancha bien de-
sarrollada (facies Gp). Cuando tiene lugar la decadencia
del flujo se produce el deposito de la arena sobre (fa-
cies Sh), o en el frente (facies Sp) de las barras, y final-
mente en condiciones de descarga baja el asentamiento de
arcillas en las partes más deprimidas. Las sucesivas fa-
ses de deposito originan el apilamiento de barras y de -
las facies implicadas en un desarrollo y migración.



Asociacion de facies en los depositos de abanico
deltaico procedentes de Sierra Gorda

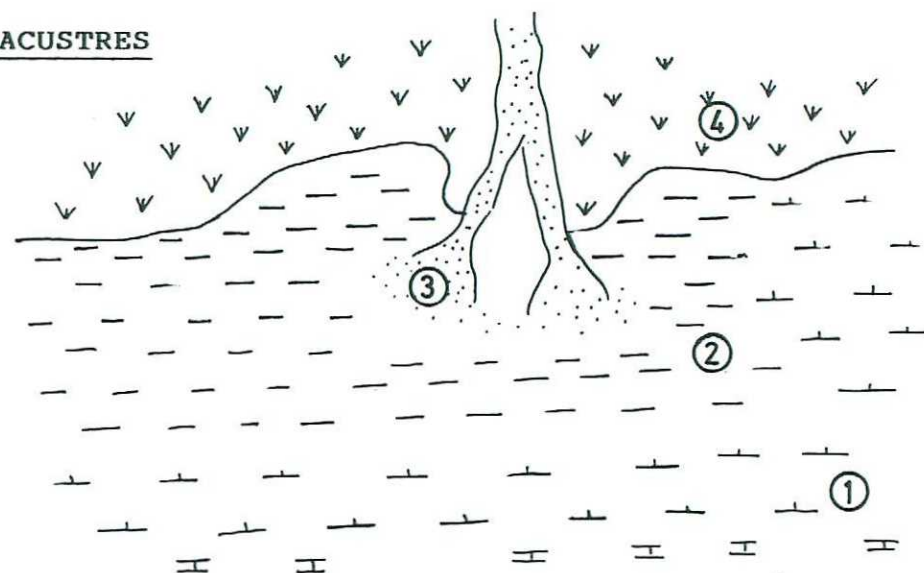
Cuando el abanico migra lateralmente a algunas áreas donde la sedimentación habia sido abundante, pasa a ser lugares de deposito de materiales finos (facies Sr y Fl).

6.- DEPOSITOS DE CENTRO DE CUENCA (Lacustres)

6.- DEPOSITOS DE CENTRO DE CUENCA (Lacustres)

Los sistemas aluviales descritos en apartados anteriores discurrían hacia las zonas de máxima subsidencia que estaban ocupadas por lagos presumiblemente poco profundos (lagos del Cubillas, Bracana y Salar). Las figuras 12, 14, 15, 19 y 20 muestran series parciales de los principales tipos de facies y secuencias lacustres, y la figura 26 es un esquema interpretativo de los principales tipos de facies y secuencias. Estas son: 1) margas con abundantes nodulos de carbonatos y calizas con gasterópodos, contienen abundantes óxidos de hierro y bioturbación. Pueden localmente incluir niveles oncolíticos y travertínicos. 2) Arcillas carbonosas con gasterópodos. 3) Arenas y/o gravas finas de origen fluvial. Estas facies se organizan en secuencias positivas que empie

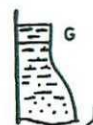
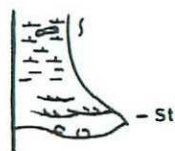
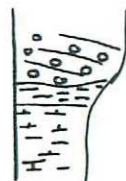
FACIES Y SECUENCIAS LACUSTRES



FLUVIO-LACUSTRE

PANTANOSA

LACUSTRE



1.- Margas y/o calizas

2.- Arcillas carbonosas

3.- Arenas o gravas finas fluviales

4.- Llanura de inundación edafizada.

Figura 26

zan por arenas y/o gravas finas que pueden tener estratificación cruzada; estos pasan a arenas finas, y a -- partir de aquí la secuencia puede evolucionar a margas con contenido en carbonatos crecientes a techo hasta - el grado de calizas, o bien sobre las arenas finas y/o limos podemos encontrar arcillas carbonosas. En algun- caso podemos encontrar secuencias negativas debido a - la progradación de un pequeño lobulo deltaico sobre -- las facies lacustres marginales.

7.- CONSIDERACIONES GENERALES

7.- CONSIDERACIONES GENERALES

Como decíamos al empezar este informe la Depresión de Granada es una cuenca intramontañosa situada a caballo entre las Zonas Internas y Externas de las Cordilleras Béticas. Su relleno se inicia en el Serravalliense-Tortonense y los depocentros han ido desplazándose hacia el norte. Ha sido a partir del Turoliense terminal cuando el relleno de la Depresión se ha realizado merced a sistemas aluviales relacionados con sus bordes. Este relleno ha estado fuertemente condicionado por la paleogeografía de la cual hemos de resaltar algunos rasgos fundamentales: a) Focos subsidentes que han funcionado durante todo el Plio-cuaternario como zonas lacustres hacia las cuales drenaban los sistemas aluviales. b) Determinadas barreras naturales

relacionadas con el ascenso diapirico de los materiales del Trías y c) Actividad tectónica en los bordes de la cuenca.

En este contexto durante el Plioceno inferior tenemos dos grupos de sistemas aluviales principales. Uno de estos grupos estaria integrado por los sistemas aluviales que drenaban Sierra Nevada, y las Sierras de Alfacar, Cogollos y Arana. Estos sistemas construian abanicos aluviales cuyas características son comparables a los ejemplos descritos en climas húmedos, y en sus partes distales interferian unas veces con partes distales de otros abanicos (lo que ocurre en el Fargue) y la mayor parte de los casos con depósitos de zonas lacustres, en este sentido es especialmente importante el caso del paleo-Genil que drenaba Sierra Nevada construyendo los grandes abanicos de la Formación Alhambra y que distalmente se hundia y nutria de sedimentos terrigenos el lago de Brácan (Figura nº 27 A). Por este tiempo en la parte occidental de la Depresión un sistema fluvial de tipo braided (el paleo-Cacin) era muy activo. Su curso estuvo fuertemente controlado por la paleogeografía predeposicional (paleovalle) dibujada por el hundimiento de las calizas pontienses, por el sur, y el relieve creado por el trias al norte; distalmente el paleo-Cacin conectaba con el lago de Salar.

En un momento ligeramente posterior, -- cuando la cuenca estaba parcialmente rellena tiene lugar la generación toda una orla de abanicos aluviales relacionados con la actividad tectónica en el borde -

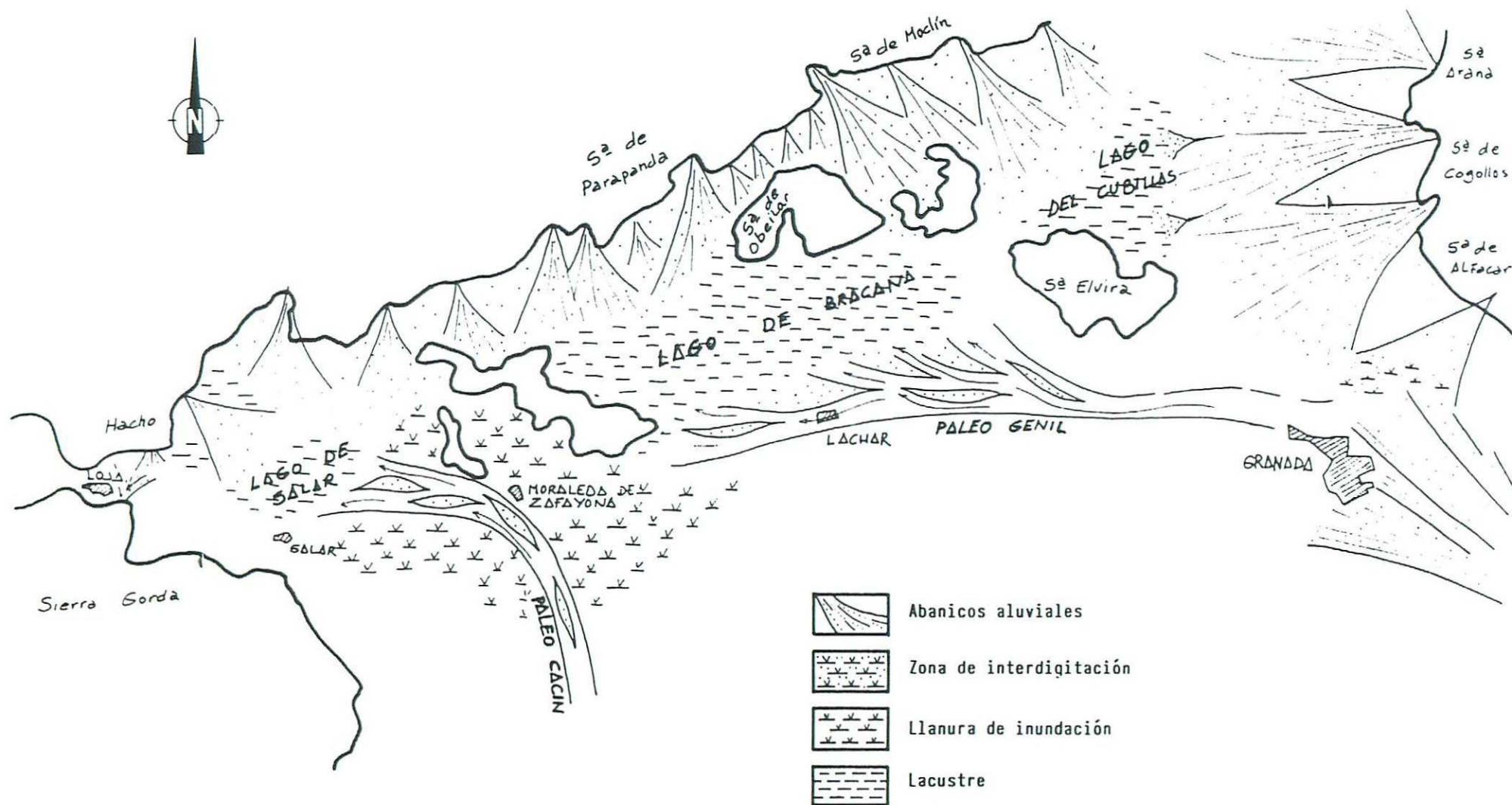


Fig. 27 A

norte de la Depresión y en el borde de Sierra Gorda. - Abanicos de dimensiones notablemente menores, algunos de los cuales debían conectar directamente con zonas lacustres en un dispositivo de tipo abanico deltaico - (fan delta). Durante esta época todavía eran activos - el paleo-Cacín y el paleo-Genil. Este último con una paleogeografía más homogénea y con menos obstáculos -- pudo extenderse (Figura nº 27 B) hasta más hacia el -- oeste de Huertor Tajar, donde eliminadas las barreras naturales se unía, al menos temporalmente, al paleo-Cacín. Finalmente el relleno de la Depresión termina con algunas formaciones travertínicas y de calizas oncolíticas en los lagos residuales.

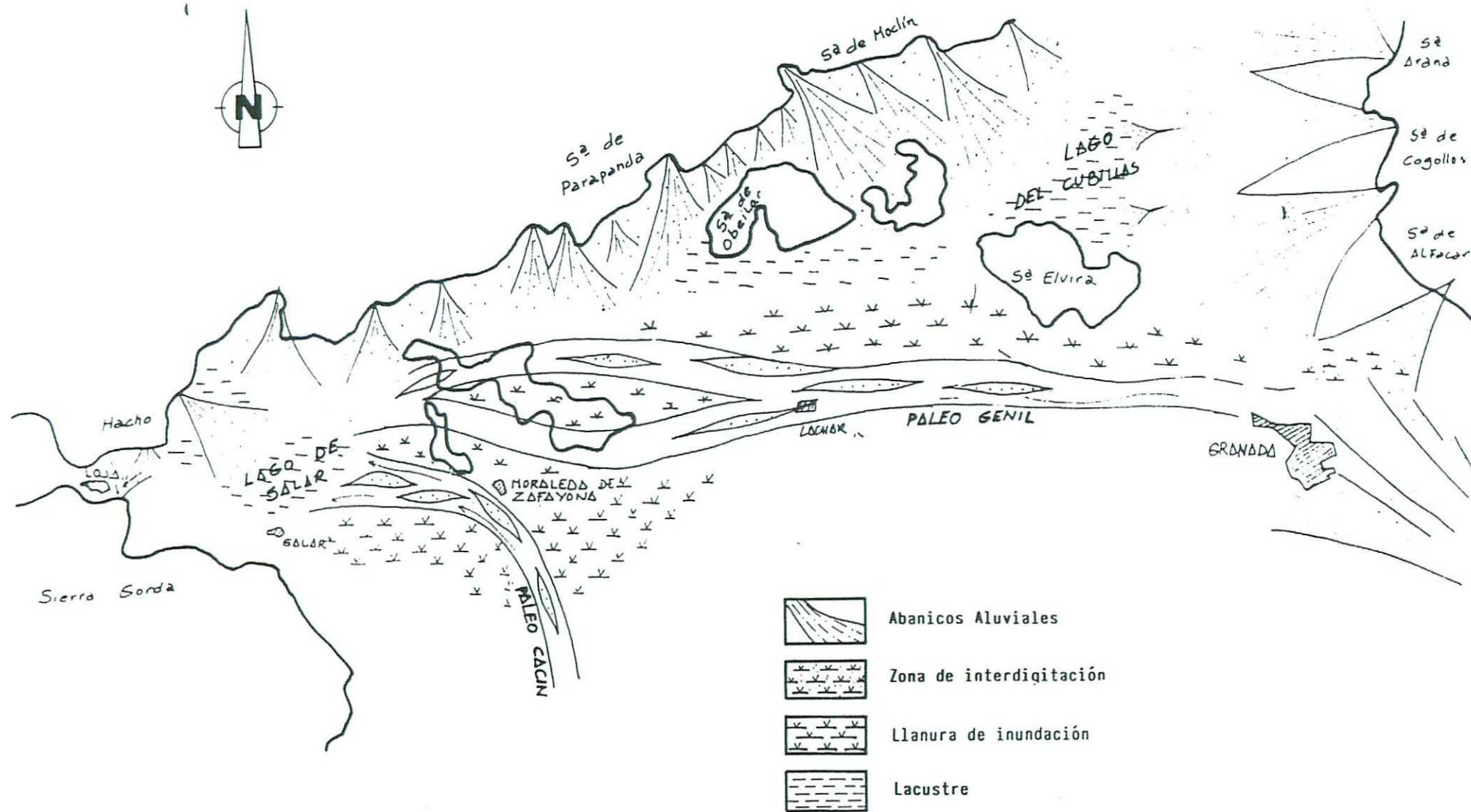


Fig. 27 B

8.- BIBLIOGRAFIA

BIBLIOGRAFIA

DABRIO, C. J. y FERNANDEZ, J. (1983 a): Genesis y evolución de barras conglomeraticas en un rio de baja sinuosidad (Depresión de Granada, España). Mediterranea, 2, 3-28.

DABRIO, C.J. y FERNANDEZ, J. (1983 b): Estructura interna en barras de rios trenzados conglomeráticos. Libro - Comunicaciones del IX Congreso Nal. de Sedimentología, - Menorca 1.13-1.16

FERNANDEZ, J. y DABRIO, C.J. (1983 a): Los conglomerados de Moraleda: un modelo de sistema fluvial de tipo braided (Depresión de Granada, España). Estudios Geol. 39, 53-69.

FERNANDEZ, J. y DABRIO, C.J. (1983 b): Secuencias proximales y distales en rios de baja sinuosidad. Libro de Comunicaciones del IX Congreso Nal. de Sedimentología, Menorca. 1.17-1.20.

GONZALEZ DONOSO, J.M. (1967): Estudio geológico de la -- Depresion de Granada. Tesis Doctoral Universidad de Granada (inérita).

GONZALEZ DONOSO, J.M. y VERA, J.A. (1969): Hoja Geológica a escala 1:50.000 de Loja (1025). IGME. 16 p.

MACGOWEN, J.H. GROAT, C.G. (1971): Van Horn Sandstone, West Texas: an alluvial fan model for mineral exploration. Bur Econ. Geol. Univ. Texas, Austin. Rept. Invest. No 72.

MEGIAS, A.G. (1982): Introduccion al analisis tectosedimentario: Aplicación al estudio dinamico de cuencas. 5º Congreso Latinoamericano de Geol. Buenos Aires. Actas I, 385-402.

MIALL, A.D. (1977): A review of the braided river depositional environments. Earth Sci. Revs. 13, 1-62.

MIALL, A.D. (1978): Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: A summary. En -- Fluvial Sedimentology (Ed. por A.D. Miall) Can. Soc. - Petrol. Geol. Memo. 5, 597-604.

MIALL, A.D. (1981): Alluvial sedimentary basins: tectonic setting and basin architecture. In : Miall, A.D. - (Editor), Sedimentation and tectonics in alluvial basins, with examples from North America. Geol. Assoc. - Can. Spec. Pap. 24.

RUST, B.R. (1972): Structure and process in a braided river. Sedimentology 18, 221-245.

RUST, B.R. (1975): Fabric and structure in glacio-fluvial gravels: in A.S. Jopling and B.C. McDonald (Eds), Glaciofluvial and Glaciolacustrine sedimentation, Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Pub. 23, 238-248.

RUST, B.R. (1977): The Malbaie Formation: Sandy and conglomeratic proximal braided alluvium from the Middle Devonian of Gaspé, Quebec: Geol. Soc. Am. Abs. With Prog. 9 313-314.

RUST, B.R. (1978): A classification of alluvial channel systems. En Fluvial Sedimentology (Ed. por A.D. Miall)-Can. Soc. Petrol Geol. Mem. 5, 187-198.

SANZ DE GALDEANO, C. (1980): La neotectonica del norte de la Depresión de Granada. Estudios Geol. 36, 255-261.

SANZ DE GALDEANO, C. VIDAL, F. Y DE MIGUEL, F. (1982): El sistema de fracturas de dirección N 10-30 E del borde occidental de Sierra Nevada (Cordilleras Béticas). Estudios geol. 38, 393-398.

STEEL, R. J. (1976): Devonian basins of western Norway - sedimentary response to tectonism and varying tectonic context. Tectonophysics 36: 207-224.

VERA, J.A. (1969 a): Estudio geológico de la Zona Subbética en la transversal de Loja y sectores adyacentes. - Tesis Doctoral Universidad de Granada Mem. IGME. nº 82-192 p.

VERA, J.A. (1969 b) Hoja Geológica a escala 1:50.000 de Montefrío (1008). IGME. 16 p.